

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаба 1:200 000

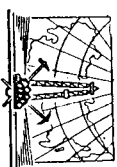
Серия Джугджурская

Лист N-53-11

Объяснительная записка

Составители: *Н. С. Шлак, А. С. Сурикова,
Н. Д. Зленко, Е. П. Турченева*
Редактор *В. Н. Мовшин*

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



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	14
Тектоника	33
Геоморфология	39
Полезные ископаемые	43
Подземные воды	52
Литература	53
Приложения	56

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-53-II, оранжиченная координатами — 55° 20'—56° 00' с. ш. и 133° 00'—134° 00' в. д., административно входит в Турро-Чумиканский и Аяно-Майский районы Хабаровского края.

Описываемая территория приурочена к западной оконечности горной системы хр. Джугджур. Осевая линия хребта, расположенная в центральной части площади, имеет широтное простирание и является водоразделом бассейнов рек Уян — Учур (северные моря) и Лимну — Джана (Охотское море). Максимальные отметки гольцовой зоны хребта не превышают 2020 м. От осевой линии хребта отступают многочисленные интенсивно расчлененные отроги, не имеющие четко выраженных конфигураций. Направление отрогов меридиональное или близкое к нему. Абсолютные высоты (1800—1700 м) по мере удаления от главного хребта постепенно снижаются. В долине р. Уян в приустьевых участках рек Сахарбак, Чалбук и Салурный абсолютные высоты холмистых гор и увалов не превышают 1100—1200 м.

Речная сеть района принадлежит в основном бассейнам двух крупнейших рек: Уян — на севере и Лимну — на юге, берущих свое начало, как большинство из многочисленных притоков, с хр. Джугджур. На востоке в пределах района заходят своими истоками рр. Курунг, Якона, Джана (бассейн Джаны), на северо-западе — верховья Тыркана, на северо-востоке — верховья Учюра. Все эти реки типично горные, с глубоко врезающимися узкими V-образными, иногда троповыми долинами и бурным водотоком (1—2 м/сек). Они труднопроходимы, особенно в паводок.

Климат района резко континентальный; в северной части более суровый, в южной — более мягкий. Зима продолжительная (8 месяцев), суровая. Лето жаркое, короткое (2 месяца). Минимальная температура (—33,9°) отмечена в январе, максимальная (+23,3°) — в августе. Общее годовое количество осадков не превышает 450—500 мм; основная их часть выпадает с мая по сентябрь. Характерны слабые ветры северных румбов со скоростью, не превышающей 3 м/сек. Повсеместно развита вечная мерзлота, что обусловило однообразие растительного покрова. В низкоровне (абсолютные отметки 1000—1200 м) развита листовичная тайга с густым подлеском из кедрового стланика и якутской березки; в средней зоне (до 1600 м) господствует нижний кедровый стланик и карликовая березка. На высотах свыше 1600 м — горная каменистая тундра с чахлой растительностью из мхов и лишайников.

В экономическом отношении район совершенно не освоен. Постоянное население отсутствует. Дорог и вывучных троп нет.

Ближайшая посадочная площадка — устье Джангина — находится в 25—30 км от восточной границы района. Ближайшие населенные пункты — пос. Алазиза и Чумикан — расположены в 160 км к югу.

На всю территорию листа имеется топографическая основа м.б.в. 1:100 000, 1:200 000, 1:500 000 и аэрофотоснимки м.б.а 1:60 000. Все топо-

1 Характеристика климата дается по многолетним данным метеорологической станции «Джана», расположенной в 40 км южнее рассматриваемой территории.

Редактор издательства И. Е. Дмитриева
Техн. редактор В. В. Романова
Корректор Т. М. Столярова

Подписано в печать 17/II 1969 г.
Печ. л. 3,75
Формат 60×90¹/₁₆
Тираж 100 экз.

Уч.-изд. л. 6,3
Заказ 04328

Издательство «Недра»
Ленкартфабрика ВАГТ

графические карты составлены стереофотограмметрическим методом. Качество аэрофотограммиков и степень их дешифрируемости удовлетворительные. Первые сведения, касающиеся геологии района, были получены в 1844 г. в связи с путешествием А. Ф. Милдендорфа «на север и восток Сибири». Им отмечено широкое развитие кристаллических пород, выступающих на огромном пространстве на р. Уян. После А. Ф. Милдендорфа геологическими исследованиями района в течение почти целого столетия никто не занимался. Лишь в 1936 г. О. П. Дудоровым были проведены маршрутные исследования по долине р. Уян. Материалы О. П. Дудорова были использованы А. К. Матвеевым (1942 г.) при составлении геологической карты м-ба 1:100 000 для бассейна р. Учур.

В 1949 г. В. А. Девченко и Н. А. Раков (ДВГУ, 1949 г.) провели геологическую съемку м-ба 1:500 000 на смежной с запада площади, захватив только самый юго-восточный угол рассматриваемой территории. В результате этих работ была составлена первая для этого района геологическая карта м-ба 1:500 000.

В 1955 г. в бассейне р. Маи-Половинной проводили геологическую съемку м-ба 1:1 000 000 В. Н. Мохкин и Ю. А. Альбов (1956ф). Результатом этих работ явилась довольно точная геологическая карта м-ба 1:1 000 000. Эта карта без существенных изменений вошла в геологическую карту м-ба 1:1 000 000 площади листа N-53, составленную Л. И. Красным в 1955 г.

В 1955 г. в бассейнах рек Салурный, Курунг, Якона проводились полевые работы на горных хребтах Дженинской геологической партии ДВГУ под руководством В. В. Насежкина (1956ф). Этот исследователь предложил к выводу о бесперспективности района в отношении хрусталеносности. В конце 50-х и начале 60-х годов на хребтах Станомом и Джуджуре проводились тематические исследования В. Н. Мохкиным (ВСЕГЕИ, 1961—1962 гг.). В результате этих работ было произведено расчленение докембрийских интрузивных образований на ряд интрузивных комплексов.

К числу работ, имеющих значение для понимания геологии района, относятся также тематические работы Г. Т. Татарнинова (1958ф), А. П. Лебедева и Н. В. Павлова (1957), занимавшихся изучением Джуджурской анортозитовой интрузии.

В 1956—1957 гг. Всесоюзным аэрогеологическим трестом произведена аэромагнитная съемка в м-бе 1:200 000 восточной части Алданского шита (Херувимова Е. Г. и др., 1957ф). На площади рассматриваемого листа этой съемкой выявлен ряд магнитных аномалий, генетически связанных с рудопроизводящими габбро-анортозитового массива.

В 1959—1962 гг. на площади листа проводилась комплексная геологическая съемка и поиски м-ба 1:200 000 геологами Алданской экспедиции ВАГТа (Штак и др., 1960—1961ф; Ремизов и др., 1963ф).

В 1962 г. на большей части территории листа были проведены также relaxционные маршруты авторами настоящей обзорной статьи.

В основу стратиграфического расчленения архейского метаморфического комплекса была положена стратиграфическая схема, разработанная Д. С. Коржинским и Ю. К. Дзевановским, уточненная и дополненная в результате исследований, проведенных Алданской и Сквородинской экспедициями ВАГТа (Штак и др., 1957ф; Казимин и др., 1960ф; Гиммельфарб и др., 1960ф). Для стратиграфии мезозойских вулканогенных образований использованы данные Л. И. Красного (1955).

В отношении металлогенности территории листа до последнего времени относились к числу очень слабо изученных.

После работ В. Н. Мохкина (1953ф), В. А. Сисоева (1957ф, 1958ф), В. Ф. Зубкова (1957ф), Н. С. Штак (1958ф) и других исследователей намечалась определенная металлогеническая специализация отдельных интрузивных комплексов рассматриваемого района. В тесной взаимосвязи с габбро-анортозитовой интрузией устанавливаются рудопроизводящие титана, железа, никеля. Устанавливается редкометаллическая минерализация сингических гранитоидов. В генетической связи с мезозойскими гранитоидами констатируется медная, медно-молибденовая и полиметаллическая минерализация. Полученные материалы

легли в основу составления представляемой геологической карты. Кроме упомянутых работ, при написании обзорной статьи записки ученых результаты исследований, проведенных в 1957—1962 гг. на определенных с описываемой площадью территориях (Ламалея и др., 1961ф; Зубков и др., 1957ф; Дюсов и др., 1960ф; Сысов и др., 1958ф; Тархова и др., 1963ф; Шиханов, 1959ф и др.).

При подготовке записки к печати большую помощь оказали Ю. Б. Казмин и Н. С. Ильина, которым авторы листа выражают свою благодарность. Составленный лист с листом N-53-III в основном увязан за исключением индекса.

Индекс $\alpha\beta\sigma\tau\delta\epsilon$ к позднеинжелезовым интрузивам, которые ранее на площади листа N-53-III индексировались $\gamma-\delta\sigma\tau$ изменен в соответствии с изменениями в своде легенде Джуджурской серии.

Расхождение в индексах среднечетвертичных отложений (Q_2 на листе N-53-II и Q_2 на листе N-53-III) объясняется уточнением возраста этих отложений в пределах описываемой площади.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицирующиеся образования на изученной территории занимают не более одной трети площади. Среди них преимущественным распространением пользуются архейские метаморфические породы гранулитовой фации метаморфизма, представляющие разнообразными основными и высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами.

Значительно меньше развиты лава и туфы среднего и кислого состава верхнеюрского — нижнемелового возраста.

Широко представлены четвертичные отложения различных генетических типов.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Основное поле развития архей расположено в северо-западном углу описываемой территории. Кроме того, архейские образования слоятся в центре площади довольно узкую (до 8—10 км) вытянутую в субширотном направлении полосу, ограниченную с севера и юга мезозойскими гранитоидами, Чалбук — Яконского массива (см. рис. 1), а с запада и востока протерозойскими габброидами и анортозитами Кун-Маньского и Теранского массивов. В пределах описываемой площади архейские образования более или менее четко расчленяются на три части. Нижняя часть многокилометрового разреза сложена основными кристаллическими сланцами и гнейсами, которые выше сменяются монолитной маркирующей толщей биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов. Разрез венчается маломощной толщей основных кристаллических сланцев, чрезвычайно сходной с нижней частью разреза.

Выделенные толщи по своему составу и стратиграфической последовательности легко сопоставляются: нижняя — с коряканской свитой тимптонской серии, средняя — с сугамской свитой и верхняя — с нижней частью худурканской свиты джелтулинской серии, развитых на Алданском шите.

Тимптонская серия

КОРЯКАНСКАЯ СВИТА (Ав¹)

Породы коряканской свиты в северо-западной части листа обнаружены в бассейнах рек Кирес и Тавичтак, где они слоятся в виде крупной Ыркан-Тавичанской антиклинальной структуры. В южной половине описываемой площади в бассейнах рек Чалбук и Кустан коряканская свита сохранилась в виде довольно крупных блоков среди сплошного поля интрузивных образований. На этом участке они сложены крыльями Куран-Кинданской синклинали складки.

Кюркиканская свита сложена переслаивающимися гиперстеновыми, амфиболо-гиперстеновыми, амфиболо-двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами с частыми, но маломощными прослоями биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и амфиболитов. Очень редко встречаются маломощные линзовидные прослои диопсидовых пород и фортгеритосодержащих кальцифиров. Соотношение в разрезе перечисленных разновидностей пород довольно неустойчиво. Так, в районе рек Тавитчак и Керес в составе кюркиканской свиты резко преобладают амфиболовые и амфибол-пироксеновые породы, а гиперстенодержашие гнейсы и кристаллические сланцы имеют весьма подчиненное значение; на юге, в бассейне р. Крест-Макит кюркиканская свита сложена главным образом гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых большим разнотем пользуются амфиболиты.

Мощность отдельных слоев изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров. Контакты между слоями большей частью четкие и только между близкими по составу разностями отмечаются постепенные переходы.

Мощность кюркиканской свиты не менее 2000—2500 м. Строение кюркиканской свиты иллюстрируется разрезом в верхнем течении р. Крест—Макит (снизу вверх):

1. Тонкопелосчатые зеленовато-серые гиперстеновые и амфиболо-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы с резко подчиненными прослоями серовато-желтых гранатовых и гранат-пироксеновых гнейсов. Мощность отдельных прослоев изменяется от долей сантиметра до 0,5 м.
2. Гиперстеновые гнейсы, чередующиеся с лейкократовыми гнейсами.
3. Тонкопелосчатые серовато-зеленые мигматизированные гиперстеновые гнейсы с прослоями темно-серых гиперстеновых кристаллических сланцев. Мощность прослоев колеблется от долей сантиметра до нескольких метров.
4. Тонкопелосчатые биотит-двупироксеновые, биотитовые, амфиболовые гнейсы, чередующиеся между собой и содержащие прослой гранат-пироксеновых гнейсов.
5. Серовато-розовые гиперстеновые и гиперстен-амфиболовые мигматизированные гнейсы с прослоями темно-серых биотитовых кристаллических сланцев.
6. Табачно-зеленые биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы.
7. Табачно-зеленые биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы.
8. Темно-серые диопсид-геденберлит-плагноклазовые кристаллические сланцы.
9. Серовато-розовые диопсид-геденбертитовые гнейсы с прослоями светло-серых гиперстеновых гнейсов.
10. Зеленовато-розовые гиперстеновые мигматизированные гнейсы с прослоями темно-серых амфиболитов.
11. Серовато-зеленые тонкопелосчатые двупироксеновые кристаллические сланцы.
12. Розовые мигматизированные гранатовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых кристаллических сланцев.
13. Зеленовато-серые биотит-гранатовые гнейсы с прослоями двупироксеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов.
14. Суммарная мощность разреза — 1350—1800 м.

Гнейсы кюркиканской свиты — зеленовато-серые и серые породы с типоскопической пологосчатой, реже масленной текстурой, часто с отчетливо к плантоненсам.

выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Гиперстенодержашие их разновидности обычно оглиняются табачно-зеленой окраской. Структура пород гранобластовая, гетерогранобластовая, граноматабластовая или дендробластовая. Размеры зерен изменяются от 0,2 до 1,5 мм.

Главные пороодообразующие минералы гнейсов — плагноклаз, кварц и темновещные минералы: гиперстен, диопсид-геденберлит, амфибол и биотит. Эти минералы образуют неправильные таблитчатые или удлиненные зерна. В последнем случае они вытянуты по сланцеватости породы. Плагноклаз составляет от 35 до 50% породы; нередко проявляет тенденцию к образованию длиннопризматических индивидов; по составу принадлежит к группе № 30—46, обычно в той или иной степени серпичитизирован. Кварц присутствует в гнейсах от 5 до 30% породы. Гиперстен часто замещен амфиболом, серпентин — хлоритом и биотитом. Диопсид-геденберлит замещается амфиболом, биотитом и хлоритом. Амфибол — обыкновенная роговая обманка, обычно замещается лучистым актинолитом и хлоритом. Биотит располагается параллельными полосами, обуславливая сланцеватость породы; замещается хлоритом. В некоторых прослоях гнейсов отмечается значительное количество граната. Зерна его обычно крупные, стовидные, часто замещены хлоритом. Очень редко встречается кордиерит. Акцессорные минералы представляются магнетитом, пирроном, монацитом, апатитом, ксенотимом и ортитом. Калиевый полевой шпат обычно присутствует в мигматитах. Колчешество его достигает 15—25%; представляется струвитами микрорпертитом; иногда в нем наблюдается четкая микрорклиновая решетка; в контакте с плагноклазом обычно образуется мирмект. Часто замуржен пептизациями.

Кристаллические сланцы кюркиканской свиты оглиняются от гнейсов отсутствием в них кварца, более высокой основностью плагноклаза и большим (до 50%) содержанием темновещных компонентов.

Кальцифиры форстеритсодержащие, образуют очень маломощные линзы. Это белые, голубовато-белые породы с многочисленными мелово-желтыми прозрачными кристаллами форстерита и мелкими октаэдрическими кристаллами зеленовато-черной шпинели. Состав породы: кальцит — 75%, форстерит — 20%, шпинель — 4%, магнетит — 1%. Структура кальцифиров гранобластовая, типиднобластовая.

Диопсидовые породы находятся в ассоциации с кальцифирами. Представляют собой мономинеральные породы темно-зеленого цвета, состоящие из моноклинного пироксена ряда диопсид-геденбергита, иногда содержат скаполит и микроклин. Структура породы паниднобластовая.

Амфиболиты отчетливо выделяются среди других пород свиты черным цветом, однако граница их с вмещающими породами не всегда четкая. В сложении амфиболитов основную роль играет обыкновенная роговая обманка, составляющая от 70 до 100% породы. Кроме того, обычно присутствуют плагноклаз и пироксен. Структура пород гранобластовая и нематобластовая; текстура массивная или плоскопараллельная. Весьма возможно, что часть амфиболитов представляет собой метаморфизованные основные магматические породы, так как в них иногда сохраняются реликты первичных интрузивных структур.

В юго-западной части площади гитта породы кюркиканской свиты сильно изменены процессами регрессивного метаморфизма.

Начальная стадия изменения выражается в развитии по цветным минералам актинолита и мелкошупчатого биотита, а по плагноклазу — сосуществованию биотита и скелетные зерна минералов гранулитовой фации метаморфизма. Более интенсивные изменения приводят к развитию буровато-зеленого биотита, эпидота и мусковита. Конечной стадией диафтореза является образование альбито-кварцевых сланцев с тем или иным содержанием хлорита, эпидота, биотита и мусковита. Реликтовые структуры в сланцах почти полностью отсутствуют; породы приобретают дендробластовую структуру и сланцеватую текстуру.

Джегтуйлинская серия

СУТАМСКАЯ СВИТА (As¹)

Сутамская свита занимает обширные площади в бассейнах рек Тьркэн и Нижн. Коврик и в междуречьях Богдэ—Лимну и Широкая—Чалбук, являясь здесь оба крыла Тьркэн—Тавичакской антиклинали. Они облегаются также в верхнем течении р. Чалбук и на южном склоне долины р. Куран-Кинда. На водоразделе рек Сахарбак—Лимну породы сутамской свиты сохранились в тектоническом блоке.

Соотношения пород сутамской и юрканской свит отчетливо видны в коренных выходах р. Чалбук. Здесь гнейсы и кристаллические сланцы юрканской свиты без каких-либо следов перерыва или несогласия погружаются под образования сутамской свиты. Граница между юрканской и сутамской свитами довольно резкая; литологическая смена пород по вертикали происходит на расстоянии нескольких десятков метров. Столь же отчетливые соотношения между сутамской и юрканской свитами наблюдались всюду, где сохранились нормальные стратиграфические контакты. На северо-западе, в бассейнах рек Тьркэн и Нижн. Коврик сутамская свита представлена моноотонно переслаивающимися между собой биотит-гранатовыми, биотитовыми и биотит-гранитовыми сланцами с резко подчтенным содержанием гнейсами и кристаллическими сланцами в биотит-гранатовых породах, и верхняя, где биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы присутствуют в равных количествах. К верхнему концу приурочено и подавляющее количество графитосодержащих пород.

Южнее, в верховьях рек Богдэ и Широкая, обнаружены лишь нижняя часть сутамской свиты. Здесь биотит-гранатовые гнейсы сильно заменены наложенным на них репресивным метаморфизмом, гранат надело замещен биотитом и хлоритом и узнается лишь благодаря характерным текстурным особенностям пород.

В юго-западной и центральной частях описываемого района сутамская свита сложена преимущественно биотит-гранатовыми гнейсами; ее однообразно нарушается здесь большой насыщенностью пластами темно-зеленых амфиболитов.

Характерный облик и выдержанность состава сутамской свиты на огромных площадях позволяют считать ее маркирующей в разрезе алданского архая и использовать в качестве основного репера при расчленении архейских образований района.

Типичное строение сутамской свиты наблюдается по правому и левому режью р. Чалбук (снизу вверх):

1. Светло-зеленые гранатовые мигматизированные гнейсы с мощными (до 20—30 м) прослоями графит-гранатовых гнейсов 300—350 м
2. Темно-зеленые мономинеральные амфиболиты 10—15 "
3. Лейкократовые мигматизированные гнейсы с крупными зернами зеленого, надело замещенного хлоритом граната 350—400 "
4. Лейкократовые гранатовые гнейсы с прослоями темно-зеленых мономинеральных амфиболитов 150—200 "
5. Тонкопосчатые биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы 400 "
6. Лейкократовые гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы с частыми прослоями неоднородной мощности (от 1 до 12 м) мономинеральных амфиболитов. Мощность последних от 1 до 12 м 200—250 "
7. Светлые мелкопосчатые гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы и кристаллические сланцы 250—300 "
8. Серовато-зеленые лейкократовые гранатовые гнейсы с хлоритизированным гранатом 280—300 "

Мощность приведенного разреза порядка 1950—2200 м.
Общая мощность свиты 3000—4000 м.

Биотит-гранатовые гнейсы—это тонкопосчатые темно-серые породы, обладающие благодаря ориентированному расположению в них биотита прекрасной выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Зернистость пород находится в прямой зависимости от степени мигматизации. В мигматизированных зонах размеры зерен изменяются в пределах 0,3—2,5 мм в поперечнике, при этом зерна граната всегда в 3—4 раза больше зерен других компонентов. В мигматизированных зонах размеры зерен граната достигают 5—10 мм в поперечнике, а остальных минералов—1,0—1,5 мм.

Основными породообразующими минералами являются: плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина (50—70%), кварц (15—20%), высокоглиноземистый биотит (10—15%), гранат—широкоальмандин (10—12%). В южных полях развития сутамской свиты биотит-гранатовые гнейсы часто содержат реликтовые зерна гиперстена, количество которого иногда достигает 5—7%. Иногда в значительных количествах присутствуют графит, а в мигматизированных зонах разности—кальцевый полевой шпат (10—15%). В качестве акцессориев встречаются циркон, монацит, апатит, магнетит, кордиерит и сингланит. Из вторичных минералов наиболее обычны хлорит, развивающийся по гранату и биотиту, и серцит, замещающий плагиоклазы. Структура пород гранолепидобластовая.

Биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы отличаются от того, что описанных отсутствием граната. Среди акцессориев, помимо отмеченных выше, встречаются зерна ксенолита.

В бассейне р. Кустанк породы сутамской свиты изменены процессами диафореза до стадии нексонда. Особенно интенсивно этот процесс проявляется в ксенолитах, расположенных в поле протерозойских габбро.

Гнейсы и сланцы сутамской свиты здесь интенсивно расщеплены и превращены в гранато-дусиолисто-хлорито-кварцевые сланцы. В гнейсах и сланцах широко развиты зеленые и бурый биотиты и эпидот, образующие псевдоморфозы по гранату. Гранат сохраняется лишь в виде скелетных зерен.

Минералогический состав пород сутамской свиты указывает на сильную пересыщенность их глиноземом и подтверждает мнение Д. С. Коржинского (1936) о первично-глинистом составе материнских пород.

ХУДУРКАНСКАЯ СВИТА

НИЖНЯЯ ПОДСВИТА (A_{нд})

Нижняя подсвита худурканской свиты обнажается вдоль южного борта долины р. Куран-Кинда, где она слогает ядро синклинальной складки. На этом участке породы нижней подсвиты худурканской свиты перекрывают без следов перерыва образования сутамской свиты. Граница между ними отчетливая и достаточно резкая.

