

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200000

СЕРИЯ ДЖУГДЖУРСКАЯ

Лист N-53-IV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составил В. Ф. Зубков
Редактор А. А. Леонтьева

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ,
протокол № 8 от 25 февраля 1960 г.



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа расположена в пределах южной части хр. Джугджур. Административно северная часть листа относится к Аяно-Майскому, а южная — к Туруро-Чумиканскому районам Хабаровского края РСФСР. Границы рассматриваемого листа определяются географическими координатами: $55^{\circ}20'$ — $56^{\circ}00'$ с. ш. и $135^{\circ}00'$ — $136^{\circ}00'$ в. д.

Территория листа относится к числу труднодоступных горно-таежных районов, совершенно не обжита и экономически не освоена. Ближайшими населенными пунктами являются районный центр Чумикан, расположенный в 100—120 км от южной рамки листа, и пос. Маймакан, лежащий в 50 км к северу от границы листа. Путей сообщения, помимо троп, пригодных для передвижения вьючного транспорта, в районе нет. Реки для передвижения на лодках непригодны.

Рельеф листа, за исключением небольшой выположенной части у северной границы, относится к среднегорью, сильно расчлененному обильной гидросетью. Основными орографическими элементами являются хребты Джугджур и Прибрежный, раздельные бассейном р. Немуй. К ним приурочены максимальные абсолютные высоты, иногда несколько превышающие 1600 м. Хребет Джугджур протягивается в субширотном направлении, в центральной части листа. Хребет Прибрежный имеет северо-восточное направление и небольшой своей частью входит в пределы юго-восточной части листа. К наиболее протяженным отрогам хр. Джугджур относятся цепи хребтов Давля, Чубанджа и Бургаде.

Речная сеть района принадлежит к Охотскому и Алянскому водосборным бассейнам, разделяющимся Джугджурским хребтом. К первому из них относятся такие крупные реки, как Киран, Тига, Давля, Немуй и Ийканда с их многочисленными притоками. Все реки типично горные, с урюнем воды, зависящим от количества выпадающих осадков. К Алянскому водосборному бассейну относятся реки Бургаде, Меванян, Кундуми, Маймакан, Нагим и Кира, обладающие более спокойным течением и лучше выработанным продольным профилем долин, чем реки Охотского бассейна.

Климат района резко континентальный и характеризуется суровой продолжительной зимой с обильными снегопадами и коротким летом со значительным колебанием температуры воздуха в дневное и ночное время. Отрицательная среднегодовая температура — 5,9° обуславливает широкое развитие многолетней мерзлоты. Количество выпадающих осадков составляет в среднем 390 мм в год. С суровыми климатическими условиями связаны малочисленность и однообразие животного мира и скудость флоры.

В целом район характеризуется удовлетворительной обнаженностью, особенно в гольцовых частях хребтов, где широко развиты элювиально-делювиальные развалы со спорадическими выходами коренных пород.

Первые сведения о геологическом строении района хр. Джугджур получены Н. Г. Меглицким¹ в 1851 г. и К. И. Богдановичем (1899, 1905), совершившими маршруты от верховьев р. Маймакан по рекам Джане и Киранкану до Охотского побережья. В послевоенный период исследования в Западном Приохотье производились в различные времена и различными организациями («Золоторазведка», «Амурзолото», «Дальгеологуправление» и др.). Большинство из них было ориентировано на изучение золотоносности края. Непосредственно на территории листа геологические работы частично проводили Д. Е. Леонов (1936ф)², Н. К. Трифонов (1938ф) и Д. И. Красный (1952ф). В силу реконструктивного характера исследований на золотоносность и мелкомасштабность съемочных работ, материалы названных исследователей не могли быть использованы при составлении геологической карты листа. В связи с этим в основу геологической карты и карты полезных ископаемых положены данные комплексной геологической съемки и редакционно-увязочных работ масштаба 1:200 000, произведенных Киранской партией ДВГУ под руководством автора в 1956—1958 гг. При этом были широко использованы материалы аэроматричных исследований в масштабе 1:200 000 (Херувимова, 1957ф) и аэрофотосъемки в масштабе 1:30 000. При составлении карты использованы материалы по геологической съемке масштаба 1:200 000 юго-западной части Прибрежного хребта (Красный, 1952ф) и поисковым работам на молибден, проведенным в масштабе 1:50 000 в бассейне р. Киран (Плотников, 1958ф). Характеристика метаморфических образований протерозоя дополнена данными тематических исследований, проводившихся по рекам Давле и Гиге В. Н. Мошкиным в 1958—1959 гг. В частности, им составлены детальные разрезы отдельных свит гнейсов. При составлении геологической карты и объяснительной записки к ней учтены также результаты исследований, проведенных

¹ Результаты его исследований наложены в работе М. П. Мельникова (1893).
² См. список фондовой литературы.

в 1956—1959 гг. на сопредельных с листом территориях (Александр, Гольденберг, Красный, Сысоев, Фердман, Штак и др.).

В отношении металлогенности до последнего времени территория листа относилась к числу очень слабо изученных. Отрывные сведения дореволюционного времени, так же как и работы более позднего периода, ориентированные в основном на изучение золотоносности Западного Приохотья, не могли дать даже общее представление о металлогенности района. После работ А. А. Леонтовича и Н. А. Ракова в Центральной части хр. Джугджур (1938—1939 гг.), Д. И. Красного в районе хр. Прибрежного (1952ф) и некоторыми другими исследователями намечалась определенная металлогенная специализация отдельных интрузивных комплексов описываемого района. Так, в тесной взаимосвязи с габбро-анортозитовой интрузией установлены рудопроявления никеля, титана и железа. В генетической связи с мезозойскими гранитоидами констатирована медная, медно-молибденовая, полиметаллическая и железорудная минерализация. Это создавало известные перспективы для выявления рудных концентратий также в пределах южной части хр. Джугджур, в связи с чем здесь были проведены геологические исследования.

Комплексным геологическим картированием в масштабе 1:200 000 в пределах листа установлены проявления таких полезных ископаемых, как титан, железо, молибден и полиметаллические руды. В ряде мест они обнаружены в коренном залегании и, кроме того, констатированы шиховым и спектрометаллометрическим опробованием. Шиховым опробованием выявлено также наличие в районе золота, шенгита, кильменита, киновари, орпига и монацита.

Спектрометаллометрическое опробование позволило обнаружить солевые ореолы рассеяния молибдена, никеля и свинца, коренные источники выноса для которых еще неизвестны.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении листа участвуют протерозойские, палеозойские, мезозойские образования, а также рыхлые отложения четвертичной системы. Породы протерозойского возраста развиты на значительной территории и представлены двумя свитами (куманской и дявлинской) различных по составу гнейсов с подчиненными им амфиболитами, слюдяными сланцами и калцифирами. В юго-восточной части листа незначительно развиты верхнего палеозоя. Широко распространены образования мезозоя представляемые мощным комплексом вулканических и вулканогенно-осадочных пород. В его состав входят верхнеорско-нижнемеловые порфириты и туфогенно-осадочные отложения, нижнемеловые кислые эффузивы и андезиты, андезит-

товые порфириты палеогенового (?) возраста. Четвертичная система представлена средним, верхним и современным отложениями.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

К древнейшим образованиям района относится комплекс глуконитово-роговообманковых пород, представленных различными по составу гнейсами и амфиболитами, реже мраморами, кальцифирами и слюдяными сланцами. Широкое распространение имеют также инъекционные гнейсы и мигматиты.

Метаморфические породы развиты в центральной части района, где от р. Тиги прослеживаются в виде полосы шириной от 5—8 до 16 км, вытянутой в северо-восточном направлении параллельно осевой линии хр. Джугджур (к югу от него). В виде небольших ксенолитов они присутствуют среди древне-основных плагиогранитов.

В районе хр. Джугджур метаморфические породы через инъекционные гнейсы и мигматиты сочленяются с древнеосновными плагиогранитами, а на юго-востоке контактируют с габбро-анортозитовым комплексом пород по крупному линейно вытянутому тектоническому шву.

Внутреннее строение метаморфического комплекса характеризуется значительной сложностью, обусловленной частой перемежаемостью петрографических разновидностей пород и обилием дослоистых, реже секущихся, инъекций древнеосновных гранитовидов.

В основу расчленения метаморфического комплекса положен петрографический принцип. На основании преобладающего развития в отдельных частях разреза пород того или иного состава выделяются две свиты; нижняя — куманская и лежащая выше — лавлинская (Зубков, 1958ф; Мошкин, 1959ф). Первая из них характеризуется существенно биотитовым составом гнейсов и сланцев; в составе второй развиты преимущественно рогово-обманковые (гранат-роговообманковые) разновидности гнейсов с прослоями амфиболитов, мраморов и кальцифиров.

Куманская свита (Pt₁kt)

Породы куманской свиты слагают юго-восточную часть полосы развития метаморфического комплекса и наиболее широко развиты в бассейнах рек Кумы, Давли и Арабагастака. Представление о составе свиты дает следующий ее разрез (снизу вверх), изученный В. Н. Мошкиным (1959) по р. Давле:

1. Буравляте эпидиот-биотитовые плагиогнейсы с горизонтальными эпидиот-роговообманковыми плагиогнейсами и амфиболитами 260—270 м
2. Буравляте биотитовые плагиогнейсы с прослоями гранат-эпидиот-биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов и амфиболитов 100 „

3. Переслаивающиеся диопсид-эпидиот-роговообманковые биотит-роговообманковые гнейсы с горизонтальными буравляте эпидиот-биотитовых микроргнейсов и с отдельными прослоями биотитовых плагиогнейсов и линзами амфиболитов 90—100 м
4. Буравляте и светлые биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-роговообманковых, гранат-биотитовых, эпидиот-роговообманково-биотитовых плагиогнейсов 110—130 „
5. Гранат-эпидиот-диопсидовые кальцифиры с линзами амфиболитов 10 „
6. Темно-серые и буравляте биотитовые плагиогнейсы с прослоями гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов 100—120 „

Общая мощность 670—730 м.

Гнейсы куманской свиты представляют собой серые (темно- или светло-серые) породы с четкими гнейсовидными, полосчатыми текстурами и лепидогранобластовыми, реже гранобластовыми, гетеробластовыми структурами. Основными породообразующими минералами их являются полевые шпаты (с преобладанием плагиоклазов над калишпатами), кварц и биотит. Содержание полевых шпатов составляет обычно 45—55% и кварца — 20—30%. Количество биотита колеблется от 15 до 30—40% в зависимости от наличия таких сопутствующих ему компонентов, как эпидиот, роговая обманка, гранат, редко — диопсид. В некоторых пачках, что видно из разреза, роговая обманка, реже гранат, выявляются преобладающей (среди темновесельных) составной частью пород; но в целом для свиты характерен существенно биотитовый состав гнейсов.

В ряде мест среди пород куманской свиты присутствуют биотитовые и двуслоистые сланцы, характеризующиеся сланцеватыми и тонкопослойчатыми текстурами и высоким содержанием слюды (50—70%) и кварца (30—50%).

Видимая мощность свиты по р. Давле составляет 700 м, а в бассейне р. Кумы 1500—2000 м.

В разрезе нижнего протерозоя зоны Становика — Джугджура куманская свита может быть отнесена к удыханской серии, выделенной В. Н. Мошкиным (1956) и вошедшей в рабочую стратиграфическую схему этой зоны. По характеру слагающих пород свита соответствует верхней части данной серии. Аналогом нижней части ее в пределах листа является неизвестно. Биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты, развитые на небольшой площади в бассейне р. Аюндю, отнесены к куманской свите условно, что связано с их территориальной изолированностью и интенсивным проявлением мигматизации.

Лавлинская свита (Pt₁lv)

Стратиграфически выше пород куманской свиты прослеживаются существенно амфиболовая, амфибол-гранатовая (с прослоями мраморов и кальцифиров) часть разреза метаморфического комплекса. С лежащими ниже породами лавлинская свита

связана постепенными переходами. Нижняя граница лавинной фазы определяется преобладающим развитием в разрезе существенно амфиболовых, гранат-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

По своему составу лавинская свита значительно отличается от известных частей разреза докембрия в зоне Становика — Джугджура и является, очевидно, его ранее не выделявшейся, залегающей выше удыхинской серии частью.

Пространственно лавинская свита развита в бассейнах верхнего течения рек Лига, Лавтя, Курунт. Наиболее хорошо обнажаясь по р. Лавте, свита имеет здесь следующий разрез (В. Н. Мошкин, 1959) снизу вверх:

1. Гранат-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые плагногнейсы и гранатовые амфиболиты с прослоями роговообманковых, гранат-эпидот-биотитовых и биотитовых плагногнейсов и отдельными горизонтальными эпидот-диопсид-роговообманковых гнейсов и кальцифиров
2. Роговообманковые плагногнейсы с прослоями биотитовых роговообманково-эпидотовых, гранат-роговообманково-биотитовых плагногнейсов
3. Гранат-биотит-роговообманковые и гранат-роговообманковые плагногнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых, диопсид-роговообманковых плагногнейсов
4. Амфиболиты с прослоем гранат-биотит-роговообманковых гнейсов
5. Гранат-биотит-роговообманковые, биотитовые и биотит-роговообманковые плагногнейсы с линзами кальцифиров, диопсид-плагноклазовых пород и гранатовых амфиболитов
6. Роговообманковые плагногнейсы с прослоями мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород и диопсид-роговообманковых плагногнейсов
7. Гранат-биотит-роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманковые и биотитовые плагногнейсы с прослоями гранат-диопсид-кварц-плагноклазовых пород и амфиболитов
8. Биотитовые, гранат-биотитовые плагногнейсы с прослоями гранат-диопсид-кварц-плагноклазовых пород, амфиболитов и гранат-биотит-роговообманковых плагногнейсов

Общая мощность 750—900 м.

В отличие от куманской свиты главными породообразующими минералами гнейсов приведенного разреза являются, помимо полевых шпатов (в основном плагноклазов) и кварца, обыкновенная роговая обманка (от 10—15% до 40%) и гранат (от 15% до 25%). В переменном количестве присутствуют биотит, эпидот, диопсид, которые для некоторых пачек гнейсов являются основной составной частью (среди темноцветных). Структуры гнейсов лепидобластовые, реже гетеробластовые и гранобластовые.

Амфиболиты представляют собой темные до черных породы, состоящие на 60—80% (до 90%) из обыкновенной роговой обманки, плагноклазов (15—20%), кварца (7—10%), отдель-

1 В. Н. Мошкиным они называются гортензититами.

ных резен калишпата и биотита. Структура гранонематобластовая.

Мраморы, образующие редкие прослои мощностью до 10 м, имеют средне- и крупнозернистое сложение и гранобластовые структуры. Часто мраморы минерализованы и переходят в кальцифиров. В составе последних появляются гранат, роговая обманка, диопсид, кварц, плагноклазы, волокнистые амфиболы, слен и минералы группы эпидот-позизита. Первичные слиты часто иногда полностью замещают карбонатный материал мрамора.

В обеих свитах широко развиты явления мигматизации гнейсов древнегнейсовыми гранитами. В результате образуются инъекционные гнейсы и мигматиты, представляющие собой серые, розоватые породы с тонко- или грубопосочатыми, часто пингитовыми текстурами. Нередко образуются также породы типа гранитов-анатектитов.

В генетическом отношении метаморфические породы принадлежат к парапородам, о чем свидетельствует выдержанность состава толщ по простиранно на больших расстояниях и наличие прослоев мраморов. Описанного типа образования, распространенные на значительной территории в районе хребтов Джугджур и Станового, входят в состав Станового комплекса пород, ставшего мощную зону, именуемую зоной Становик — Джугджура (Зеваковский, 1959; Мошкин, 1958, 1959). Становой комплекс по составу слогающихся пород и особенностям складчатых структур существенно отличается от архейских образований Алданского шита, в связи с чем можно предполагать о его самостоятельном геолого-структурном положении и отношении к нижнему протерозою. (Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока, 1958 г.)

Досинийский возраст пород, подобных описанным, отчетливо устанавливается в бассейне рек Маймакана, Ватомги и Одогы, где они перекрыты мощной толщей синийских пород (Лосев, Ставцев, Шпак, 1958 г.).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система в пределах листа представлена отложениями среднего и верхнего отделов. К последнему предположительно относится также свита диабазов.

Средний отдел

Удуйканская свита (D₂ и/)

Среднедевонские отложения развиты на весьма ограниченной территории, не превышающей 20 км² и приуроченной к вер-

ховьям рек Немуй и Иркиндан. Первые отложения среднего девона были описаны А. А. Леонтовичем (1935ф) к северо-востоку от изученного листа, в устье р. Улуйкан (приток р. Лантарь).

В пределах листа они залегают на породах габбро-анортозитового комплекса и несомненно перекрываются пермскими (?) валуно-талечниковыми конгломератами и прорываются ниже меловыми гранитоидами. Отложения свиты представляются карбонатно-терригенными породами, и для нее установлен следующий стратиграфический разрез (снизу вверх):

1. Мраморизованные известняки с прослоями известковых гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов 100—110 м
2. Переслаивающиеся алевролиты, алевропелитовые сланцы и песчаники. Редкие прослои и линзы известняков 550 „

Общая мощность наблюдаемой части разреза составляет 650 м.

