

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАУЧНО-
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «АЭРОГЕОЛОГИЯ»

Уч. № 070

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1 : 200 000

СЕРИЯ ПРИОХОТСКАЯ

Лист О-54-XXV

Объяснительная записка

Составители: *В.И. Гольденберг, И.П. Дугачева*
Редактор *Л.И. Красный*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
30 ноября 1967 г., протокол № 39

МОСКВА 1978

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа 0-64-ХХУ ограничена координатами $56^{\circ}40' - 57^{\circ}20'$ с.ш. и $138^{\circ}00' - 139^{\circ}00'$ в.д. и принадлежит Анно-Майскому району Хабаровского края.

Главными элементами рельефа являются хребты Прибрежный и Джугджур. Хр. Прибрежный, рассеянный реками Алдома, Уйкан и Эйкан на отдельные горные массивы, протыкается через весь район в северо-восточном направлении вдоль побережья Охотского моря. В большей своей части он представляет собой безлесное сильно расчлененное до глубины 600-800 м низкорельефное с отдельными островными вершинами, имеющими высоту от 1030 до 1228 м. Юго-западная часть хребта, изрезанная сетью мелких водотоков лишь на правобережье р. Алдомы, отличается более пологим рельефом, возвышаясь над уровнем моря на 400-700 м. Другой участок низкорельефа с абсолютной высотой вершин от 502 до 776 м охватывает водораздельное пространство рек Эйкан, Эркандья и Намчи, а также низовья р. Качи. Относительные превышения здесь составляют 300-500 м. Хр. Джугджур, пересекающий северо-западную часть площади, по абсолютным отметкам и степени расчлененности аналогичен центральной части хр. Прибрежного. Он отличается только выточенной формой водоразделов. Наиболее высокогорная часть района располагается в верховьях рек Нявх, Качи, Иван, Утайкан, где сходится хребты Прибрежный и Джугджур. Отдельные вершины здесь достигают 1759 м, относительные превышения - 1000 м. Крутые склоны, покрытые крупнотравяными осыпями, округлые или треугольные голые вершины, узкие каньонообразные долины, изобилующие водопадами, карн с крутыми, почти отвесными стенками, с многочисленными озерами в днищах, карлинги - таковы основные черты рельефа этого участка.

Подвзвешенное большинство рек принадлежит бассейну Охотского моря, лишь р. Малтан, дренирующая своими верховьями крайний

северо-запад описываемой территории, относится к бассейну Ажда-на. Наиболее крупными реками являются Аждама и Улкан. Аждама почти на всем протяжении имеет типично горный характер: скальное русло, обрывистые берега, узкая (до 0,2-1 км) долина, боковая (1,8 м/сек), скорость течения; тлубокже (до 5 м) плесн сменяются многочисленными мелкими (0,3-0,8 м) перекатами со скоростью течения порядка 3-5 м/сек. Ниже устья р.Иван долина реки расширяется до 2,5 км, перекаты встречаются реже, а плесн достигают в длину 1,5 км. Ширина русла Аждамы колеблется от 80 до 100 м. При впадении в Аждамский залив река образует дельту площадью около 3 км². Аждама принимает слева крупные притоки Гачи, Иван, Нитай.

Река Улкан в верховьях имеет узкую (0,2 км) долину, расширяющуюся ниже устья р.Тогонах до 0,4-1,5 км. Скорость течения колеблется от 2 до 1,6 м/сек, тлубина - от 0,6 до 1,5 м. Ширина - от 30 до 60 м. Справа в него впадают реки Биднякит, Оторубьях, Огня, Качи с пригоном Икари, слева-Делдегелдяк, Эркандья и Таганах с пригоном Намчи.

Непосредственно в море впадают р.Эйкан и Ботее мелкие реки: Бот. и Мал.Кемжара, Мукчочик, Нельба и др. Питание рек происходит за счет атмосферных, талых снеговых и сезонно-мерзлотных вод. По р.Аждаме и от устья р.Таганах по Улкану можно спускаться на лодках с оборудованием максимальных предосторожностей.