Нижняя подсвита сложена в основном гиперстеновыми и в меньшей степени—гиперстен-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими многоосевные пластовые тела амфиболитов, нарушающие однообразие ее состава. Мощности пластов амфиболитов изменяются от нескольких сантиметров до нескольких метров; по пространству они прослеживаются на несколько километров. Довольно постепенный переход от амфиболитов к гнейсам, наблюдающийся в большинстве выходов этих пород, позволяет большую часть амфиболитов относить к парасланцам.

Петрографический состав, структура и текстуры пород нижней подсвиты худурканской свиты аналогичны одноименным породам вышеописанных свит.

Ориентированность выходов нижней подсвиты худурканской свиты и плотная обнаженность не позволяют описать ее более полно. Описанные породы

на смежной с северо-востока площади (лист О-53-XXXXII) перекрывается слабо метаморфизованными, нормально-осадочными образованиями синнейского комплекса. (Штак и др., 1958ф). Таким образом устанавливается их долинский возраст. В настоящее время всеми исследователями Агданского шита эти образования благодаря высокой степени метаморфизма, проявленного повсеместно в гранулитовой фации, относятся к архею.

Абсолютный возраст гранитов, инфилирующих джелгулинскую серию пород (лист О-53-XXXXI, верховья рек Тьркян и Тавичак), определенными калий-аргоновым методом, равен 2100—2200 млн. лет.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ДЖЕЛОНСКАЯ СВИТА (J₃—C₁d)

Верхний отдел юрской и нижний отдел меловой систем нерасчлененные

Джелонская свита стает несколько разобширенных участков, расположенных в южной половине описываемой площади. Наиболее крупное поле развития джелонской свиты находится близ восточной границы района, на водоразделе рек Колобок — Макит — Джана — Сахарбак — Макит. Более мелкие поля расположены западнее: в притывевой части р. Куран-Кинда, на водоразделах рек Сахарбак — Лимну, Лимну — Чалбук, Чалбук — Кустан, Кетежа — Салурный и в верховьях р. Салга-Лимну. Большая часть расчлениваемых образований сохранилась в тектонических блоках, опранные со всех сторон разломами, меньшая же представляется собой ксенолиты среди молодых гранитоидов.

Небольшие поля джелонской свиты сохранились на вершинах водоразделов, где они перекрываются с угловым несогласием более древние образования.

Свита представлена эффузивно-туфогенными породами, главным образом среднего состава.

Состав джелонской свиты испытывает на коротких расстояниях фациальные изменения как по разрезу, так и по простиранию. Наиболее полно джелонская свита представлена в верховьях рек Джана и Сахарбак-Макит, где она стает довольно крупный Джанский грабен. Здесь в джелонской свите отчетливо выделяются три пачки (снизу вверх):

1. Темно-серые роговообманковые андезитовые порфириты с прослоями дацитовых порфиров До 120 м
 2. Светло-зеленые, розово-зеленые, часто сиреневые плаггио-клазовые, биотит-плаггиоклазовые и амфибол-плаггиоклазовые дацитовые порфириты с линзами темно-серых пепловых туфов и литокристаллокластических туфоконгломератов 300 "
 3. Серые, серовато-зеленые, сиреневые литокристаллокластические туфоконгломераты с линзами темно-серых пепловых туфов и лав дацитового состава 400 "
- Полная мощность джелонской свиты 820 м.
- Выделенные пачки не имеют строго стратиграфического значения, так как они замещают друг друга по простиранию.
- В притывевой части р. Куран-Кинда, в пепловых туфах отмечаются тонкие (0,1—2,0 см) прослойки лимов. Еще западнее, на водоразделе рек Чалбук — Кустан джелонская свита имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Пепловые туфы дацитов 60 м
2. Туфоконгломераты 50 "
3. Роговообманковые андезитовые порфириты 30 "

Андезитовые порфириты характеризуются массивной, реже миндалекаменной текстурой. Минералы выполнены халцедоном. Структура пород порфирова; вкрапления составляют до 50% породы и представляют плаггиоклазом ряда андезита (№ 35—40) и зеленой роговой обманкой

($Si_2 = 14^2$). Вокруг роговой обманки часто наблюдаются опалитовые каймы из агрегата мелких рудных зерен. Основная масса обладает микролитовой структурой, часто флюидального строения. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

Дацитовые порфириты отличаются от андезитовых порфиритов несколько более кислым составом плаггиоклаза ряда олигоклаза № 25—30, значительным содержанием кварца и биотита как во вкраплениях, так и в основной массе. Структура последней литодитовая, фельзитовая или андезитовая.

Литокристаллокластические туфоконгломераты состоят из многочисленных округлых или угловато-округлых обломков гнейсов, рнессо-гранитов, габбро и анортозитов, цементированных дацитовыми порфиритами с литодитовой основной массой. Размеры обломков достигают 10—15 см в поперечнике.

Пепловые туфы обладают резко выраженной пористостью и почти афанитовой структурой. Они сложены однородной слабо раскристаллизованной массой, содержащей многочисленные мелкие обломки кристаллов.

Данные, определяющие возраст описанных отложений на территории листа N-53-11, отсутствуют. На хр. Прибрежном (лист N-53) в аналитических туфогенно-осадочных отложениях, обывденных Д. И. Красным (1955) в джелонскую свиту, собрана флора, которая большинством исследователей относится к верхней юре — нижнему мелу.

Туфогенные образования описываемого района по своему составу парадельныются с флористически охарактеризованной джелонской свитой хр. Прибрежного, поэтому возраст для них также принимается как верхнеюрский — нижнемеловой. Этот возраст подтверждается и палеонтологическим анализом пород с левобережья р. Бургаджи (лист N-53-1), куда непосредственно протгиваются расчлениваемые образования (Гамалея и др., 1961ф).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойская группа представлена образованиями четвертичной системы. Рядные четвертичные образования, показанные на геологической карте, представлены аллювиальными ледниковыми отложениями среднечетвертичного, верхнечетвертичного и современного возраста.

Кроме того, в районе широко распространены солифлюкционные, делювиальные и элювиальные образования, которые не помещены на карте из-за малой мощности их (0,5—3,0 м).

Отложения склонов гор представлены крупноглыбовыми и щебнистым материалом, супесями и суглинками. На водоразделах развиты элювиальные суглинки, часто щебнистые и печачистые. В двух случаях в элювиальных суглинках помимо пыльных и спор современных растений было установлено присутствие спор водных папоротников *Selaginella*, *Azolla*, *Osmunda*, пыльных хвойных семейств — *Pinaceae*, *Taxodiaceae*, покрытосемянных (до 80%) — *Casiana*, *Casianopsis*, *Liquidambar*, *Qercus* широколиственный — *Ulmus*, *Sarplanus*, *Tilia*. По заключению В. В. Скоратенко, этот споро-пыльцевой комплекс характерен для ксеноморфного флористического типа конца палеогенового времени. В связи с этим можно полагать, что начало формирования элювиальных суглинков на водоразделах в отдельных случаях должно быть отнесено к олинтоцену.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Среднечетвертичные отложения

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (50—65-МЕТРОВОЙ ТЕРРАСЫ) ОТЛОЖЕНИЯ (Q₁?)

Аллювиальные отложения 50—65-метровой террасы, сохранившиеся в устье р. Сахарбак, представляют аллювиальными глинстыми плохого сортированными полимиктовыми разнозернистыми песками, содержащими хорошо окатанную гальку амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Аллювий залегает

на покое, сложном мезозойскими гнитондами. Мощность его не превышает 2 м.

На основании перекрывания этих отложений в устье р. Чалбук (лист N-53-VIII) морской максимального оледенения датировано концом средне-четвертичного времени, время их образования может быть условно определено как первая половина среднечетвертичной эпохи.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{II}³)

Ледниковые образования максимального оледенения выстилают дна долины р.ч. Перевального и истоков р. Кустан. Небольшие участки, сложные долины, встречаются в долине широкого участка р. Кустан и в нижнем течении р. Ниж. Коврик.

Ледниковые отложения представлены валуно-галечным песчаным, плотно сцементированным, очень сильно ожелезненным суглинком. Крупный обломочный материал морены сильно выветрелый. Петрографический состав его аналогичен составу пород, слогающих ближайшие водоразделы; нередко встречаются также обломки экзотических пород.

В морене почти повсеместно наблюдаются линзовидные (0,2—0,5 м) прослои и карманы правелистого песка водно-ледникового происхождения. Песок крупнозернистый, полимиктовый, плохо окатанный, хорошо отсортированный, иногда коссолостый.

Видимая мощность ледниковых отложений колеблется в пределах 20—50 м.

Описанные ледниковые образования отнесены к концу среднечетвертичного времени на основании их согласного залегания с аллювиальными отложениями 35—40-метровой террасы, в которых на р. Мая (лист O-53-XVIII, Скотренко, 1963 ф) обнаружены *in situ* кости *Alces Latifrons* (Д а в к), отнесенные Э. А. Вангенейм к концу среднечетвертичного времени.

Верхнечетвертичные отложения

Верхнечетвертичные отложения представлены моренами первой и второй ступеней постмаксимального оледенения и аллювиальными (7—12 и 15—25-метровых террас) отложениями.

ЛЕДНИКОВЫЕ И АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (Q_{III}¹) (15—25-МЕТРОВОЙ ТЕРРАСЫ) ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковые отложения этого возраста, слогающие моренные вали и гряды первой ступени постмаксимального оледенения, наблюдаются в долинах рр. Тумэдик и Куран-Кинда. Они же сложены основанием I надпойменной террасы долины р. Кустан. Ледниковые отложения первой ступени представлены суглеями, несортированными валунами суглинками, плотно сцементированными и сильно ожелезненными. Крупный обломочный материал плохо окатан и в отличие от более молодых ледниковых образований разрушен выветриванием. По составу он тождественен составу пород, слогающих борта долины. Мощность ледниковых отложений первой ступени не превышает 10 м.

Аллювиальные отложения 15—25-метровой эрозивно-аккумулятивной террасы развиты в устье р.ч. Усамак, на правобережье р. Лев. Коврик и в устье р. Салурный. Эти отложения очень сильно размыты; они представлены либо галечниками и валуно-галечными разнородными песками полимиктового состава, либо отдельными окатанными гальками и валунами, наблюдающимися на покое террасы. Мощность их не превышает 1—1,5 м.

В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений присутствуют в основном споры (до 80%) арктических холодолюбивых видов: *Selaginella sibirica* (Milde) Nietop. *Lusorodium arpressum* и в ограниченном количестве пыльца древесных (кедровый стланец). На основании данных спорово-пыльцевого анализа и определения абсолютного возраста (по углероду) пробелы магнитных костных остатков, собранных в тождественных образованиях бас-

сейна р. Тьркиан (лист N-53-I) (Лосев и др., 1960ф), описываемые аллювиальные и синхронные им ледниковые отложения первой ступени постмаксимального оледенения датируются началом верхнечетвертичного времени.

ЛЕДНИКОВЫЕ И АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (Q_{III}²) (7—12-МЕТРОВОЙ ТЕРРАСЫ) ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковые образования конца верхнечетвертичной эпохи, представляемые морской и флювиогляциальными отложениями второй ступени постмаксимального оледенения, широко распространены в днах тротуарных долин гольцовой зоны хр. Джуглджур и его отрогов в истоках рр. Тьркиан, Тавит-чак, Ниж. Коврик и Прав. Коврик, Богилда, Согюкээн, Суджак, Колболук, Сололи, Джана, Крест-Макирт, Лимну, Куран-Кинда, Күндяк, Широкая и в притоках рр. Чалбук и Кустан. Они слогают хорошо сохранившиеся в рельефе ледниковые формы и представлены несортированными валуно-галечными песчанистыми суглинками. Выше 50% объема морены составляют плохо окатанные валуны и галька невыветрелых пород. Петрографический состав их аналогичен составу пород, слогающих водоразделы перечисленных рек. В толще морены иногда наблюдаются линзы и прослои флювиогляциальных хорошо сортированных полимиктовых плохо окатанных песков, содержащих травянистую гальку. Пески местами коссолостые. В перигляциальной зоне флювиогляциальные отложения слогают II надпойменную террасу и заандровые шлейфы. Мощность ледниковых отложений колеблется в пределах 20—60 м.

Аллювиальные отложения, слогающие 7—12-метровую террасу (II надпойменную), развиты разрозненными небольшими участками в приустьевых частях крупных и мелких рек. Они представлены в основном валунистыми, галечниками и песками. Количество крупного обломочного материала иногда превышает 50% объема пород. Состав его соответствует составу пород, слогающих склоны долины. В некоторых разрезах в толще грубых осадков появляются маломощные прослои мелко- и среднезернистого песка или глуксированного алевролита и торфа.

Мощность осадков не превышает 10—12 м.

В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений присутствуют в основном споры (80—100%) холодолюбивых арктических видов: *Lusorodium arpressum*, *Selaginella sibirica* (Milde) Nietop. В отложениях, удаленных от зоны оледенения, появляется пыльца древесных пород и споры тапофитиков. Все спорово-пыльцевые спектры отложений II надпойменной террасы характеризуют суровые климатические условия ледникового времени конца верхнечетвертичной эпохи; кроме того, эти отложения нигде не встречены в зоне развития ледников второй ступени постмаксимального оледенения, что свидетельствует, по-видимому, о синхронности ледниковых отложений и отложений II надпойменной террасы.

Современные отложения

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ (ВЫСОКОЙ ПОЙМЫ) ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{IV}¹)

Аллювиальные отложения развиты в долинах всех рек и особенно в нижнем течении р. Салурный. Эти осадки представлены галечниками и хорошо отсортированными полимиктовыми песками различной зернистости, содержащими правый и гальку. В песках иногда наблюдаются линзы и прослои алевролита, торфа и мелкозернистого песка мощностью 0,1—0,5 м.

Максимальная видимая мощность аллювиальных осадков I надпойменной террасы 4—5 м.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений высокой поймы присутствует в основном пыльца древесных пород (40—90%). Из недревесных преобладают (до 40%) пыльца разнотравья. Среди древесных характерны представители современной флоры: липовенная дубравка, пихта, ель, береза. Эти спектры характеризуют климатические условия начала современной эпохи.

Алловиальные отложения высокой поймы врезаются в морену второй стадии постмаксимального оледенения.

На основании этого и данных палинологического анализа возраст аллювиальной поймы датируется началом современной эпохи.

АЛЛОВИАЛЬНЫЕ (ПОМЕНИНЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{1v})

Осадки формирующейся в настоящее время пойменной террасы широко развиты в долинах всех рек. Они представлены валунниками, галечниками и песками, а на косах и отмелях — валуно-галечным материалом. В некоторых разрезах наблюдаются старичные фации, представленные алевроитами и песчано-глинистыми осадками с микролинзами (0,05—0,1 м) гумусированного алевроита и торфа.

Вытянутая мощность не превышает 2 м.

В створно-выльезвых спектрах пойменных осадков преобладает пыльца древесных пород (60—90%), представленных лиственницей и елью.

АЛЛОВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{1v})

Описанные выше современные отложения 5—7-метровой террасы и поймы в долинах р. Таркан, Тавитчак и истоках р. Учур практически нерасчленены. Поэтому на карте на этих участках они даются нерасчлененными. Состав и строение этих отложений аналогичен описанным выше синхронным отложениям.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования слагают более 2/3 площади района. Среди них широко распространены основные породы — габброиды и анортозиты и кислые — гранодиориты и граниты. По возрасту интрузии разделяются на архейские, протерозойские, синтетские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские. Расчленение на архейские, протерозойские и раннесинтетские интрузии, принятое в настоящее время для районов хр. Джугджур, предусматривает в абсолютной геохронологической шкале: для архейских интрузий возраст более 2000 млн. лет, для протерозойских — 1700—1900 млн. лет и для синтетских — от 1700 до 650 млн. лет.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Пироксениты, перидотиты, горноблендиты, дуниты (с.А)

Архейские ультраосновные породы образуют многочисленные межпластовые залежи, дислоцированные совместно с вмещающими их породами. Метаморфизованные, местами рассланцованные и превращенные в амфиболиты, описываемые породы распространяются с большим трудом среди сходных с ними парапород архей. Граниты их с вмещающими породами не всегда четко. Лишь полочатая текстура, характерная для архейских парапород, и массивная текстура, свойственная интрузивным образованиям, являются достаточно надежными критериями при их выделении. Некоторое исключение в этом отношении представляют темно-серые, почти черные пироксениты (спироксениты и дуниты). В ряде случаев они имеют четкие границы с вмещающими породами и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

Наиболее крупные тела описываемой группы пород установлены: по правому и левобережью р. Лимну, выше устья р. Куран-Килда и в приустьевой части р. Крест-Макиг. Мощность пластовых тел здесь более 100 м, а протяженность достигает нескольких километров. Выклиниваясь, они расчленяются.

Два тела мощностью 50—100 м прорывают сутамскую сингу в верховьях р. Лимну в приволжарской части хр. Джугджур. Меньше по мощности тела ультрабазитов насыщают породы архей на всей площади его распространения. Мощность и протяженность этих тел изменяются в очень широких пределах, понижаясь соответственно до первых меров и до первых сот

меров. На карте эти массивы показаны в большей своей части условно в преувеличенном масштабе. Ультрабазиты представляются следующими разновидностями: пироксениты, перидотиты, горноблендиты и дуниты.

Обычно каждая из разновидностей образует самостоятельное тело; исключение составляют горноблендиты, которые иногда сопровождают массивы пироксенитов.

Пироксениты и перидотиты — темно-зеленые, почти черные породы, массивные, средние и крупнозернистые, однородные. Пироксениты состоят из моноклинового пироксена (диопсид-авгита) и гипертена, иногда с небольшим содержанием плагиоклаза (до 10%) и мангита (5—10%). Пироксениты в них всегда амфиболлизированы. Амфибол развит по периферии зерен пироксена и часто замещает их наеле. Содержания амфибола в породах достигает 60—70%; от пироксенитов имеются постепенные переходы к горноблендитам. Плагиоклаз пироксенитов слабо сосоруптигирован, по составу он относится к лабрадору (№ 50—54).

Перидотиты состоят из оливина, гипертена и моноклинового пироксена (диопсид, диопсид-авгита), часто отпечатываются шпинель, апатит, мангит и титаномагнетит. В перидотитах оливин составляет до 50—60% объема породы. По оливины всегда развит серпентин. Серпентинизация неравномерна. Содержания гипертена в перидотитах не превышает 10—15%. Гипертен облекает заметным пласхромом в розовато-голубоватых тонах; он также замещается серпентином. Диопсид-авгит и диопсид составляют 20—30% объема породы. Они образуют более крупные и более свежее, чем оливин, зерна, пнеохромуют в буровато-зеленых тонах (диопсид-авгит) или в зеленых тонах (диопсид). Иногда в перидотитах в небольшом количестве присутствуют первичный темно-зеленый амфибол, — обыкновенная роговая обманка, — резко пласхромующий в буровато-зеленых тонах.

Наряду с первичным амфиболом часто встречается более светлый вторичный амфибол, — актинолит, — замещающий диопсид-авгит и диопсид.

Горноблендиты — темно-зеленые крупнозернистые породы массивной, иногда слегка гнейсовидной текстуры. Они состоят из первичной бурой и зеленовато-бурой роговой обманки и сине-зеленой светлой роговой обманки с реликтами зерен пироксенов (ромбического и моноклинового). В породах присутствуют обычно бурый биотит (до 10%), первичный магнетит или титаномагнетит в виде неправильных зерен и вторичный мангит, выделяющийся в виде рудной пыли по вторичному светлому амфиболу, замещающему пироксен. Из акцессорных минералов характерны сфен и апатит.

Наиболее измененные серпентинизированные и амфиболитизированные ультрабазиты находятся в зонах интенсиной минтализации архейскими гранитами.

Дуниты — темно-серые среднезернистые массивные породы. Они состоят из оливина (до 70%) и ромбического пироксена (до 30%); в единичных случаях дуниты содержат до 40% лабрадора (№ 50—55) и иногда переходят в троктолит. В троктолитах на темном фоне видны более светлые выделения плагиоклаза.

Акцессорные минералы дунитов и троктолитов — зеленая шпинель и хромит. Для этих пород характерен свежий облик; в них изменен только оливин, частично замещенный серпентином и жидкими магнетитами.

Возраст ультраосновных пород определяется тем, что они прорывают метаморфические породы архей (содержат кеенолиты последних) и в свою очередь прорываются жилами Архейских аляксовитов гранитов.

Совместная дислокация архейских ультрабазитов с вмещающими их параладами свидетельствует о том, что их внедрение произошло до главного этапа архейской складчатости.

Биотитовые и аляксовитовые гранитоиды и гнейсограниты (с.А)

В составе архейских интрузий большим распространением пользуются граниты и гнейсо-граниты, повсеместно насыщающие архейские парапороды. Наиболее крупные тела гранитов наблюдаются в поле развития сутам-

ской свиты на водоразделах рек Широкая — Тавитчак, Уян — Белюга и Ниж. Коврик — Уян. Гнейсо-граниты наиболее распространены среди пород юри-канской свиты, в верховьях рек Лимну и Крест-Макин.

Граниты и гнейсо-граниты образуют многоэтажные пластовые тела, не имеющие четких границ, и тонкие последние интрузии; значительно реже в них наблюдаются небольшие секущие жилы. Мощность пластовых тел колеблется от нескольких сантиметров до нескольких десятков (инюгда сотен) метров. Мощность секущих штоков не превышает 15—20 см, местами 60—80 см, иногда до 30—40 см и сужаясь до 2—3 см.

Выделенные на геологической карте гранитные массивы следует воспринимать как участки резкого преобладания гранитов и гнейсо-гранитов над вмещающими их парагнейсами и парасланцами.

Контуры этих массивов условны; через мигматиты — вениты, граниты и гнейсо-граниты — тесно связаны с вмещающими их парародами.

Биотитовые и аляскитовые граниты и гнейсо-граниты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые, часто перматойдные породы белого и светло-серого цвета. Они обладают гнейсовидной текстурой, особенно резко выраженной в мелко- и среднезернистых гранитах в краевых частях гранитных тел. В крупнозернистых гранитах гнейсовидность почти незаметна. Расматриваемые породы состоят из кварца и полевых шпатов. Содержание цветных минералов не превышает 8—12%. В составе цветных минералов отмечается несомненная и тесная зависимость от состава вмещающих пород. Наиболее распространены цветными минералами являются биотит и фанат; очень редко присутствуют амфибол и пироксен. Акцессорные минералы представляются турмалин, апатитом, цирконом и монацитом. В единичных случаях встречается турмалин. По количественному соотношению плагиоклаза и калиевого полевика шпата описываемые породы образуют непрерывный ряд от нормального гранита до аляскитов. Содержание плагио-клаза в них колеблется от 20 до 30%; калиевого полевика шпата — от 30 до 40%; кварца — от 30 до 35%; цветных минералов — от 3—5 до 10%. Плагио-клас по составу отвечает олигоклазу или олигоклаз-андезину № 27—35; часто находится в равновесии с калиевым полевиком шпата; на контактах наблюдаются микрперлиты. Калиевый полевой шпат представлен одновременно струничатым микрперлитом и решетчатым микроклином. Кварц кеноморфный часто замещает полевые шпаты. Гранат в крупных зернах характерен; встречается в виде бурый по палеохрому соответствует биотиту гнейсов. Сидерит мигматиты пользуются очень большим распространением. По существу все архейские образования могут быть в той или иной степени отнесены к мигматитам. Среди них наиболее распространены алтериты и вениты. Реже встречаются аматиты, птматиты и нефулиты. Переходы от гранитов к мигматитам и от последних к гнейсам постепенны.