Известняки представляют собой массивные кристаллически-зернистые породы темно-серого цвета. Они обладают микрозернистыми структурами, часто переходящими в крупнозернистые, гранобластовые. Мраморизация связана с термальным воздействием расплавленной вблизи интрузии гранитоидов.

Гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты, образующие прослои в 1,5—3 м, состоят из угловатых полукругатых обломков (0,2—3 см) известковых песчаников, алевролитов и песчаных известняков. Цемент поровый, алевропелитового состава с примесью карбонатного материала.

Алевролиты и алевропелитовые сланцы серого, темно-серого (часто с зеленоватым и шоколадным оттенком) до черного цвета, обладают массивными и слоистыми текстурами, алевроитовыми и алевропелитовыми структурами. Состоят они из алевроитовых частиц (кварц, полевые шпаты, рудный минерал) с примесью пелитового материала, серпичита и карбонатов.

Песчаники относятся к среднезернистым разностям и имеют существенно кварц-полевошпатовый состав с пелитовым материалом, серпичитом и карбонатами в цементе.

Очень характерным для известняков является наличие в них многочисленных остатков ископаемой фауны, представленной брахиоподами, криноидеями и кораллами. Видовые определения найденной фауны практически невозможны в связи со значительной перекристаллизацией пород под влиянием гранитоидной интрузии. Из кораллов *Tabularia* В. Н. Дубатовым (ВСЕГЕИ) было установлено лишь присутствие рода *Turganidites*, представители которого имели широкое распространение в среднем девоне. К северо-востоку от территории листа по р. Улуйкан, В. И. Гольденбергом (1959ф) также собрана обильная фауна в известняках, тождественных развитым на площади листа.

Видовой состав этой фауны кораллов, криноидей и брахиопод позволяет определить ее М. М. Сметовской (МГУ), Т. Т. Шарковой (МГУ) и Р. Б. Еглышевой (ЛПИ) относительно содержания ее известняки к образованиям среднего девона (Гольденберг, 1959ф).

Отложения среднего девона, сходные с описанными выше, широко распространены на Шантарских островах (Красный, 1949ф) и в бассейне рек Шевли, Гербикан и Галлам (Красный, 1951ф), где они на основании фаунистических остатков относятся к живетскому ярусу.

Верхний отдел

Фаменский ярус

Ийкандинская свита (*D₃ik*)

В состав свиты входят песчаники, алевролиты и алевропелитовые сланцы. Территориально распространение их приурочено к бассейну среднего и нижнего течения р. Ийканды (100 км²). Наибольшие по площади выходы песчаников и сланцев наблюдались также по р. Лавле.

Почти повсеместно описываемые породы выходят на дневную поверхность из-под перекрывающей их с угловым несогласием усмунская свита диабазов.

Примущественное развитие в составе свиты имеют серые, зеленовато-серые полимиктовые песчаники, состоящие из угловатых, полукругатых зерен кварца, плагиоклаза, калишпата, эффузивных пород, чешуек серпичита и хлорита. Цемент алевропелитовый или пелитовый. Обычно песчаники обладают среднезернистым (0,2—0,3 мм), реже крупнозернистым строением и биастопсаммитовой структурой. Слоистость в песчаниках отсутствует, в связи с чем в них наблюдается трубоплетчатая неправильной формы (с остроугольными очертаниями) отдельность. Иногда песчаники содержат обугленные флористические остатки, не поддающиеся определению.

С песчаниками переслаиваются алевролиты и алевропелитовые сланцы, образующие слои мощностью от 0,5—1 м до нескольких десятков метров. Это зеленовато-серые, серые до черных породы, состоящие из кварцево-полевошпатовой, алевроитовой массы и пелитового материала с чешуйками серпичита и узловатыми скоплениями углестого вещества. Часто они обладают слоистыми текстурами с развитым тонкоплетчатой отдельности.

Видимая мощность песчаниково-сланцевых отложений составляет около 1500 м.

Возрастное положение описанных пород определяется фаунистическими остатками. Первые фауны в песчаниках были най-

дена и отобрана Л. И. Красным и Ю. Ф. Чемяковым (1952ф) по левобережью р. Ийканды, у устья р. Налек. Изучение ее (ВСЕГЕИ) позволило обнаружить следующие формы: *Cyrtospirifer sulcifer* Hall et Clagc, *Platyrachella* cf. *mesostrioidis* Hall, *Spirifer* aff. *anna* Swallow и *Orthoceras indianensis* E. A. Mordalevskoj, *Orthoceras indianensis* Hall (определение Э. Г. Малашова), *Aucula* sp. nov., *Schisodus* sp. (определение Б. В. Наливкина).

Песчаники, содержащие перечисленную выше фауну, по мнению определенных ее специалистов, могут быть отнесены к фаменскому ярусу верхнего девона, причем наличие форм, близких к *Spirifer annae* Swallow и *Orthoceras indianensis* Hall свидетельствует об относительно низких его горизонтах. Проведенными в 1958 г. работами (Зубков, 1959ф), обильная хорошей сохранности фауна была найдена и отобрана еще в трех пунктах. Изучение ее в палеонтологическом кабинете ДВУ (Г. Р. Шишкиной) позволило обнаружить *Cyrtospirifer sulcifer* H. C., *Cyrtospirifer* cf. *sulcifer* H. C., *Platyrachella* cf. *mesostrioidis* Hall, *Aucula* sp. и некоторые другие формы.

Фаунистически охарактеризованных отложений фаменского яруса, помимо описанных выше, в пределах восточной части Монголо-Охотской геосинклинали неизвестно. По положению в разрезе девона и литологическому составу, с рассматриваемыми отложениями фаменского яруса могут быть сопоставлены перевальнинская свита, развитая на о-ве В. Шантар (Красный, 1949) и отчасти чичакинская свита, известная в Тором-Тугурском районе (Красный, 1950).

Усмунская свита (D₃? us)

Эффузивные породы усмунской свиты незначительно развиты в южной части листа, обнажаясь в бассейнах нижнего течения рек Ийканда и Лавля. Здесь они окаймляют выходы отложений фаменского яруса, на которых залегают с угловым несогласием. Перекрываются эффузивы конгломератами акариканской свиты (пермь?), в которой присутствуют в виде валунов и крупной гальки. В некоторых местах на усмунской свите распространяются мелкие остатки покровов верхнеюрско-нижнеюрских эффузивов, от которых породы свиты отграничиваются основным составом и миндалекаменным строением.

Усмунская свита имеет довольно однообразное строение, слатяясь диабазами, диабазовыми порфиритами, порфиритами и лавобрекчиями. Некоторые разновидности пород с сильно альбитизированными действиями плагиоклазов, погруженными в хлоритокристаллический субстрат, пригибаются по облику и составу к породам спилитовой формации. Иногда в низах свиты присутствуют

быстро выклинивающиеся по простиранию линзообразные тела конгломерато-брекчий.

Диабазы представляют собой массивные, часто с миндалекаменными текстурами породы грязно-серого цвета с зеленоватыми и буроватыми оттенками. Сложение обычно полнокристаллическое, с хорошо выраженными офиловыми, микроофиловыми, реже долеритовыми структурами. В составе диабазов до 70% плагиоклазов в виде узких, длинных (0,2—3 мм) лейст, ориентированных в разных направлениях. Повсеместно они деформированы и в той или иной степени замещены карбонатами и эпидотом. В интерстициях между действиями плагиоклаза располагаются реликты пироксена и вторичные продукты его замещения: хлорит, карбонаты, минералы эпидио-конзитовой группы, гидроокислы железа.

Часто диабазы содержат многочисленные миндалины (0,1—1 см), выполненные хлоритом, кальцитом, реже кремнеземом, эпидотом и цеолитами. Помимо крупных миндалин, в породах много более мелких пор (0,3—1 мм), выполненных теми же минералами.

Диабазовые порфириты в отличие от диабазов имеют порфирное строение. В качестве вкрапленников присутствуют плагиоклазы (лабрадор № 54—60) и иногда ольвин (серпентинизированный).

Порфириты имеют гналопидитовую или пидотакитовую основную массу, состоящую из микролитов плагиоклазов (0,1—0,2 мм), погруженных в продукты разложения стекла. Во вкрапленниках сохранены карбонатизированные, хлоритизированные лейсты плагиоклазов.

Лавобрекчия содержит до 70% обломков материнских пород. Конгломерато-брекчия, сложенная отдельные линзы мощностью до 100 м, состоит из угловатых и полуокатанных обломков песчаников и алевролитов, сцементированных песчаным мате-риалом.

В зависимости от степени размыта свиты мощность ее колеблется от 350 до 850 м.

Определение возрастного положения свиты осложняется отсутствием органических остатков как в самой свите, так и в перекрывающих ее конгломератах. Породы описанного типа весьма характерны для разрезов среднего палеозоя Монголо-Охотской геосинклинали, где они переслаиваются обычно с отложениями среднего девона. Из близ расположенных районов лишь в Тором-Тугурском (Красный, 1950ф) отлагаются предположительно верхнепалеозойские порфириты и тUFFы.

Учитывая, что диабазы с размытом перекрываются пермскими (?) конгломератами и терриформальное развитие их тесно связано с выходами отложений фаменского яруса, в возрастном отношении свита может быть предположительно отнесена к верхнему отряду девонской системы.

ПЕРМСКАЯ (?) СИСТЕМА

Акарикканская свита (Р? *ak*)

Территориально развитие свиты приурочено к бассейнам рек Акариккан, Сулаки и району Тылай—Немуйского междуречья. Слагается свита исключительно конгломератами с редкими прослойками грубозернистых песчаников.

Являясь отложениями базального типа, конгломераты неслучайно с размывом залегают на кристаллических породах докембрия (гнейсах, анортозитах), отложенных среднего девона, верхнепалеозойских (?) гранитах и диабазов усмунской свиты. В некоторых местах конгломераты перекрываются порфиритами, туфобрекчиями и туфоконгломератами верхней юры — нижнего мела (джелонская свита).

Конгломераты по составу обломочного материала относятся к подмиктовым валуно-галечниковым, крупно-галечниковым разностям. Размер валунов колеблется в пределах 20—60 см, нередко достигая 1 м. Размер галек варьирует в пределах 5—20 см. Сортировка этого разнородного по величине материала отсутствует. Окатанность валуно-галечникового материала (80—85% состава породы) хорошая. Только в районе левобережья р. Немуй наблюдались фашины, сложенные почти не обработанным грубообломочным материалом, представляя собой по существу седиментационные брекчи.

Преобладающая роль в составе валуно-галечникового материала принадлежит кристаллическим породам докембрия (80—90%): гнейсам, амфиболитам, плагиогранитам и анортозитам. В небольшом количестве присутствуют девонские диабазы, песчаники, алевролиты и верхнепалеозойские? граниты. При этом отчетливо наблюдается зависимость петрографического состава валунов и галек от подстилающих конгломераты в данном месте пород, слагающих в последнюю основную массу обломочного материала.

Цементирующей массой в конгломератах (15—20%) является неотсортированный грубо- и среднезернистый песчанистый материал, состоящий из остроугольных и плохо окатанных обломков кварца, полевых шпатов и различных пород (размером от 0,3 до 4 мм).

Песчаники, образующие редкие прослои в конгломератах, характеризуются весьма плохой окатанностью зерен кварца и полевого шпата и отсутствием их сортировки. Цемент песчаников алевроито-серпичитовый.

Мощность свиты конгломератов составляет 650—700 м. Отсутствие фауны и оргинателльные результаты палинологических анализов незначительны и песчаников затруднительно определить их возраста. Принимая во внимание стратиграфически неслучайное залегание конгломератов на отложениях среднего и верхнего девона и тесную пространственную приуроченность их

к палеозойским отложениям Монголо-Охотской геосинклинали, конгломераты условно относятся к пермской системе. При этом учитывается, что образований карбона в разрезе палеозоя Западного Приохотья неизвестно, а пермские отложения констатированы в районе р. Аян, где они представляются тонкокластическими породами, охарактеризованными флористическими остатками.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В пределах листа мезозойские образования представлены мощным комплексом вулканогенных пород среднего и кислого состава. Им подчинены горизонты туфогенно-осадочных отложений.

Нижние части вулканогенного разреза характеризуются средним составом эффузивов с существенным развитием осадочных пород, а верхние части представлены кислыми эффузивами. По возрасту они относятся к верхнеюрско-нижнемеловым и нижнемеловым образованиям.

ЮРСКАЯ И МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Джелонская свита (J₃—C₁ d1)

Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные образования хребта Прибрежного впервые были выделены и описаны Д. И. Красным (1952ф) под названием джелонской свиты. Полный разрез этой свиты вскрывается по рекам Малый и Большой Джелон. Последняя в пределах листа заходит своим верхним течением.

Джелонская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, представленную туфогенно-осадочными породами с флорой, и верхнюю, объединяющую порфириты и их ширококластические образования¹. Последние первоначально (Красный, 1952ф) выделялись в отдельную (среднюю) подсвиту, но дальнейшие работы выявили нецелесообразность их отделения от порфиритов: те и другие находятся в тесной взаимосвязи и не образуют самостоятельных стратиграфических единиц.

Нижняя подсвита (J₃—C₁ d1). В пределах листа породы этой подсвиты распространены очень ограниченно в районе левобережья Б. Джелон. Они развиты на площади 9—8 км², а по рекам Лавле и Кирану, у южной рамки листа образуют небольшие выходы из-под порфиритовой верхней подсвиты. В первом случае подсвита представлена исключительно конгломератами, состоящими из хорошо окатанной гальки древних гранитоидов, основных эффузивов, кремнистых пород, алевролитов и песчаников. Цемент представлял хорошо отсортирован-

¹ В отчетах некоторых исследователей эта подсвита фигурирует под названием киранканской свиты (Сысоев, 1957ф, 1958ф; Гольденберг, Фердман, Филиппов, 1958 г.).

ным среднезернистым песчанистым материалом. Мощность конгломератов составляет 300—400 м (Красный, 1952ф).

В бортах долины р. Давли и Кирана обнажена часть подсытки, перекрывающаяся порфиритами, т. е. переходная часть разреза от нижней подсытки к верхней. Так, по р. Давле констатируется чередование следующих пачек пород:

1. Переслаивание алевролитов, углистых сланцев и туфогесчанников. Мощность прослоев 0,2—0,7 м. Присутствуют пропластки и линзы угля мощностью 0,3—5 см. Породы содержат много пухого сохранившихся растительных отпечатков 9—10 м
2. Туфобрекчия, туфоконгломераты. Обломки размером до 20 см и менее, представлены порфиритами, диабазами, кремнистыми породами, зернами полевых шпатов 2—4 "
3. Гравелиты, грубозернистые туфопесчанники 3—6 "
4. Туфоконгломераты, туфобрекчия с прослоями порфиритов 6—7 "

Выше залегают лавобрекчия порфиритов и порфириты верхней подсытки.

Верхняя подсытка ($U_3-St_{1dl_2}$). Порфириты, их лавобрекчия, туфы и туфобрекчия развиты в бассейне р. Кирана и в Давли-Темуйском междуречье. В связи с интенсивной вулканической деятельностью покровы порфиритов располагаются как на породах нижней подсытки, так и на различных более древних образованных. Перекрываются порфириты магейской свитой кислых эффузивов.

Мощность вулканогенных образований составляет 500—550 м. По характеру вкрапленников порфириты относятся в основном к плагиоклазовым разностям. Но иногда к плагиоклазу присоединяются вкрапленники пироксена (авгит) и обыкновенной роговой обманки. Как правило, вкрапленники резко преобладают над основной массой. Последняя обдает плагиплитовой, реже пилотакситовой и интерсертальной структурами.

Вторичные изменения в порфиритах выражены в сильной степени и имеют региональное развитие. Плагиоклазы обычно деанортитизированы и замещаются эпидотом, карбонатами, а по стеклу основной массы развивается хлорит, землестые продукты группы эпидот—поизит, карбонаты и гидроксиды железа. Вкрапленники цветных минералов бывают нацело замещены вторичными продуктами и окружены опалитовой каемкой. Часто порфириты содержат в себе то или иное количество обломков эгнх же порфиритов, а также инородных более древних образований.

Туфы, сопровождающие порфириты, представлены литокристаллокластическими, реже кристаллокластическими разностями с грубо- и тонкозернистым строением. Туфобрекчия отлагается более крупным (1—2 см и выше) составом обломочного материала.

Собранные на площади листа в описанных образованиях растительные остатки неопределимы, но в породах джегонской

свиты, развитых к югу, между реками М. Джегон и Олькондо. Д. И. Красным (1952ф) и в районе устья р. Киран Г. П. Чертовским¹ собрана обильная флора. По определению А. И. Керовой Туртановой, эта флора представлена следующими формами: *Cladophlebis Takezaki* Oishi, *C. cf. fangtzuensis* Sze, *C. whit-biensis* var. *punctata* Griec, *C. sp.*, *Phoenicopsis speciosa* Heet, *Czekanowskia selacea* Heet, *C. rigida* Heet, *Carpolithes* sp., *Rodogmites lanceolatus* (Lind et Nutt.), *P. cf. angustifolius* (Eichw) Heet и *Equisetites ferganensis* Sew.