С юго-востока территория омывается бурным Охотским морем. Число штормовых дней в году - 12-13. Средняя высота прилива - 3,2 м, максимальные приливы (до 5 м) наблюдаются в ноябре и декабре, когда морская вода заходит в реки на 1,5-2 км (р.Улкан). Замерзает море в середине или конце ноября, освобождается от льда в начале или середине июня. Температура воды в самое жаркое время не превышает +13°C. Берега имеют различную форму. Наиболее изрезан северный участок побережья, где в материк вдаются заливы Фелорова и Фелотова, а в море - мыс Нельба и Эйкан. Южнее береговая линия имеет плавные очертания. Характерными элементами берегов являются, с одной стороны, абразионный обрыв, имеющий высоту от 50 до 350 м, с другой - террасы, которые отделяют от моря озера Ангыкан и Икит, представляющие собой определенные лагуны. Пляж наблюдается не везде и ширина его, как правило, не превышает 20 м, составляя в среднем 5-10 м. На мысах и между бухтами Фелорова и Фелотова берег практически непроходим. Вблизи от берега располагаются острова Мальминские и Марка. Далеко в море вдаются п-ов Нурки, ограничивающий с востока мелководный залив Аждама. Он состоит из двух возвышенностей, соединенных между собой

и с материком талечниковыми террасами.

Описываемая территория имеет влажный морской климат с годовой амплитудой температуры воздуха около 60° и среднемесячными амплитудами 10-12°. Зима малоснежная, умеренная, часто с оттепелями, длится с ноября - декабря по май. Среднемесячная январская температура - 20°C. Залегание снежного покрова неравномерное, зачастую с сильными заносами на юго-восточных предгорьях Икитиджара. Лето обычно дождливое, прохладное, длится с июля по сентябрь. Наиболее теплым месяцем является август со средней температурой +13,5°C. Высокая относительная влажность (80-90%) в июле-августе вызывает постоянные туманы. Распределение осадков неравномерное: максимальное их количество выпадает в июне, июле и августе в виде моросящих дождей, достигая 520 мм при годовой сумме осадков 650-900 мм. Изредка лето бывает жарким и сухим с 2-3 непродолжительными дождливыми периодами. Характерной особенностью являются постоянные ветры, имеющие весной и летом северо-восточное направление, а зимой и осенью - северо-западное; скорость ветра часто достигает 20-24 м/сек (данные метеостанции в п.Аян) и даже 50-70 м/сек на побережье Охотского моря в районе оз.Атыкан (данные метеослужбы б.аэропорта Аждама).

В распределении растительности намечается вертикальная зональность. В долинах рек и нижних частях склонов растут туственные леса, состоящие из березы, ольхи, тополя, липовенницы, сосны и аянской ели. Густой подлесок представляют кедровый стлаником, переплетенным с карликовой березой, рябиной и шиповником. В приобластных участках произрастают солнечные травы. Склоны тор до высоты 500-800 м покрыты зарослями кедрового стланика. Выше располагается тольковыи пояс - мхи, лишайники и редкие кусты стланика. Широким распространением в лесном и кустарниковом поясах пользуются мхи, образующие полущку мощностью до 0,5 м и предохраняющие от таяния повсеместно развитую многолетнюю мерзлоту.

Животный мир богат и разнообразен. В горной местности водятся горный баран, кабарга и полубная курупапка. В тайге обитают бурый медведь, лось, дикий олень, белка, соболь, горностай и рыжая лиса. Из птиц встречаются кедровка, ворон, ястреб. Боровая дичь представлена глухарем, рябчиком, каменным рябчиком. На морском берегу в большом количестве обитают утки, туси, кулики, гавари, крохаль, бакланы, топорки, чайки. На Мальминских островах располагаются "птичьи базары". В реках водятся форель и малма, во время нереста заходят кета и горбуша. В прибрежных водах Охотского моря ловят в больших количествах сельдь, треску,

окуня, навагу, камбалю. На устьях пляжах морского побережья, в устьях рек встречаются лежбища морского зверя — нерпы, сивуча, дельфина, акция.