Мигматиты — обычно среднезернистые подосчатые породы серого и темно-серого цвета. Составные части мигматита — субстрат и автохтонный материал — разделяются отчетливо. Мощность прослоев гранитного состава колеблется от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Мигматиты состоят из решетчатого микроклина, микроклин-перлита, кварца, плагиоклаза и биопита. В зависимости от состава гнейсов в мигматитах присутствуют: ги-перстен, диопсид, амфибол, гранат. Акцессорные минералы: апатит, монацит, сфен и циркон.

Состав, тесная текстурная и структурная связь гранитов и мигматитов с вмещающими их парародами позволяют считать (Мошкин, Шпак, Зленко, 1961ф, Рудник, 1961), что граниты образовались главным образом за счет селективного выглавления лейкократовой «гранитной» части субстрата и высокотемпературного кремнекислого метасоматоза.

С архейскими гранитоидами, главным образом перматойдного облика, генетически связаны проявления рудоносной минерализации, представляющие собой участки с повышенным содержанием монацита, ортита и пиритита.

Граниты и гнейсо-граниты дислоцированы совместно с вмещающими их парародами; иногда возраст их определяется как архейский. Это подтверждается также определением абсолютного возраста. Два определения абсолютного возраста, произведенные лабораторией ВАНТс Калин-ареновым методом по биотиту и мусковиту аналогичных гранитов и связанных с ними перматитов бассейна р. Тавитчак дали цифры 2180 и 2210 млн лет. Подобная же цифра (2200 млн лет) получена в лаборатории ГЕОХИ связанным методом по циркону также из архейских гранитов р. Тархан.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Амфиболитизированные габбро, габбро-амфиболиты, габбро и пироксениты широко развиты в междуречье Чалбук — Кустак, где они слоятся восточное окончатание крупной Кун-Маньенской интрузии. Меньше по размерам тело габброидов наблюдается в тектоническом блоке на водоразделе рек Сахарбак, Сагурный Якона, прослеживаясь далее на восток за пределы описываемого района, где габброиды прорываются образования нижнего протерозоя (Шиханов, 1962).

Описываемые массивы представляют собой слоисто построенные недолгорядные интрузии, состоящие из серни обильных крупных и мелких тел габброидов и содержащие многочисленные ксенолиты вмещающих кристаллических пород.

По отношению к крупным складчатым структурам вмещающих архейских пород интрузия в целом является, по-видимому, дискордантной. По периферии массивов в сторону вмещающих пород отходят пластовобразные тела, представляющие в толщу кристаллических сланцев и гнейсов валье зон дробления и плоскостей отслаивания, совпадающих с их слоистостью. Мощность таких тел от 5 до 100 м. Насыщенность пластовыми телами архейских пород очень велика, поэтому провести достоверно линию контакта массива не всегда представляется возможным. Наибольшие ксенолиты габброидов сохранились в кровле нижнеметеловых гранитоидов на водоразделах рек Куран — Кинда — Туэлька и Туэлька — Чалбук.

Форма тел, нарушенная многочисленными разломами, обычно неправильная, резко выгнутая в направлении основных широтных структур района. В пределах описываемой площади габброиды прорывают кристаллические сланцы и гнейсы сугамской и юриканской свит, однако интрузивные контакты наблюдаются крайне редко, так как они затухиваны последующими процессами регионального расщепления, мигматизации и гранитизации.

Расматриваемые основные породы обладают первичной подосчатостью, которая обусловлена послонным распределением меланократового и лейкократового материала. На некоторых участках видно совпадение элементов залегания парасланцев архея с подосчатостью габброидов, свидетельствующее, по-видимому, о послонном внедрении габброидов в метаморфически образованные архея. Подосчатость в габброидах еще более подчеркивается тонкой послонной мигматизацией их протерозойскими плагиогранитами, вывавшими широкое развитие процессов реометаморфизма, (Мошкин и др., 1961ф, Гамаляев и др., 1961ф).

Незаметные габбро и пироксениты в Кун-Маньенском массиве встречаются редко, слаята очень небольшие участки среди габбро-амфиболитов и соосорит-уралитовых габбро. Закономерностей в распределении габброидов, именованных в различных стадиях метаморфизма, установить не удается. В целом в дифференцированном габброидном массиве наблюдаются постепенные переходы — от мономинеральных пироксенитов до габбро-амфиболитов. Незаметные габбро представляют собой серые и зеленовато-серые крупные и среднезернистые породы с массивной текстурой. Они состоят из плагиоклаза — андезита — лабрадора № 48—52 (60—70%), пироксенов (30—40%), гиперстена и диопсида-авгита, образующих тонкие расстания, и магнетита (3—

5%). Часто присутствует бурая роговая обманка, образующая идиоморфные зерна. Незначительные пироксениты мелко- и среднезернистые темно-зеленые породы, состоящие из рыхлестена и моноклинного пироксена; иногда в них присутствует габброид (№ 56—60). Обычно пироксениты в большей или меньшей степени замещены амфиболом.

В слабо метаморфизованных районах плагноклаз отвечает № 38—45; аegит и бурая роговая обманка окружены каемкой синезеленого идиоморфного амфибола; по перестену обычно развит биотит. Еще более интенсивные изменения привели к образованию уральтовых габбро, наиболее распространенных пород массива. В уральтовых габбро цветные почти полностью замещены синезеленым амфиболом (уралином) и светло-зеленым актинолитом; плагноклазы серицитизированы или сосерцитизированы.

При крайней стадии метаморфизма габброиды переходят в алдлиниты, т. е. в породы, состоящие из сосеррита, альбита, эпидота, актинолита и кварца, обильно насыщенные апатитом, сфеном, ильменитом. От габброидов в алдлинитах сохраняется лишь реликтовая габбровая структура. Эти же породы в зонах дробления и расчленения переходят в зеленые мусковит-эпидот-жарцвево-альбитовые сланцы.

Мигматизированные габброиды наиболее широко развиты в верховьях рек Кустак и Налатай. Здесь плагнограниты проникают в габбро парадоксально их первичной пологостью и значительно реже образуют секущие жилы. На контакте габбро с интрузирующими их гранитоидами наблюдаются тонкие шлоски биотита.

С габброидами генетически связаны титан в виде титано-мангнетита и ильменита. Оба минерала рассеяны равномерно в породах Кун-Маньеского массива, не образуя крупных концентратов.

Возраст габброидов определяется на основании следующих данных: на смежной с запада площади (лист N-53-1), по данным Ю. Н. Гавалег (1963ф), габброиды образуют последние инъекции среды дифференцированных биотит-гранатовых гнейсов сутагской свиты архей.

По данным В. Н. Мошкина (1961ф) и В. В. Шиханова (1962) габброиды, имея интрузивный контакт с метаморфическими образованиями, становясь комплексами, возраст которых в настоящее время принимается как нижнепротерозойский, в свою очередь прорваны в бассейне рек Май-Половинная и Кун-Мань, древнеставновыми плагногранитами, абсолютный возраст которых определен калий-аргоновым методом в 1870—1900 млн. лет.

Противоречивость этих данных позволяет лишь условно относить опресненные габброиды к нижнепротерозойскому возрасту.

Метасоматиты. На метаморфизованные габброиды Кун-Маньеского массива наложился процесс гранитизации и каменного метасоматоза, в результате которых возникли породы, переходные к гранитам. Особенно широко эти процессы проявились в междуречье Чабулук—Кустак, где наблюдаются полосы светлых интенсивно гранитизированных габброидов, характеризующихся крайней неравномерностью состава и наличием крупных (до 5 см в поперечнике) кристаллов калиевого полевого шпата. Подчас гранитизированных пород, вытянутая параллельно крупному шпату, разлитому, имеет ширину до 2 км и прослеживается по простиранию на 9—10 км.

Начальная стадия изменения габброидов проявилась либо в образовании крупных идиоморфных порфиробластов полевых шпатов, либо в замещении небольших участков габброидов мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Расширение процесса гранитизации привело к образованию неоднородных пятнистых пород, в которых измерительные участки мелкозернистого зеленого субстрата (габбро-амфиболитов) чередуются с более крупнозернистыми светлыми кварц-полевошпатовыми участками, содержащими крупные зерна роговой обманки. В конечной стадии гранитизации образовались породы с порфиривидной структурой и более однородным гранитоидным составом. Обычно они среднезернистые, пнейсовидные с хорошо вынимыми зернами плагноклаза, роговой обманки и крупными (до 5 см в поперечнике) овальными калевными полевыми шпата. Количество порфиробластов полевого шпата иногда достигает 50—60% пород.

Метасоматиты представляют собой желтовато- и розовато-серые породы со среднезернистой основной массой. Они состоят из плагноклаза ряда олигоклаза (№ 20—30), нерыхлестеного микродерита и кварца. Темноцветные представленные роговой обманкой, нередко с которой присутствуют пироксениты и остатки разложившихся цветных минералов субстрата. Акцессорные выраженные апатитом, сфеном и монацитом. По содержанию цветных минералов и калиевого полевого шпата породы колеблется от кварцевых диоритов до гранодиоритов и гранитов. Структура пород гранулитовая и алдлитовая.

Описанные метасоматиты имеют большое сходство с породами маратайского комплекса—Джуджур, Гранитоиды маратайского комплекса, по данным Ю. А. Альбова и В. Н. Мошкина (1959), являются крайним продуктом метасоматических процессов гранитизации протерозойских основных и ультраосновных пород. Гранитизация, обычно приуроченная к зонам дробления, отнесена к заключительным этапам развития нижнепротерозойской геосинклинали и, по данным исследователей, не связана с какой-либо этапом магматической деятельности. М. А. Тархова (1963ф), проводившая исследования на смежной с запада площади, связывает образование этих пород с постмагматической деятельностью интрузий протерозойских гранитоидов.

Абсолютный возраст порфиробластов микроклина из фельдшпатанорванных габброидов верховьев р. Кустак, определенный калий-аргоновым методом и равный 1439.10⁶ лет, подтверждает протерозойский возраст прелеса гранитизации.

Анортозиты, габбро-анортозиты и нориты (VbPc) составляют центральную часть хр. Джуджур площадью 950 км². Они входят в состав крупного анортозитового плутона, который протягивается в субширотном направлении на восток до побережья Охотского моря. В пределах описываемой площади располагается западная оконечность этого плутона—Геранский массив. В междуречьях Суджак—Колболок и Уян—Сахарбак массива рассеяется мезозойскими гранитоидами на три ветви: северную, центральную и южную. Северная ветвь протягивается до вершины течения р. Ниж. Коврик и ограничивается здесь выходами кюрканской свиты архей. Контакт почти повсеместно тектонический. Центральная ветвь заканчивается близ верховьев р. Богдид, где анортозиты контактируют с кристаллическими сланцами и гнейсами сутагской свиты архей. Южная ветвь обрывается на широте р. Ниж. Солонги (правый приток р. Сахарбак) субмеридиональными разломами.

На территории листа N-53-11 Геранский массив сложен двумя резко различными группами пород: первая—мелкозернистые габбро-анортозиты и нориты¹, вторая—крупнозернистые анортозиты, габбро-анортозиты и лабрадориты. Обе группы пород связаны между собой большей частью постепенными переходами, которые выражаются в следующем: в мелкозернистых габбро-анортозитах по мере приближения к крупнокристаллическим анортозитах появляются отдельные крупные кристаллы плагноклаза или овальные и линзовидные скопления их; количество таких включений по мере приближения к переходной зоне возрастает. В крупнокристаллических анортозитах близ переходной зоны появляются динейновытянутые включения мелкозернистых габбро-анортозитов. Резкое различие выделенных групп пород позволяет отнести их разделение на карте. Мелкозернистые габбро-анортозиты и нориты отчетливо тяготеют к краевым частям массива, где они контактируют с более древними образованиями (верховья рр. Лев. Коврик, Богдид, Сахарбак). Крупнокристаллические породы слатают преимущественно центральную часть его. Лишь на отдельных участках (долина р. Колболок и Колболок-Манин) эта закономерность нарушается, и мелкозернистые габбро-анортозиты и нориты располагаются в центральной части массива.

Порода Геранского массива соответствуют положительным значениям магнитной напряженности магнитного поля. На карте графиков ΔT_a область¹ По новым наблюдениям В. Н. Мошкина и И. Н. Даватайской, породы, относимые здесь к мелкозернистым норитам, являются более древними образованиями, чем анортозиты и габбро-анортозиты.

их распространения характеризуется рядом крупных пиков со значениями до 5000 дам.

Мелкозернистые габбро-анортозиты и нориты — зеленые и темно-зеленые породы, состоящие из плагиоклаза № 43—47 (60—80%), плевного минерала (15—20%) и титаномангнетита (5—20%). Цветные минералы представлены гиперстеном ($2V = 55-60^\circ$), оливином и диаллагом. Пироксен часто замещен амфиболом, тальком, биотитом и хлоритом. Титано-мангнетит образует многочисленные мелкие прожилки, сливающиеся на отдельных участках в 2—3-сантиметровые жилки. Габбро-анортозиты, обогащенные титано-мангнетитом, связаны постепенными переходами с рудными титано-мангнетитовыми телами; большое количество этих тел на участках развития мелкозернистых габбро-анортозитов вызывает магнитные аномалии и объясняет высокие значения ΔT_v характерные для магнитного поле участков их распространения (рис. 2).

Лабрадориты сложены табличатыми призмическими кристаллами лабрадора. Кризация хорошо видна на плоскостях спайности. Породы свежие, лишь нередко наблюдается незначительная сосороритизация, приуроченная к тонким трещинкам.

Анортозиты характеризуются светло-серым цветом. Они сложены прозрачными кристаллами плагиоклаза и сильно измененными хлоритизированными и амфиболоизированными кристаллами гиперстена, содержание которого не превышает 3—5%. Иногда в сростаниях с гиперстеном находится титано-мангнетит, содержание которого в крупнокристаллических анортозитах незначительно, но на отдельных участках он присутствует в высоких концентрациях. Переходы от анортозитов к габбро-анортозитам выражаются в постепенном увеличении содержания цветных минералов. Вдоль ослабленных зон лабрадор анортозитов замещается коэнитом и тараконитом, и породы приобретают белый цвет.

В толще лабрадоритов и анортозитов довольно обычны перматовидные образования, сложенные очень крупными (10—15 см) кристаллами черного лабрадора и менее крупными (до 5 см) кристаллами бронзового гиперстена. Гиперстен часто нацело замещается моноклинным амфиболом, который находится в сростаниях с титано-мангнетитом. Титано-мангнетит в этих породах крупнозернистый (до 1,5—2 см). Площадь, сложенная этими породами, представляющих очертания, обычно не превышает 8—10 м². Химический состав описанных пород приведен в табл. 1.

Породы анортозитового комплекса характеризуются пониженным значением характеристистики «b», т. е. малым содержанием простых силикатов магния и железа. Большое значение характеристике «d» указывает на значительное содержание щелочей, из которых резко преобладает натрий. В основном породы относятся к нормальному ряду, и лишь единичные образцы обнаруживают пересыщенность глиноземом.

С анортозитами Геранского массива связаны многочисленные проявления титана и железа.

Форма массива до сих пор остается невыясненной. Резкая выпуклость его в одном направлении, согласно залегание с вмещающими породами докембрия и однообразные падения контактов к северо-западу в восточной части массива за пределами рассматриваемого района позволили А. П. Лебедеву (1957) высказать предположение, что анортозитовый массив представляет собой «моноклиньяну», возможно, межформационную залежь¹.

Г. Т. Татаринцов (1958ф) и В. В. Шиханов (1958ф), проводившие исследования на той же площади, где работал и А. П. Лебедев на анализе протектоник, пришли к выводу о куполообразной форме массива.

Элементы протектоники анортозитового массива на описываемой площади обнаруживают устойчивые падения первичной пологостатости пород в северо-восточных рудных, что, по-видимому, свидетельствует в пользу пластобразной формы этой части массива. Контакт анортозитов с породами архей прослеживается на хр. Джугдур, в верховьях р. Богинда. Здесь в эндоконтакте анортозитового массива, в пологой шириной до 50 м, среднезернистые зеленые габбро-анортозиты, содержащие значительное количество титано-манг-

Таблица 1

Результаты химических анализов пород анортозитового массива

№ п.п.	Название породы	Содержание окислов в %													Σ	H ₂ O гнгр.	CO ₂
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.			
1	Лабрадорит, р. Курунг	52,78	27,03	0,06	2,59	0,30	0,02	0,07	10,70	0,75	сл.	0,68	3,94	1,42	100,34	0,47	сл.
2	Анортозит, р. Лев. Ляльми	54,14	25,04	1,30	2,07	0,34	0,05	0,12	10,50	1,22	0,03	0,74	4,25	0,23	100,03	0,15	сл.
3	Габбро-анортозит, р. Лев. Ляльми	55,28	26,69	сл.	2,07	0,26	0,03	0,08	10,70	1,26	сл.	0,60	3,41	0,22	100,60	0,16	сл.
4	Зеленовато-белый анортозит р. Лев. Ляльми	59,40	23,07	0,18	2,07	0,20	0,04	0,08	9,30	1,36	0,07	0,60	4,24	0,10	100,71	0,12	сл.
5	Светло-серый анортозит р. Лев. Ляльми	54,64	26,18	0,46	1,85	0,30	0,04	0,13	10,60	0,98	0,02	0,60	4,36	0,61	100,77	0,40	сл.
6	Серый анортозит, р. Суджак	53,40	27,71	0,25	0,96	0,10	0,02	0,09	10,50	0,61	0,08	0,86	4,24	2,02	100,84	0,19	сл.
7	Серый анортозит, р. Лев. Ляльми	53,40	26,78	сл.	1,33	0,10	0,02	0,07	10,10	0,9	0,01	2,16	3,20	2,70	100,77	0,38	—

№ п.п.	Название породы	Числовые характеристики по Заварицкому										a'	m'	f	c'
		a	b	c	s	Q	φ	t	n	$\frac{a}{c}$					
1	Лабрадорит, р. Курунг	11,1	4,9	15,0	70,0	1,8	1,6	0,45	90	0,74	11,2	29,0	59,6	18,4	
2	Анортозит, р. Лев. Ляльми	11,5	7,0	12,9	68,6	1,3	17,2	0,44	90,2	0,8	32,6	48,9			
3	Габбро-анортозит, р. Лев. Ляльми	9,2	6,1	14,3	70,1	8,1	0,43	90,1	0,65	25,0	38,7	36,2			
4	Зеленовато-белый анортозит р. Лев. Ляльми	10,9	5,4	11,4	72,3	14,5	2,7	91,9	0,9	37,5	45,9	41,8	12,2		
5	Светло-серый анортозит р. Лев. Ляльми	11,7	4,9	13,7	69,7	24	0,9	92,1	0,8	37,5	48,4	14,0			
6	Серый анортозит, р. Суджак	12,1	3,6	14,6	69,7	0,6	0,3	88,3	0,8	32,6	32,6	34,8			
7	Серый анортозит, р. Лев. Ляльми	11,7	4,4	14,2	69,8	24,1	0,8	66,8	0,8	29,8	39,6	31,6			

¹ Химические анализы проводились лабораторией силикатного завода в Красково Моск. обл. (Шпак и др., 1960ф).

негита, контактируют с мелкозернистыми амфиболитами кристаллическими сланцами, биотитовыми и биотит-гранатовыми плейсами архея, контакт слагивый, нечеткий. На смежной с восточной площади (лист N-53-111) в контакте анортозитов с архейскими породами отмечаются габрильные породы (бассейн р. Быстрей), а иногда (бассейн р. Джангин) жили анортозитов в плейсах архея (Шиханов, 1962).

По данным В. В. Шиханова (1962) и В. Н. Мошкина (1961), анортозиты прорывают нижнепротерозойский метаморфический комплекс и содержат все ногиты последнего (бассейн р. Мая-Половинная). Таким образом, анортозиты, несомненно, могут быть протерозойского метаморфического комплекса. Анортозиты являются также более молодыми образованиями, чем нижнепротерозойские габброиды, по которым анортозиты в ряде случаев развиваются. На этот процесс указывает образование озерообразных анортозитовых «мигматитов» по габбро-амфиболитам (Мошкин и др., 1961ф).

В северной части описываемой площади анортозиты прорваны гранитоидами, раннесинийский возраст которых установлен определенными абсолютного возраста, по данным В. Ф. Зубкова и В. Н. Мошкина, анортозиты восточнее описываемой площади (лист N-53-111) прорваны нижнепротерозойскими древнестановыми гранитами (Зубков, 1962; Мошкин и др., 1961ф). Таким образом, возраст анортозитов определяется вполне уверенно как нижнепротерозойский; формирование его следует относить ко времени между внедрением габброидов и древнестановых гранитов.

Генезис анортозитов

Существующие в настоящее время представления о генезисе Джугджурского анортозитового комплекса являются дискуссионными и сводятся к следующему.

А. А. Леонтович и Н. А. Раков (1940ф) считали анортозиты Джугджурского плутона магматическими образованиями, возникшими в результате дифференциации основной магмы.

А. П. Дебелев (1957) и Г. Т. Татаринов (1958ф) высказывали предположение об образовании Джугджурских анортозитов за счет кристаллизации плагиоклазитового расплава, возникшего на глубине при асимметрии кислой магмы известково-глинистого материала.

В. Н. Мошкин (1961ф) связывает образование анортозитов главным образом с метасоматическими преобразованиями архейских и нижнепротерозойских кристаллических сланцев, амфиболитов и ультрабазитов.

Раннесинийские интрузии

УЛКАНСКИЙ КОМПЛЕКС (x75n)

К Улканскому комплексу на территории листа N-53-11 относятся микроклинитовые (алекситовые) граниты и франсоениты, слагающие юго-западное окончание крупного Улканского массива, большая часть которого расположена на северо-восточной описываемой территории. Улканский массив общей площадью около 2000 км² представляет собой сложную многофазную интрузию (Шпак и др., 1958ф; Амагала и др., 1962ф и др.).

В пределах описываемой площади породы улканского комплекса обнаружены в верхнем течении р. Ниж. Коврик, откуда они протягиваются на восток до р. Уян и далее через верховья рек Курун, Сюрюкээн и Велота до восточной границы района. Длина массива 52 км; максимальная ширина его — 13 км. На западе, в верховьях р. Ниж. Коврик, гранитоиды улканского комплекса прорывают кристаллические сланцы и гнейсы сутайского архея и нижнепротерозойские анортозиты. Интрузия, вероятно, имеет лакколитоидную форму с погружением на север. Об этом свидетельствуют следующие факты:

1. В контакте с анортозитами, обнажающимися большей частью в верхних частях склонов долин, гранитоиды расположены типосоматически всегда выше анортозитов.

2. Палеозойские диабазы, прорывающие породы Улканского массива, содержат ксенолиты анортозитов, которыми они, по-видимому, обогатились на глубине.

3. Напряжения магнитного поля постепенно спадают с юга на север, что, по-видимому, обусловлено погружением магнитовозмущающих масс анортозитов под гранитоиды Улканского комплекса.

4. Крупные ксенолиты анортозитов, сохранившиеся в западной части Улканского массива и представляющие собой остатки кровли, имеют пологий контакт с улканскими гранитоидами.

Улканский массив сложен алекситовыми микроклинитовыми гранитами и граносенитами и в меньшей мере — порфиroidными граносенитами, связанными между собой постепенными переходами. Порфиroidные разновидности отчетливо тяготеют к краевой — приконтактовой части Улканского массива. Алекситовые микроклинитовые граниты и граносениты представляют собой среднезернистые лейкократовые породы крепового, желтовато-бурого или серого цвета. Они состоят из калиевого полевого шпата — 65—70%, кварца — 25—30% (в сенигах 15—20%), плагиоклаза — (5—7%), роговой обманки и биотита — 5—7% (в сенигах до 10%).