Северо-восточнее, между реками Большой и Малый Укувай, Д. И. Красным (1952ф) обнаружены следующие формы: *Cladophlebis* cf. *Takezaki* Oishi, *C. argutula* (Heet) Font, *Ginkgoites sibiricus* (Heet) Sew., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heet, *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *C. rigida* Heet, *Pityurhizium Nordenskiöldii* (Heet) Nath.

Подобный и близкий к приведенному выше видовой состав форм обнаружен в отложениях петрографически тождественных джегонской свите: Н. А. Раковым (1954ф) — на мысе Антыкан, К. В. Антоновым (1938ф) — на п-ове Аян, Д. С. Степаньковым (1945ф) — в верховье р. Ульбен, И. К. Мухоморов (1946ф) — в бассейне р. Мати и др.

Большинством исследователей комплекс флоры этих районов относится к верхнеюрскому — нижнемеловому возрасту. В связи с этим содержащие ее породы джегонской свиты датируются как верхняя юра — нижний мел.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (?)

Магейская свита

Кислые вулканогенные образования нижнего мела широко развиты как в пределах листа, так и на сопредельных с ним территориях, где в 1956—1957 гг. они были выделены и описаны в составе магейской свиты (Фердман, Гольденберг и другие исследователи).

Свита несомненно залегает на различных более древних, образований докембрия, палеозоя, верхнеюрско-нижнемеловых порфиритах и нижнемеловых гранитоидах. Перекрываются эффузивы магейской свиты андезитами мевачанской свиты.

По петрографическому составу слагающих свиты пород и их стратиграфическому положению в разрезе выделяются две подсвиты: нижняя и верхняя. Породы нижней подсытки в пределах листа развиты весьма широко, эффузивы же верхней подсытки незначительно развиты лишь в северной части района, в бассейне р. Нагим.

¹ Разульгаты его исследований изложены в работе Г. Г. Ключанского (1952ф).

Нижняя подсвета ($Al_2Si_2O_7$ мг.). В состав вулканогенных образований нижней подсветы входят липаритовые порфиры, фельзиты, их лавобрекчи, туфобрекчи, туфы и невыдержанные по простиранию туфопесчаники и алевролиты.

Внутреннее строение подсветы характеризуется следующей разрез ее (снизу вверх), наблюдаемый в районе левобережья верхнего течения р. Кирана:

1. Серые с сиреневыми оттенками фельзитовые порфиры 120—150 м
2. Лавы и лавобрекчи липаритовых порфиров 500 "
3. Грубозернистые слоистые туфопесчаники с примесью гравия размером до 1 см, реже более 30—35 "
4. Груболитчатые липаритовые порфиры с прослоями туфов мощностью 0,3—0,4 м 75 "
5. Подсветые фельзитовые порфиры с редкими вкрапленными плаггиоклазов, переходящие в подосчатые фельзиты 25—30 "
6. Лавобрекчи и туфобрекчи с обильными обломками (до 10—15 см) подосчатых фельзитов и фельзит-порфиров 10—15 "
7. Зеленые туфобрекчи 12—15 "
8. Сиреневато-зеленые пятнистые туфы 10 "
9. Туфы и туфобрекчи с бомбами подосчатых фельзитов и фельзит-порфиров сиреневого цвета 75 "
10. Подосчатые светло-серые тонкозернистые туфы 5 "

Общая мощность составляет 850—900 м. Для описываемых эффузивов характерно непостоянство разреза в связи с выклиниванием отдельных горизонтов, фациальными переходами одних пород в другие. Так, нередко самые нижние части разреза, залегающие на подстилающих породах, бываю представлены липаритовыми порфирами, а в других местах — сиреневыми фельзит-порфирами (массивными или подосчатыми). При этом липаритовые порфиры иногда выпадают из разреза.

Фельзитовые порфиры, являющиеся наиболее распространенными породами, обладают порфировой и гломоропорфировой структурами, массивной, флюидальной и эвтаксисовой текстурой. Вкрапленники представлены редкими (5—10%) угловатыми, таблитчатыми зернами олигоклаза, кислого андезина (№ 28—36) и единичными зернами телитизированного калишпата и биотита. Последний обычно целиком замещен хлоритом и гидроокислами железа. Основная масса обладает микрофельзитовыми, фельзитовыми, реже пойкилитовыми и зачастую-гранофировыми структурами и нередко имеет тонкоподосчатое и струйчато-петельчатое строение.

Липаритовые порфиры в качестве вкрапленников содержат кварц (30—45% объема породы) в виде крупных (до 4 мм) корродированных зерен, калишпат, плаггиоклазы, чешуйки биотита и обыкновенную роговую обманку. Структура основной массы фельзитовая, реже сферолитовая.

Фельзиты не имеют или почти не имеют вкрапленников и обладают микрофельзитовым или фельзитовым строением.

Туфы, туфобрекчи, туфопесчаники, алевролиты являются типично кластическими образованиями, состоящими из угловатого или слабо обработанного материала вулканогенного происхождения.

Описанные породы рассланцованы по плоскостям подосчатости лав и слоистости пирокластических образований.

Верхняя подсвета (Si_2O_7 мг.). Эффузивы верхней подсветы магейской свиты незначительно развиты в бассейне р. Колбокон и по р. Нагиму у северной рамки листа, где и уходят за его пределы. Основная часть подсветы слоится умеренно крупными эффузивными составами дацитов. В отдельных частях подсветы незначительно развиты липаритовые порфиры. Мощность подсветы не превышает 300 м.

Данные представляют собой порфирные породы с афанитовой основной массой, имеющей серый или коричневатый цвет с сиреневым или зеленоватым оттенками. На этом фоне четко выделяются мелкие вкрапленники стеклано-прозрачных плаггиоклазов. Субаралдельное расположение вкрапленников, обтекаемых стекловатой основной массой, определяет флюидальную микротекстуру пород. В качестве вкрапленников дациты содержат помимо, многочисленных кристаллов андезина (часть зонального), редкие листочки биотита и пироксен. Витрофировая основная масса не пропускает поляризованный свет за исключением отдельных расстеклованных (фельзитовых) струй и полочек. Процессы вторичных изменений в дацитах проявлены в наибольшей степени и выражаются в частичной деаортитизации плаггиоклазов, мусковитизации биотита и расстекловании основной массы.

Липаритовые порфиры представлены светлыми породами, которые в фельзитовой или стекловатой (реже микрокристаллической) основной массе содержат вкрапленники слабо измененных полевых шпатов, кварца и биотита. В лавах в переменном количестве присутствуют обломки (от 1 см и менее) фельзитов, липаритовых порфиров и дацитов.

Возраст вулканогенных пород магейской свиты определяется тем, что они залегают на верхнеюрско-нижнемеловых образованиях джегонской свиты и прорываются широко распространенными интрузивными гранитами, имеющими абсолютный возраст 89—114 млн. лет, в связи с чем предположительно относятся к нижнему мелу.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА
Мевачанская свита (аРg ? мг)

Свита имеет очень монотонное строение и складается в основном андезитами и андезитовыми порфиритами, обнаруживающимися иногда переходы к андезито-базальтам. Туфы в составе

свиты встречаются очень редко. Впервые свита выделена в 1956 г. по р. Мевачан (Зубков, 1957ф).

Андезиты широко развиты в северо-западной части района (бассейны рек Мевачана, Бургаге, Кундлуми), и к югу от хр. Джугтджур не встречаются. Их пологозападающие покровы тяготеют к наиболее возвышенным частям рельефа и распространяются как на породах докембрия, так и на различных горизонтах нижнемеловых (?) образований. Перекрываются андезиты ледниковыми отложениями. Покровы состоят из серии лавовых потоков, мощностью 30—40 м. Общая мощность свиты достигает 450 м.

Андезиты представляют собой плотные, крепкие породы темно-серого до черного цвета часто с зеленоватым или буроватым оттенками. Текстура массивная, иногда микрофилоидальная. Во вмещающих породах присутствуют стеклянноподобные или несколько измененные плагиоклазы (как правыло, андезин № 40—45), диопсид, гиперстен и редко — бурая базальтическая роговая обманка. Основная масса обладает микроклиптовой, микролитовой, реже витрофировой и пилотакситовой структурой.

Андезито-базальты характеризуются догерстовой структурой основной массы и содержат во вмещающих породах, помимо перечисленных выше минералов, еще оливин, замещенный обычно серпентинитом и идилингитом. Плагиоклазы в них относятся к ряду лабрадора (№ 55—68) и битовита (№ 70—75).

Развитые по составу породы компонентам вторичные продукты (результат гидротермальных и автометаморфных изменений) придают иногда андезитам облик порфиритов. Во многих местах андезиты в той или иной мере подвергались окварцеванию. Наиболее интенсивное его проявление контролируется мелкими зонами тектонических нарушений, которые служили каналами для циркуляции растворов, вызвавших гидротермально-метасоматические изменения в андезитах, прилегающих к этим зонам. С этими процессами связана локальная пиритизация андезитов.

Прямых данных о возрасте свиты не имеется, так как органических остатков в ней не обнаружено. Учитывая, что свита складывается преимущественно неизмененными эффузивными породами, залегавшими почти горизонтально и не прерываемыми участия в складчатых дислокациях мезозоя как в пределах изученного района, так и на сопредельных с ним территориях, возраст их может быть предположительно принят как палеогеновый.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах изученного района четвертичная система представлена средним, верхним и современным отделами. К первому из них относятся ледниковые отложения, а к двум последним —

аллювий речной сети. Кроме того, повсеместно распространены современные делювиальные, делювиально-элювиальные и элювиальные отложения.

Средний (?) отдел (Q₂?)

Существовавшее в среднечетвертичную эпоху оледенение оставило скопления рыхлых продуктов разрушения различных пород. К настоящему времени в значительной степени денудированные ледниковые отложения сохранились преимущественно в северной части исследованной территории, где они залегают на эффузивных покровах. Незначительно развиты ледниковые отложения, слогающие донные и боковые морены, в хребтах Джугтджур и Прибрежном.

Приуроченность ледниковых отложений к выровненным поверхностям водоразделов, а также моренные нагромождения вдоль склонов некоторых современных речных долин свидетельствуют о существовании, помимо широко распространенного покровного типа, также долинного оледенения. В частности, это относится к северо-востоку района (бассейны правобережья р. Кундлуми и р. Данилджи), где над грядово-бугристыми нагромождениями боковых морен, расположенных на пологих склонах широких, хорошо разработанных долин, возвышаются гребни водоразделов, сложенные эффузивами. В районах хребтов Джугтджур и Прибрежного в цирках и участках троговых долин сохранились донные и боковые морены высотой до 20—30 м и протяженностью до 5 км. Они вытянуты в направлении долин и состоят из грубоокатанного глыбово-валунно-галечникового материала. К настоящему времени они в значительной степени размыты и смешаны с делювиальными образованиями.

Мощность чехла ледниковых отложений на водоразделах невелика и не превышает 10—15 м. Часто из-под размытых морен обнажаются участки подстилающих пород, покрытые редкими, литологически чуждыми, валунно-галечниковыми и щебенчатыми россыпями. Кроме того, среди рыхлых отложений часто наблюдаются бараныи гбы, представляющие собой хорошо отполированные ледником коренные выходы со следами (полосами) треня.

В ряде мест (бассейн р. Кундлуми) на водораздельных гребнях ледниковые отложения не имеют широкого площадного развития и представлены многочисленными эрратическими валунами и галькой, размером от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Ледниковые отложения выражены глыбово-валунно-щебенчатыми, глыбово-галечниковыми скоплениями, смешанными с песчано-глинистым и дресвянистым материалом. Сортировка обломочного материала отсутствует. Щебень и дресва обычно образуются за счет непрочных вулканогенно-осадочных пород.

Глыбы, валуны, галька представлены кристаллическими породами докембрия, мезозойскими гранитоидами и андезитами. Величина их колеблется в широких пределах от нескольких сантиметров до 1,5 м.

В пределах листа ледниковые отложения залегают на высоте 800—900 м над уровнем моря и могут быть предположительно сопоставлены с комплексом морен «Муникаль I» (хребет Ям-Алтай), залегающем на том же уровне. Формирование последних связывается Ю. Ф. Чемяковым с покровным оледенением, имевшим место, вероятно, в среднечетвертичную эпоху, т. е. соответствующим во времени алданскому оледенению.

Верхний отдел (Q₃)

Верхний отдел четвертичной системы представлен отложениями высокой террасы (20—25 м), сохранившейся по р. Киранкан. Сложена она валуно-галечниковым материалом с подчиненной примесью песчанистого материала. Петрографический состав обломочного материала разнообразен и представлен породами метаморфического, вулканогенного и интрузивного комплексов. Видимая мощность верхнечетвертичных отложений составляет 18—20 м.

Выше по течению р. Киранкан в отложениях подобной террасы (Шинханов, 1959ф) констатирован спорово-пыльцевой комплекс, включающий в себя представителям теплолюбивой флоры, таких, как *Ulmus*, *Aser*, *Sarpius*, *Tilia* (определения В. С. Калинин), ДВГУ). На этом основании отложения 20—25-метровой террасы относятся к верхнему отделу четвертичной системы.

Современный отдел (Q₄)

Современный отдел четвертичной системы представлен аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, элювиальными и делювиально-элювиальными отложениями.

Аллювиальные отложения встречаются в долинах рек, где накапливаются в русле и слагают аккумулятивные террасы различных уровней (0,5—2 и 4—10 м).

В целом для аллювия как руслового, так и слагающего различные террасы характерно резкое преобладание крупнокастического валуно-галечникового материала над песчаным. Последний встречается в отложениях наиболее крупных водотоков, где в перемешанном количестве присутствует как связующая масса более грубообломочного материала.

Глинистые и илестые осадки среди аллювия почти полностью отсутствуют.

Литологический состав аллювия разнообразен и определяется геологическим строением бассейнов соответствующих рек и ключей.

Очень часто к чисто аллювиальным отложениям примешивается то или иное количество делювиального и пролювиального материала, сползающего со склонов долин и поступающего из конусов выноса.

Пролювиальные отложения слагают многочисленные конусы выноса высотой до 20—30 м. Наиболее крупные из них иногда выдаются до середины долин и размываются рекой. Составляют из валуно-галечникового материала, цементированного песчанистым, печуано-глинистым материалом.

Процессы физического выветривания горных пород обуславливают широкое развитие в районе делювиальных и элювиальных образований, сплошным плащом покрывающих водораздельные пространства и склоны долин. Делювий представлен крупнообломочным глыбовым материалом и щебнем (в областях развития сланцеватых эффузивов). В горных, сильно расчлененных районах, лишенных растительного покрова, мощный делювиальный плащ шлейфом сползает с крутых склонов к подножию, представляя собой «живые» осыпи, не скрепленные растительностью. Элювиальные и делювиально-элювиальные образования (мощность от 0,5 до 4—5 м) широко распространены на гольцах водораздельных пространств. Обычно это развалы крупных глыб (до нескольких метров в поперечнике) кристаллических пород или щебенчатые россыпи эффузивов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные проявления в пределах листа широко развиты и представлены протерозойскими ортоамфиболитами, платиогранитами, породами габро-анортозитового комплекса, верхнепалеозойскими (?), меловыми и палеогеновыми (?) гранитоидами.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРТОАМФИБОЛИТЫ (P₁)

Распространение этих пород на изученной территории очень ограничено. В бассейне верхнего течения р. Налкидик (левый приток р. Киран) ортоамфиболиты слагают небольшой массив, вытянутый в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием структур вмещающих его гнейсов.

Ортоамфиболиты — темные, гестрого облика породы с крупнокли среднекристаллическим сложением. Помимо массивных амфиболитов, в окраинных частях массива встречаются гнейсированные сланцеватые разновидности с грубополюсчатой текстурой. Ортоамфиболиты характеризуются гетеробластовыми и реже гомеобластовыми и пойкилобластовыми структурами и следующим минералогическим составом: роговая обманка (40—80%), платиоклазы (20—55%) и кварц (до 3—5%). Сосюритизированные и серицитизированные платиоклазы представлены обычно основными андезитом (№ 44—46). Роговая обманка является вторич-

ным минералом, развитым по пироксену, сохранившемуся в виде немногочисленных реликтов. Акцессорные минералы представляют апатитом, титаномалнетитом и реже — гранатом.

Образование ортоамфиболитов связано с региональным метаморфизмом древних габброидов.

Часто в ортоамфиболитах встречаются шпировые мономинеральные обособления (волокинистые амфиболы, реликты пироксена) первично гипербазитового состава (типа пироксенитов). Грязно-зеленый уралит в виде тонких оторочек окружает реликтовые зерна пироксена, создавая участки центрическую (келифитовую) структуру.