На описываемой территории находится несколько населенных пунктов. Самый крупный из них — пос. Нурки, где имеется рыбозавод, магазин, почта. Другие пункты — Улайткан, Распадок, Улкан и Бухта Федорова, в каждом из которых проживает 1-2 работника связи, располагаются вдоль телефонно-телеграфной линии через каждые 20-30 км. Эта линия, проложенная параллельно берегу, связана с пос. Аян, находившийся к югу от района, и пос. Охоток, расположенный севернее. Кроме того, в устье р. Алдома находится заброшенный пос. Алдома, где сохранился только линейный пункт. Пос. Нурки связан регулярными рейсами почтового катера с пос. Аян, являющимся морским портом, вблизи которого расположен и аэропорт. Между оз. Антыкан и морем находится прекрасная посадочная площадка.

Основными путями сообщения в районе являются выжые конные тропы, проложенные по долинам Улкана и Алдома и вдоль телефонно-телеграфной линии. Кроме того, по Качи, Оне, Нельбе, Мат. и Бол. Камжаре имеются выжые огеньи тропы. Проходимость и опасность района, за исключением южной части хр. Прибрежного (правобережье р. Алдома), удовлетворительная. Почти всюду наблюдаются глыбные россыпи. По долинам рек (Улкан, Алдома, Нельба, Тогонах и др.) и морскому берегу встречаются протяженные (2-3 км) коренные выходы. На водоразделах и склонах отмечаются отдельные разрозненные останцы коренных пород. Южная часть хр. Прибрежного сильно залесена и трудно проходима. Коренные выходы и глыбные развалы встречаются крайне редко.

Первые сведения о геологическом строении района относятся к 1937 г., когда партией К. В. Антонова (Антонов, 1937ф) было обследовано побережье Охотского моря к югу от р. Улкан до р. Укай с целью выяснения нефтеносности осадочных толщ. На составленной К. В. Антоновым геологической карте масштаба 1:500 000 выделены архайские гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, верхне-силурийские терригенно-карбонатные породы, верхнеморские диабазовые порфириты, брекчии и туфы и прорывавшие их мезозойские гранитоиды. Перспективы района на нефть оценивались отрицательно.

В 1946 г. вся территория листа была покрыта геологической съемкой масштаба 1:500 000 на глазомерной основе (СВЛУ) под руководством Г. Г. Кайгородцева (Кайгородцев, 1947ф), работавшего в бассейне р. Алдома, и К. Т. Злобина, проводившего съемку на остальной части территории (Злобин, 1947ф). Наиболее древними,

по мнению Г. Г. Кайгородцева, являются докембрийские мигматиты, слитовые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы. Осадочные палеозойские образования расчленены им на две свиты: силурийскую нижнюю и силурийско-девонскую танчинскую, паалеонтологически охарактеризованную. Эффузивно-туфовые образования разделены на верхнеюрские нижнемеловые и верхнемеловые. Их возраст определяется сопоставлением с аналогичными флоритическими охарактеризованными образованиями северо-восточной части Охотского побережья. Среди интрузивных пород выделены следующие комплексы: докембрийские гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; верхнепалеозойские огнейсованные гранодиориты, кварцевые диориты, гнейсо-граниты и гранито-гнейсы; мезозойские (тихоокеанские) интрузии, среди которых выделяются таборо, таборо-диориты условно кимбрийского возраста, гранодиориты и диориты австрийского и граниты дарамийского. Все названные выше работы в целом верно отражают основные черты геологического строения. Однако к докембрику и верхнему палеозою отнесены в различной степени измененные ("нейспированные") среднепротерозойские и мезозойские гранитоиды. В штихах были отмечены знаки золота и касситерита (последующие работы находки касситерита не подтвердили). Перспективными участками совершенно справедливо были признаны зоны титризации с выраженностью халькопирита и молибдена. Существенным недостатком обеих работ является недооценка роли разломов, которые не показаны и на геологических картах.