Структура пород гранитовая неравнозернистая. Кристаллы калиевого полевого шпата всегда крупнее, что придает породе порфиroidный облик. Нарезка встречаются участки с микрогранитной структурой. Калиевый полевой шпат образует табличчатые или округлые кристаллы размером до 3 мм. Он обладает микроперлитовым, реже решчатой строением. Иногда наблюдается развитие по нему шахматного альбита. Плагиоклаз, представляемый альбитом и олигоклазом, имеет лимонитовые очертания. Кварц встречается в виде ксеноморфных или округлых зерен, выполняющих промежуточные между другими компонентами; иногда располагается внутри кристаллов калиевого полевого шпата. Роговая обманка, представляющая рибекитом, располагается плуками; имеет ксеноморфные очертания, часто рваные, зубчатые и игольчатые края, большей частью волокнистая. Плеохроизм резкий от темного-зеленого до светло-желтого, иногда отмечаются аномальные окраски и пинное угасание. Угол угасания прямой или близкий к прямому. Часто сростается с обыкновенной роговой обманкой, замещается рудным и биотитом. Последнего обычно мало. Биотит характеризуется реакцией плеохроизмом от почти черного до светло-желтого. Алекситовые представляют феном, цирконом, ортитом, флюоритом, монацитом и топазом.

В верховьях р. Курун и р. Сюрюкээн широко распространены порфиroidные граниты и граносениты. Это желтые или желтовато-серые и значительно реже красные породы, порфиroidность которых обусловлена овальными кристаллами полевого шпата размером до 1 см. Между ними располагается мелкозернистая масса, сложенная кварцем, полевым шпатом и цветными минералами. Состав и количественные соотношения минералов те же, что и в описанных равномернозернистых разновидностях. Содержат оvoidные выделения калиевого полевого шпата достигает иногда 30—40%. В периферических частях этих кристаллов узкими кольцами располагаются одновременно распухшие мелкие пойкилопегматитовые вроски и округлые зерна кварца. Для калиевого полевого шпата очень характерно микропротитовое, иногда зональное строение. Ядро и краевая кайма отделены кольцом кислого плагиоклаза. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу № 20—22. Встречается в виде вкрапленных с хорошо выраженным полисинтетическим строением, исчезающим в тонкой осветленной внешней кайме. Центральные части кристаллов часто сепитизированы, а периферийные кольца свежее. Цветные минералы распределены крайне неравномерно, образуя крупные скопления мелких зерен. Основная масса состоит из мелких (0,3 мм) ксеноморфных, редко табличчатых кристаллов калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита и очень редко плагиоклаза. Большие контакты с анортозитами встречается субщелочная роговая обманка с ксеноморфными очертаниями, содержащая пойкилитовые вроски кварца. Структура основной массы гранитовая, на отдельных участках бласвая, иногда гранулитовая.

Химический состав гранита улканского комплекса из верховьев р. Сотю-кан следующий (в %): SiO_2 —75,64, Al_2O_3 —11,54, Fe_2O_3 —0,48, FeO —2,30, TiO_2 —0,08, MnO —0,02, P_2O_5 —0,07, CaO —0,60, MgO —0,46, SO_3 —0,20, K_2O —5,48, Na_2O —3,02, п. п. — 0,22, Σ —99,91, H_2O —0,23. Числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого следующие: a —13,8, b —3,4, c —0,5, s —82,3, Q —36,5, φ —11,4, t —0,1, n —45,2, $\frac{a}{c}$ —27,6, m' —20,9, f —72,5, c' —6,6. Порода по своему составу отвечает щелочному граниту (по Дэни).

В поле развития гранитов и граносенитов улканского комплекса выделяются незначительные по размерам участки габброидных пород, отвечающих по своему составу гранодиоритам. Эти породы образовались в результате асимметричной диваэзовых порфиритов, реликты которых достаточно хорошо сохранились. Вблизи контактов сохранилось большое количество ксенолитов архайских парасланцев и протерозойских анортозитов. На контакте с анортозитами в гранитоидах увеличивается содержание плагноклаза до 7—10% и появляется гиперстен в количестве 5—7%. Таким образом, в результате габброидизма образовалась порода состава щелочного гранита, со-держащая гиперстен. Структура пород неравномернотермистая, слабопорфировидная.

Экономические изменения

Архейские гиперстеновые гнейсы на контакте с гранитоидами улканского комплекса приобрели гранитоидный облик, при этом отмечаются интенсивное раскисление пород. Плагноклаз активно замещается калиевым полевым шпатом, кварц замещает все минералы, включая и гиперстен, гиперстен по краям замещается роговой обманкой. В биогит-гранатовых гнейсах наблюдаются процессы диафореза, выразившиеся в замещении гратата, сил-дманита, плагноклаза и моноклинового пироксена муковитом, кордиеритом, шпинелью.

Влияние гранитов на анортозиты сказывается в зоне шириной до 300—500 м от контакта. В этой зоне наблюдается изменение состава плагноклаза в сторону его раскисления. Из лабрадора № 57 он переходит в андзин № 45, появляется кварц, количество которого закономерно увеличивается по мере приближения к интрузии; повышается содержание калиевого полевого шпата, который постепенно замещает плагноклаз, раскисняя его до олигоклаза № 25, при этом образуется мирмектит. Пироксен анортозитов обрывает роговой обманкой и биогитом.

Дайки граносенит-порфиров (Гр-Сп)

С породами улканского массива связаны многочисленные дайки граносенит-порфиров, жилы и шпильры пегматитов. Дайки встречаются как в самом теле интрузии, так и вне ее. Пегматитовые жилы и шпильры большей частью встречаются не одиночно, а образуют мелкие поля площадью 100—150 м² и на карте не показаны. Мощность жил не превышает 0,5 м; протяженность 2—3 м. Пегматиты сложены кварцем и калиевым полевым шпатом; обычно присутствует флюорит. Структура пород пегматитовых. Большая часть пегматитовые жилы безрудные. Лишь в единичных случаях в них обнаруживаются моноклит и поликрас.

Дайки граносенит-порфиров наиболее широко развиты в анортозитах, в приконтактовой зоне. Мощность даек колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Прослеживаются они по простиранию на протяжении первых сотен метров. Контакты даек вертикальные и резкоосецирующие. Особо выделяется лишь штолоподобное тело в верховьях большого правого притока р. Суджак, которое характеризуется пологом (до 30—40°) падением и имеет мощность 100—200 м. Внешний облик граносенит-порфиров, сложенных дайками, аналогичен однокристалльным породам улканского массива.

Гранитоиды улканского комплекса характеризуются повышенными суммарными содержаниями редких земель (У, Ур, La) до 0,01%, ниобия (до

0,01%) и циркония (до 0,01%), связанными с повышенными содержаниями в них цирконита, монацита, циркона и поликраса. В качестве акцессория в гранитоидах часто присутствует касситерит, а на смежной с севера площадке — колумбит и резе пироксор. В анортозитах, вмещающих улканские гранитоиды, отмечается присутствие бадделейта. По металлогении улканский комплекс приближается к формации колумбитоносных гранитов Северной Нигерии, с которыми связаны известные колумбито-касситеритовые россыли.

Возраст улканского массива определяется на основании следующих данных.

Гранитоиды улканского комплекса на описываемой территории прорывают нижнепротерозойские анортозиты. В верховьях рек Вырайды и Виндинды, на смежной с северо-востока площадке (лист 0-53-XXXIII), улканские гранитоиды прорывают элгейскую свиту синия (Тамбей, 1962ф).

В районе гольца Томтокан граниты и граносениты улканского комплекса перекапываются эниинской свитой синия и содержатся в виде обломков в базальтах ее горизонтов (Филиппов и др., 1963ф). Определение абсолютного возраста самых молодых пород улканского комплекса дают следующие цифры: свинцовым методом 1100—1140 млн. лет, калий-аргоновым методом 865—945 млн. лет. Таким образом, возраст улканского комплекса уверенно определяется как нижнеэниинский (Дознинский).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дайки диабазов, кварцевых диабазов и габбро-диабазов (ДрД)

В северной части рассматриваемой площади, в поле развития гранитоидов улканского комплекса и кристаллических образований архей обнажаются диабазы, кварцевые диабазы и габбро-диабазы, образующие ряд параллельных даек, простиранию которых в субширотном направлении. Дайки рас-полагаются в покое, ширина которой не превышает 3—4 км. На фоне светлоокрашенных пород улканского комплекса диабазовые дайки выделяются в виде темных четко выраженных в рельефе грядок, которые прослеживаются до самой северной границы района, уходя за его пределы; длина даек достигает 30 км, ширина их 50—70 м. Угол падения даек близок к вертикальному. Мелкие дайки диабазов располагаются в междуречье Уян—Ниж. Коврик и в верховьях р. Ыркэн. Здесь часть даек обладает субмеридиональным простиранием. Габбро-диабазы характеризуются крупнокристаллической идиоморфнозернистой структурой. Кварцевые диабазы и диабазы представляют собой плотные средне-мелкозернистые зеленовато-черные полнокристаллические породы. Они обладают типичной офитовой, реже пойкилоофитовой структурой и имеют следующий состав: плагноклаз 30—35%, цветные минералы 45—60%, кварц и калиевый полевой шпат 7—15%, рудный минерал 5%, апатит 3%.

Плагноклаз представлен андзин-лабрадором; характеризуется зональным строением, при более основном составе ядра; обычно свежий. Цветные минералы представлены автситом (20%), пикнозитом (20—25%) и обыкновенной роговой обманкой (5%). Последняя развивается по пироксену. Кварц и калиевый полевой шпат находятся в микропегматитовом состоянии; кварц иногда «раззедает» зерна пироксена. Рудные минералы представлены титано-мангнетитом и кильменитом.

В эндоконтактах даек с улканскими гранитоидами количество кварца и калиевого полевого шпата возрастает до 30%, количество цветных понижается до 25—30%; порода приближается по составу к мондиониту. Если диабазы внутренних частей даек обычно сравнительно свежие, то в краевых частях наблюдается замещение пироксенов антитеритом и типано-мангнетитом, развитие низкотемпературного зеленого биотита, часто с реликтами зерен эпидота, фена, хлорита; пегматизация калиевого полевого шпата; серицитизация плагноклазов; развитие албита по калиевому полевому шпату. Структура диабазов при этом всегда сохраняется.

В верховье р. Сюткозэн в диабазовых даек отмечены крупные (0,3×0,5 м²) ксенолиты габбро-анортозитов и более мелкие (до 3×5 см²) ксенолиты граносенситов. Ксенолиты крупнокристаллических габбро-анортозитов имеют резкие контакты и пересечены тонкими (до 3 мм) прожилками того же diabаз. Диабазы из приконтактовых участков лишь местами сильно изменены, в них выявляется большое количество вторичных минералов хлорита, светло-зеленой роговой обманки, серпикита, калыгита и кварца, развивающихся по первичным компонентам.

Наиболее интенсивно диабазы изменены в контакте с гранитами и граносенситами. Здесь они приобретают микрозернистую структуру; первичные минералы налето замещены агрегатом зерен хлорита, серпикита и обыкновенной роговой обманки с примесью кварца и карбоната; лишь отдельные небольшие участки сохраняют реликты диабазовой структуры.

Изменений в зонах экзоконтактов не наблюдается. Нижняя возрастная граница диабазов и габбро-диабазов устанавливается на основании прорывания ими раннесинкижских гранитоидов. Верхний возрастный предел на описываемой площади установить нельзя из-за отсутствия в районе более молодых образований.

Внешний облик, состав и структурные особенности даек диабазов и габбро-диабазов очень близки к одноименным породам восточной окраины Алданского щита (бассейны среднего течения р. Юдомы). Здесь диабазовые дайки прорывают синкижские, а также нижне- и среднепалеозойские (включая девонские) отложения, но не отмечаются среди каменноугольных и пермских образований (Лосев, Самозванцев и др., 1959ф). В соответствии с изложенным возраст даек диабазов и габбро-диабазов определяется как палеозойский (среднепалеозойский).

ПОЗДНИНКИЖНЕМЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ ДЖУГДЖУРСКИИ (?) КОМПЛЕКС

Гранитоиды Джугджурского (?) комплекса слагают на территории листа несколько различных по размерам и составу массивов. Наиболее крупный — баготноподобный Чалбук-Яконский — массив расположен в южной половине описываемой площади. Он обнажается в бассейнах рек Чалбук, Садурный, Якона. К северу от него гранитоиды Джугджурского комплекса образуют еще два вытянутых в широтном направлении массива, представляющих собой отдельные Чалбук-Яконского. Северный — Уян-Тавичьякская — ветвь обнажается в верховьях рек Уян и Прад. Коврик. Центральной — Уянская — ветвь слагает водораздельную часть хр. Джугджур. Обе ветви соединены с Чалбук-Яконским массивом узким пешейкой, приуроченным к водоразделу рек Чалбук и Куран-Кинда. Чалбук-Яконский массив вместе с обеими ветвями имеет в плане форму дуги, выпуклой на западе и раскрытой на востоке. Очертания массива почти точно совпадают с разбитым здесь крупными разломами. Общая площадь Чалбук-Яконского массива составляет 2200 км². Массив слабо вскрыт эрозией, о чем свидетельствуют многочисленные остатки кровли, сложенной архейскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мезозойскими эффузивами.

Особенно большое количество ксенолитов наблюдается на вытянутом в широтном направлении участке, соединяющем крайнее западное (р. Чад-

бук) и крайнее восточное (верховье р. Кетемь) поля эффузивов. Ксенолиты фиксируют провес кровли Чалбук-Яконского массива, как бы разрезая его на две части. На юге и на востоке массив продолжается за границы района. На севере и на западе кровля южной ветви массива испытывает полное погружение, о чем свидетельствуют многочисленные штокообразные выходы гранитоидов (площадью от 0,2 до 8,0 км²) в днищах долин (рр. Курунт, Куран-Кинда) и на невысоких водоразделах (правый берег р. Джана, р. Лимну), представляющие собой анкальвые части интрузии.

О поголом погружении говорит также широкая зона контактовоизмененных пород и многочисленные мелкие и крупные ксенолиты, проследивающиеся вдоль северного контакта массива. Гранитоиды Уян-Тавичьякской ветви на юге и севере контактируют с вмещающими породами по разломам: на востоке контакт интрузивный, видимо, крутой. Уянская ветвь на юге срезаема разломом. Контакт с анортозитами также, по-видимому, крутой. Небольшие, но многочисленные тела Джугджурских гранитоидов обнажаются близ западной границы описываемой территории, в верховьях рек Чалбук и Кустак. От Чалбук-Яконского массива они отделены архейскими и нижнепротерозойскими образованиями, которые, вероятно, сохранялись в провале кровли единой огромной интрузии. Площадь этих массивов измеряется от 4 до 20 км². Форма тел неометричная, неправильная.

На карте графиков ΔT_0 под Джугджурских (?) гранитоидов характерно низкими значениями ΔT_0 , что отчетливо отделяет их от вмещающих архейских и протерозойских пород, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью. Низкая магнитная восприимчивость пород Чалбук-Яконского массива обусловлена малым содержанием в них феррических минералов, особенно магнетита.

Формирование Джугджурского (?) интрузивного комплекса в пределах описываемого района происходило в две фазы: первая фаза, представляющая собой широкую гамму пород щелочноземельного ряда от гранодиоритов до диоритов и гранитов слагает все крупные массивы. Породы второй фазы образуют штоки и многочисленные жильные тела, сложенные гранодиорит-порфирами, гранитами и диоритовыми порфирами.

Гранодиориты (rSi, d), **граниты**, **гранит-порфиры**, **кварцевые порфиры** (rSi, d), **кварцевые диориты**, **диориты** (rSi, d)

Все разновидности пород, входящие в состав первой фазы, связаны между собой постепенными переходами. Они сложены 90% площади всех массивов. Среди них преобладают гранодиориты, часто порфирированные. Последние приурочены к краевым частям массивов, слагая обширное поле в верховьях р. Лимну и на водоразделе рек Куран-Кинда — Чалбук.

В среднем течении р. Чалбук и на водоразделе рек Лимну и Сахарбак в гранодиоритах наблюдаются участки, сложенные однообразными серовато-розовыми порфирированными гранитами.

Самое восточное оконечание Уянской ветви слагают гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Отсутствие резких контактов между гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и гранодиоритами, общие для них структурные особенности позволяют считать эти породы наиболее кислой краевой фациальной разновидью гранодиоритов.

К краевым частям тяготеют также кварцевые диориты, диориты и диорит-монцититы, наблюдающиеся на водоразделах рек Чалбук — Сахарбак и Сахарбак — Садурный.

На отдельных участках Чалбук-Яконского массива (устье р. Сахарбак, устье р. Садурный) и по всей площади Уян-Тавичьякского отщепления они образуют также ксенолиты в гранодиоритах. Ксенолиты обычно довольно мелкие — от 3—4 до 25 см. Это угловатые и округлые включения с резкими границами. Приуроченность диоритов и диорит-монцититов к краевым частям массивов и наличие их в виде ксенолитов позволяет образование этих

пород связывать с асимметричными явлениями. Ксенолиты в этом случае должны рассматриваться как неполностью переработанные остатки кроули. Гранодиориты представляют собой белые, светло-серые и серо-розовые средне- и крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (45—60%), роговой обманки (5—15%), биотита (5—7%), кварца (15—35%) и нерешетчатого микроклина (15—30%). Соотношение этих компонентов сильно варьирует: среди гранодиоритов имеются различия, отвечающие тональности, адамеллитам, трюдемтам и собственно гранодиоритам. Плагиоклазы обдаются резко выраженной зональностью с изменением состава от № 25—30 по внешней кайме до № 40—50 в ядрах крупных зерен. Роговая обманка обыкновенная буровато-зеленая с: $Mg=18-20$. Биотита всегда меньше, чем роговой обманки, он бурый, резко пикрохромулюющий. Калиевый шпат представлен нерешетчатым микроклином. Вместе с кварцем он образует крупные ксеноморфные зерна, обуславливая монотип-пойкилитовую структуру пород. Структура пород обычно порфировидная (за счет несколько больших размеров зерен плагиоклаза) пидиоморфнозернистая или монотип-пойкилитовая с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки.

Порфировидные гранодиориты отличаются наличием в среднезернистой массе отмеченного выше состава крупных (до 1—3 см) выделений призматических зерен микроклина.

Граниты — мелко- и среднезернистые породы, состоящие из плагиоклазов, образующих зерна размером до 1—2 мм и более мелкозернистой основной массы. Плагиоклазы зональные, состав их изменяется от № 23—27 по периферии кристалла до № 35—42 в ядре. Основная масса гипидиоморфнозернистая, состоит из микроклина, кварца, мелких зерен плагиоклаза и биотита. Иногда встречается зерна роговой обманки.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры — порфировые породы с крупными (до 3 мм) выделениями белого плагиоклаза на фоне красной мелко- и мелкозернистой основной массы. Состав пород близок составу гранитов. Структура основной массы гранитоидная и фельзитовая. Кварцевые диориты и диориты довольно однообразны. Это серые мелкозернистые массивные породы. Среди них выделяются биотит-амфиболовые и биотит-пироксеновые кварцевые диориты и диориты. Они отличаются от гранодиоритов меньшим содержанием кварца (5—15%) и большим содержанием цветных минералов (25—30%). Структуры диоритов аналогичны структуре гранодиоритов: плагиоклазы также характеризуются резкой зональностью от андезита — лабрадора (№ 50) в ядре до олигоклаза андезита (№ 30) по внешней кайме. Биотит-пироксеновые кварцевые диориты обладают обитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (65—70%), пироксена (7—10%), амфибола (5—7%), калиевого шпата и кварца (в сумме составляющих около 15%) и магнетита (до 5%). Плагиоклазы в них (андезит и андезит-лабрадор № 45—50), свежее не зональные. В промежутках между лейстами плагиоклазов располагаются кучно зерна бесцветного пироксена (авгита с: $Mg=42-45$), часто обрастающего каймой из слабо пicroхромулюющего амфибола, бурого биотита и магнетита. Кварц и калиевый шпат образуют микропематитовые поростания. Для всех пород первой фазы характерен один и тот же комплекс акцессорных минералов — апатит, циркон, ортит, магнетит.

Гранодиорит-порфиры (γ St, di?) и мелкозернистые порфировые граниты (γ St, di)

Эти породы, образующие штоки в пределах описываемой площади, относятся ко второй фазе позднэпигемелового интрузивного комплекса.

Мелкозернистые порфировидные граниты образуют небольшой шток в верховьях р. Налатай, где они прорывают гранодиориты первой фазы и нижнепротерозойские габброиды. На контакте гранитов с гранодиоритами образу-

ется зона закалки мощностью 2—3 см. Граниты представляют собой розовые мелкозернистые слабопорфировидные породы. Они состоят из полевых шпатов (60—70%), кварца (30—40%) и биотита (5—7%). Полевые шпаты представлены нерешетчатым калишпатом и олигоклазом. Из акцессорных присутствуют: циркон, апатит, магнетит, рутил. Структура пород гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках гранитоидная.

Гранодиорит-порфиры образуют шток с небольшими пологими апофизами на водоразделе рек Чалбук — Тузляк. В плане Тузлякский шток имеет изометричные, но неравнолинейные очертания; площадь его 65—70 км². Гранодиорит-порфиры почти со всех сторон ограничены разломами. В тех местах, где виден интрузивный контакт гранодиорит-порфиров с вмещающими их гранодиоритами, переход от одного к другим резкий.

В пределах Тузлякского штока биотит-роговообманковые гранодиорит-порфиры, обладающие типично интрузивным обликом, постепенно переходят в породы того же состава, но с обломочной текстурой — автоматитические брекчи по Е. В. Яковлевой.

Гранодиорит-порфиры Тузлякского штока — серые порфировые породы; во вмещенных находят плагиоклаз, роговая обманка, биотит, гипотта кварц и калиевый полевой шпат. Количество вмещенных составляет 30—40%. Основная масса имеет микропойкилитовую структуру, состоит из тонких прорастаний кварца и калиевого полевого шпата с рассеянными между ними ленточками плагиоклаза и игольчатыми роговой обманки.

Плагиоклазы гранодиорит-порфиров всегда зональные с изменением состава от олигоклаза № 20 по внешней зоне до андезита-лабрадора № 40—50 в ядре. Роговая обманка и биотит аналогичны таковым в гранодиоритах первой фазы. Калиевый полевой шпат во вмещенных образует иногда идиоморфные зерна, слюдяникообразные по карльсбадскому закону. Перлит в них слабо развит. Зерна кварца обычно оглавлены и часто корродированы основной массой. Акцессорные минералы — апатит и циркон, нередко сфен; обитив магнетит.

Гранодиорит-порфиры с обломочной структурой в составе Тузлякского штока преобладают. Эти породы имеют кластическую структуру, напломанную структуру кристаллофобия и лавобрекчий. Они состоят из обломков кристаллов плагиоклаза и роговой обманки (в меньшей мере кварца и калиевого полевого шпата), составляющих 60—80% объема пород, и цементующей их стекловатой массы флюидальной структуры. Довольно часто в них встречаются обломки основной массы и обломки вмещающих пород — тейсов кристаллического фундамента, эффузивов железной свиты и гранодиоритов второй фазы.