Нижнепротерозойский возраст ортоамфиболитов определяется тем, что, прорывая породы метаморфического комплекса, они в свою очередь рвутся и инфицируются древнестановыми плагиогранитами нижнего протерозоя.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (№ Р₁)

В пределах листа породы габбро-анортозитового комплекса развиты в двух просторанственно разобщенных районах. В первом районе, в южной части листа они слагают крупный тектонический блок, протягивающийся в северо-восточном направлении от р. Кирана, через бассейны р. Давли до верховьев р. Немуи (около 55 км). Ширина блока составляет 5—7 км.

В северной части листа анортозиты выходят по р. Маймакану и слагают северные отроги хр. Джугдждур. Обнажаясь здесь из-под покровов эффузивов, они представляют собой небольшую часть крупного габбро-анортозитового плутона, слагающего к западу хребты Джугдждур и Геран, а к северо-востоку — центральную часть хр. Джугдждур.

С докембрийскими гнейсами и плагиогранитами породы габбро-анортозитового комплекса контактируют по крупным тектоническим разломам, контролируемыми мощными зонами мигматизации и рассланцевания пород.

В целом габбро-анортозитовые тела в пределах исследованного листа имеют либо довольно однородное, либо пятнистое строение: ясно выражена полосчатость, наблюдаемая в некоторых частях Джугдждурского плутона, здесь отсутствует. Исключение составляет небольшая эндоконтактовая часть габбро-анортозитового массива в бассейне р. Аондо, где он соприкасается с гнейсами и не срезан, как в других местах, региональным тектоническим разломом. Здесь в пределах 2—4 км отчетливо выражено линейно полосчатое и пятнистое строение, заключающееся в чередовании полос (или отдельных участков) габбро, габбро-анортозитов и анортозитов. Отдельные полосы этих пород, шириной от 5—20 см до 4—6 м, имеют преобладающе северо-восточное простирание и часто разветвляются или выклиниваются.

В зависимости от количественного соотношения плагиоклазов и пироксена выделяются собственно анортозиты и габбро-анортозиты. Первые из них представляют собой мономинеральные или почти мономинеральные породы темно-серого либо стального серого цвета. Составляют они из плагиоклаза и небольшого количества (до 10—12%) диопсида, реже гиперстена или замещающих их амфиболов. Анортозиты образуют постепенные переходы в габбро-анортозиты, характеризующиеся значительной величиной содержания темновесных компонентов, варьирующих в пределах от 10—12 до 30%. Габбро-анортозиты в составе комплекса характеризуются несколько большим распространением, чем собственно анортозиты. Породы имеют обычно крупнокристаллическое, реже среднекристаллическое сложение и массивную текстуру (в некатактазированных зонах). Иногда наблюдаются участки с глантозернистым сложением, в которых величина кристаллов плагиоклазов и пироксена достигает 10—15 см. Ирризирующие разности анортозитов встречаются редко.

Структура анортозитов и габбро-анортозитов панидиоморфная неравномернотекстурированная, иногда порфириформная. При обогащении пород темновесным компонентом выявляются элементы габбровой структуры. В давленных разностях наблюдаются катаклические структуры.

Плагиоклазы, входящие в состав пород габбро-анортозитового комплекса, характеризуются постоянством своего состава: повсеместно это лабрадор № 56—62 (за исключением сильно измененных разностей, в которых присутствует андезин, андезин-лабрадор).

Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом и титаномалнетитом. Содержание последнего достигает в некоторых местах 20—25% и он является в таких случаях одним из породообразующих минералов.

Широко развитые разрывных дислокаций в породах габбро-анортозитового комплекса и наличие крупных разломов, ограничивающих их интрузивные тела, способствовало интенсивному проявлению процессов вторичных изменений породообразующих компонентов и обусловило глассокатаклические изменения пород. В результате этого плагиоклазы часто насыщены сосуществом и серпикитом, а пироксен частично или надело замещен роговой обманкой, актинолитом, хлоритом и эпидотом. Наиболее сильно эти процессы проявлены в пределах Лавлинского тектонического блока и окранный части северного плутона. Последних с юга окаймляется сравнительно широкой (5—8 км) полосой интенсивного рассланцевания и бластического изменения пород габбро-анортозитового комплекса. При этом четко прослеживается возрастающая степень рассланцевания, бластеза в направлении контакта с протерозойскими плагиогранитами. В этом случае породы приобретают гетеробластовую, катактастическую структуру и сланцеватые, линейно- или пунктирно-

подсечать тектуры, обусловленные субпараллельным расположением минеральных агрегатов. В минералогическом составе рассланцованных габбро-анортозитов, помимо зонального андезина, андезин-лабрадора (40—45%) и роговой обманки (до 30%) присутствуют микроклин, метасоматическая замещающая плагиоклазы, и кварц (10—25%). В значительных количествах развиваются также цонзит, мусковит и серицит, в связи с чем породы по плоскостям сланцеватости часто приобретают серебристый цвет.

Такого типа изменения наблюдаются также в габбро-анортозитах Давлинского блока вдоль тектонически нарушенных зон.

С габбро-анортозитовым комплексом генетически связаны жильные образования, представляющие микрогаббро- и габбро (P₁). Эти породы слатают серию даек небольшой мощности (2—25—30 м), имеющих субширотное простирание. Габбро и микрогаббро имеют зеленый (до темно-зеленого) цвет и состоят из андезин-лабрадора, лабрадора, пироксена (50—55%) или замещающей его роговой обманки. Для них характерны значительные вторичные изменения.

Габбро-анортозитовый комплекс пород относится к наиболее древним образованиям района и находится в тесной территориальной и структурной сопряженности с метаморфическими породами протерозоя. На соседнем (с запада) листе, в районе хр. Геран, анортозиты прорваны крупной синийской (предлоямской) интрузией гранитоидов (Шиханов, 1959ф), что свидетельствует об их досинийском возрасте. Периферийная часть габбро-анортозитового плутона в районе бассейнов рек Аюндю и Натим вмещает в себя многочисленные маломощные интрузивные внедрения (от нескольких сантиметров до 2—3 м) низкотермозойских плагиогранитов (Зубков, 1958ф), что позволяет относить габбро-анортозитовый комплекс пород к нижнему протерозою.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (ДРЕВНЕСТАНОВОЙ)

ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (P₁)

В состав комплекса входят биотитовые, роговообманково-биотитовые и двуслюдяные плагиограниты, их пеллагитовые и аplitовые дифференциаты, а также гранитоидные породы, происхождение которых тесно связано с процессами ассимиляции и ультраметаморфизма в период становления интрузий плагиогранитов.

Находясь в тесной территориальной и структурной связи с метаморфическим комплексом, плагиограниты широко распространены в центральной части листа.

В районе осевой части хр. Джугдзур плагиограниты слатают массив крупных размеров, содержащих отдельные пачки гнейсов, ориентированные согласно гнейсовидности плагиогранитов.

В южной части массив плагиогранитов соприкасается с гнейсами, а на севере в большинстве случаев ограничен тектоническими разломами, по которым контактирует с габбро-анортозитовым плутоном. Для плагиогранитов весьма характерна также межпластовая форма залегания в породах метаморфического комплекса в виде согласных интрузионных прожилков, жил и межпластовых тел мощностью от нескольких миллиметров до 75—100 и даже более метров. Значительно реже встречаются секущие инъекции.

Часто среди гнейсов плагиограниты слатают серию пространственно сбlijженных согласных внедрений, образующих значительные поля развития гранитов с резко подчиненными им гнейсами.

В результате интенсивного проникновения плагиогранитов в боквые породы в виде маломощных инъекций возникают обширные поля мигматитов и инъекционных гнейсов. Подчас смешение материала инъекций и вмещающих их пород бывает настолько тесным, что переход от плагиогранитов через инъекционные гнейсы и гибридные, гранитизированные породы типа анагектитов к нормальным гнейсам становится постепенным. В связи с этим контакты между ними часто имеют нечетко выраженный, расплывчатый характер.

В соответствии со структурной вмещающего комплекса метаморфических пород тела плагиогранитов вытянуты в северо-восточном направлении.

Внешне плагиограниты представляют собой светлые, почти белые, розоватые или серые породы, обладающие среднезернистым сложением и лейкократовым составом. Содержание биотита составляет 3—7%, редко достигая 10—15%. Иногда к нему присоединяется зеленая роговая обманка в количестве до 5%. Часто присутствуют мусковит, являясь обычно продуктом замещения биотита.

Отличительной особенностью гранитов является существование участка в их составе плагиоклазов. Олигоклаз и зональный олигоклаз — андезин (№ 25—34) составляют 45—50% породы, в то время как калишпат присутствует в количестве от 7—10 до 20% (редко несколько более). Кварц присутствует в количестве 25—30%. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, гранатом, рудным, реже апатитом и цирконом.

На тектурно-структурные особенности плагиогранитов значительное влияние оказали процессы регионального метаморфизма и динамометаморфизма. В связи с этим при равномерном зернистом или порфировидном строении плагиогранитов в них наблюдаются blastогранитовые, гранобластовые и гетеробластовые структуры. В тектонически нарушенных зонах возникает blastокатаклатическая, blastомилонитовая структура. Отчетливо гнейсовидная, пунктирно-полосчатая текстура обусловлена ориентированным расположением темнопетлистых компонентов.

Повсеместно в плаггиогранитах развиты явления протоклаза и катаклаза, выражающиеся в искривлении чешуек биотита и двойниковых погосок плагиоклазов, трещиноватости и частичном дроблении полевых шпатов и кварца.

В ряде мест (верховье р. Нагим, правобережье р. Неауй и др.) в плаггиогранитах проявлены процессы калиевого метасоматоза (микроклиннизация плагиоклазов), в связи с чем содержание калишпата в породе достигает 30—40%. Часто замещение плагиоклаза калишпатом начинается с образования антиперитовых вростков, наблюдающихся здесь в больших количествах. Постепенно разрастаясь, они полностью замещают зерна плагиоклаза калишпатом.

С процессами калиевого метасоматоза связано появление Бластопорфировых структур и части порфировидных гранитоидов. Порфириобласты в таком случае представляются неправильно овальными кристаллами калишпата размером до 2 см. В одном случае (верховье р. Нагим) плаггиограниты в качестве вкрапленников содержат очень крупные идиоморфные кристаллы калишпата, размером от 3—4 до 10—12 см по длинной оси.

Как уже упоминалось выше, с процессами ультраметаморфизма связано появление гранитоидов типа анатектитов и тене-вых мигматитов. Широко развиты они как в эндоконтакте плаггиогранитов тел, так и внутри их. Наряду с этим анатектиты часто встречаются среди гнейсов вне видимой связи с плаггиогранитами.

Теневые мигматиты и анатектиты представляют собой серые, розовато-серые породы гранитного состава с повышенным содержанием темноперецветных компонентов (до 20%). Характерной особенностью их является неравномерно пятнистое, слоистое распределение биотита и роговой обманки. Нередко можно наблюдать также участки с реликтами гнейсовых текстур, выраженные в погосчатом или плаггиогристовом строении породы. При этом анатектиты являются более массивно зернистыми породами, которые по составу и строению примыкают к описанным выше плаггиогранитам.

С плаггиогранитами генетически связаны жильные проявления перматитов и аллитов. В виде жил, линзообразных тел и непрямоугольных обособлений они присутствуют как в материнских породах, так и во вмещающих их метаморфических толщах. В последнем случае они образуют обычно согласные, реже секущие жильнообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до 3—5 м.

Белые или бледно-розовые перматиты обтадают средне- или крупнокристаллическим сложением с зернами полевых шпатов размером до 2—3 см. Структура перматонидная. Состоят перматиты из калишпатов (60—70%) и кварца с небольшой примесью мелкочешуйчатого биотита, мусковита и иногда обыкновенной роговой обманки.

Аллиты находятся в тесной связи с перматитами, слагая анорфизы, оторочки, или образуют самостоятельные прожилки. Они обтадают мелкозернистым строением и состоят из кварца (30—35%), калишпата (30—35%), плагиоклазов (25—30%) и редких чешуек биотита.

Помимо перматитов и аллитов, с плаггиогранитами связаны кварцевые и кварцево-полевшпатовые жилы. Слагаются они молочно-белым безрудным кварцем иногда совместно с полевыми шпатами.

Описанный интрузивный комплекс по составу, условиям залегания, структурно-текстурным особенностям аналогичен, так называемым древнестановым гранитоидам, широко развитым в пределах зоны хребтов Станового и Джугджура. Первые выделенные Д. С. Коржинским (1935), они в последующее время в пределах упомянутой выше зоны отмечались и описывались многими исследователями (Ю. К. Дзевановский, А. А. Леонтович, В. Н. Мошкин, Н. С. Шпак и др.). Повсеместно древнестановые граниты обнаруживают тесную территориально-структурную сопряженность с метаморфическим комплексом пород, среди которых они образуют различной мощности межпластовые внедрения. Формирование их связано, очевидно, с главным этапом протерозойской складчатости и по времени приурочено к нижнему протерозою. В ряде мест древнестановые гранитоиды совместно с вмещающими их метаморфическими породами перекрываются мощным комплексом синийских отложений (Ю. К. Дзевановский, Н. С. Шпак).

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ГРАНИТЫ (ГР²?)

В районе водораздела между реками Лавля и Ийканда распространяется интрузия биотитовых (иногда роговообманково-биотитовых) гранитов верхнепалеозойского? возраста. В плане интрузивное тело этих гранитов имеет эллипсоидную форму и вытянуто согласно направлению вмещающего его Лавлинского тектонического блока габбро-анортозитов. В своей юго-восточной части интрузия перекрывается пермскими (?) валуново-галечниковыми конгломератами.

Описываемые граниты представляют собой розовато-серого или серого цвета грубозернистые породы, обтадающие средне- и крупнокристаллическим строением. Текстура массивная. Одной из характерных особенностей гранитов является относительно высокое содержание кварца в виде крупных (до 7—8 мм) неправильно оспинчатых зерен. Рельефно выступающая на выветрелых поверхностях, они придают породе своеобразный облик.

Повсеместно граниты подвержены воздействию процессов катаклаза, что выражается в той или иной степени дробленности породообразующих компонентов.

Граниты обладают хорошо выраженной гипидиоморфнозернистой гранитной структурой и следующим составом: олигоклаз и кислый андезит (30—35%), кварц (30—35%), калишпат (15—25%), биотит (8—15%) и местами — роговая обманка (0—15%); из акцессорных минералов характерны гранат и циркон, реже присутствуют апатит и сфен; из вторичных новообразований часто отмечается мусковит, развивающийся по биотиту, эпидот и хлорит (по темноцветным компонентам).

В отдельных местах интрузия гранитов содержит многочисленные шпировые обособления овальной неправильной-эллипсоидальной формы размером от 5 до 30—40 см. По составу они близки к диоритам и присутствие их связано, очевидно, с переработкой магмой различных по величине обломков габбро-анортозитовых пород из кровли интрузии.

Жилы дифференциаты, связанные с интрузией гранитов, представлены редкими кварцевыми жилами мощностью до 1,5 м. Располагаются они в материнских породах. Крупнокристаллический кварц молочно-белого цвета; каких-либо включений не содержит.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие их породы габбро-анортозитового комплекса выражается в окварцевании и пиритизации последних, а также в замещении пороодообразующих компонентов вторичными продуктами. Часто плагиоклазы замещаются кварцево-полевощапатовым агрегатом с роговиковой структурой.

К северо-востоку, в бассейне р. Лантарь описанного типа граниты прорывают, кроме анортозитов, образование среднего девона, подобные по составу развиты в пределах изученного листа (Гольденберг, 1959ф). Учитывая, что верхняя возрастная граница гранитов определяется загеранием на них предположительно пермских контломератов, время формирования интрузии относится, вероятно, к верхнему палеозою.

В металлотеническом отношении интрузия биотитовых гранитов относится к числу неперспективных; признаков полевой минерализации, связанной с нею, не выявлено.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ (Г—В Ст.)

Нижнемеловые гранитоиды, объединяющие гранодиориты, граниты, кварцевые диориты и их порфиоровые фации, наиболее широко развиты в юго-восточной части листа. Здесь они слагают крупное интрузивное тело (350 км²), пространственно приурочено к центральной части хр. Прибрежного и верховьям рек Иркиндана и Немуга. В бассейнах рек Кирана, у южной рамки листа, нижнемеловые гранитоиды слагают ряд мелких интрузивных площадей от 1 до 40—45 км². Структурное положение последних отчетливо контролируется трещинной тектоникой района. Отдельные интрузивные тела располагаются в тектони-

чески ослабленных зонах, где вмещающие их породы развиты серий разрывных нарушений, которые благоприятствовали преимущественно мармы. Так, в районе левобережья Киран, серия мелких интрузивных тел гранодиоритов приурочена к глубинному разлому, по которому соприкасаются породы габбро-анортозитового и метаморфического комплексов. Вмещающими породами здесь являются мигониты; сами интрузии процессами катаклаза не затронуты. В других местах вмещающими породами, с которыми описываемые гранитоиды имеют активный контакт, являются габбро-анортозиты, палеозойские образования и верхнеюрско-нижнемеловые породы джегонской свиты.