Плагиоклазы в обломках крупных зерен характеризуются резко выраженной зональностью с изменением состава от лабрадора-битовнигита в центре до олигоклаза по краям. Наряду с ними присутствуют мелкие зерна незональных плагиоклазов, по составу отвечающих андезита-олигоклазу.

Роговая обманка в этих породах та же, что и в гранодиорит-порфирах и в гранодиоритах первой фазы. Нередко наряду с обломками мало, ленточками присутствуют идиоморфные кристаллы. Биотита в обломках мало, ленточками его изотопны и обычно слабо хлоритизируются. Зерна кварца осколочные, остроугольные или оглавленные и корродированные основной массой.

Основная масса обычно неоднородна; в ней содержится много мелких остроугольных обломков, вместе со стекловатой массой обтекающих крупные обломки; части перемежающиеся участки микропойкилитовой, псевдоферритовой и микрофельзитовой структур и совсем слабо поляризирующей стекловатой массы. Характерно наличие магнетита (от 2 до 5%); Акцессорные представлены апатитом и цирконом.

Таким образом, породы эти очень близки по составу к гранодиорит-порфирам, от которых они отличаются только структурой и большей неравновесностью плагиоклазов. Неполюя на «эффузивно-луфвийский» облик, породы Тузлякского штока пространственно и генетически связаны, вероятнее всего, с породами первой интрузивной фазы Чалбук-Яковлевского массива.

Дайки гранодиорит-порфира (FeSi₂d₁) диоритовых порфиритов и плагиопорфиритов (CaSi₂d₁)

Ко второй фазе интрузивного нижнемолового комплекса относятся также многокислые дайки гранодиорит-порфира, диоритовых порфиритов и плагиопорфиритов. Простираются даек, отвечающие простиранию разломов — субширотное и субмеридиональное. Мощность их изменяется от первых единиц до нескольких десятков метров. Размеры по простиранию из-за четковидного строения даек установить трудно.

Отдельные системы даек прослеживаются на 10 км и более. Контакты даек с вмещающими породами крутые. Большая часть даек гранодиорит-порфира располагается внутри Чалбук-Яконского массива.

Гранодиорит-порфиры даек совершенно тождественны гранодиорит-порфирам Тулунжского штюка. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, биотита, иногда кварца и калиевого полевого шпата, образующих эвкалиденники (30—40%), и цементирующей их основной массы того же состава и микропороквистовой структуры. В некоторых дайках наблюдается зональность, в центральной части этих даек основная масса имеет микропороквистовую или микропегматитовую структуру, а в альбидах микропороквистовую и псевдоферритовую. Иногда среди гранодиорит-порфира даек встречаются породы с обломочной структурой, аналогичные породам Тулунжского штюка.

Дайки диоритовых порфиритов и плагиопорфиритов развиты преимущественно вокруг Чалбук-Яконского массива, главным образом вблизи его Уяно-Лавинянской верны. Состав даек этой группы колеблется от кварцевых биотит-амфиболовых диорит-порфиритов и плагиопорфиритов, связанных по степени перехода с гранодиорит-порфирами, до безкварцевых амфиболовых, пироксеновых и пироксен-амфиболовых диорит-порфира и спессаритов. Это породы порфировой структуры с изменяющимся количеством кварца (от 30 до 50%), представленных плагиоклазом (от № 40 до № 55) и амфиболом или плагиоклазом, амфиболом и пироксеном. Структура основной массы микропороквистовая (в кварцевых разновидностях) или плаготактовая, а в крутых дайках — призматическозернистая.

Экзоконтактовые изменения вокруг Чалбук-Яконского массива проявляются различно в зависимости от состава вмещающих пород и крутизны контакта. Химический состав описанных пород представлен в табл. 2. Наиболее слабые контактовые изменения в крупнокристаллических гнейсах и кристаллических сланцах фундамента выражены в разложении цветных и замещении их мелкошпунчатым апрестом актинолита и биотита. Более интенсивные изменения сказываются в окварцевании пород. Окварцевание всегда сопровождается серпигитизацией плагиоклазов, развитым решетчатоскелетным зерном мусковита и биотита по цветным.

В породах основного состава, не подвергшихся окварцеванию, наблюдаются прануляция крупных зерен плагиоклаза или перекристаллизация их с образованием изометричных свежих зерен плагиоклаза; порода приобретает типичную роговиковую структуру. На контакте с анортозитами в последних наблюдается появление альбита и кварца и изменение окраски в сторону резкого осветления.

Контактовые изменения в эффузивах джегонской свиты выражаются в эпидотизации, хлоритизации и серпигитизации дайковых порфиритов и их туфов.

С гидротермальной стадией становления поздненижнемоловый интрузивная медная, полиметаллическая и молибденовая минерализация. Наблюдается также общая равномерная зараженность ее редкоземельными элементами, содержащимися в акцессориях.

Нижняя возрастная гранита джунджурского комплекса определяется интрузивным контактом гранитоидов с эффузивами джегонской свиты верхнекорского — нижнемолового возраста.

Таблица 2

Результаты химических анализов пород Чалбук-Яконского массива¹

п. п. №	Название породы	Содержание окислов в %											П.п.п.	Σ	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃			N ₂ O
1	Гранодиорит, р. Чалбук	63,06	0,60	16,41	2,26	3,03	0,08	2,38	4,56	3,00	0,24	сл.	0,14	0,64	99,84
2	Гранодиорит, р. Кетема	61,01	0,58	17,54	1,93	3,64	0,09	2,71	5,38	3,55	0,17	0,01	0,15	1,48	100,34
3	Гранодиорит-порфир, р. Лимну	67,73	0,38	16,28	1,33	1,60	0,03	1,05	2,20	4,40	0,12	сл.	0,07	1,72	100,12
4	Биотитовый гранит	72,24	0,21	14,9	1,41	0,71	0,07	0,22	0,75	2,82	0,03	0,05	0,11	0,14	98,10
5	Гранодиорит	66,68	0,48	17,52	0,99	1,81	0,09	1,84	4,60	2,60	0,12	0,05	0,02	0,34	99,66
6	Гранодиорит	64,00	0,58	17,47	1,95	2,02	0,10	2,56	5,12	2,80	0,16	0,05	0,02	0,55	99,78
7	Кварцевый диорит	63,92	0,64	17,18	1,91	2,24	0,10	2,95	4,95	2,97	0,14	0,03	0,04	0,58	100,41
8	Диорит	52,79	1,07	20,09	3,51	3,09	0,15	4,41	8,82	3,16	0,21	0,06	0,07	0,70	99,89
9	Кварцевый монзонит	67,38	0,60	15,21	2,16	2,39	0,08	1,53	4,02	3,29	0,12	0,03	0,11	0,44	100,04

п. п. №	Название породы	Числовые характеристики по Заварицкому									
		s	a	c	b	a'	c'	m'	f	n	Q
1	Гранодиорит, р. Чалбук	73,1	12,3	5,1	9,5	—	6,2	42,8	51,0	65,5	+16,5
2	Гранодиорит, р. Кетема	72,2	11,2	6,5	10,2	—	24,2	46,3	49,5	72	+15,4
3	Гранодиорит-порфир, р. Лимну	73,7	13,7	10,0	2,6	58,4	58,4	16,2	25,4	67,5	+17,4
4	Биотитовый гранит	79,4	12,1	0,9	7,8	66,4	—	10,1	23,5	48,7	+33,5
5	Гранодиорит	78,3	9,7	5,7	6,3	46,1	—	13,2	40,7	61,0	+31,5
6	Гранодиорит	73,2	12,3	6,1	9,3	15,2	—	46,4	38,4	49,5	+13,9
7	Кварцевый диорит	73,8	10,6	0,5	9,5	5,9	—	53,3	40,8	61,7	+20,3
8	Диорит	64,3	10,2	9,0	16,5	—	13,3	47,7	38,9	73,7	— 0,8
9	Кварцевый монзонит	77,2	11,2	4,6	7,0	—	3,9	36,9	59,2	64,6	+27,4

¹ Анализы 1—3 по материалам партии № 7 Алданской экспедиции ВАГТ, 4—9 — по материалам В. А. Левченко и Н. А. Ракова (1949 г.).

Анализы 1—3 производились лабораторией силикатного завода в Красково. Моск. обл. Анализы, 4—9 — лабораторией ДВГУ.

До настоящего времени описываемые интрузии относились к Удскому комплексу. Возраст последнего считался равным нижнемеловым на том основании, что гранитоиды Удского комплекса прорывали вулканогенные образования джелетской свиты, а их галька, по данным В. Н. Мошкина (1956ф), содержится в конгломератах с неомелеской флорой. Однако в результате тематических работ 1962 г. М. А. Тарховой (1963ф) было установлено следующее: последнее рассматриваемой территории, в бассейне р. Иканды, гранитоиды, аналогичные породам Чаблук-Яконского массива, прорывают и конгломераты метаморфизуют мощную немую континентальную гольцу конгломератов, аналогичных неомелескому району хр. Прибрежной. В конгломератах содержится галька, принадлежащая более древней (мезозойской или верхнепалеозойской) гранитоидной интрузии, сходной лишь с некоторыми разновидностями «Удских гранитоидов» в понимании В. Н. Мошкина и Ю. А. Альбова (1959ф) и Д. И. Красного (1960г.) и значительно отличающейся от мезозойских гранитоидов Чаблук-Яконского массива. Однозначно М. А. Тарховой не было подтверждено отнесение В. Ф. Зубковым (1962ф) в бассейнах рек Киран, Кирякан и Немуй перекрывающие гранитоидов, аналогичных описываемым, эффектами маетейской свиты нижнемелового возраста.

Таким образом, отпали данные, заставлявшие относить рассматриваемые гранитоиды к раннекаменноугольному (Удскому) интрузивному комплексу. Вместе с тем по внешнему облику, составу, структурным и текстурным признакам, геологическому положению и металлогенической характеристике эти интрузии, по данным М. А. Тарховой (1963ф), совершенно аналогичны интрузиям Джугджурского комплекса. Возраст последнего считается позднинеогенным на том основании, что в бассейнах рек Улкан и Гончан (листы М-53-XXX и О-54-XXV) гранитоиды Джугджурского комплекса прорывают эффузивы маетейской свиты нижнемелового возраста и с разрывом перекрываются вулканогенными образованиями толонохской свиты верхнемелового (возможно, датского) возраста.

Северо-восточнее, в пределах Охотского тектоно-магматического пояса, аналогичные интрузии («охотского типа») прорывают все нижнемеловые вулканогенные образования вплоть до алтских и, возможно, нижнеальпских, а их галька присутствует в основании вулканогенной толщи с сеноман-туронской флорой. Таким образом, время становления их, ограниченное очень узкими возрастными пределами, следует отнести к самому концу нижнего мела. Абсолютный возраст гранитоидов из Уяно-Тавитгакской ветви, определенный лабораторией ВАНГА калий-аргоновым методом в 122 млн. лет, также подтверждает их позднинеогенно-возраст.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

КВАРЦЕВЫЕ ПОРФИРЫ (КРР)

Самые молодые интрузивные образования, представляющие кварцевыми порфирами и фельзитами, образуют субластовые (силитолодобные) тела, мелкие штоки и дайки.

Силитолодобные залежи сложены только кварцевыми порфирами, развиты в верховье р. Тыркан, где они прорывают биотитовые и биотит-гранатовые плейс-стамской свиты. Кварцевые порфиры прослеживаются на расстоянии более 10 км и достигают мощности 250—300 м. Мелкие силитолодобные тела распространены также в верховье р. Сахарбак, среди анортозитов. Протяженность их 5—6 км, мощность 30—40 м. Небольшие штоки кварцевых порфиров известны в верховье р. Джана, где они прорывают эффузивы джелетской свиты. Площадь штоков не превышает 0,5 км². Дайки сложены как кварцевыми порфирами, так и фельзитами. Насыщенность дайками на отдельных участках настолько интенсивна, что вмещающие их породы почти не встречаются. Наиболее крупные дайки кварцевых порфиров и фельзитов распространены в междуречье Салурий — Кетема (юго-восточная часть площади листа). Здесь они залегают субмеридиональные разломы и прослеживаются по простиранию на 10—12 км; мощность даек не превышает первых десятков

метров. Контакты с вмещающими их гранитоидами Джугджурского комплекса близки к вертикальным.

Более мелкие дайки наблюдаются в верховье р. Джана в осевой части хр. Джугджур. Они характеризуются субширотным простиранием, отвечающим простиранию развитых здесь разломов. Мощность даек не превышает 5—6 м.

Видимых контактовых изменений не наблюдается.

Кварцевые порфиры представляют собой белые или желтовато-белые породы с плотной, почти афанитовой основной массой и «глазками» мелких оглавленных зерен кварца. Структура пород порфировая. Количество включений колеблется от 5 до 40%. Вкрапленники образованы пиллоклазом, катлевым полевым шпатом, кварцем и редко биотитом.

Патлоклаз ряда альбит-олиноклаза № 10—12 большей частью разрушен и замещен серицитом, кальцитом, эпидотом. Катлевым полевой шпат свежий; образует резко идиоморфные кристаллы.

Биотит обесцвечен и замещен хлоритом. Основная масса сложена кварцем и катлевым поевым шпатом. Структура ее микрогранитовая и гранофировая.

Фельзиты — светло-серые, белые и желтовато-серые породы, состоящие из слабо раскристаллизованного кислого стекла. Для них характерна финдально-полосчатая текстура и псевдоферрогитовая, микропопийлитовая и микрофельзитовая структура.

Палеогенные интрузии описываемого района несут с собой полиметаллическую минерализацию. Галенит, сфалерит и халькопирит присутствуют в них как акцессорные минералы.

Сфалерит и галенит были обнаружены в кварцевых порфирах минералогическим анализом на левобережье р. Кетема, а медные минералы (халькопирит, малахит и азурит) — в верховьях р. Джаны.

Кварцевые порфиры и фельзиты на площади листа прорывают нижнемеловые гранитоиды Джугджурского комплекса. Возраст описываемой площади в бассейне р. Чабит (приток р. Тота), аналогичные кварцевые порфиры, по данным А. Д. Ставцева (1960ф), прорывают палеогенные интрузии основного состава. Отсюда возраст их должен быть не древнее палеогена.

Учитывая, что в пределах юго-восточного обрамления Алданского шита не известны кислые интрузии, можно палеогенного возраста, возраст кварцевых порфиров и фельзитов определяется достаточно уверенно как палеогеновый.

ТЕКТОНИКА

Район расположен в юго-восточной краевой части Алданского шита. Специфической особенностью его явилась активизация тектоно-магматической деятельности в протерозое и мезозое на большей части его площади. В связи с этим район распадается на две области: I — Алданский шит, не затронутый активизацией, и II — область тектоно-магматической активизации краевой части Алданского шита (рис. 1).

К первой области относится лишь северо-северо-западная часть площади листа. Строение этой области определяется структурами архейского кристаллического фундамента и лишь подчиненную роль играют структуры, созданные дивьюктивными тектониками.

Ко второй области относятся все остальные части площади. Здесь резко преобладают структуры, связанные с этапами активизации. В этой области сохранились лишь фрагменты архейского кристаллического фундамента либо в виде огромных кенозитов, закатых между трещинными интрузивными разломами, либо в виде реликтов крутой Чаблук-Яконского массива. О последнем свидетельствуют явления контактового метаморфизма, наблюдающиеся как вблизи контактов, так и в удалении от них, а также многочисленные мелкие тела гранодиоритов, обнажающиеся в эрозийных окнах среди архая.

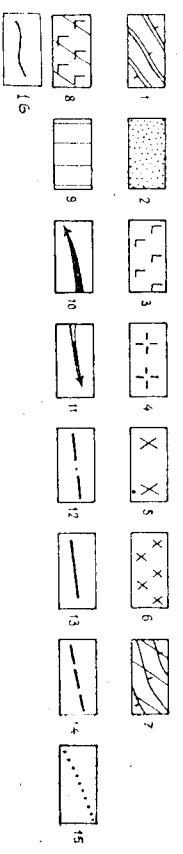
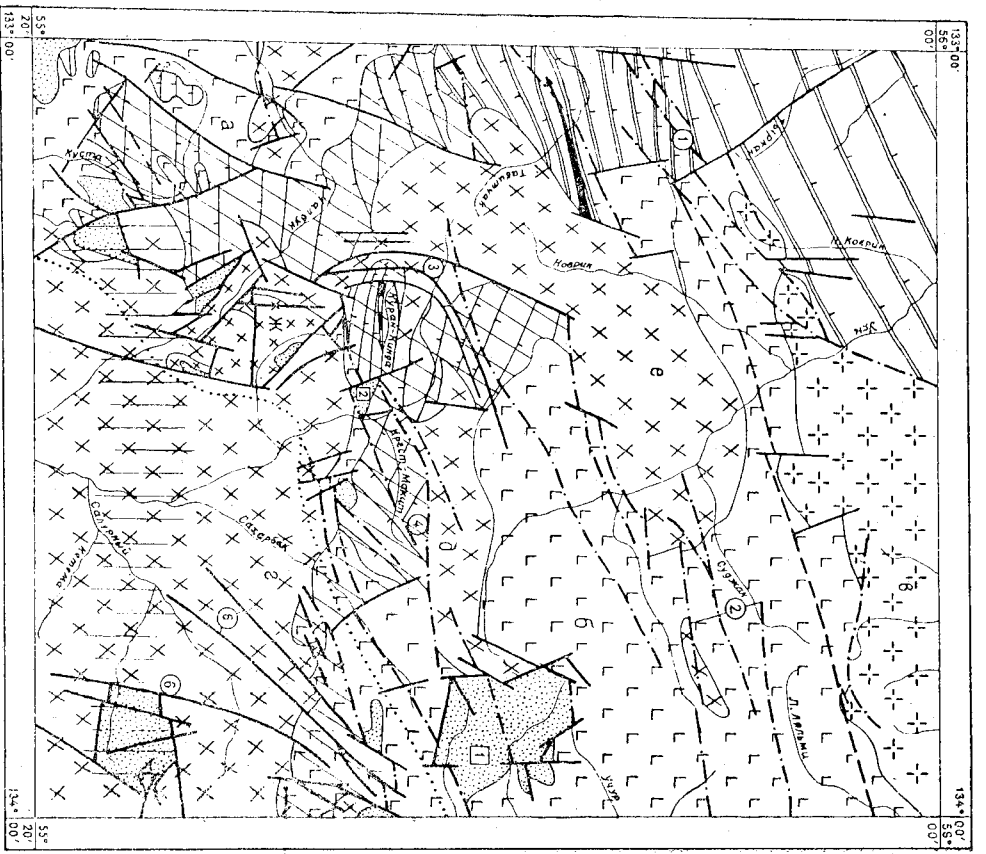


Рис. 1. Тектоническая схема

1. Алданский шит: 1 — архейский кристаллический фундамент досинийской платформы; 2 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 3 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 4 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 5 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 6 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 7 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 8 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 9 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 10 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 11 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 12 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 13 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 14 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 15 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии; 16 — мезозойские вулканические покровы и наложенные на них магматические интрузии.

АРХЕЙСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ДОСИНЬСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В породах кристаллического фундамента досинийской платформы, разбитых как в первой, так и во второй области, фиксируется одна крупная сложная пострепная Тыркано-Тавитякская антиклиналь, ядро которой располагается в бассейне верхнего течения р. Тавитчак и прослеживается на запад (за пределы района) до верховьев р. Тыркан. Описываемая структура выдвинута в субширотном направлении и имеет отчетливо асимметричное строение с более пологим северным крылом и более крутым южным. Шарнир антиклинали поворачивается с восток-северо-востока на запад-юго-запад. В ядре Тыркано-Тавитякской антиклинали обнажаются образования кориканской (самой древней в районе) свит, сложенных известняками и южные под породы сутамской и худурканской свит, сложенных известняками и южные крылья антиклинали. Углы падения пород в приосевой части антиклинали достигают 50°; на северном — наружном — крыле структуры они постепенно выглаживаются до 30—10°. Южное крыло Тыркано-Тавитякской антиклинали разбито многочисленными разломами на отдельные блоки, характеризирующиеся крутым моноклимальным залеганием пород. Лишь в верховьях р. Лимну намечается небольшая синклиальная складка, осложняющаяся южное крыло Тыркано-Тавитякской антиклинали. Эта линейная складка располагается на правобережье р. Куран-Кинда. Размеры ее 30—35 км по длине оси и 10 км по короткой. Ось Куран-Кинданской складки совпадает с долиной р. Куран-Кинда, простирается в широтном направлении. Шарнир ее поворачивается с запада на восток.

В бассейне р. Куран-Кинда сохранилось лишь кожное крыло синклинали; северное крыло значительно уничтожено внутренним стрессом с падением крыльев под углом 50—60°. На западе, в бассейне р. Чалбук, наблюдается плавный изгиб слоев, намечающий центриклинальное замыкание складки. Восточная часть складки срезана меридиональным разломом.

Со складчатыми дислокациями архейских пород связано формирование небольших синорогенных гранитных массивов, внутренняя структура которых строго конформна и гармонична по отношению к структурам вмещающих их пород.

К началу протерозоя Алданский шит был, по-видимому, полностью консолидирован. На последующие тектонические движения он реагировал уже как жесткая глыба, раскалывающаяся в краевой части на отдельные блоки.

ОБЛАСТЬ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВЗАЦИИ

Область тектоно-магматической активзации краевой части Алданского шита выделяется как область, насыщенная интрузивными образованиями раз-

личные интрузивы: 3 — массивы протерозойских габброидов и анортозитов, приуроченные к системе крупных разломов; 4 — лакколитоподобный массив синийских гранитов; 5 — батолитоподобные и шпокообразные массивы мезозойских гранитно-диоритов; 6 — батолитоподобный массив мезозойских гранитно-диоритов; 7 — массивы архейского кристаллического фундамента; 8 — кенозиты; 9 — массивы между разновозрастными интрузивами; 10 — массивы между разновозрастными интрузивами; 11 — массивы между разновозрастными интрузивами; 12 — массивы между разновозрастными интрузивами; 13 — массивы между разновозрастными интрузивами; 14 — массивы между разновозрастными интрузивами; 15 — массивы между разновозрастными интрузивами; 16 — массивы между разновозрастными интрузивами.

личного возраста и состава¹. Эффективно-вулканогенные породы слатают в пределах описываемой области локальные наложенные впадины и покровы. Для зоны активизации характерны наличие многочисленных разломов со сложной и длительной историей развития. Молодые тектонические напряжения разряжались в районе преимущественно по уже ранее существовавшим по-верхностям нарушения. Вследствие этого возрастная классификация разрывных дислокаций может быть дана условно.

По времени заложения разрывные нарушения разделяются на две группы: 1) разломы, заложившиеся преимущественно в протерозойское время и не-однообразно омоложенные в последующие эпохи, 2) разломы, заложившиеся преимущественно в мезозое и частично омоложенные в кайнозое.

Разломы, заложившиеся преимущественно в протерозойское время, в про-терозойское время. К этой группе относятся разломы субширотного простирания: Коврик-Иртышские, Суджакские, Крест-Макитские и Сахар-бакские. Они затрагивают в основном архейские и протерозойские породы, прослеживаясь на многие десятки километров. Большая часть разломов хо-рошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Кроме того, они фиксируются вследствие дробления, эндогенизации, пиритизации, хлоритизации и окварде-вания пород. Мощность этих зон изменяется от нескольких метров до 400—500 м (Крест-Макитский разлом). Преимущественный характер субширотных разломов указывает на то, что они представляют собой вертикальные или крутопадающие расколы земной коры. Амплитуда вертикальных смещений достигает нескольких сот метров (Сахарбакский и Крест-Макитский раз-ломы).