Одной из отличительных особенностей нижнемеловых гранитоидов является частая фациальная изменчивость пород от гранитов до диоритов. При этом доминирующее распространение имеют умеренно кислые разновидности гранитоидов состава гранодиоритов. Нормальных гранитов в составе комплекса мало и приурочены они обычно к внутренним частям наиболее крупных массивов.

Преимущественно диориты и кварцевые диориты слагают наибольшую узкую интрузию, расположенную в Ийканда-Лавлинском междуречье среди палеозойских диабазов. Кроме того, они наблюдаются в крайних частях ряда других интрузивных тел. Порфиоровые фации нижнемеловых гранитоидов развиты в приконтактовых частях небольших массивов в бассейнах рек Лавли и Кирана.

Гранодиориты и подчиненные им граниты представляют собой среднекристаллические породы серого или розовато-серого цвета с массивной текстурой. Они обладают гипидиоморфнозернистой, гранитной структурой и состоят из олигоклаз-андезина № 28—35 (40—35%), калишпата (15—25%), кварца (20% до 25—30% в гранитах), биотита (7—10%) и роговой обманки (5—7%); из акцессорных минералов наиболее типичными являются сфен и апатит.

В бассейне р. Иркиндан иногда в составе гранитоидов преобладающим становится калиевый полевой шпат, а содержание кварца понижается до 10% и менее, что приближает породы к граносенитовому ряду. Более основные фации интрузивного комплекса представлены массивнозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами. В их состав входит андезит № 32—50 (до 70%), зеленая роговая обманка (до 20%), биотит (до 7%), кварц (3—5% до 10%), иногда пироксен (до 5%).

Валовой вещественный состав гранодиорит-порфиров (ГтСт1) и диорит-порфиров (ДиСт1) является тождественным соответствующим массивнозернистым разновидностям. Во вскрытых как присутствуют плагиоклазы, роговая обманка и биотит. Кварц и калишпат содержатся обычно в основной массе, обладающей микрогранитной или микропегматитовой структурой.

В описанных гранитоидах повсеместно встречаются широко обособленные диоритового состава, имеющие неправильную эллипсоидальную форму и размеры в пределах от 2 до 30 см. Частично происхождение их связано, очевидно, с переработкой малой обломков вмещающих пород.

Значительно распространены жильные образования, по времени формирования и генетически связанные с интрузивными нижнемеловых гранитоидов. Дайки гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, микродиоритов и диоритовых порфиоров наблюдаются как внутри материнских пород, так и во вмещающих их палеозойских и верхнеюрско-нижнемеловых образованиях. Мощность даек колеблется от 5 до 30 м, иногда достигая 60—70 м. В большинстве случаев они приурочены к тектонически ослабленным зонам северо-восточного и северо-западного простирания. Возрастное положение описанного комплекса гранитоидов определяется в довольно узких геохронологических рамках. Повсеместно они прорывают верхнеюрско-нижнемеловые вулканично-осадочные образования и перекрываются кислыми эффузивными нижнего мела. Абсолютный возраст гранитоидов, по данным нескольких определений (Т. К. Ковальчук, лаборатория ДВГУ), составляет 132—139 млн. лет (без учета аргона воздуха).

Активное воздействие гранитоидов на вмещающие породы проявляется в орговиковании, окварцевании и пиритизации. Конгломераты (палеозойские и мезозойские) вблизи контакта превращены в кварцево-полевощпатовый роговик с гнездообразными и розеткообразными новообразованиями роговой обманки и биотита. Вокруг галек часто образуется кварцево-полевощпатовая оторочка. Печаники и алевриты около интрузий также превращаются в роговики. Мезозойские порфириты в контактовой зоне в сильной степени загромождены вторичными изменениями. Часто они интенсивно окварцованы, насыщены новообразованиями мелкочешуйчатого биотита и содержат густую вкрапленность пирита. Иногда по основной массе и вкрапленникам развиваются агрегаты кварцевых и полевощпатовых зерен с роговиковой структурой.

Металлогенетическая специализация нижнемеловых гранитоидов определяется наличием в некоторых местах связанной с ними незначительной свинцовой и медной минерализации. В районе хр. Прибрежного Л. И. Красным (1952ф) в связи с этими гранитоидами отмечается убогая минерализация вкрапленного типа молибденита, цинка и меди.

Интрузивные проявления, аналогичные по составу и синхронные по времени формирования описанным выше, широко распространены также на определенных территориях в бассейне р. Киран и левобережной части р. Уды. В бассейне р. Уды на гранитоидах, сходных по составу с описанными, залегают континентальные отложения, охарактеризованные флорой неокма (Мошкин, 1956, 1959).

НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ (²St₁₋₂)

В верховье р. Кирана и районе центральной части хр. Джугдур развиты небольшие по величине массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов, входящих в Джугджурский интрузивный комплекс. Вмещающими являются породы вулканического, метаморфического и габбро-анортозитового комплексов.

Внешне гранодиориты и кварцевые диориты представляют серого цвета породы со среднезернистым сложением. Они образуют массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. По составу темноцветных компонентов гранодиориты являются биотит-роговообманковыми. В кварцевых диоритах биотит присутствует в очень малых количествах. Помимо биотита и роговой обманки (10—15%) в состав пород входят плагиоклазы — 40—45% (олигоклаз и андезин до № 35), калишпаты (15—25%) и кварц (20—25%). Часто содержание темноцветных компонентов несколько возрастает, а количество кварца и калишпатов снижается и породы по составу приближаются к кварцевым диоритам. Последние преобладают в составе небольших интрузий в верховье р. Кирана.

Описанные гранитоиды входят в состав Джугджурского интрузивного комплекса, объединяющего различные по составу интрузивные проявления конца нижнего — начала верхнего мела. Последние широко распространены в центральной части Джугдурского хребта и прибрежной части Охотского моря (Гольденберг, 1958ф, 1959ф; Устиев 1959 г.). В пределах территории листа гранодиориты прорывают кислые эффузивы майской свиты и в свою очередь рвутся аляскистыми гранитами верхнего мела. По составу и времени проявления они соответствуют «охотским» интрузивам середины мелового периода (Устиев, 1959 г.).

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ (¹St₂)

К интрузивным проявлениям верхнего мела относятся аляскистые граниты (¹St₂) и гранит-порфиры (¹тSt₂), состоящие крупную интрузию в бассейне р. Киран и серию дайковых тел, которые прорывают нижне-верхнемеловые гранодиориты.

Интрузия аляскитовых гранитов и гранит-порфиров обладает извилистыми очертаниями и несколько вытянута в северо-западном направлении. Она характеризуется пологими контактами с вмещающими породами и исключительно неравномерной степенью раскристаллизации слугающих ее пород. Аляскитовый состав последних резко отгибает их от других интрузивных проявлений района.

В большинстве своем граниты имеют мелкозернистое строение и торфировидную, гранитную, иногда гранулитовую или петматидную структуру. Однако нередко наблюдаются переходы в среднезернистые и реже в крупнозернистые разновидности с нерав-

номернозернистым сложением. Иногда основная масса гранитов приобретает мелкокристаллическое сложение, а количество вкрапленников кварца и полевых шпатов увеличивается. В таких случаях наблюдаются переходы массивных гранитов в их порфировые фации. Во всех случаях состав гранитов остается аляскитовым, что обусловлено исчезающе малым количеством биотита (0—3%) и следовательно соотношением породообразующих компонентов: калишпаты 40%, кварц 30—35%, олигоклаз 25—30%. В некоторых частях интрузии (в частности, у контакта с габбро-анортозитами) граниты содержат небольшое количество роговой обманки в виде узких длинных призм зеленовато-черного цвета. Из акцессорных минералов в гранитах присутствуют редкие зерна сфена, циркона, апатита и рудного минерала.

Гранит-порфиры слагают апикальную часть интрузии. В качестве вкрапленников они содержат кристаллы платиноста и кварца. Последний часто обладает дипирамидальной формой. Одной из характерных особенностей интрузии аляскитовых гранитов является частое нахождение в последних небольших (до 20 см) пустот с друзами мелких (до 1—2 см) кристаллов кварца.

Вполне отчетливо устанавливается молибденоносность гранитов с образованием незначительных по масштабам рудопроявлений молибдена как в пределах рассматриваемого, так и сопредельного с ним к западу листов (Плотников, 1958ф).

Жильные породы верхнеелового возраста представлены микрогранитами (Г), гранит-порфирами и гранодиорит-порфирами (ГГ). Они слагают серию даек мощностью от 2—3 до 70—80 м. Микрограниты представляют собой светло-серые, розовато-серые микрокристаллические породы, состоящие из плагиоклаза, калишпата, кварца, роговой обманки и биотита. В гранит-порфирах эти минералы присутствуют также в качестве вкрапленников. Гранодиорит-порфиры в мелкозернистой кварцевополевошпатовой основной массе содержат вкрапленники олигоклаз-андезина, кварца и роговой обманки.

С аляскитовыми гранитами связаны немногочисленные кварцевые и перматитовые жилы. Серый жильный кварц содержит иногда скопления гематита (железной слюдки), а в некоторых местах — редкую вкрапленность молибдена.

Верхнееловой возраст описанных выше интрузий определяется их активным контактом с кислыми эффузивными магейской свиты [нижний мел (?)]. С другой стороны, эти интрузии отступают среди андезитов мезачанской свиты как в пределах расчлениваемого листа, так и на сопредельных с ним к северу площадей (Гольденберг, Тархова, 1958 г.). Абсолютный возраст аляскитовых гранитов по данным нескольких определенных (Т. К. Ковальчук, ДВГУ) составляет 89—114 млн. лет.

Кислые эффузивы у контакта с гранитами претерпевают сильное окварцевание и ороговкование. Местами близ контакта они

превращены в кварц-полевошпатовые роговики с гранобластовой структурой. По мере удаления от контакта в эффузивах становятся различными порфировые строение. При этом порфировые выделения полевых шпатов замещены мелкозернистым агрегатом кварца, а основная масса ороговкована с образованием скопленной биотита. Почти везде контактовый метаморфизм сопровождается рассеянной пиритизацией пород.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ (?) ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРЫ И ГРАНОДИОРИТЫ (ГР Рг ?)

К наиболее молодым интрузивным образованиям района относятся роговообманково-биотитовые гранодиорит-порфиры и гранодиориты. В бассейне р. Кундуми они слагают несколько небольших по площади интрузивных тел, вмещающими для которых являются андезиты мезачанской свиты. Слагая морфологически единные интрузивные тела, гранодиориты и гранодиорит-порфиры имеют одинаковый вещественный состав и отличаются лишь структурными особенностями: первые обладают массивным, а вторые порфировым строением.

Внешне описываемые гранитоиды представляют собой светло- или розовато-серые породы с мелкозернистым или среднезернистым строением. В состав пород входят платиноклазы (45—50%), калишпат (25—30%), кварц (15—20%), биотит и роговая обманка (суммарное содержание которых колеблется в пределах от 7 до 15%). Платиноклазы (часто зональные) представлены олигоклаз-андезином и андезином. В гранодиорит-порфирах они в виде правильной формы кристаллов находятся во вкрапленниках.

В связи с проявлением процессов автометаморфизма, породообразующие компоненты в значительной степени замещены такими вторичными новообразованиями, как серицит, хлорит, минералы группы эпидот-люизита, реже кальцит и мусковит; из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, циркон и магнетит.

Гранодиорит-порфиры, прорывая андезиты, захватывали обломки последних и частично или полностью их ассимилировали. На контакте андезиты окварцованы и переполнены продуктами разложения породообразующих минералов. Из минеральных новообразований выделяются мелкозернистый биотит и пирит.

Эндоконтактные изменения гранодиоритов характеризуются появлением в них призматических кристаллов диопсида. Помимо этого, краевые фации обычно представлены гранодиорит-порфирами.

Описанные гранодиориты, прорывая самые верхние части разреза вулканогенных образований, являются наиболее молодыми интрузивными проявлениями района. Внедрение их приурочено, по-видимому, к палеогеновому времени.

Среди андезитов мевачанской свиты и палеогеновых? гранодиоритов присутствует серия даек кварцевых порфиров (мРg) и микроплатиогранитов (rРg). Мощности даек колеблется в пределах 3—10 м.

Светло-серые, желтоватые кварцевые порфиры в микрокристаллической или фельзитовой основной массе содержат вкрапленники кварца, олигоклаза и калишпата. Серые микроплатиограниты состоят из олигоклаза (60—65%), кварца (30—45%) и продуктов вторичного замещения биотита: хлорита и мусковита.

Описанные дайковые породы являются образованиями более поздними, чем андезиты и палеогеновые (?) гранодиорит-порфиры и относятся к завершающим фазам внедрения последних.

ТЕКТОНИКА

Большая часть территории листа находится в пределах восточной части зоны протерозойского складчатого окаймления Алданского щита (зоны Становика-Джугджур). Отличная по литологии пород и направлению складчатых структур от области распространения архей Алдана эта зона протягивается в субширотном направлении (хр. Становой, Джугджур) и окаймляет Алданский щит с юга и юго-востока. На границе с последним распространяется габбро-анортозитовые интрузии и мощные полосы диафторитов (район хр. Станового). Юго-восточная часть территории листа, где распространены отложения палеозоя, тяготеет к области Монголо-Охотской геосинклинали.

Геотектонические особенности рассматриваемого листа определяются характером складчатых дислокаций протерозойского, палеозойского и мезозойского комплексов пород, а также интенсивно проявленной в различные эпохи разрывной тектоники. Перечисленные комплексы слагают четыре наложенных друг на друга структурных этажа, которые характеризуются присущими им особенностями складчатых структур и разрывных нарушений.

Первый (нижний) структурный этаж сложен метаморфическими и интрузивными породами протерозойского возраста, нахлещающимися в тесной пространственной взаимосвязи. Они образуют древний кристаллический фундамент (поколь), на котором располагаются более молодые геологические образования. Входящие в состав комплекса пород этого структурного этажа гнейсы и согласно интрузирующие их древнестановые платиограниты развиты в центральной части листа, где складчатую широкоую полосу (20—25 км) северо-восточного направления, ограниченную с севера и юго-востока древними глубинными разломами, ориентированными согласно направлению складчатых структур протерозоя. По этим разломам гнейсы и платиограниты граничат с породами габбро-анортозитового комплекса.

Строение нижнего структурного этажа характеризуется четко проявленными северо-восточным направлением основных складчатых структур и наиболее крупными разломами. Гнейсовая толща собрана в линейные складки, вытянутые по простиранию на большие расстояния. При этом повсеместно гнейсы обладают однопоронным северо-западным падением, что связано с изоклинальным характером складок, опрокинутых на юго-восток. Величина углов падения колеблется в пределах от 40 до 60° (в отдельных случаях несколько больше). В структурном отношении гнейсы образуют крупную, опрокинутую к юго-востоку синклиналистую складку, в ядре которой по рекам Давле и Гиге выделены образования лавинской толщи, а на крыльях — породы кумской толщи. Основная синклиналиная структура осложнена более мелкими складками последующих порядков, вплоть до пипматитовой, глыбчатости. Согласно с гнейсовым комплексом залегают различные по размеру межпластовые тела древнестановых платиогранитов. В пределах центральной части хр. Джугджур последние образуют сплошные массивы, в которых местам сохранились остатки не полностью переработанных ксеолитов пород гнейсового комплекса.

Второй структурный этаж объединяет отложения среднего и верхнего палеозоя, относящиеся к образованиям Монголо-Охотской геосинклинали. В ее пределы входит небольшая юго-восточная часть территории листа. В бассейне р. Ийканды палеозойские отложения образуют крупную антиклинальную структуру, ориентированную в северо-восточном направлении. Резкое погружение ее в пределах листа наблюдается как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях. В ядре обнажены песчаниково-сланцевые отложения фаменского яруса, собранные в линейные складки северо-восточного простирания. Углы падения крыльев складок варьируют в пределах 30—40°, достигая иногда 50—60°. На отложениях фаменского яруса, несомненно залегает эффузивы основного состава (диабазы, диабазовые порфириты). Последние окаймляют развитые в нижнем течении р. Ийканды отложения фаменского яруса и к северо-востоку, в направлении погружения палеозойской антиклинальной структуры входят под конгломераты акариканской свиты. Эта свита с разрывом залегает как на отложениях палеозоя, так и на образованиях нижнего структурного этажа. В районе верхнего течения р. Немуй среднедевонские отложения заключены в обширной тектонической блоке, а в верховьях р. Иркиндан обнажаются из-под перекрывающих их пермских (?) конгломератов. Для них характерно также северо-восточное направление линейно вытянутых складчатых структур с падением крыльев (35—40°). В верховьях р. Иркиндан наблюдается отчетливо выраженная антиклинальная складка, в ядре которой выходят мраморизованные известняки, а на крыльях — песчаниково-сланцевые отложения.

Интенсивная деятельность в палеозое на территории Листа проявлена в незначительной степени, о чем свидетельствует присутствие единственного массива (100 км²) гранитов верхнепалеозойского возраста.