С этой системой разломов, очевидно, связано формирование массивов габброидов и анортозитов протерозойского возраста, образующих единый пояс габбро-анортозитов, опоясывающий с юга Адыгский щит и прости-вающийся в широтном направлении от Вайкальской горной страны до Охот-ского моря. Это дает основание предполагать, что субширотные разломы за-ложившиеся в протерозойское время.

Линейно-вытянутая форма Геранского анортозитового массива, согласная с направлением субширотных разломов, и крайне простые линии контактов свидетельствуют о том, что массив представляет собой крупное трещинное тело. Это же подтверждает анализ карты графиков ΔT , на которой разлом, залеченный анортозитами, фиксируется в виде субширотной полосы повышен-ных значений магнитного поля (рис. 2).

Первичная пологосчатость в породах массива характеризуется выдержан-ными запад-северо-западными простираниями и северо-северо-восточными па-дениями. Углы падений колеблются в пределах 20—70°.

В последующие эпохи по обновляющимся и частично закладывавшимся вновь разломом произошли внедрения магматических масс различного воз-раста. В раннесилезийское время в северной части описываемой площади фор-мировался крупный гранитоидный массив, простирющийся в субширотном направлении. Массив имеет лакколитообразную форму контактов и попру-жается на север.

С палеозойским магматическим циклом связано внедрение диабазов, образующих параллельно вытянутые дайны длиной в несколько десятков километров. Дайны диабазов имеют широтное простирание и крутое, почти вертикальное, падение.

Разломы, заложившиеся преимущественно в мезо-зойское время. Ко второй группе относятся разломы, особенно широкие рас-пространенные в юго-западной и юго-восточной частях описываемой площади. Эта группа объединяет разломы бассейна р. Кустак, Чалбужские и Керем-ские.

Субмеридиональные разломы секют образования района, включая и гра-нитоиды Чалбуж-Яконского массива. Они прослеживаются на 35—45 км,

¹ Морфология массивов и их соотношение с вмещающими породами под-робно освещены в разделе «Интрузивные породы».

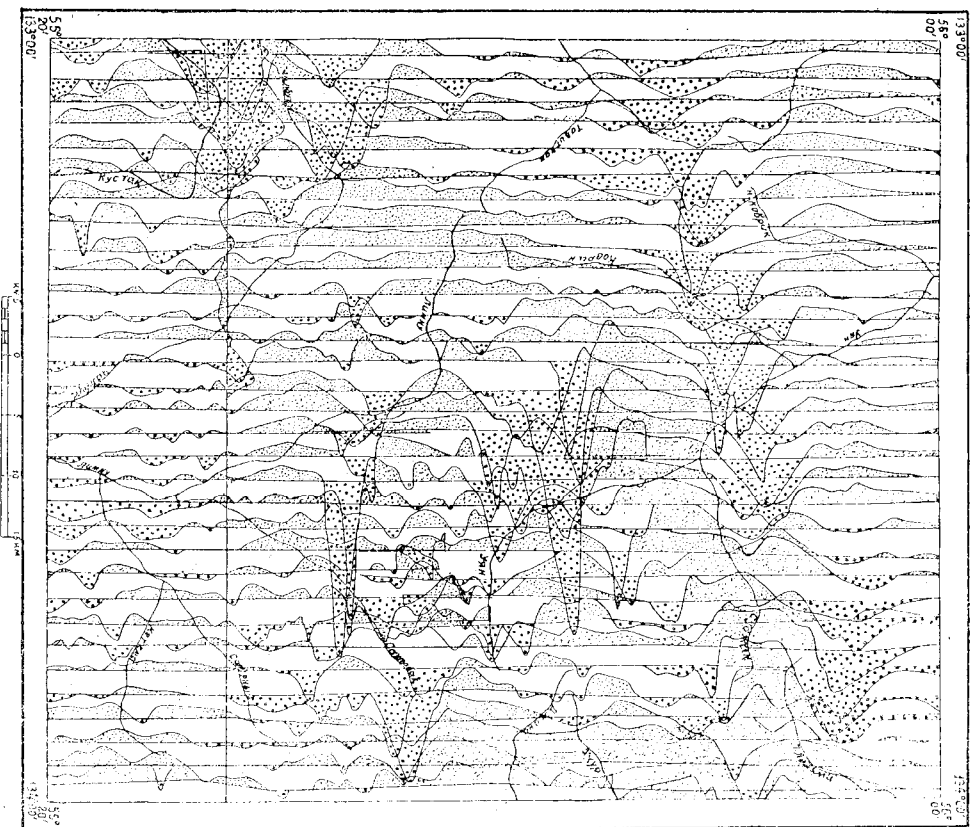


Рис. 2 Схематическая магнитная карта Графиков ΔT
1 — положительные значения, 2 — отрицательные значения

1 см равен 1250/км

образуя местами зоны шириной до 6—8 км (Чалбукские разломы) и 12—15 км (Кетемские разломы). В пределах этих зон разломы либо располагаются параллельно, либо кучнообразно сменяют друг друга (Чалбукские разломы). В юго-восточной части площади они образуют аэрообработанный тучок, сходящийся к северу и расходящийся к югу. Большая часть разломов этой группы имеет в плане прямоугольные очертания; только Чалбукские разломы выдвигаются в виде слабо изогнутых дуг, выходящих на запад и открытых на восток. Разломы фиксируются благодаря наличию зон дробления и пиритизации пород. Мощность зон дробления большей частью не превышает 10—15 м, мощность метров, лишь на отдельных участках (р.ч. Налатай — бассейна р. Кустак) она достигает нескольких сот метров.

Отчетливо прямолинейный характер разломов свидетельствует о том, что они представляли собой, по-видимому, вертикальные или близкие к вертикальным расколы земной коры. Амплитуда вертикальных смещений достигала местами 800 м. Время заложения этих разломов следует отнести к донияженеоловой эпохе, так как некоторыми из них (Чалбукскими) отчетливо контролируется дубообразная форма Чалбук-Яконского массива позднекаменноугольного возраста. Связь Чалбук-Яконского массива с разломами и узкая линейная форма его с несомненностью указывают на трещинный характер интрузии. Северные ветви массива обдаются, по-видимому, достаточно крупными контактами. Кровля кожной ветви погружается под пороги кристаллического основания. Южная ветвь Чалбук-Яконского массива, как бы рассекается на две части широтно вытянутой толстой, резко обогатенной ксенолитами, фиксирующими провес его кровли. Породы, слагающие Чалбук-Яконский массив, разбиты многочисленными трещинами отдельности. Среди них резко преобладают вертикальные или близкие к вертикальным трещины субширотного простирания, меньшим распространением пользуются крупные трещины северо-восточные и северо-западные простирания; широко развиты трещины торсионные или близкие к ним, обуславливающие мажоранную отдельность в гранодиоритах.

Позднекаменноугольный магматизм завершился введением гранодиорит-порфирид и диоритовых порфиритов заклучительной фазы.

Гранодиорит-порфириды слагают крупный массив в междуречье Чалбук-Тугаяк, пророченный к участку пересечения субмеридиональных (Чалбукские) и субширотных (Сахарбукский) разломов. Форма тел недостаточно ясна, однако предполагать, что гранодиорит-порфириды образуют шток (Тугаякский) с крупными контактами и с отдельными неглубокими пластовыми апофизами. Своеобразие текстуры и структуры гранодиорит-порфиритов заставляет предполагать, что олень близко от поверхности происходило его формирование в эпоху достаточно интенсивных движений.

Помимо штока, гранодиорит-порфириды и диоритовые порфириты образуют многочисленные дайки, располагающиеся как внутри Чалбук-Яконского массива, так и по его периферии.

Мезозойские наложенные впадины, вулканические и покровы. Наложены впадины, выходящие в флувиально-осадочными образованиями джегонской свиты, в современной структуре района представляющей собой обособленные грабен — Джанинский и Крест-Макинский.

Джанинский грабен (I), расположенный в верховьях рр. Джана и Сахарбук-Маки, характеризуется изометричными очертаниями. Площадь его 12×10 км². С севера, запада и юга грабен ограничен разломами, по которым верхние горизонты джегонской свиты контактируют с анортозитами. Максимальная амплитуда смещения достигает 400 м. Породы, слагающие Джанинский грабен, залегают практически горизонтально с очень слабым наклоном на запад.

Крест-Макинский грабен (II) находится в приустевой части р. Крест-Маки. Он имеет форму довольно правильной прямоугольника. Площадь грабена 4×6 км². Он сложен породами джегонской свиты, отделенными от архейских образований со всех сторон разломами. Амплитуда вертикального смещения не менее 700—800 м. Залегание пород близкое к горизонтальному. Вулканические образования, слагающие покровы, сохрани-

лись и в верховьях рек Курун-Маки и Курун. Залегание покровов большей частью горизонтальное. Лишь на отдельных участках (бассейны р. Кустак) пороги падают на северо-запад под углом до 50°. Здесь в эрозийных окладах обнаружены архейские метаморфические породы и протерозойские габброиды, свидетельствующие о том, что покровы формировались на поверхности с расчлененным рельефом.

Таким образом, для области протерозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации характерна высокая тектоническая активность на протяжении почти всей геологической истории ее развития. Тектоническая активизация сопровождалась широким развитием магматизма в интрузивной и эффузивной формах. За время от архея до кайнозоя в этой области формировались крупные интрузии протерозойского, синнижского, палеозойского и мезозойского возрастов.

В настоящее по частично обновленным разломам обеих систем произошло внедрение кислых лав образовавшихся главным образом многочисленными дайками фельзитов и кварцевых порфиритов.

В пределах большей (северной и северо-западной) части территории фиксируются проявления интенсивных тектонических поднятий неоген-четвертичного времени. В бассейнах рек Таркан и Кустак наблюдаются субмеридиональные разломы, секущие ледниковые образования.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основными факторами, обусловившими формирование современного рельефа, являются тектонические движения неоген-четвертичного времени и особенности состава и залегания пород, развитых в районе. Тектонические движения проявились в виде общего воздымания хр. Джумшур, на фоне которого с различной скоростью и амплитудой поднимались отдельные блоки. По характеру и интенсивности проявления тектонических движений неоген-четвертичного времени выделяются две тектоно-геоморфологические области:

- 1) область интенсивных тектонических движений со среднегорным рельефом,
- 2) область ослабленных новейших движений с низкоротным рельефом.

Влияние состава развитых на территории пород сказывается в основном в морфологии мезо- и микроформ водораздельных хребтов. Резкие альпийские черты характерны для форм рельефа, образовавшихся на участках развития эффузивных пород. Более плавные складенные очертания имеет рельеф в области развития анортозитов и мезозойских гранитоидов. На моноклинально залегающих разнообразных архейских образованиях формировался своеобразный структурный куэстовый рельеф, резко отличающийся от рельефа останной площади.

Процессы эрозии и денудации, получившие интенсивное развитие в последние тектонические движения, почти полностью преобразовали ранее существовавший донеогеновый рельеф. Остатки этого рельефа сохранились лишь на небольшом участке в истоках р. Учур и в виде мелких разрозненных релликтов древних поверхностей выравнивания на вершинах водоразделов.

Геоморфологическими и палинологическими анализами в пределах описываемой территории установлено наличие следов двух оледенений: максимального полупокровного и постмаксимального горно-долинного двухстадийного. В результате взаимодействия и взаимовлияния всех охарактеризованных факторов в пределах описываемой части хр. Джумшур формировались различные типы рельефа, отличающиеся друг от друга генезисом, возрастом и морфологией (рис. 3).

ДЕНУДАЦИОННЫЙ СЛАБО РАСЧЛЕНЕННЫЙ ДОНЕОГЕНОВЫЙ РЕЛЬЕФ.

СЛАБО ИЗМЕНЕННЫЙ ПРОЦЕССАМИ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Этот рельеф сохранился в истоках р. Учур, где эрозийный фрез неоген-четвертичного времени не проявился. При значительных абсолютных отметках (1300—1200 м) денудационный рельеф характеризуется сильной складчатостью своих форм. Долгие реки широкие с плоскоовальными забочечными

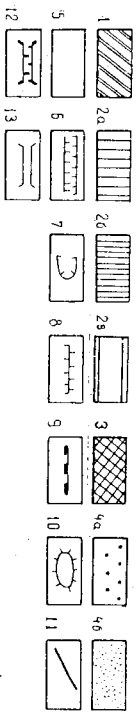
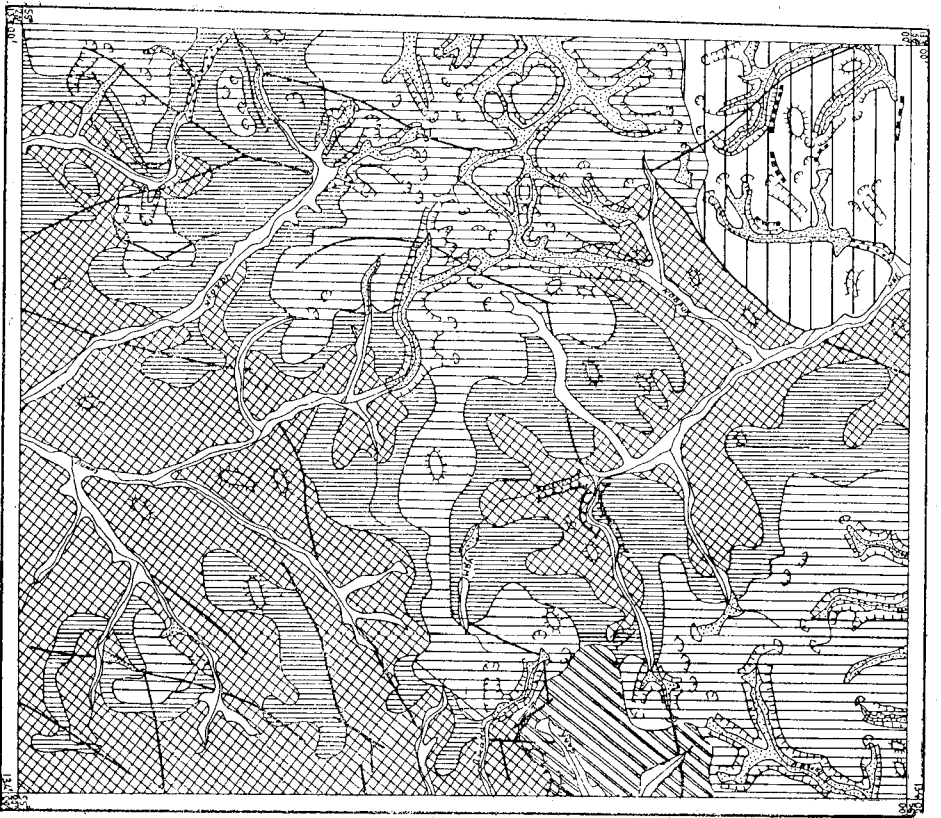


Рис. 3. Геоморфологическая схема

1 — денудационный слабо расчлененный донеоэновый рельеф, слабо измененный процессами неоген-четвертичного времени; 2 — среднеторный эрозионный голоду-вавшийся в областях интенсивных тектонических поднятий; а — осложненная формами ледниковой экзарации; б — в приледниковой полосе и в перигляциальной зоне; в — осложненные формами ледниковой экзарации, куэстовой и ступенчатой структурой; 3 — низкорослый денудационно-эрозионный слабо расчлененный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформировавшийся в областях ос-лабленных тектонических поднятий; 4 — ледниково-аккумулятивный рельеф; а — максимального среднечетвертичного оледенения; б — постмаксимального верне-четвертичного оледенения; 5 — эрозионно-аккумулятивный рельеф днищ речных долин среднечетвертичного — современного возраста; 6 — хорошо сохранившиеся тропы; 7 — ледниковые кары; 8 — куэстовые гряды; 9 — структурная ступенчатость; 10 — древние поверхности выравнивания; 11 — разломы, обуславливающие фор-мирование рельефа; 12 — антецедентные долины; 13 — срезовые долины, образо-ванные переметными ледниками.

дницами, постепенно переходящими в заболоченные же борта. Вершины во-доразделов представляют собой широкие плоские столовые или голого-воли-стые поверхности, круто обрывающиеся к ледниковым карам и тропам при-токов рр. Уян и Джана. Склоны, обращенные к Учур, очень пологие. Как правило, они осложнены мелкими натечными синфлексционными террасами с высотой уступов, не превышающей 3—5 м. На высотах свыше 1500 м склоны и вершины водоразделов покрыты крупноглыбовыми осыпями и раз-валами. Это зона голцов.

Денудационный рельеф, сохранившийся в виде разобщенных реликтов в центральных частях междуречий, представляет плоскими столовыми поверх-ностями, протяженность которых колеблется от нескольких десятков метров до 2—3 км.

Донеоэновый возраст денудационного рельефа устанавливается на осно-вании трюкосты в коре выветривания опор и пыльды меловой и палеоге-новой теплоглобной флоры.

СРЕДНЕТОРНЫЙ ЭРОЗИОННЫЙ ГОЛЦОВЫЙ ИНТЕНСИВНО РАСЧЛЕНЕННЫЙ РЕЛЬЕФ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА, СФОРМИРОВАВШИЙСЯ В ОБЛАСТЯХ ИНТЕНСИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ

На участках, подвергшихся оледенению (бассейны рр. Таркан, Ниж. Ков-рик, Тавитчак, Широкая, Сютокээн, Льялми и др.) описываемый рельеф независимо от литологии пород приобретает альпийских облик. Особенно хо-рошо сохранились в современном рельефе формы постмаксимального торно-долинного оледенения (особенно его второй стадии). Альпийский облик релье-фу придает разнообразие широко распространенные экзарационные ледни-ковые формы, представляемые каррами, карлингами, тротами, баранями лба-ми, бороздами выпахивания.

Кары достигают 1,5—2 км в диаметре и представляют собой опромые полуучали с крутими, иногда отвесными стенками и плоскими днищами с хол-мистым микрорельефом (бассейны истоков рр. Таркан, Тавитчак, Широкая, Сютокээн, Джана и др.). Долины, обработанные ледником, имеют отчетливо выраженный тротовый характер, хотя борта и плечи тротов подверглись значительной нивелировке. В тротовой долине р. Тавитчак на бортах наблю-даются глубокие борозды выпахивания, четко фиксирующиеся на аэрофото-снимках.

Среднеторный эрозионный рельеф приледниковой полосы и перигляци-альной зоны приурочен к участкам с абсолютными отметками 1300—1500 м. Для него характерно интенсивное эрозионное расчленение с образовавшимися глубокими (700—800 м) U-образными и каньонобразными долина с неразрабо-танными днищами. На мезозойских эффузиях, реже архейских плейсках водо-раздельные хребты узкие со скалистыми, пиллообразными гребнями альпий-ского облика; на пранитоидах и анортюнтах — стлаженные с округлыми слег-ка выпуклыми вершинами. Склоны крутые (25—40°) залесенные, местами покрыты крупноглыбовыми осыпями. На эффузиях формируются плитчатые остроугольные очень подвыженные осыпи, покрывающие склоны вплоть до под-ножий. На анортюнтах и прандиоритах нередко наблюдаются медвежьи на-течные солифлюкционные или напорные террасы. Последние иногда достигают 3 км по протяженности с высотой уступов 60—100 м (левобережье р. Чаг-бук).

Эрозионно-ледниковый рельеф бассейна р. Таркан осложняется куэсто-вой и ступенчатой структурой склонов. Она обусловлена моноклиналим за-леднением развитых здесь литологически разнородных архейских пород и пред-ставлена невысокими (30—50 м) асимметричными куэстовыми грядами, мик-ро- и макроступенчатостью на склонах. Куэстовая гряда высотой до 40—50 м прослеживается в южной части водораздельного хребта рр. Таркан—Тавитчак, Таркан—Ниж. Коврик. Небольшие куэстовые грядки наблюда-ются в междуречье Ниж. Коврик—Уян. На склонах водоразделов на этих участках развиты микро- и макроступени, высота уступов которых колеблется от 5 до 30—40 м. Ширина плоских пологонаклонных площадок ступеней раз-лична — от первых десятков метров до 1 км.

НИЗКОГОРНЫЙ ДЕНУДАЦИОННО-ЭРОЗИОННЫЙ СЛАБО РАСЧЛЕНЕННЫЙ РЕЛЬЕФ НЕОГЕНО-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА

Этот тип рельефа развит в областях, где тектонические движения проявились наиболее слабо, вследствие этого и эрозионные процессы здесь протекают замедленно. Преобладающими являются процессы солифлюкции. Расчленение этого рельефа слабое. Абсолютные отметки не превышают 1200 м. Относительные превышения едва достигают 300 м. Долгие реки У-образны на участках молодого эрозионного вреза, и широкие заболоченные с пологими склонами — на участках, где этот врез еще не проявился. Для участков с молодым эрозионным врезом характерны резкие перепады в углах наклоня склонов. Нижние части склонов здесь крутые (20—25°) с редкими реликтовыми осыпными формами; к вершинам склоны выполаживаются (не более 10°), они сплошь залесены, нередко заболочены.

ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Пряурочен этот тип рельефа к днищам проглов и ледниковых каров. Он представляет аккумулятивными формами: конечными и боковыми валами и грядами или холмисто-западинным, местами озерным ландшафтом донной Морены.

В зависимости от возраста ледниковые формы имеют различную сохранность.

Самым древним в описываемом районе является ледниково-аккумулятивный рельеф максимального полупереходного оледенения конца среднеплейстичного времени. Он сохранился вне зоны развития постмаксимального оледенения, на левобережье и в долине р. Ниж. Коврик (нижнее течение), на левобережном водоразделе р. Лимну (верховья), в днище древнего прогала. Первальный рубя из р. Цалбуж в Кустак и в верховьях р. Кустак. Описываемый рельеф сильно разрушен. Особенно синецирированы боковые валы и холмисто-западинный ландшафт центральных частей проглов. Лучшую сохранность имеют конечные моренные гряды. На р. Ниж. Коврик и р. Переваль-ный конечные валы прерываются выходы из троповых долин. Русла рек прорезывают эти валы, образуя углубленные каньоны. Высота валов 30 м (р. Ниж. Коврик), 60 м (р. Перевальный). В наиболее пониженных местах этого рельефа на некоторых участках сохранились еще озера с заболочивающимися берегами.

Ледниково-аккумулятивный рельеф верхнечетвертичного постмаксимального прогало-должного оледенения развит в днищах троповых долин и каров голыцово-зона хр. Джугджур и его отрогов. Он представляется теми же, но хорошо сохранившимися формами. Ледниковые формы первой стадии этого оледенения встречаются спорадически вне зоны развития второй стадии (в долинах рр. Тузуджик, Куран-Кинда, Кустак). Они более разрушены, чем и отгораживаются от ледникового рельефа второй стадии.

Для второй стадии характерна многократная стабилизация края долиныных ледников, обусловившая на некоторых участках формирование ряда кончоморенных валов с подпруженными озерами (рр. Широкая, Гавятак, Таркан, Согтокезан, Джана). Высота валов колеблется от 20 до 60 м. Микро-рельеф их поверхности холмистый. Боковые гряды прослеживаются у подножья бортов проглов долин или на их склонах. Протяженность гряд колеблется от одного до нескольких километров (рр. Таркан, Пр. Коврик).

Средне- и верхнечетвертичный возраст ледниково-аккумулятивного рельефа обих оледенений устанавливается на основании данных палинологического (см. раздел «Стратиграфия кайнозойской группы») анализа и их геоморфологического сравнения.

ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Этот тип рельефа развит в хорошо разработанных речных долинах и представляется высокой и низкой поймами и грядами (I—III) надпойменными террасами.

Высокие надпойменные террасы сильно размыты.

Третья надпойменная терраса зафиксирована только на левом берегу р. Лимну, в устье р. Сахарбак. Терраса эрозионно-аккумулятивного строения, сложена коренными породами гранодиоритового комплекса. Агломерации очень маломощны, почти полностью размыты и фиксируются хорошо окатанными гальками чуждых для этого участка пород. Гальки наблюдаются на поверхности террасы и в глинистом плехо сортированном шибинском песке, перекрывающем покров. Высота террас над днищем долины р. Лимну 50—65 м. Уступы крутые (20°), тыловой шов с водоразделом рр. Лимну—Сахарбак резкий. Поверхность плоская слегка волнистая, ширина площадки 300—350 м. На основании нескрыпания этой террасы (устье р. Цалбуж) ледниковыми отложениями максимального оледенения конца среднечетвертичного времени возраст террасы датируется началом среднечетвертичной эпохи.

Вторая надпойменная терраса сохранилась в виде фрагментов в верховьях и устье р. Садурин, в устье р. Сорюк, на правобережье р. Лев. Коврик и в устье р. Усамак (левый приток р. Уян). Высота террасы над поймой колеблется от 15 до 30 м. Поверхность ее, перекрывая заболоченным ледниковым шлейфом, имеет пологие (3—5°) уклоны в сторону русла реки. Большой частью терраса эрозионная, в устье р. Усамак эрозионно-аккумулятивная. На основании данных спорово-пыльцевого анализа и определения абсолютного возраста (по углероду) проблематичных костных остатков на смежной с запада площади в бассейне ф. Таркан (Юсов и др., 1960ф) возраст описываемой террасы датируется началом верхнечетвертичной эпохи.

Первая надпойменная терраса развита во всех долинах рек вне зоны действия ледников второй стадии постмаксимального оледенения. Она встречается или отдельными мелкими фрагментами в приустьевых частях рек или разобщенными полосами протяженностью 2—5 км и шириной 200—600 м. Высота ее на крупных реках колеблется от 7 до 12—15 м, на мелких — 6—8 м. Терраса аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная (в мшильных зонах). Поверхность ее слегка наклоненная в сторону русла реки, как правило, заболоченная, местами перекрыта денудационными шлейфами. Терраса сложена аллювиальными и флювиогляциальными образованиями, синхронными второй стадии постмаксимального оледенения. Возраст ее на этом основании датируется концом верхнечетвертичного времени.

Высокая пойма распространена во всех разработанных долинах рек в виде отдельных фрагментов или разобщенных полог. Наибольшую (11 км) протяженность эта терраса имеет на левом берегу, в низовьях р. Садурин. Высота ее колеблется от 2 до 5—7 м. Поверхность микроволнистая или микробугристая, местами заболочена.

Возраст террасы на основании палинологического и геоморфологического анализа устанавливается как последледниковый и датируется началом современной эпохи.

Пойма развита в долинах всех мелких и крупных рек, кроме У-образных. Для ее поверхности характерны старичные русла, периодически живущие протоки, палевые ковы, валы, отмели, разнообразный богатый растительный покров и опутанные заболоченности (кроме старичных озер). Высота поймы зависит от уровня воды в русле и колеблется от 0 до 1—1,5 м.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-53-IV выявлены рудопроизведения титаномангнетита, меди и молибдена, рудных земель, а также шпиховые и спектро-металломет-рические ореолы свинца, цинка, никеля, вольфрама, молибдена, циркония, редких земель и рассеянных элементов. Из неметаллических полезных ископаемых в районе имеются строительные материалы (гранодиориты, лабрадориты, галька и гравий).

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

Выявленные рудопромыслы титаномагнетита находятся в бассейне р. Сорота — на водоразделе Джана — Колобок и на левобережье р. Сахарбак, ниже устья р. Сололи.

Пространственно они приурочены к полю развития анортозитового массива и генетически связаны с обогащенными темнокветными минералами габбро-анортозитами и норитами. Руды залегают согласно с общей структурой анортозитового массива и связаны с вмещающими породами постельными переходами. На выявленных рудопромысловых встречаются руды шпильев, вкрапленные, сплошные и прожилковые.

Руды титаномагнетита по содержанию железа и титана находятся на грани кондиций и относятся к категории бедных. Максимальное содержание железа не превышает 40%, титана — 2—3%. Ниже дается краткое описание рудопромыслов.

Рудопромыслы выявлены в бассейне р. Сорота [9, 11] представлены многочисленными жилами и прожилками титано-магнетита мощностью от 2 до 10 м и протяженностью до 70 м. Обычно они простираются в зоне субширотного простирания шириной до 50 м и протяженностью до 2 км. Вмещающими породами являются обогащенные титаномагнетитом (до 50—70%) габбро-анортозиты и нориты. Химический анализ шпильев проб установленной содержания титана от 2 до 3% и железа до 35%. По данным спектрального анализа, содержание титана колеблется от 1 до 3%. Кроме того, обнаружены сотые доли процента цинка, ванадия и циркония, тысячные доли процента меди, кобальта и иттрия.

Вкрапленные руды и мелкие шпильи на этом участке имеют значительно меньшее распространение и они беднее прожилковых. Содержание титана в них не превышает 1,5%.

Рудопромыслы на р. Сорота характеризуются магнитной активностью до 500 эдсм [1].

Рудопромыслы выявлены на водоразделе рр. Джана — Колобок в 1200 м юго-восточнее высоты 1882,0 [13] откосится к широтному типу. Рудные тела неправильной формы размером от 5 до 10 м иногда до 50 м в поперечнике. Они распространяются среди мелкозернистых табачно-зеленых анортозитов, часто несущих мелкую вкрапленность титаномагнетита в толще шириной 50—60 м и протяженностью 2 км. Содержание титана в шпильевых рудках не превышает 3%. Некоторые пробы содержат 0,1% ванадия.

Рудопромыслы выявлены на левобережье р. Сахарбак (ниже устья р. Сололи [25]) представлено в основном мелкозернистыми титано-магнетитовыми рудами, приуроченными к мелкозернистым габбро-анортозитами. Обогащенность вкрапленностью титаномагнетита габбро-анортозитов варьируется мощностью от 1 до 12 м и прослежены в широтном направлении на расстоянии 75—100 м. Химический анализ шпильевой пробы установил содержание железа 29%, титана 2%, серы 0,3%.

Все описанные рудопромыслы выявлены на малых масштабах и низких содержаниях титана в рудках в настоящее время не могут представлять промышленного интереса. По существу, данные руды являются даже скорее не типичными, а убогими титаномагнетитовыми рудами.

Кроме коренных рудопромыслов, шпильевы опробованы установленное повсеместное присутствие в аллоэпидиальных отложениях ильменита и титаномагнетита, повышенные концентрации которых приурочены к аллоэпидиальным отложениям в пределах полей развития анортозитов. Наиболее богатые содержания ильменита отмечены в верховьях р. Джана [16]. Опробованные здесь на протяжении 5 км пойменные отложения содержат от 3 до 7 кг/т ильменита. В отпелных пробах концентраты его достигают 12 кг/т.

Потери магнитная слемка над локальными аномалиями не произволилась.

содержания ильменита установлены также по р. Далми [6], где на протяжении 2 км среднее содержание ильменита равно 6 кг/т, минимальное — 2 кг/т, максимальное — 18 кг/т. Россия с меньшим содержанием ильменита выявлены по правым притокам р. Суджак, в верховьях рр. Учур, Сорота, Богдла, Авдла. Из-за малой мощности пойменных отложений (до 1,5 м), ограниченная площадь их распространения (1,5—2 км²) и низкого содержания россыпного ильменита промышленного значения в настоящее время не имеют и могут служить лишь индикаторами при поисках коренных ильменитовых руд.

Общие перспективы территории титаномагнетитовых руд следует признавать отрицательными. Об этом свидетельствуют малые масштабы выявленных рудопромыслов этого типа, низкое содержание в них титана, а также отсутствие значительных локальных аномалий магнитного поля.

Менее ясен вопрос о перспективах района в отношении ильменитового оруднения, наличие которого подтверждают повышение концентрации ильменита в аллювии некоторых рек, пересекающих площадь анортозитового массива.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Рудопромыслы меди обнаружены на площади листа в коренном залегании рр. Джана и Кустанак.

Джанинское [15] рудопромыслы расположено в верховьях р. Джана, в притурьевой части небольшого притока. Участок сложен интенсивно перестроенными расклевывающимися, местами микроглинизированными порфиритами и дилитами джегонской свиты, в которых наблюдается богатая вкрапленность и прожилки (мощностью 1—2 см, протяженностью до 20 см) сульфидов (халькопирит, пирит), примазки малаякита и лазурита. Здесь же развиты многочисленные прожилки молочно-белого кварца (мощностью от 2 до 30 см, протяженностью от 20 см до 3 м), также насыщенные богатой вкрапленностью халькопирита, пирита. Зона, обогащенная сульфидами, прослежена по простиранию на 800 м, по мощности на 30 м. Плотность, обогащенная прожилками сульфидов и сульфидоносных кварцевых жил, составляет 1—3% от всей площади оруднения. Спектральным анализом восьми шпильевых проб установлено наличие от 0,003 до 3% меди, 0,1% цинка, а также серебра — (0,01—0,1%) и серы — (0,03%).

Джанинское рудопромыслы благодаря значительным размерам и сравнительно высоким содержаниям меди в рудках заслуживает более детального изучения.

Кустанакское рудопромыслы [32] находится в верховьях р. Кустанак, в 0,7 км на северо-восток от выс. 1651,0 м. Здесь в отвесных стенах кара наблюдается серия кварцевых жил, прорывающих нижнепротерозойские габброиды. Прослежены по простиранию две жилы имеют протяженность до 30—50 м и мощность до 1,5 м. Кварц в жилах преципитоватый, на отдельных участках содержит неравномерно рассеянную богатую вкрапленность сульфидов и незловидные скопления халькопирита и малаякита. Размеры гнезд в поперечнике 10—15 см. Минералогическим анализом наиболее богатой шпильевой протолочной пробы установлено содержание халькопирита до 4 кг/т. Спектральный анализ пробы показал содержание меди 0,6%, золота 0,3 г/т.

Жилы, расположенные в верхней части стены кара, не могли быть обследованы. В обломках кварца из этих жил у подножья кара также обнаружена медная минерализация.

Кроме коренных рудопромыслов меди, на водоразделе рек Ниж. Чагбуж — Кустанак установлен спектральнометрический ореол [36], охватывающий площадь 50 км². Содержание меди в пределах ореола от 0,006 до 0,01% при местном литогеохимическом фоне для меди 0,003%.

Медная минерализация, пространственно тяготеющая к экзоконтактам позднекаменноугольных гранитоидов, отчетливо приурочена к зонам дробления, окварцевания и хлоритизации пород. Наличие большого количества таких зон позволяет оценить перспективы района в отношении меди достаточно высоко.

СВИНЕЦ

Выявленные штиховым опробованием знаки галенита, пироморфита, вудфенита и самородного свинца образуют три штиховых ореолов: на левобережье р. Кетема [40] площадью 36 км², в бассейне р. Курган-Кинда [22] площадью 63 км² и в верховьях р. Крест-Махит [23] площадью 70 км².

В пределах поля ореола № 40 на левобережье р. Кетема, у подножия высоты 1306,0 м была обнаружена одна глыба млионитизированных и пиритизированных позднекаменноугольных гранитоидов с выделенностью галенита и сфалерита. Химическим анализом в этой глыбе установлено содержание свинца 0,82%, меди 0,03%, цинка 1,07%. Спектральным анализом обнаружено серебро — 0,001% и кадмий — 0,003%.

В первом (от устья) левом притоке р. Колболок, в зоне крупного субширотного разлома, близ места взятия штиха, содержится галенит, была найдена одна окапанная глыба (20—25 см в поперечнике) перетертых млионитизированных светлых анортозитов, содержащих пнезда галенита. Размер гнезда до 15 см.

Спектрометаллометрический ореол повышенных содержаний свинца [18] установлен в верховьях р. Широкая. Содержание свинца здесь достигает 0,01% при местном литохимическом фоне 0,001%.

Выявленные ореолы генетически связаны с гидротермально переработанными зонами дробления в экзоконтакте позднекаменноугольных гранитоидов.

Наличие на описываемой площади большого количества таких зон, со значительной благоприятной обстановкой для концентрации свинцосодержащих минералов, позволяет предположить возможность нахождения здесь промышленно значимых скоплений свинцовых руд.

ЦИНК

Спектральным анализом донных проб установлено четыре спектрометаллометрических ореола [7, 10, 14, 30], в которых содержание цинка достигает 0,1% при фоновых содержаниях 0,01%. Характеристика ореолов дана в прил. 3.

Из минералов цинка известен только сфалерит, встречающийся в бассейне р. Кетема в ассоциации с галенитом.

Цинковая минерализация генетически связана, так же как и свинцовая, с позднекаменноугольными гранитоидами.

Положительная оценка описываемой площади в отношении цинка обусловлена общей положительной оценкой ее на полиметаллы.

НИКЕЛЬ

Присутствие никеля установлено спектральным анализом. Он содержится во всех породах в количестве 0,001—0,003%. Ореол повышенных концентраций никеля располагается в бассейне среднего течения р. Сахарбак [24] на участке, сложенном протерозойскими габродидами; площадь его 20 км². Содержание никеля в донных осадках в пределах ореола колеблется от 0,003 до 0,006%.

Повышенное содержание никеля (0,01%) фиксируется также спектральным анализом пород из зон пиритизации и окварцевания.

В единичных штихах встречены знаки пирротина.

Оригинальная оценка перспектив территории листа в отношении никеля обосновывается тем, что в районе отсутствуют дифференцированные интрузии

габбро-чоритового состава, являющиеся перспективными на месторождения никеля, а также тем, что местный геохимический фон никеля и даже его относительно повышенные содержания меньше кларковых.

БАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Единичные знаки золота, обнаруженные в 24 штихах, расположены в различных участках и не образуют ореолов. Подавляющее большинство штихов находится в каждой полюдие площади.

Источником сноса золота являются: 1) зоны окварцевания и пиритизации, несущие медно-молибденовую и полиметаллическую минерализацию, в которых содержание золота колеблется от 0,005 до 0,1 г/т; 2) роговики джегонской свиты, в которых в верховьях р. Сахарбак-Махит в проточной пробе установлен один знак золота.

Генеральная принадлежность и возраст золотоконной минерализации для восточной части хребтов Станового и Джугджура до сих пор вызывает много споров.

Некоторые исследователи (Шувальский, 1952ф; Илксон, 1955ф и др.) считают, что промышленные скопления золота образовались в связи с мезозойским интрузивной деятельностью, другие (Красный, 1960 и др.), что гравная масса золота этих районов связана с протерозойским этапом геологического развития.

Имеющиеся материалы с несомненностью указывают на наличие в пределах рассматриваемого района золоторудной минерализации мезозойского возраста. О проглянутых более древней золотой минерализации на площади листа данных нет.

Незначительная мощность аллювиальных отложений, являющихся коллекторами россыльного золота, не позволяет ожидать промышленных концентратов его в районе.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

ВОЛЬФРАМ

Вольфрамовая минерализация представлена шеелитом, который в единичных знаках встречается в 20—30% всех штихов.

Всего выделено четыре штиховых ореола, в пределах которых шеелит в штихах присутствует в знаках и редких знаках. Ореолы расположены в верховьях рр. Курунг [27], Коврик [8], Сахарбак [26] и в бассейне р. Нагалай [35]. Источником сноса являются нижнекаменноугольные гранитоиды, в которых шеелит присутствует как акцессорий. Спектральным анализом в донных пробках вольфрама не установлен.

Отсутствие в районе карбонатных отложений и скарнов, высокотемпературных кварцевых жил и преизенов, с которыми связаны известные промышленные месторождения вольфрама, а также незначительные площади развития и мощность аллювия, не позволяет ожидать здесь промышленных концентратов вольфрама ни в коренном залегании, ни в россылях.

МОЛИБДЕН

Помимо коренного медно-молибденового оруденения на р. Чалбух [21], описанного ниже, выделяются небольшие по площади штиховые и металлогенерические ореолы. Они концентрируются в юго-западной части площади [20, 34, 37], отчетливо тяготея к мощной зоне пиритизации и окварцевания нижнепротерозойских габродилов. В пределах штиховых ореолов молибденит,

реже вульфенит, присутствуют в знаках. Содержание молибдена в лонных пробах металлогенетических ореолов колеблется от 0,001 до 0,006% при местном литогенетическом фоне менее 0,001%.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ РУДЫ

На площади листа известно одно проявление медно-молибденовой минерализации — Чагбукское [21]. Рудная зона на участке рудопроявления вскрывается в бортах узкой глубокой эрозийной долины левого притока верховья р. Чагбук, в 1 км на юго-запад от высоты 1420 м. Участок рудопроявления, перекрытый морской (мощностью до 15 м), сложен брекчированными и гидротермально измененными габброидами, породами многочисленными дайками (мощностью от 2 до 10 м) мезокристаллических роговообманковых прандиюритов, выделение которых контролировалось субмеридиональными разломами. Грандиориты также интенсивно раздроблены.

Оруденение, захватывающее как дайки, так и вмещающие породы, выражено в тонкорассеянной вкрапленности сульфидов, среди которых основную массу составляет пирит. Наряду с пиритом присутствуют халькопирит и молибден. Молибденит, кроме тонкой вкрапленности, образует тонкие (до 2—3 м) прожилки в миллиметрированных породах. На площади рудопроявления среди брекчированных пород отмечаются многочисленные участки карбонатизированных и окислованных габброидов, окисленных налетами медной зелени. Площадь этих участков от 2,0 до 30 м². Зоны рудопроявления прослежены вкрясть простирания на 600 м, по простиранию на 500 м; далее она перекрыта мореной.

Минералогический анализ шести штучных протолочных проб из брекчированных габброидов показал присутствие знаков молибденита, халькопирита, малахита, весовых количеств пирита; в трех пробах, кроме того, присутствует ортит и шпронг.

Низкое содержание молибдена в протолочке объясняется, вероятно, его потерей (вследствие мягкости этого минерала) при обработке проб.

Спектральный анализ 10 проб из наиболее обогащенных сульфидными участков показал содержание меди в трех пробах — от 0,1 до 1%; в одной пробе — 1%; содержание молибдена в двух пробах — 0,03 и 1%.

Спектральный анализ 35 точечных проб коренных пород из участков без видимой минерализации меди и молибдена показал содержание этих металлов во всех пробах, при этом в 10 из них медь содержится в количестве от 0,1 до 0,03%, а молибден (в пяти пробах) в количестве от 0,1 до 0,6%; остальные пробы показывают также содержание кобальта и хрома в сотых долях процента.

Чагбукское рудопроявление приурочено к тектоническому нарушению северо-северо-восточного простирания, вдоль зоны которого наблюдается интенсивная пиритизация и окисление пород. Зололомтермический анализ пиритизированных пород из этой зоны показал содержание золота в пяти пробах из шести, в количестве от 0,005 до 0,06 г/т. В аналогичной зоне окисления и пиритизации пород, на водоразделе рр. Кустак и Чагбук, золотометрический анализ трех штучных проб кварца показал содержание золота в одной пробе до 0,1 г/т, в двух — 0,005 г/т.

Чагбукское рудопроявление по своему генезису близко к типу промышленности на площади листа рудопроявления цветных металлов и молибдена генетически связаны с мезозойской интрузивной деятельностью.

Широкое развитие в районе зон дробления, пиритизации и окисления пород, а также наличие в шлихах вульфенита и пироморфита — минералов, характерных для зон окисления свинцово-цинковых месторождений, позволяют оценивать его весьма положительно в отношении цветных металлов и молибдена.

ЦИРКОНИИ

Цирконовые минералы представлены цирконом, бадделитом, малаконом и цирколитом, являющимися акцессориями синийских гранитоидов. На северо-востоке, в верховьях р. Суджак, Колболок и Ляльми установлен шлиховой ореол [5] цирконовых минералов, генетически связанных с синийской интрузией. Отмечается четкая пространственная приуроченность циркона и цирколита к полым гранитов, а бадделита — к полному аноксигенитов, насыщеному дайками раннеинт-порфиров и жилами темнатылов синийского возраста. Циркон от редких знаков до 60 г/м³ содержится также в большинстве шлихов юго-западной части площади, в бассейнах рр. Чагбук и Кустак, где развиты архейские кристаллические сланцы и нижнепротерозойские габброиды. Здесь же расположен спектрометаллогенетический ореол [31], в пределах которого цирконий содержится в количестве 0,06%. Этот ореол приурочен к разломному рудопроявлению № 33, расположенному в устье левого притока р. Кустак.

Отдельные шлихи, содержащие цирконовые минералы в весовых количествах (2—36 г/т), отмечены в бассейне р. Линьку, в поле развития мезозойских гранитоидов.

Несмотря на значительное развитие цирконовых минералов в шлихах обнаружение промышленных россыпей в районе вряд ли возможно из-за отсутствия достаточно мощных элювиально-делювиальных и речных отложений. Учитывая, что циркон и цирколит являются акцессориями минералами архейских и синийских интрузивных пород, возможность выявления скопления в значительных концентрациях циркония в районе представляется весьма маловероятной.

НИОБИИ

Знаковые содержания поликриаза в шлихах пространственно типотелот к полю развития синийских гранитоидов, в которых поликриаз является акцессорным минералом.

Отсутствие среди синийских гранитоидов альбитизированных зонностей, в которых в пределах Уланского массива друучены значительные проявления ниобиевой минерализации, не позволяет однозначно оценивать перспективы опьсываемого района в отношении ниобия.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Два рудопроявления редких земель обнаружены в юго-западной части района.

Одно из них [29] находится в долине левого притока р. Кустак. Участок сложен гнейсами кюржанской свиты, которые пересекаются двумя пематолитными жилками субширотного простирания. Мощность жил 1—1,2 м, угол падения 40—45° на север. Протяженность жил 7—10 м, далее в обе стороны жилы выклиниваются. В лежачем боку обеих жил, на границе с вмещающими гнейсами наблюдаются гнезда биотита с очень крупными кристаллами ортита и циркона. Гнезда биотита размером до 25 см в поперечнике составляют около 5% объема породы. Минералогический анализ этих гнезд обнаружил присутствие ортита — 170 кг/т, циркона — 2 кг/т, апатита, пирита — знаки. Химический анализ наиболее богатой ортитом штучной пробы дает содержание суммарных редких земель 14,13%. Таким образом, рудопроявление является редкоземельным.

Второе рудопроявление [33] находится на левом склоне долины р. Кустак. Участок сложен хлоритизированными гнейсами кюржанской свиты, порванными жилками ортоектитов. Простирание жил субширотное; мощность их крайне незначительна — от 0,2 до 2 м. Жила прослежена по простиранию на расстоянии 20 м, далее жила переходит в делювий. На всем протяжении она содержит вкрапленность монацита, циркона и мапнетита.

Минералогическим анализом протолоочной штуфной пробы установлено присутствие монацита, циркона и ильменита. Химический анализ показал содержание редких земель 3,3%. Спектральный анализ установил наличие циркония — 1%, гафния — 0,03%, галлия — 0,001%, скандия — 0,01%, церия — 1%, лантана — 0,6%, иттрия — 0,03%, а также присутствие иттербия и тория. Приведенные анализы показывают, что рудопромысел является редкоземельным.

Выявленные рудопромыслы относятся к перматитовому малоперспективному типу оруденения.