Геологические образования, слагающие третич структурный этаж, представлены мезозойскими, преимущественно вулканогенными породами среднего и кислого состава. Вулканическая деятельность проявилась главным образом в нижнемеловую эпоху в два этапа, разделенных во времени нижнемеловыми интрузиями гранитоидов. В первый этап, охвативший конец юрского и начала мелового периода, происходили излияния лав андезитового состава. При этом в ряде мест излиянию сопутствовало накопление во впадинах и озерных котловинах терригенного материала, к которому примешивались продукты вулканических выбросов. В связи с этим в составе пород наблюдается переслаивание собственно вулканических образований с вулканогенно-осадочными, содержащими скопления углестого вещества и растительные остатки. С последующим этапом вулканической деятельности, характеризующимся многофазностью извержений, связано излияние кислых лав на обширных пространствах.

Для третьего структурного этажа характерно отсутствие линейной складчатости. Слагающие его образования обладают брахискладчатой формой дислокаций с относительно пологими складчатыми структурами. Последние имеют общее северо-восточное направление; углы падения крыльев складок составляют от 15—20° до 30—40°. В местах замыкания складок наблюдаются юго-восточные простирания и небольшие углы падения (8—15°). Иногда брахискладки по форме приближаются к куполо- или чашеобразным. Довольно отчетливо это фиксируется на аэрофотоснимках в бассейнах рек Огньто и Верховьяв Нагма.

К третьему структурному этажу приурочены довольно многочисленные трещинные интрузии мезозойских гранитоидов, формирование которых тесно связано с разрывной тектоникой.

Четвертый (верхний) структурный этаж представлен породами андезитов, андезито-базальтов. Залегая почти горизонтально, они перекрывают различные образования нижних структурных этажей. Небольшой наклон покровов наблюдается в северо-восточном направлении под углами 8—12°, реже несколько более (в связи с излиянием лав на неровную поверхность).

В пределах Листа широко развиты разрывные нарушения. По возрасту и типу различаются две большие группы нарушений: древние глубинные разломы, ориентированные в общем согласно направлению структур фундамента (нижнего структурного этажа), и более молодые нарушения типа сбросов, секущих складчатые структуры верхних структурных этажей.

Нарушения первого типа представляют собой региональные разломы в породах нижнего структурного этажа, ориентирован-

ные в северо-восточном направлении. По ним сдвигаются докембрийские комплексы пород. В более молодых образованиях разрывных нарушений такой протяженности нет. Заложение их связано, очевидно, с проявлением докембрийской тектоники. По своей природе древние разломы относятся к надвигам, плоскость смещения которых наклонена к северо-западу. В плане они представляют прямую или изогнутую линию и контролируются широкими (200—600 м) зонами катаклаза, милонитизации и расланцевания пород. Нередко к таким зонам приурочены небольшие интрузивные тела мезозойского возраста.

Второй тип разрывных нарушений широко распространен среди палеозойских, меловых и палеогеновых образований. По характеру смещения описываемая группа разрывных нарушений представляет сбросы, контролирующиеся зонами брекчирования, мощностью, не превышающей первые десятки метров. Все они, за исключением наиболее молодых (палеогеновых), имеют преимущественно северо-восточное (до субмеридионального) простирание. Направление падения плоскостей смещения непостоянно, но чаще юго-восточное. Углы падения крутые — порядка 70—90°. Палеогеновые разрывные нарушения, секущие покровы андезитов и андезито-базальтов, имеют небольшую протяженность (4—6 км) и преимущественно северо-западное (до субмеридионального) направление. К ним часто приурочены гидротермальные проявления (интенсивное окварцевание, пиритизация).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По своим геоморфологическим особенностям территория Листа представляет собой типичную горно-таежную страну, интенсивно расчлененную густой гидросетью. В соответствии с типометрическими уровнями и характером рельефа большая часть района относится к области среднегорья, иногда включающего элементы высокогорного ландшафта. Исключение составляет северная часть территории, характеризующаяся выположенными формами рельефа с небольшими абсолютными и относительными высотами.

На формирование современного рельефа основное влияние оказали геотектонические и тесно с ними связанные денудационные процессы, которые определяют обличья фон рельефа, создавая крупные его формы. Подчиненное значение имели аккумуляция, каровое и покровное оледенение и другие физико-географические факторы, сформировавшие главным образом наложенные мезо- и микроформы рельефа и придающие характерные отличительные черты отдельным геоморфологическим районам.

Наблюдается прямая зависимость характера рельефа от литологии пород: области развития эффузивов (кроме покровов андезитов) отличаются резко расчлененным, иногда с элементами

альпийского, рельефом, в то время как на гранитах и анортозитах развиваются массивные формы рельефа.

В пределах территории листа по морфологическим признакам выделяются следующие типы рельефа: 1) массивное среднегорье со следами горно-долинного оледенения; 2) резко расчлененное среднегорье с элементами альпийского рельефа; 3) низкотерье с реликтами покровного оледенения.

Массивное среднегорье со следами горно-долинного оледенения. Этот тип рельефа наиболее распространен в центральной (хр. Джугджур) и юго-восточной (хр. Прибрежный) частях района, тяготея к области развития интрузивных и метаморфических пород.

Характерной геоморфологической особенностью массивного среднегорья являются значительные абсолютные (до 1500—1600 м) и относительные (600—900 м) высоты при отсутствии форм рельефа с резкими контурами. Как правило, отдельные вершины представляют собой голыцы, имеющие мягкие куполообразные очертания с плавными переходами в седловины. Залеженность покрывается только в нижних частях склонов.

Крупные размеры сопки и немногочисленность мелких распадков и промоин определяют массивный тип рельефа. Узкие зазубренные гребни и пикообразные вершины здесь не наблюдаются.

В целом для хребтов Джугджур, Прибрежного и их отрогов характерны нерезкие плавные профили с широкими плоскими поверхностями водораздельных гребней. Выпуклые склоны обычно сплошь покрыты глыбово-щебенчатым чехлом с участками кедрового стланика.

В поперечном разрезе Джугджура отчетливо выражено его асимметричное строение: северный склон (алданский) более пологий, длинный и в направлении к северо-западу постепенно сливается с окружающим горно-таежным ландшафтом; южный (охотский) склон круто обрывается и изобилует многочисленными цирками и карами. Асимметричность хребта обусловливается значительно большей интенсивностью деятельности рек Охотского бассейна, базис эрозии которых (Охотское море) находится очень близко от водораздельной части хр. Джугджура.

Для описываемого типа рельефа на абсолютной высоте 1200—1600 м характерно наличие следов древнего горно-долинного оледенения в виде многочисленных цирков, каров и троговых долин. Протяженность последних не превышает 1,5—2 км; они образуют симметричным корытовидным профилем с крутыми склонами (углы 30—40°). Днища шириной 100—150 м вытоплены нагромождениями валуно-глыбового материала. Ниже троговых долинны переходят в обычные V-образные, а в верхних частях открываются в обширные циркообразные котловины. Диаметр цирков достигает 1—1,5 км, а высота стенок над днищем — до 250—300 м. Стенки обычно крутые, почти отвесные.

Часто цирки в значительной степени разрушены процессами денудации: склоны и днища завалены массой делювиального глыбового материала. По склонам цирков отмечаются небольшие кары высотой до 60—80 м и шириной до 20 м.

В связи с развитием многолетней мерзлоты на склонах водоразделов нередко развиваются натечные образования рельефа в виде солифлюкционных террас с высотой крутого уступа до 3 м и ровной поверхностью шириной до 50—80 м.

Интересной особенностью хребтов Джугджура и Прибрежного является наличие очень низких вытопленных перевалов, имеющих вид плоских широких площадок, нередко заболоченных (верховья рек Курунг, Малактан, Чукинда). Происхождение их связано, очевидно, с ледниковой деятельностью, что, в частности, подтверждает наличие участков троговых долин ниже перевалов (р. Курунг).

Помимо скульптурных ледниковых форм, наблюдаются следы аккумулятивной деятельности горно-долинных ледников в виде морен, сохранившихся в цирках и на отдельных участках троговых долин.

Резко расчлененное среднегорье с элементами альпийского рельефа. Этот район охватывает значительную территорию южной части листа, тяготея к области развития эффузивных, осадочных и отчасти метаморфических пород.

Общей особенностью его является исключительно резкая степень расчлененности, причем и здесь проявлена зависимость мелких и средних форм от характера пород.

Рельеф области развития эффузивов отличается узкими пикообразными водораздельными гребнями, увенчанными зубчатыми пикообразными вершинами с крутыми склонами. Последние расчленены многочисленными V-образными долинами, распадаками и более мелкими промоинами. При этом характерно господство глыбового рельефа: вершины и склоны покрыты сплошным плащом глыбово-щебенчатого делювия, образующего каменистые потоки и шлейфы, которые находятся в постоянном движении (сползание под действием силы тяжести, ветра, ливней и т. п.). Из-под обломочного покрова выступают зазубренные скальные выходы коренных пород, иногда образующие куестопоподобные гряды.

Отмеченные особенности рельефа совместно со значительными абсолютными (до 1300 м) и относительными (до 600—800 м) превышениями придают ему местами альпийский облик.

Области развития гнейсов и осадочных пород при общей значительной расчлененности рельефа отпичаются большей слаженностью и меньшей степенью резкости и зазубренности контуров. Менее развит здесь и гольцовый рельеф. Значительная залеженность склонов определяет его горно-таежный характер.

Низкотерре с редиктатами покровного оледенения. Этот район охватывает крайнюю северную часть территории листа. Характерной особенностью его является значительная сложенность, выположенность рельефа при небольших относительных превышениях водоразделов над днищами долин (до 300—400 м).

На формирование этого типа рельефа большое влияние оказало покровное оледенение, следы которого сохранились в виде скульптурных и аккумулятивных ледниковых форм: моренные холмы, гряды, бараны лбы, друмлины. В результате выполаживания и выравнивания рельефа путем выпихивания и заголения его неровностей обломочным ледниковым материалом водоразделы и отдельные вершины получили ледяные, мягковолистые очертания. Пологие склоны их незаметно сливаются с долинами рек.

В местах скопления аккумулятивного ледникового материала наблюдается типичный холмисто-моренный ландшафт (бассейн р. Данинджи, Кундуми-Маймаканское междуречье). Часто из-под рыхлых отложений обнажаются хорошо оплосированные коренные выходы (0,5—2,0 м), представляющие собой ледниковые бараны лбы. Кроме того, нередко можно видеть скульптурно-аккумулятивные формы ледникового рельефа типа друмлинов. Последние представляют собой холмы и гряды длиной до 150—200 м, покрытые валунами и щебнем. Восточные и юго-восточные склоны их пологие, а противоположные круто обрываются оплосированными ледником коренными выходами андезитов.

Таким образом, в отличие от описанных выше денудационно-тектонических типов рельефа, здесь в определенной степени проявлена генетическая принадлежность последнего к ледниковому типу.

По формам поперечного профиля в районе развиты У-образные и шпикообразные типы долин. Первые из них наблюдаются в вершинах рек и ключей и имеют протяженность до 3—5 км. Они обладают крутыми (до 40°) склонами, обычно покрыты каменистыми осыпями. Тальвеги имеют крутой уклон (до 25°) со ступенчатым профилем. Ниже по течению эти долины постепенно приобретают шпикообразные формы, характерные для наиболее широко распространенного типа долин. Они имеют относительно широко распространяющегося типа долин. Они имеют относительно широкие днища (до 1—1,5 км) и крутые склоны. Продолжный профиль их лучше выработан, но также имеет ступенчатое строение. Интенсивная глубинная эрозия ведет к образованию террас. Среди последних выделяются: комплекс низких террас (0,5—2 м) и комплекс высоких террас (4—10 м). При этом в южной части района преобладают скульптурные и скульптурно-аккумулятивные, а в северной — аккумулятивные террасы. При устье большого левого притока р. Киранкан и в долине р. Данинджа отмечаются реликты древней, в настоящее время почти нигде не сохранившейся, 20—25-метровой террасы.

Из других аккумулятивных форм долин присутствуют многочисленные конусы выноса, образующиеся в устьях ключей и распадков и достигающие в высоту 20 м при длине до 100 м. В заключение следует отметить, что формирование рельефа в четвертичное время происходило в условиях континентальной денудации при прогрессирующем поднятии района. Процесс этот продолжается и в настоящее время, на что указывает невыработанный продолжный профиль долин, реки которых находятся в стадии интенсивной глубинной эрозии. Омолаживание рельефа происходит по всему району, но наиболее резко выражено в южной части, что обусловлено в основном близостью базиса эрозии Охотского водосборного бассейна по сравнению с Алданским водосборным бассейном.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Титан и железо

Немногочисленные рудопроявления железа и титана констатированы исключительно в области развития пород габбро-анортозитового комплекса, с которыми они генетически связаны. Четыре из шести известных рудопроявлений этого типа находятся в районе истоков рек Кыры и Мурог (хр. Джугджур), одно — в среднем течении р. Лавли и одно — в северо-западной части листа (правобережье р. Маймакан).

Каждое из перечисленных рудопроявлений представляет собой ряд оруденелых участков протяженностью до нескольких десятков метров, в пределах которых габбро-анортозиты содержат до 20—25% титаномагнетита, магнетита и ильменита в виде рассеянной вкрапленности. Иногда наблюдается более крупная, гнездовая вкрапленность с размерами отдельных рудных скоплений до 4×5 см. Залежей массивных руд среди габбро-анортозитов констатировано не было.

По данным спектральных анализов штуфных проб, оруденелые габбро-анортозиты содержат до 10% железа, 0,1—10% титана, до 0,01% бериллия, до 0,1% стронция и следы никеля, кобальта, ванадия, меди и галлия.

В связи с небольшими площадями участков оруденелых габбро-анортозитов они не могут быть в настоящее время рекомендованы в качестве объектов для проведения детальных поисково-разведочных работ.

Помимо упомянутых рудопроявлений, связанных с коренными породами, в изученном районе плинховым опробованием установлено почти повсеместное присутствие в современных рыхлых отложениях повышенных концентраций ильменита. В количестве от единичных зерен до 70—85% объема электромагнитной фрак-

или он присутствует в подавляющем большинстве шлиховых проб. Содержание его колеблется в пределах от 30—50 до 200—300 и, реже, более грамм на 1 м³ породы. Размер зерен ильменита — до 1 мм, обычно они хорошо окатаны. Известные россыпи ильменита не имеют промышленного значения и представляют интерес лишь как индикатор наличия в районе титаномагнетитовых коренных проявлений.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Полиметаллические рудопроявления в районе к.т. Арбагастак. В верховье кт. Арбагастак известно два полиметаллических рудопроявления, находящихся в пределах участка, ограниченного координатами: 55°38' и 55°40' с. ш. и 135°36' и 135°38' в. д. Одно из рудопроявлений (21)¹ располагается в правобережной части ключа, второе (19) — в левобережной, в 2 км севернее первого.

Геологическое строение участка характеризуется развитием порфиров джелонской свиты и кислых эффузивов магейской свиты.

Оруденение приурочено к небольшим тектоническим нарушениям северо-западного направления и представлено окварцованными тектоническими брекчиями, содержащими вкрапленность рудных минералов. Рудопроявление (21) правобережья ключа приурочено к зоне брекчий мощностью до 4 м, которая по свадлам рудных обломков прогибается до 100 м. Рудопроявление (19) констатировано в виде немногочисленных обломков тектонических брекчий с рудной вкрапленностью. Оруденение вкрапленного типа, весьма неравномерное и связано с жильным кварцем, цементирующим тектонические брекчии в эффузивах. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, перусситом, малахитом, азуритом, борнитом. Содержание отдельных элементов, по данным спектральных анализов штифтовых проб, составляет: свинец 0,01—2%, цинк 0,2—1%, медь 0,1—1%, серебро 0,01—0,1% и менее, молибден 0,001—0,008%.

Описанные рудопроявления находятся в пределах крупного спектрометаллогенетического ореола рассеяния свинца (22), охватывающего район верховьев р. Немуй, кт. Арбагастак и левых притоков р. Давли (55 км²). Ореол характеризуется устойчивым повышенным содержанием свинца, составляющим 0,1—0,3%, против 0,001—0,002%, типичного для всего района.

С рудопроявлением правобережья кт. Арбагастак связан также шлиховой ореол рассеяния галенита и сфалерита площадью 7—9 км² (20). Содержание их в шлихах невелики и составляют до 10 зерен первого и несколько более второго.

Несмотря на невысокие содержания свинца, цинка, меди и других элементов в известных рудопроявлениях, прилегающая к ним территория может быть рекомендована для постановки поисковых работ. Четкий ореол рассеяния свинца, а также наличие здесь солевых ореолов молибдена и крупных зон пиритизации создают известные перспективы для выявления практической интересной концентрации полиметаллических руд и, возможно, молибдена.

Иркинданские рудопроявления. Полиметаллическая минерализация в бассейне р. Иркиндан констатирована на правом склоне долины реки в ее среднем течении (29) и в 5 км к северо-востоку от этого рудопроявления в районе Тылий-Немуйского водораздела (28).

Геологическая обстановка этой части района характеризуется широким развитием нижнемеловых гранитоидов, среди которых наблюдались немногочисленные обломки жильного кварца. Последний содержит видимую вкрапленность галенита, сфалерита и халькопирита. Содержание отдельных элементов, по данным спектрального анализа штифтовых проб, следующее: свинец 1—2%, цинк 0,03—0,15%, медь 0,01—1%, сурьма 0,01—0,1% и молибден 0,001—0,005%. Судя по неширокому распространению оруденелых обломков и отсутствию рудных минералов в шлихах этого района, размеры оруденения незначительны, и практического интереса оно не представляет.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Редкометалльное оруденение в пределах рассматриваемого района представлено в основном проявлением молибденовой минерализации. На территории листа известны Киранское (30), Курунтское (17) и Верхне-Давлинское (18) молибденовые рудопроявления. Кроме того, шлиховым опробованием установлено наличие в районе проявлений вольфрама, редкоземельных металлов, ртути и висмута.

Молибден

Киранское рудопроявление молибдена (30) находится на правом берегу р. Киран в пределах участка, ограниченного координатами: 135°04'—135°07' в. д. и 55°28'—55°30' с. ш. Рудопроявление приурочено к области развития аляскитовых гранитов верхнего мела. В районе рудопроявления локализована тектонически ослабленная зона, в пределах которой граниты катаклазированы и вмещают серию даек гранит-порфиров. Интенсивное дробление, окварцевание и слабая грейзенизация гранитов, сопровождаемые молибденовой минерализацией, локализованы в различных участках зоны. Наиболее минерализованная часть зоны расположена в истоках небольших ключей Банного

¹ Цифрами в скобках обозначены номера на карте полевых ископаемых.

и Дегерного, выпадающих в р. Киран. Горными выработками и по естественным выходам она проследжена на 1200 м при мощности в 100—150 м. Минерализация связана с кварцевыми прожилками и участками окварцевания и грейзенизации гранитов. Кварцевые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 3—5 см приурочены к трещинам субмеридионального направления. Окварцевание мезокристаллизованных гранитов происходит вдоль трещин также меридионального направления и проявляется в пределах зонки мощностью от 0,2 до 2 м. Нередко окварцевание проявлено в сильной степени и граниты почти нацело замещаются кварцем. Грейзенизация охватывает участки небольшой мощности — 5—15 см, реже до 1 м.

Рудные минералы зоны представлены сульфидами молибдена, железа и свинца. Молибденит образует рассеянную вкрапленность с размером вкраплений, не превышающим 1—2 мм. Реже на плоскостях трещин молибденит наблюдается в виде скоплений розеткообразной формы. В целом для зоны характерна сильная пиритизация. Мелкокристаллический пирит образует неравномерную, участками густую вкрапленность. В тесной ассоциации с молибденитом и пиритом находится галенит, образующий мелкую рассеянную вкрапленность и тонкие нитевидные прожилки.

В целом рудная вкрапленность неравномерная, гнездовая. По данным химических анализов борзодовых проб, содержание молибдена колеблется в пределах от 0,006 до 0,04%. Спектральные анализы отдельных штучных проб дают более высокие содержания, достигающие 0,5%.

По данным спектральных анализов борзодовых проб, кроме молибдена, отмечаются: титан — десять доли процента, свинец, цирконий и стронций — сотые доли процента.

В связи с низкими содержаниями полезных компонентов, Киранское рудопроявление не представляет практической ценности.

Курунгтское рудопроявление (17) находится в верховье р. Курунг, являющейся левым притоком р. Немур (хр. Джугтджур); географические координаты — 135° 47' в. д. и 55° 45' 30" с. ш.).

Геологическое строение участка характеризуется развитием нижнемеловых (?) фельзит-порфиров, проявляемых здесь интрузией гранодиоритов ниже-верхнемелового возраста. С постапатитическими процессами связана интенсивная пиритизация как эффузивов, так и гранодиоритов. Молибденит в тесной ассоциации с турмалином генетически связан с дайками аляскитовых гранитов (однотипных развитым в бассейне р. Кирана), секущих эндо- и экзоконтактовые части интрузии гранодиоритов.

В пределах прилегающей к рудопроявлению территории, по данным спектрометаллометрическим опробованием установлен солевой ореол (12 км²) с содержанием молибдена — тысячные доли процента.

В связи с большой мощностью крупнообломочного элювиально-делювиального покрова, рудопроявление констатировано только по свалам оруденных обломков. Последние представлены аляскитовыми гранитами, содержащими рассеянных в виде мелких чешуек (1—2 мм), спорадически рассеянных в породе. Иногда в пустотках скопления молибденита достигают 5—6 мм. Характерна тесная связь молибденовой минерализации с турмалином. Последний образует кристаллические скопления иногда в виде турмалиновых «солонч», совместно с которыми находится молибденит.

По данным спектральных анализов, содержание молибдена незначительно и составляет тысячные доли процента, достигая иногда 0,03%.

Описанное рудопроявление представляет только минералогический интерес.

Верхне-Давганское рудопроявление (18) находится на южном склоне хр. Джугтджур в истоках р. Довли. Наличие здесь молибденовой минерализации установлено В. Н. Мошкиным при проведении гематических исследований.

Географические координаты рудопроявления 55° 37' 30" с. ш. и 135° 22' 30" в. д. Здесь констатирована зона интенсивной пиритизации, приуроченная к контакту дайки верхнемеловых гранитпорфиров с вмещающими интрузивными гнейсами. Доль русла κάποча зона протгивается на 0,5 км. Обильная пиритизация наблюдается как во вмещающих породах, так и, особенно в гранит-порфирах, где носит вкрапленный характер. Содержание пирита составляет 10—15%. Участками пирит образует гнездовые скопления размером до 3×5 см. Во вмещающих породах преобладает прожилковый тип пиритизации. Мощность отдельных прожилков не превышает первых долей сантиметра. В некоторых местах у уреза воды в таких прожилках наблюдались вкрапленности молибденита. Помимо этого отмечаются кварцевомолибденитовые прожилки мощностью до 1 см.

Выявленное рудопроявление имеет незначительные масштабы, но геологическая обстановка участка благоприятна для постановки поисковых работ.

Помимо описанных выше проявлений молибденовой минерализации в коренном залегании, она констатируется в районе илиховым и спектрометаллометрическим опробованием. Молибденит в количестве единичных зерен встречается в немногочисленных шиховых пробах бассейнов рек Киран, верховьев Давли, Арбагастак и др. Содержащие молибденит шихны обычно тютютеог как известны коренным рудопроявлениям, но иногда такая связь не устанавливается.

В различных местах района четко выделяется семь солевых ореолов рассеяния молибдена, в пределах которых коренной источник выноса этого элемента неизвестен. Данные об этих ореолах приведены в списке рудопроявлений района (прил. 2).

В заключение можно отметить отчетливо выраженную связь молибденоносности района с верхнемеловыми аляскиновыми гранитами и гранит-порфирами. Об этом свидетельствует приуроченность к ним выявленных рудопроявлений молибдена.

Вольфрам

Проявление в районе вольфрамовой минерализации констатировано шлиховым опробованием. Подавляющая часть шлиховых проб, взятых к югу от хр. Джугджур, содержит шеелит в количестве от нескольких до 30 зерен. Последние обычно хорошо окатаны и имеют весьма мелкие размеры. Наибольшие содержания шеелита в шлихах, при отсутствии ореолов его расседания с повышенными концентрациями, не представляют практического интереса.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Из минералов, содержащих редкоземельные элементы, в современных рыхлых отложениях рассматриваемого района встречаются ортит, реже — монацит и ксенотим.

Ортит содержится в ряде шлиховых проб преимущественно северной части листа (Бассейны рек Бургале, Мевачан, Кундуми, Даниндажа, Нагим). Присутствует он в количестве единичных зерен размером до 1 мм. В виде частого акцессорного минерала ортит входит в состав древнестановых гранитоидов. С разрушением последних и связано, очевидно, наличие его в современном аллювии.

Монацит и ксенотим встречаются крайне редко. В количестве единичных зерен они присутствуют в шлихах, отобранных по р. Лавля, Киран и некоторым их притокам.

Ртуть

В Бассейне р. Йиканды в десяти пространственно разобщенных шлиховых пробах установлена киноварь. Присутствует она в количестве единичных, очень мелких зерен красного цвета. Геологическая обстановка характеризуется здесь развитием палеозойских песчаников, алевролитов, диабазов и конгломератов. Источник выноса киновари неясен.

Висмут

Проявления висмута констатированы шлиховым опробованием по р. Кирану и некоторым его притокам, эродировавшим интрузивно аляскиновых гранитов верхнего мела. Висмутин и базовисмутит обнаружены в 10 шлиховых пробах в количестве единичных очень мелких зерен шестоватой формы.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото

В современных аллювиальных отложениях гидросети района шлиховым опробованием часто устанавливается присутствие золота. В количестве от единичных до 25 знаков оно встречается во многих шлиховых пробах по рекам Кирану, Лавле, Киранкану, Немую, Нагиму и некоторым другим, обладающим широкой разрабатанными долинами.

Золото в шлихах наблюдается в виде хорошо окатанных пластинчатых зерен золотисто-желтого цвета размером до 0,5 мм. Приурочено оно обычно к косам, реже — к бортам террас.

Геологическая обстановка области распространения золота характеризуется развитием различных эффузивов, протерозойских и мезозойских гранитоидов. Наиболее вероятной Д. И. Красным (1952ф) и Г. Г. Ключанским (1953ф) считается генетическая связь золоторудной минерализации с протерозойскими и, в меньшей степени, мезозойскими гранитоидами.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

К числу неметаллических полезных ископаемых, выявленных на территории листа, относятся гранитоиды, анортозиты бассейна р. Маймакан, эффузивы и галечники, которые могут быть широко использованы как строительный, облицовочный и бутовый материал. Запасы их практически неограниченны.

Анализ материалов по полезным ископаемым территории листа N-53-IV позволяет сделать некоторые выводы о перспективах выявления на его территории рудных проявлений, имеющих практический интерес. В частности, можно положительно оценивать перспективы выявления месторождений полиметаллических руд, для которых устанавливается генетическая связь с нижнемеловым магматизмом. Наиболее благоприятным в этом отношении является район верхнего течения р. Немуй. Наличие здесь обширных зон пиритизации эффузивов и сернистых рудных нарушений, с которыми связаны выявленные рудопроявления (19 и 21), а также ряда солевых ореолов свинца и молибдена, обуславливает геологически благоприятную позицию упомянутого района, в связи с чем он может быть рекомендован для постановки поисковых работ в масштабе 1:50 000.

Установленная в отдельных частях территории листа молибденоносность генетически связана с гранитами и гранит-порфирами верхнего мела. Констатированные проявления молибдена как в пределах листа, так и вне его (Красный, 1952ф; Плотников, 1958ф), имеют наибольшие масштабы и представляются рассеянной кратленностью молибденита с низкими содержаниями металла в руде, в связи с чем относятся к категории непромышленных.

Несколько неясны перспективы Верхне-Лавлинского рудопро- явления, нуждающегося в дополнительном изучении.

Широко распространение в пределах листа различных прояв- лений моллибденовой минерализации свидетельствует о том, что этот территория обладает определенными потенциальными воз- можностями для выявления других, возможно более существен- ных, рудных концентраций этого элемента.

Перспективы выявления в пределах изученного листа круп- ных промышленных месторождений титана и железа малообла- гоприятны. Связано это с тем, что большая часть габбро-анор- тозитового плутона перекрыта вулканогенными образованиями, розового плутона перекрыта значительных рудных концентраций а в обнаженной его части значительных рудных концентраций не обнаружено.

Широким опробованием установлен довольно широкая золотосодержательная современная аллювия гидросети района. В связи с относительной мелкомасштабностью проведенных работ, уча- стков, которые могли быть рекомендованы для детальных поис- ков, не выявлено. Однако в целом исследованный район в отно- шении золоторудной минерализации относится к числу перспек- тивных, тем более что на соседнем с запада листе известны золотосодержательные полигоны с подсчитанными запасами по катего- риям С₁ и С₂. Наиболее благоприятными для постановки спе- циальных золотопромысловых работ следует считать площади раз- вития аллювиальных отложений таких крупных рек, как Киран, Киранкан, Гига, Давля и Немуф; по трем первым из них широ- кое распространение золотосодержательной аллювия отмечалось ранее также Г. Г. Ключанским (1953ф).

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В пределах территории листа специальных гидрогеологиче- ских исследований не проводилось, в связи с чем излагаемые в настоящей главе сведения о характере подземных вод бази- руются на тех данных, которые были получены попутно при гео- логической съемке района. Климатические условия последнего десятилетия способствуют устойчивому существованию многолетней благоприятствуют устойчивому существованию многолет- мерзлоты, развитой почти повсеместно. Естественно, затрудняет ная мерзлота, являясь водопорным горизонтом, затрудняет фильтрацию атмосферных осадков в более нижние горизонты, что не благоприятствует накоплению подземных вод. Последнее обуславливается также интенсивной расчлененностью рельефа, способствующей быстрому стеканию выпадающих осадков в по- верхностные водотоки.

На территории листа распространены надмерзлотные, меж- мерзлотные и подмерзлотные подземные воды. Надмерзлотные воды, широко распространены, циркулируют в верхних слоях аллювиальных и делювиально-аллювиальных отложений или непосредственно под растительным слоем, т. е. приурочены к де-

гельному слою многолетней мерзлоты. Глубина распространения надмерзлотных вод контролируется глубиной кровли многолет- ней мерзлоты, которая в зависимости от мощности деятельного слоя варьирует в широких пределах (от 0,3—0,5 м и более). Часть дождевых осадков проникает в слой легкого оттаивания, питая тем самым надмерзлотные воды. Кроме того, источником питания последних служат воды, образующиеся при оттаивании самого деятельного слоя многолетней мерзлоты. В связи с этим режим надмерзлотных вод зависит от количества выпадающих осадков и глубины оттаивания деятельного слоя. После дли- тельных дождей они сильно насыщают вмещающие их породы деятельного слоя, что приводит к временному заболачиванию отдельных участков местности, главным образом выположенных. Характер деятельности надмерзлотных вод сезонный — в зим- нее время они не циркулируют в связи с промерзанием деятель- ного слоя. С последним обстоятельством связано появление обширных наледей, широко развитых на изученной территории. Аллювиальные отложения в долинах рек вследствие деятель- ности поверхностных водотоков оттаивают в летнее время на значительную глубину. Во встречающихся среди вечномерзлого аллювия таликах накапливаются внутримерзлотные воды. Последние на горных склонах и водораздельных пространствах, циркулируя по трещинам, имеют незначительные расходы и практического интереса не представляют. Надмерзлотные воды, вследствие сезонности функционирования, также практического значения не имеют. Исключение могут составить надмерзлотные воды, приуроченные к деятельному слою со значительной мощ- ностью (до 10 и более метров). В этом случае в зимнее время смыкания сезонной мерзлоты с многолетней не происходит и имеющиеся между ними грунтовые воды могут быть использо- ваны в тех или иных целях.

По своей водообильности, практический интерес могут пред- ставлять надмерзлотные воды, циркулирующие ниже нижней границы распространения многолетней мерзлоты. В связи с от- сутствием необходимого материала, сказать что-либо о степени подмерзлотной водообильности не представляется возможным.

Среди магматических, метаморфических и осадочных обра- зований, развитых на территории листа, иногда наблюдаются трещинные воды. Последние на поверхности констатируются в виде незначительных источников. Интенсивно циркулирующих источников трещинных вод в процессе геологической съемки не встречено. Малодебитные источники встречаются в различных частях района в истоках ключей или приурочиваются иногда к тектоническим трещинам, либо к трещинам отдельности корен- ных выходов пород на склонах, реже на вершинах водоразделов. Вода из них или вытекает тонкими струйками, или обильно капает. Она приятна на вкус, прозрачна и не обладает каким- либо запахом и привкусом.