В рыхлых отложениях района редкоземельные минералы представлены монацитом и ортитом; значительных концентраций они не образуют. Источником сноса монацита являются архейские ортокриты (с неалювидными скоплениями монацита) и мигматизированные парасаны слупской свиты, в которых они встречаются в виде акцессориев. Этим обусловлена четкая приуроченность шлиховых ореолов монацита [1, 17, 28] к полям развития биотит-гранатовых гнейсов.

Источником сноса ортита являются мезозойские гранитоиды, содержащие ортит в акцессориях.

Выявленные спектрометаллометрические ореолы иттрия и иттербия расположены в верховьях рр. Тыркан [2] и Белюга [4]. Пространственно ореолы приурочены к архейским и синийским гранитоидам. В архейских ортокритых иттербий и иттрий содержатся в виде изоморфной примеси в монаците, в котором они присутствуют в количестве до 1% каждый. В синийских гранитоидах оба элемента присутствуют в акцессорном количестве в количестве до 0,6%.

Ориентальная оценка перспектив территории листа в отношении редких земель определяется следующими моментами. Известные в районе проявления принадлежат к неперспективному генетическому типу. Отсутствие в шлихах и протолоочках минералов редких земель гидротермального генезиса (чевкинит, баснезит и др.) не позволяет ожидать в районе гидротермальных проявлений редкоземельной минерализации; малая мощность и незначительное площадное развитие рыхлых отложений исключает также возможность выявления рассеянных месторождений редкоземельных минералов на описываемой площади.

ГАЛЛИИ

Спектрометаллометрический ореол галлия [19] выявлен на правобережье р. Чалбук. Содержание галлия в пределах ореола колеблется от 0,003 до 0,006% при местном литогеохимическом фоне 0,001%. Генетически галлий связан, по-видимому, с зонами гидротермально измененных габброидов и архейских гнейсов. Перспективы поисков галлия в районе не ясны.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для использования в качестве строительных материалов пригодны многие породы района. Наибольший практический интерес представляют кислые и основные интрузивные породы, а также залежи гальки и гравия.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

ГРАНОДИОРИТЫ

На территории листа располагается крупный массив мезозойских гранодиоритов. Площадь сплошного развития этих пород составляет около 1000 км², что при средних превышениях рельефа 0,5 км позволяет оценивать объем гранодиоритов вышегипсометрического уровня дна долины цифрой порядка 5000 км³. Породы обладают матрицеидной, реже параллелипидальной огледеленностью, массивны, слабо трещиноваты. Проявляются среднезернистые равномернозернистые разновидности со структурой типа симплекса. Содержа-

ние темновесных минералов не превышает 15%. Вкрапленность сульфидов, как правило, отсутствует. Временное сопротивление сжатию составляет около 1000 кг/см².

Мезозойские гранодиориты пригодны для изготовления бушачки, штуфного камня и щебня. Расчлененный рельеф позволяет вести открытую добычу камня. Наиболее благоприятными для разработки является участок на правом склоне долины р. Линьку, ниже устья р. Тузаяк [39], где гранодиориты образуют скальные уступы высотой до 10 м и протяженностью на многие десятки метров.

Другие интрузивные породы района (габброиды, синийские и архейские гранитоиды и др.) в связи с более низким механическим свойствам и меньшей устойчивостью просян выветривания вряд ли могут быть использованы как строительные материалы и могут найти применение лишь в качестве балласта для дорожного строительства.

ЛАБРАДОРИТЫ

В составе анортозитового массива широким распространением пользуются серые лейкократовые ирризирующие лабрадориты. Наиболее значительная площадь их развития располагается на водоразделе Суджак — Колобок [12] и составляет около 200 км². Заласы выше гипсометрического уровня дна долины оцениваются цифрой порядка 1000 км³. Лабрадориты обладают грубой трещиноватостью, что позволяет ожидать относительно высокого (порядка 30—40%) выхода кондиционных монолитов. Временное сопротивление сжатию, определенное по одному штуфу, составляет 900 кг/см².

Количество ирризирующих кристаллов (размером 3—6 см) на 1 м² поверхности составляет 8—12 штук. Высокие декоративные качества лабрадоритов и возможность получения достаточно крупных блоков (1×1×0,5 м) делают их пригодными для использования в качестве облицовочного камня.

ОБЛОМочНЫЕ ПОРОДЫ

ГАЛЬКА И ГРАВИИ

Залежи гальки и гравия известны в составе четвертичных отложений поймы и напоймённых аллювиальных террас. Местные месторождения гальки и гравия с запасом порядка 0,5—1,5 млн. м³ располагаются в долинах рек Уян [3] и Чалбук [38]. Основная масса гравийно-галечного материала, заключенная в отложенных поймах, где они имеют мощность до 3—5 м, доступна для добычи открытым способом.

Мощность вскрыши не превышает 0,3 м.

Размеры галек и валунов в аллювиальных отложениях изменяются от 3—5 до 70—150 мм. Валуны диаметром более 200 мм составляют не более 10—15% от общего объема.

В составе гальки в аллювии р. Уян преобладают гнейсы и кристаллические сланцы архея, а также мезозойские гранодиориты и различные жильные породы основного и кислого состава. Гальки и валуны лабрадоритов и синийских гранитоидов составляют не более 10—15%. В галек аллювия р. Чалбук преобладают среднезернистые гранодиориты и жильные породы; архейские метаморфические породы и раннепротерозойские габброиды присутствуют в резко подчиненном количестве.

Галечно-гравийный материал обоях месторождений пригоден для использования в качестве щебня, наполнителя бетона, бутового камня и балластного материала для дорожного строительства.

Меньшие по масштабам залежи гальки и гравия имеются и на более мелких реках района, за исключением лишь самых мелких ручьев.

Рассмотрение имеющихся материалов по геологным ископаемым выявляет на территории листа и анализ геологической обстановки позволяют по-ложительно оценить перспективы описываемого района в отношении поисков

месторождений молибдена, меди, полиметаллических руд и золота. Известный интерес могут представлять иризирующие лабрадориты, залежи которых весьма велики.

Особенно обнадеживающими представляются перспективные поисков месторождения молибдена и меди. В пользу этого свидетельствует наличие на территории листа крупного и перспективного по генетическому типу проявления рассеянных медно-молибденовых руд, приуроченного к гидротермально измененным породам в зоне дробления, широкое распространение в районе подобных минерализованных зон и общее положение территории листа в перспективных на молибден структурах хребтов Станового и Джугджура. С подобными минерализованными зонами дробления связаны также, по данным М. И. Шиксона (1955ф), В. Н. Мошкина (1961ф) и др., свинцово-цинковые рудопрооявления.

Участками, перспективными для поисков проявления медно-молибденовой и полиметаллической минерализации, являются бассейны рр. Чаглок, Кустанак и Нагадай в юго-западной части площади и верховья р. Кетема и Садурный в юго-восточной части площади листа.

Первый участок сложен протерозойскими габброидами, прованными гранитоидами мезозойского возраста и разбитыми многочисленными разломами, часто минерализованными.

Второй участок сложен мезозойскими гранитоидами. Здесь широко развиты зоны дробления, залеженные фельзитами и кварцевыми порфирами палеогенового возраста. В зонах дробления нередко отмечается окваривание и пиритизация.

В пределах этих участков в зонах тектонических нарушений можно ожидать выявления новых гидротермальных кварцево-сульфидных месторождений медно-молибденовых и полиметаллических руд. Оба эти участка рекордуются для проведения геологических работ м-ба 1:50 000, а площадь верховья рр. Кустанак, Нагадай, Чаглок, непосредственно примыкающая к выявленным рудопрооявлениям, может быть рекомендована для более детальных поисковых работ с применением горных работ, возможно, методов электроаэвации.

В связи с положительной оценкой перспектив района на медно-молибденовые и полиметаллические руды представляется возможным также дополнительно оценивать перспективы в отношении коренного золота, часто сопутствующего этим рудам. Золото, безусловно, может явиться популярным полезным компонентом для цветных металлов района.

Не исключена возможность обнаружения в пределах этих зон и самостоятельных золоторудных месторождений золота, о чем свидетельствует наличие в смежном к западу районе в подобной геологической обстановке известного золоторудного месторождения «Колчеданский утес».

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Все изложенные в настоящей записке сведения базируются на наблюдениях, полученных попутно при геологических маршрутах, так как специальных гидрогеологических работ не проводилось.

На распределение и циркуляцию подземных вод большое влияние оказывает повсеместное развитие вечной мерзлоты. В летнее время она является водоупором, по которому происходит сток атмосферных осадков, в засушливое время служит источником питания наземных вод. Наиболее развиты в районе надмерзлотные воды (верховодка). Водоносным горизонтом является хорошо фильтрующиеся пески, галечники и валуны чехловых отложений. Водоупором служат векомерзлые грунты, залегающие на глубине от 0,2 до 5 м и в меньшей степени — моренные суглинки или коренные породы.

По характеру циркуляции в составе надмерзлотных вод ведущую роль играют фильтрационные воды рыхлых отложений. Фильтрационные воды в зависимости от типа водоносных пород делятся на воды аллювиальных, солифлюкционных, элювиальных и моренных отложений.

Наибольшее значение и наибольший дебит имеют воды аллювиальных отложений, приуроченные к хорошо фильтрующимся пескам, галечникам и валуникам русла, поймы, а также низких напойменных террас и тесно связанные с поверхностными водотоками. Воды аллювиальных отложений чистые, прозрачные, слабо минерализованные (от 100 до 200 мг/л) карбонатно-сульфатно-кальциево-натриевые, без запаха, приятные на вкус, в летнее время имеют температуру $(+3, - (+) 10^{\circ}\text{C})$. В летнее время вполне могут быть использованы для целей водоснабжения.

Воды солифлюкционных и элювиальных отложений также имеют широкое распространение. Циркуляция их сводится обычно к свободному стоку по направлению от водораздела к днищу долины. Сток идет отдельными потоками, скорость которых зависит от морфологии склонов. На пологих поверхностях склонов и плоских поверхностях водоразделов образуются стоячие воды в марях. В основании аболочных склонов отчетливо многоочечные выходы грунтовых вод. Дебит источников равен 1—5 л/сек и крайне непостоянен. Вода пресная, без запаха, часто мутная, иногда с неприятным кисловатым привкусом. Для водоснабжения эти воды не могут быть использованы.

Источники вод ледниковых отложений также обладают значительным дебитом. Присутствие в ледниковых отложениях водонепроницаемых линз суглинистого материала обуславливает появление в них иногда нескольких водоносных линз и прослоев. Воды ледниковых отложений по своим физико-химическим свойствам близки к водам аллювиальных отложений и в летнее время вполне могут быть использованы для водоснабжения. Поскольку ледниковые отложения в пределах описываемого района имеют локальное распространение, рассмотренные подземные воды имеют меньшее хозяйственное значение, нежели воды аллювиальных отложений.

Намерзлотные воды сезоннодействующие. В зимнее время, когда мерзлота смыкается с сезонной, циркуляция их прекращается.

На площади листа широко развиты наледы, приуроченные к зонам трещиноватости и свидетельствующие о наличии в районе подмерзлотных вод, источниках которых действуют и в зимний период. Дебит этих источников на участках развития крупных наледей, по-видимому, значительный. Выходы источников не наблюдались в связи с тем, что они находятся ниже уровня водного зеркала поверхностных водотоков. Для промысленного водоснабжения в зимний период, если возникнет в этом потребность, следует рекомендовать постановку специальных гидрогеологических работ над подмерзлотными трещиновыми водами.

Район имеет хорошо развитую гидрографическую сеть, которая может с успехом использоваться летом в целях водоснабжения при экономическом освоении района. Вода в реках чистая, прозрачная, обладает высокими вкусовыми качествами.

ЛИТЕРАТУРА

Общественная

- Альбов Ю. А., Мошкин В. Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Инф. сб. № 17, ОНТИ, ВСЕГЕИ, Л., 1959.
- Дзевановский Ю. К. Архейские граниты Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 54, № 3, 1946.
- Дзевановский Ю. К. Стратиграфия архея Алданской плиты. Геол. сб. Дзевановский Ю. К., Судовников Н. Г. Докембрий Алданского шита и хр. Станового. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Док. сов. геол. сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия», 1960.
- Зубов В. Ф. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200 000. Лист N-53-IV. Госгеолтехиздат, 1962.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хр. Станового. Стратиграфия СССР, т. 1, 1939.
Красный Л. И. Объяснительная записка к листу N-53 (Шантарские острова). Госгеолтехиздат, 1955.
Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 34, Госгеолтехиздат, 1960.
Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. Изв. АН СССР, 1957.
Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура. Сб. «Докембрий восточных районов СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 59, 1961.
Рудник В. А. Проявления ультраметаморфизма в юго-восточной части Алданского шита. Сб. ВСЕГЕИ «Докембрий восточных районов СССР», 1961.
Шиханов В. В. Объяснительная записка к геологической карте М-6а 1:200 000. Лист N-53-III. Госгеолтехиздат, 1962.

Фондовые

Гамаделя Ю. Н., Амирова А. В., Скотаренко В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего и среднего течения р. Кун-Манье. Отчет по работам 1960 г. Фонды ВАГТА, 1961.
Гамаделя Ю. Н., Амирова А. В., Забродин В. Е., Скотаренко В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Учур. Отчет по работам 1961 г. Фонды ВАГТА, 1962.
Гамаделя Ю. Н., Громов В. В., Тархова М. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Джугджурская. Лист N-53-I. Объяснительная записка. Фонды ВАГТА, 1963.
Гиммельфарб Г. Б., Чехович М. В. и др. Геологическое строение верховьев рек Сараканда, Илдом, Десс. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.
Зубков В. Ф., Наварнов Ю. А., Пилипенко В. Н. Геологическое строение западной части листа N-53-IV. Отчет по работам 1956 г. Фонды ДВГУ, 1957.
Илисон М. И. Общие черты эндогенной металлогении Приамурья и сопредельных частей Дальнего Востока. (диссерт. на соиск. уч. степ. д-ра геол.-минер. наук). Фонды ВСЕГЕИ, 1955.
Казмин Ю. Б., Филиппович И. З. и др. Геологическое строение восточной части Станового хребта (бассейнов рек Учук и Туксани). Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.
Левченко В. А., Раков Н. А. Геологическое строение бассейнов рек Джаны, Немерикана и Май (Половинной). Фонды ДВГУ, 1949.
Леонтович А. А., Раков Н. А. Геологическое строение центральной части хр. Джугджур. Отчет Джугджурской геологической партии по геологическим работам 1938—1939 гг. Фонды ДВГУ, 1940.
Досев А. Г., Самозванцев В. А., Руннов В. С., Шилина С. Е., Скотаренко В. В., Чо Ки Ен. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Юдома (лист O-53-VI). Фонды ВАГТА, 1959.
Лосев А. Г., Руннов В. Е., Скотаренко В. В., Шилина С. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего и среднего течения р. Бол. Таркан. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.
Матвеев А. К., Шкляев П. Д., Кузьминчев В. Н., Геология бассейна р. Учур (отчет о геологической съемке м-ба 1:1 000 000 за 1940—1941 гг.). Фонды ДВГУ, 1942.
Мошкин В. Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Май-Половинной. Отчет по работам 1952 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1953.
Мошкин В. Н., Альбов Ю. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Удлыкн и верхнего течения р. Май-Половинной. Отчет по работам 1955 г. Фонды ДВГУ, 1956.

Мошкин В. Н., Шпак Н. С., Зленко Н. Д. Стратиграфия и интрузивные образования архей и протерозоя восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Отчет по теме «Петрология и стратиграфия хребтов Станового и Джугджура». Фонды ВСЕГЕИ, 1961.
Мошкин В. Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура. (диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук). Фонды ВСЕГЕИ, 1962.

Наседкина В. В., Басихин В. Н., Наседкина В. Х. Отчет по работам Джангинской геологопоисковой партии 1955 г. ВГФ, 1956.
Ремизов Н. Н., Сурикова А. С., Горбунов А. Г., Зленко Н. Д. Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Кузгак—Чалбук (юго-западная часть листа N-53-III). Отчет о работе партии № 7 за 1962 г. Фонды ВАГТА, 1963.

Ставцев А. Д., Попов М. Я., Тархова М. А., Чешинкина К. Г., Безр М. А., Колесникова Л. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Сев. Уй. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.

Сысоев В. А., Юдин А. Н. и др. Геологическое строение восточной части листа N-53-III. Отчет по работам 1956 г. Фонды ДВГУ, 1957.

Сысоев В. А. Геологическое строение западной части листа N-53-III. Отчет по работам 1957 г. Фонды ДВГУ, 1958.

Тархова М. А., Безр М. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Улган. Отчет по работам 1961 г. Фонды ВАГТА, 1962.

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

Татаринов Г. Т., Юдин А. Н., Петрология геранских анортозитов. Материалы к петрологии Джугджурского анортозитового плутона (отчет Геранжского петрографической партии за 1957 г.). Фонды ДВГУ, 1958.

Филиппов А. С., Колен В. С., Монастырский В. Г., Аркус Н. Г., Зленко Н. Д. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Таркан. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.

Филиппов А. С., Колен В. С., Жуклова Е. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережной части бассейна среднего течения р. Учур. Отчет партии № 5 за 1962 г. Фонды ВАГТА, 1963.

Херувимова Е. Г. и др. Отчет по аэроматричным работам, проведенным в 1956 г. в восточной части Алданского шита. Фонды ВАГТА, 1957.
Шиханов В. В. Отчет о результатах редакционно-увязочных работ на листе N-53-III в 1958 г. Фонды ДВГУ, 1959.

Шпак Н. С., Алексеев В. Р. Геологическое строение бассейнов рр. Хайкан, Таркан. Отчет по работам 1956 г. Фонды ВАГТА, 1957.

Шпак Н. С., Аркус Н. Г., Попов М. Я. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Учур. Отчет по работам 1957 г. Фонды ВАГТА, 1958.

Шпак Н. С., Гамаделя Ю. Н., Сурикова А. С., Амирова А. В. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Уян. Отчет по работам 1959 г. Фонды ВАГТА, 1960.

Шпак Н. С., Сурикова А. С., Зленко Н. С., Аркус Н. Г. Геологическое строение южной половинной листа N-53-III. Отчет по работам партии № 7 за 1960 г. Фонды ВАГТА, 1961.

Шпак Н. С., Сурикова А. С., Громов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части листа O-53-XXV. Отчет по работам 1961 г. Фонды ВАГТА, 1962.

Шувальский И. И., Волчек И. И. Отчет о геологопоисковых работах на россыпное золото, проведенных Верхне-Джангинской и Утанакской партиями в 1951 г. в Тугуро-Чумканском районе Ниж.-Амурской области Хабаровского края. Фонды ДВГУ, 1952.

Приложение 1

Список материалов, использованных для составления карты
полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления и назначения	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
1	Шпак Н. С., Гамалея Ю. Н., Сурикова А. С., Амирова А. В.	Геологическое строение верхнего течения р. Уян.	1960	Фонды Алданской экспедиции ВАГТА, № 126
2	Шпак Н. С., Сурикова А. С., Зленко Н. Д., Аркус Н. Г.	Геологическое строение южной половины листа N-53-11	1961	Фонды Алданской экспедиции ВАГТА, № 153
3	Ремизов Н. Н., Сурикова А. С., Зленко Н. Д., Горбунов А. Г.	Геологическое строение бассейнов верхнего течения рр. Кустак-Чалбук, лист N-53-11	1963	Фонды Алданской экспедиции ВАГТА, № 422

Приложение 2

Список промысленных месторождений полезных ископаемых,
показанных на листе N-53-11 карты полезных ископаемых м-ба I : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использования материала по списку
39	IV-3	Строительные материалы Лимну-Бутовый камень, щебень, брусчатка	Не эксплуатируется	К	2
12	II-4	Суджак, Колболок — дабрадорит	Не эксплуатируется	К	1
38	IV-2	Чалбук — галька, гравий	Не эксплуатируется	Р	2

Приложение 3

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-53-11
карты полезных ископаемых м-ба I : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку
36	IV-1,2	Волораздел Кустак — Ниж. Чалбук Свинец	Спектротометрический ореол	3
40	IV-4	Левобережье р. Кетема	Шлиховой ореол	2
22	III-2	Р. Куран-Кинда	Шлиховой ореол	2
23	III-3	Верховья р. Крест-Макит	Шлиховой ореол	2
18	III-1	Верховья р. Широкой <i>Цинк</i>	Спектротометрический ореол	3
10	II-2,3	Волораздел Богидз-Сорога	Спектротометрический ореол	1
7	II-1,2	Правый приток р. Лев. Коврык	Спектротометрический ореол	1
9	II-2	Металлические <i>Титан, железзо</i> Верховья р. Сорога	Жилы, прожилки, титано-магнетита	1
11	II-3	Левобережье р. Сорога	Жилы и прожилки титаномагнетита	1
13	II-4	Волораздел Джана — Колболок	Шлифы чистой мономинеральной титаномагнетитовой руды	1
25	III-4	Левобережье р. Сахарбак	Мелко фракционные титаномагнетитовые руды	2
16	II-4	Верховья р. Джана	Шлиховой ореол	1
6	I-4	Бассейн р. Дильми	Шлиховой ореол	1
15	II-4	Р. Джана	Вкрапленность халькопирита	1
32	IV-1	Р. Кустак	Неравномерно рассеяная вкрапленность сульфидов в кварцевых жилах	3

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
14	II-4	Р. Джана	Спектротометаллометрический ореол	1	33	IV-1	Р. Кустак, левобережье	Жилы ортогектинов с вкрапленностью монацита, циркония, магнетита	3
30	IV-1	Р. Кустак <i>Никель</i>	Спектротометаллометрический ореол	3	1	I, II-1, 2	Верховья рр. Тыркан, Тавитчак, Ниж. Коврик	Шлиховой ореол	1
24	III-3	Среднее течение р. Сахарбак <i>Вольфрам</i>	Спектротометаллометрический ореол	2	17	III-1	Верховья р. Широкая	Шлиховой ореол	3
27	III-4	Верховья р. Кустак	Шлиховой ореол	3	28	III, IV-1	Р. Кустак <i>Иттрий, иттербий</i>	Шлиховой ореол	3
8	II-1, 2	Верховья р. Прав. Коврик	Шлиховой ореол	1	2	I, II-1	Верховья р. Тыркан	Спектротометаллометрический ореол	1
26	III-3, 4	Левобережье р. Сахарбак	Шлиховой ореол	2	4	I-3	Верховья р. Белюга	Спектротометаллометрический ореол	1
35	IV-1	Бассейн р. Нагагай <i>Молибден</i>	Шлиховой ореол	3	19	III, IV-1, 2	Правобережье р. Чагбук	Спектротометаллометрический ореол	3
34	IV-1	Верховья р. Нагагай	Шлиховой ореол	3					
37	IV-1	Правобережье р. Нагагай	Спектротометаллометрический ореол	3					
20	III-1	Р. Чагбук <i>Медь, молибден</i>	Спектротометаллометрический ореол	3					
21	III-1	Чагбукское рудопроветление. Долина левого притока р. Чагбук <i>Цирконий</i>	Вкрапленность халькопирита и молибденита	3					
5	I, II-3, 4	Северо-восточная часть площади листа N-53-П	Шлиховой ореол	1					
31	IV-1	Бассейн р. Кустак Редкие земли <i>Церий</i>	Спектротометаллометрический ореол	3					
29	IV-1	Левый приток р. Ку-стак	Гнездовье скопления ортита и циркония	3					