ЛИТЕРАТУРА
Опубликованная

- Богданович К. И. Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895—1898 гг. Изв. ИРГО, СПб, т. XXXV, вып. 6, 1899.
- Богданович К. И. Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска-на-Амуре до Охотска. Сборник памяти Мушке-това, 1905.
- Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. Докл. ВСЕГЕИ, № 1, 1959.
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Труды ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.
- Красный Л. И., Чемков Ю. Ф., Модалева Е. А. Деонские отложения хребтов Джугджур и Прибрежного. Инф. сб., № 1 ВСЕГЕИ, 1955.
- Мельников М. П. Описание Якутской экспедиции 1851 г. покойного горного инженера Н. Г. Метлицкого. Горн. журн., № 7, 8, 1893.
- Мошкин В. Н. Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. Тезисы докладов и выступления на совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Дальнего Востока. Хабаровск, 1956.
- Мошкин В. Н. Стратиграфия докембрия зоны Становика — Джугджура. Геологическое строение СССР, т. 1, 1958.
- Мошкин В. Н. Схема стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 6, 1959.
- Никифорова И. К. О стратиграфическом положении мезозойской флоры Тылиты — Горомского междуречья. Докл. АН. Чемков Ю. Ф. Четвергичные оледенения Дальнего Востока. Природа, № 7, 1959.
- Фондовая
(хранится в фондах ДВГУ)
- Алексеев В. Р., Жуклова Е. Г. и др. Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (лист О-53-XXXIV). 1958.
- Антонов К. В. Геологическое строение западного побережья Охотского моря в районе порта Аян, 1938.
- Гольденберг В. И., Неволин В. С. Геологическое строение бассейнов рек Батомта, Матей и Лантарь (Отчет о работе партии № 3 за 1957 г.). 1958.
- Гольденберг В. И., Неволин В. С. Геологическое строение листа О-53-XXXVI и частей листов О-53-XXXV и О-53-XXX. 1959.
- Дзевановский Ю. К. Геология восточной окраины Алданской плиты. 1939.
- Дзевановский Ю. К. Архейские образования Дальнего Востока. 1956.
- Зубков В. Ф. Геологическое строение западной части листа N-53-IV, 1957.
- Зубков В. Ф. Отчет по редакционно-увязочным и геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 на листе N-53-IV, 1959.
- Ключанский Г. Г. Отчет о геологопоисковых работах на россыпное золото, проведенных в 1950 г. Кирянской геологической партией в бассейне р. Кыран (юго-западное побережье Охотского моря), 1953.
- Красный Л. И., Ганешин Г. С. Геолого-геоморфологический очерк о-вов В. Шангар, Феклистов и Прокофьева. 1949.
- Красный Л. И., Ганешин Г. С. Отчет о геологосъемочных работах в Тором-Тугурском районе в масштабе 1:1 000 000 в 1949 г. 1950.
- Красный Л. И., Чемков Ю. Ф. Геология, геоморфология и полезные ископаемые бассейнов рек Шелли, Гербикан и Галлам. 1951.
- Красный Л. И., Чемков Ю. Ф. Геология, геоморфология и полезные ископаемые юго-западной части Прибрежного хребта. 1952.
- Леонов Л. Е. Предварительный отчет Учуро-Майской геологопоисковой партии. 1936.
- Леонтович А. А. Отчет о геологических исследованиях в Аяно-Майском районе в 1933—1934 гг. (район среднего течения р. Ман и пересечения хр. Джугджур). 1935.
- Лосев А. Г., Коген В. С. и др. Геологическое строение бассейна среднего и нижнего течения р. Маймакан. 1958.
- Мошкин В. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Удмын и верхнего течения Ман-Половинной. 1956.
- Мошкин В. Н. Новые данные по стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. 1959.
- Мухомор И. К. Геологическое строение бассейна р. Матги. Фонды СВГУ, 1946.
- Плотников И. А., Хурин М. Л. и др. Отчет о результатах поисковых работ на тантан в пределах хр. Джугджур в 1956—1957 гг. 1958.
- Раков Н. А., Левченко В. А. Геологическое строение бассейнов рек Джаны, Немерикана и Ман-Половинной. 1954.
- Ставцев Н. А., Гаврилова З. С. Геологическое строение бассейна среднего и нижнего течения р. Батомги. 1958.
- Стеланьков Л. С. Геологическое строение верховьев р. Ульбей. Фонды СВГУ, 1945.
- Сысоев В. А., Юдин А. И. и др. Геологическое строение восточной части листа N-53-III, 1957.
- Сысоев В. А. Геологическое строение западной части листа N-53-III, 1958.
- Тархова М. А., Чешихина К. Г. и др. Геологическое строение центральной части хр. Джугджур. 1958.
- Трифонов Н. К. Геологические исследования на западном побережье Охотского моря между реками Салгат и Укой. 1938.
- Фердман И. М., Россман Г. И. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Маймакан. 1958.
- Филиппов А. С., Рунов В. Е. Геологическое строение междуречья верховья Учюра и Маймана. 1958.
- Херувимова Е. Г., Ларионов В. А. — Отчет по аэроматнитным работам, проведенным в 1956 году в восточной части Алданского шита. 1957.
- Шиханов В. В. Отчет о результатах редакционно-увязочных работ на листе N-53-III, 1959.
- Шпак Н. С., Алексеев В. Р. Геологическое строение бассейнов рек Хайкан, Тыркин. 1957.
- Шпак Н. С., Аркус И. Г. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Учур. 1958.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Список материалов, использованных для составления листа N-53-IV карты полезных ископаемых СССР масштаба 1 : 200 000

№ п/п	Автор	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фондový номер
1	Зубков В. Ф., Наварнов Ю. А.	Геологическое строение западной части листа N-53-IV (Отчет Киранской партии № 4 по работам 1956 г.)	1957	Фонды ДВГУ, 1187
2	Зубков В. Ф.	Геологическое строение восточной части листа N-53-IV (Отчет по работам Киранской партии № 4 за 1957 г.)	1958	Фонды ДВГУ, 6745
3	Зубков В. Ф.	Отчет по редакционно-увязочным и геологическим работам масштаба 1 : 200 000 на листе N-53-IV в 1958 г.	1959	Фонды ДВГУ,
4	Плотников И. А., Хурин М. Л., Бочкарева В. Н.	Отчет о результатах поисковых работ на титан в пределах хр. Джугджур в 1956—1957 гг. (Джугджурская поисковая партия)	1958	Фонды ДВГУ, 6744
5	Красный Д. И., Чемяков Ю. Ф.	Геология, геоморфология и полезные ископаемые юго-западной части Прибрежного хребта (Отчет о геологических и геоморфологических работах в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 на листе N-53 в 1951 г.)	1952	Фонды ДВГУ, 3793
6	Ключанский Г. Г.	Отчет о геологопоисковых работах на россыпное золото, проведённых Киранской партией в бассейне р. Киран (юго-западное побережье Охотского моря)	1953	Фонды ДВГУ, 03555

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-53-IV карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
1	I—1	Железо, титан Маймаканское рудопоявление. Правобережье Маймакан	Элювий габбро-анортозитов, содержащих гнездобразные скопления (2×1 см) титаномагнетита, магнетита и ильменита. Участки оруденелых пород от нескольких метров до нескольких десятков метров	1	По данным спектрального анализа ¹ железо присутствует в количестве до 10%, титан 0,1—1%
5	I—4	Железо, титан Рудопоявление в верховьях р. Киры	Рассеянная вкрапленность ильменита, титаномагнетита, магнетита в породах габбро-анортозитового комплекса, образующих крупноглыбовые элювиальные развалы	2	По данным спектрального анализа Содержание титана составляет от 1 до 10%
4	I—3	Железо, титан Истоки правого притока р. Муротэ	Элювиальные глыбовые развалы амфиболитизированных габбро-анортозитов, содержащих рассеянную вкрапленность титаномагнетита, ильменита	2	

¹ Здесь и ниже приводятся данные анализов штучных проб.

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку	Примечание
7	I—4	Железо, титан Истоки правого притока р. Муротэ	Свалы глыб оруденелых габбро-анортозитов, содержащих иногда густую вкрапленность титаномагнетита и ильменита (до 25—30%)	2	
9	I—4	Железо, титан Хр. Джугджур в верховьях р. Муротэ	Элювий милонитов по габбро-анортозитам, содержащих в пределах зоны мощностью 5—6 м рассеянную вкрапленность магнетита, титаномагнетита и ильменита	2	
35	IV—2	Титан, железо Правобережье р. Лавли, в 16 км от устья	Коренные выходы габбро-анортозитов, которые в пределах зоны до 2 м содержат рассеянную вкрапленность титаномагнетита и ильменита (10—20%)		
31	IV—1	Железо Правобережье Кирана в 3 км к северо-западу от устья р. Гиги — его левого притока	Среди верхнемеловых гранитов наблюдаются свалы обломков жильного кварца с вкрапленностью и прожилками гематита (железной слюдки) и иногда халькопирита и пирита	1	Спектральный анализ штучной пробы показал содержание железа до 10%, титана 0,01—1% и следы меди и ванадия
21	III—3	Свинец, цинк, медь Правобережье кл. Арбагастак в его верховьях	В зоне окварцованных тектонических брекчий среди нижнемеловых эффузивов содержится вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита, борнита, церуссита, малахита. Протяженность зоны (по свалам и коренным выходам) 100 м. Мощность до 4 м	2	Содержание элементов по спектральному анализу составляет: Pb 0,01—2%, Zn 0,2—1%, Cu 0,1—1%, Ag 0,01—0,1%
19	III—3	Свинец, цинк, медь Левобережье кл. Арбагастак в его верховьях	Среди порфиров джелонской свиты свалы обломков окварцованных тектонических брекчий с вкрапленностью сульфидов свинца, цинка и меди	2	
29	III—4	Свинец, цинк, медь Верхнее течение р. Иркиндан	Среди нижнемеловых гранитоидов наблюдаются свалы обломков жильного кварца с вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита	2	Содержание, по данным спектрального анализа: Pb 1—2%, Zn 0,03—0,15%, Cu 0,01—1%
28	III—4	Свинец, цинк, медь Тылай-Немуйский водораздел	Свалы обломков жильного кварца среди нижнемеловых гранитоидов с редкой вкрапленностью галенита, сфалерита и халькопирита	2	
20	III—3	Свинец, цинк Верховье кл. Арбагастак	Шлиховой ореол, связанный с полиметаллическим рудопоявлением (21) в правобережной части кл. Арбагастак. Площадь его 7—9 км ² . Содержание в шлихах галенита и сфалерита до 10 и более зерен	2	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку	Примечание
22	III—3	Свинец Верховье кл. Арбагастак	Спектротометрический ореол приурочен к области развития мезозойских эффузивов, прорванных нижнемеловыми гранитами и оконтуривает полиметаллические проявления кл. Арбагастак. Площадь его 55 км ² . Содержание свинца 0,1—0,3%	2	
11	II—1	Свинец Водораздел рек Бургале — Кундумы	Спектротометрический ореол площадью 5 км ² приурочен к области развития меловых эффузивов, местами окварцованным и пиритизированным. Содержание свинца достигает 0,2—0,5%	1	
14	II—2	Свинец Верховье р. Нагим	Спектротометрический ореол приурочен к области развития кислых эффузивов нижнего мела, местами окварцованных и пиритизированных. Площадь 30 км ² . Содержание свинца от сотых долей до 0,1—0,3%	2	
25	III—3	Свинец, медь Верховье р. Иркиндан	Среди среднедевонских отложений у русла реки наблюдались обломки жильного кварца с редкой вкрапленностью галенита, пирита и примазками азурита и малахита	3	
26	III—3	Свинец Верховье р. Иркиндан	Спектротометрический ореол площадью 5 км ² приурочен к порфиридам джелонской свиты, прорываемым нижнемеловыми гранодиоритами. Содержание свинца составляет сотые доли процента	3	
32	IV—1	Свинец, молибден Бассейн р. Кирана	Спектротометрический ореол площадью 125 км ² приурочен к верхнемеловой интрузии аляскитовых гранитов. В его пределах находится Кыранское проявление молибдена и сопутствующего ему свинца. Содержание в ореоле Pb — сотые доли процента, Mo — тысячные доли процента	1,4	
38	IV—4	Медь Верховье р. Бол. Джелон	В интенсивно окварцованных породах джелонской свиты наблюдается рассеянная вкрапленность халькопирита	5	
36	IV—2	Медь У устья р. Лавля, в ее левобережной части	Среди палеозойских диабазов констатированы выходы двух кварцевых жил мощностью 10—20 и 30—40 см. Они содержат вкрапленность халькопирита и борнита	5	Содержание меди по данным спектрального анализа до 1%
34	IV—2	Медь Рудопроявление в районе кл. Березовый — левый приток р. Гиги в 5 км выше ее устья	Коренные выходы окварцованных тектонических брекчий в аляскитовых гранитах верхнего мела. Мощность зоны до 1,5 м. Макроскопически видима лишь рассеянная пиритизация	4	Спектральным анализом, кроме сотых долей процента меди, устанавливается: Ti до 0,1%, В до 1%, Ni, Co, Pb — следы

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку	Примечание
2	I—3	Никель Бассейн р. Гаюндо	Спектроталлометрический ореол, тяготеющий к области развития пород габбро-анортозитового комплекса. Площадь 7—8 км ² . Содержание никеля от тысячных до нескольких десятых процента	2	
8	I—4	Никель, кобальт Верховье р. Магей	Спектроталлометрический ореол площадью 3 км ² . Находится в пределах габбро-анортозитового плутона. Содержание никеля сотые, редко десятые доли процента, кобальта — тысячные и сотые доли процента	2	
6	I—4	Никель, кобальт Правобережье р. Магей	Спектроталлометрический ореол приурочен к приконтактной части габбро-анортозитового плутона. Площадь 2 км ² . Содержание элементов составляет: никель от 0,002 до 0,1%, кобальт от 0,001 до 0,03%	2	
13	II—2	Никель Водораздел рек Кундуми — Аюндо	Спектроталлометрический ореол тяготеет к габбро-анортозитовой интрузии. Площадь 4 км ² . Содержание никеля до 0,04%	1	
27	III—4	Никель, кобальт Среднее течение р. Немуй	Спектроталлометрический ореол приурочен к породам габбро-анортозитового комплекса. Площадь 2 км ² . Содержание никеля от 0,01 до 0,1%, кобальта — от 0,003 до 0,06%	2	
33	IV—1	Никель Киран-Киранканское между-речье	Спектроталлометрический ореол тяготеет к выходам габбро-анортозитов, перекрытых порфиритами и желонской свиты. Содержание никеля от нескольких сотых до 0,2—0,4%. Площадь 7 км ²	1	
18	III—2	Молибден Верхне-Лавлинское рудопроявление; верховье р. Лавлы	Коренные выходы интенсивно пиритизированных (0,5 км) гранит-порфиров и вмещающих их гнейсов с редкими кварц-молибденитовыми прожилками. Мощность до 1 см	1	
3	I—3	Молибден Правобережье Муротэ	Спектроталлометрический ореол приурочен к анортозитам и кислым эффузивам магейской толщи, прорывающихся здесь интрузией верхнемеловых гранодиоритов. Площадь 6 км ² . Содержание молибдена следы и 0,001%	2	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку	Примечание
10	II-1	Молибден, свинец Междуречье Кундуми — Бургале	Спектралометрический ореол располагается в поле развития нижнемеловых эффузивов, местами секущихся тектоническими нарушениями, окварцованными и пиритизированными. Площадь 7 км ² . Содержание молибдена 0,001—0,003%, свинца 0,01—0,04%	1	
12	II-1	Молибден Правобережье р. Бургале (ее верховье)	Спектралометрический ореол площадью 2 км ² ; приурочен к нижнемеловым эффузивам. Молибден в тысячных долях процента	1	
15	II-3	Молибден Р. Мевакан	Спектралометрический ореол находится в области развития нижнемеловых кислых эффузивов маггейской толщи (местами окварцованных и пиритизированных). Размер 6×1,4 км. Содержание молибдена от 0,001 до 0,03%	2	
24	III-3	Молибден Верховье р. Немуй	Спектралометрический ореол приурочен к интрузии нижнемеловых гранодиоритов, прорывающих гнейсы протерозоя. Размер ореола 1,2×5 км. Содержание молибдена от 0,001% до 0,01%	2	
30	IV-1	Молибден Киранское рудопоявление; правобережье р. Киран	В пределах зоны (100—150×1200 м) катаклазированных аляскитовых гранитов верхнего мела констатируются кварцевые прожилки, участки окварцевания и грейзенизации, несущие рассеянную вкрапленность молибденита, галенита и пирита	4	По данным химических анализов, содержание молибдена 0,006—0,04%
17	II-4	Молибден Курунгское рудопоявление; верховья р. Курунг (хр. Джугджур)	Обломки аляскитовых гранитов из даек содержат включения чешуек и мелких гнезд молибденита и сопутствующего ему турмалина	2	Содержание молибденита, по данным спектрального анализа, составляет 0,003—0,03%
16	II-4	Молибден Верховья р. Курунг	Спектралометрический ореол приурочен к рудопоявлению молибдена в верховьях р. Курунг. Площадь 12 км ² . Содержание молибдена: следы и от 0,001 до 0,006%	2	
23	III-3	Молибден Верховья р. Немуй	Спектралометрический ореол; размер ореола 2×6 км. Тяготеет к порфиритам джелонской свиты, прорываемым нижнемеловыми гранитоидами, гнейсам и анортозитами докембрия. Содержание молибдена в количестве следов	2	
37	IV-3	Молибден Кл. Кумус	Спектралометрический ореол располагается в пределах интрузий нижнемеловых гранитоидов; размер 4×7 км. Содержание молибдена от 0,001 до 0,006%, редко 0,01%	2	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интегральные образования	23
Тектоника	36
Геоморфология	39
Полезные ископаемые	43
Подземные воды	50
Литература	52
Приложения	54

Геологическая карта СССР
 масштаба 1 : 200 000. Серия Джугджурская.
 Лист N-53-IV
 Объяснительная записка

Редактор *А. А. Леонтович* Редактор набора *С. В. Овчинникова*
 Технический редактор *А. Г. Иванова* Корректор *В. А. Гераскина*

Подписано к печати 26/II-62 г. Уч.-изд. л. 4,4
 Формат бумаги 60×90/16 Бум. л. 2. Печ. л. 4 Зак. 03758
 тираж 250

Картофабрика Госгеолтехиздата