В 1958 г. береговые обнажения были осмотрены сотрудниками СВЛУ В. А. Комаровым и Л. В. Себердяковым (Комаров и др., 1960ф).

Работы этих исследователей ничего существенно нового не внесли. В том же году партией В. В. Терентьева (ВСЛЕТМ), работавшей с целью изучения металлогении зоны Джугджурского глубинного разлома, проведен маршрут по правобережью р. Алдома, где ошибочно интрузии одного нижнемелового (удского) комплекса расчленены на два: нижнемеловой охотский и верхнемеловой Джугджурский (Терентьев и др., 1959ф).

В 1959 г. Г. Н. Чертовских (СВЛУ) составлена геологическая карта и карта полезных ископаемых листа 0-54 масштаба 1:1000000 и объяснительная записка к ней (Чертовских, 1959ф). Для данной территории были использованы материалы Г. Г. Кайгородцева и К. Т. Злобина. В том же году партией Е. Г. Херувимовой на материковой части района была проведена аэроматричная съемка масштаба 1:200 000 (Херувимова, 1959ф). Других геофизических исследований в районе не проводилось.

В течение 1960-1963 гг. В.И. Гольденбергом и М.А. Тарховой (ВАГТ) территория листа 0-54-ХХУ была покрыта геологической съемкой масштаба 1:200 000, проводившейся на добросовестной топографической основе с применением аэрофотооснимков масштаба 1:66 000. Несмотря на невысокое качество снимков, комплекс интрузивных, осадочных, эффузивных и рыхлых четвертичных образований всегда четко различаются. Хорошо дешифрируются разломы. Геологическая съемка сопровождалась шиховыми и металлометрическими опробованиями донных осадков, а также попутными поисками. Оба исследователя (Гольденберг и др., 1961б, 1964б; Тархова и др., 1962б) пользуются одной схемой расчленения осадочных и магматических пород. Однако В.И. Гольденберг и др. выделяют три интрузивных комплекса: позднеарктический (улукский), раннемеловой (Джугджурский) и условно верхнемеловой. Критерием для выделения этих комплексов явились, с одной стороны, петрографические и петрохимические признаки пород, определения абсолютного возраста, а также геологическая обстановка на рассматриваемой и сопредельных территориях. М.А. Тархова мезозойские интрузивные породы относит к единому Джугджурскому комплексу, а все разнообразие их объясняет теорией асимметрии, условиями рельефообразования и различными структурными положениями.

Удканотенные образования, развитые на побережье р. Улкан, отнесены В.И. Гольденбергом к нерасчлененной джелонской свите Верхнеарктико-нижнемелового возраста. На левобережье Улкана М.А. Тархова и др. выделила две подсвиты джелонской свиты, верхняя из которых сопоставляется с нерасчлененной джелонской свитой В.И. Гольденберга.

В основу данной геологической карты легли карты, составленные В.И. Гольденбергом и др. и М.А. Тарховой и др. Однако в результате редакционно-уязвочных работ, проведенных В.И. Гольденбергом и др. в 1963 г., и дополнительных определений абсолютного возраста авторами записки в легенду карты были внесены следующие изменения.

Верхняя толща верхней подсвиты джелонской свиты выделена как самостоятельная подсвита. На правобережье р. Улкан джелонская свита расчленена на подсвиты. Массив адамелитов в бассейне рек Эйкан и Бол. Кемкара, относимый В.И. Гольденбергом и др. к верхнему Мелу, включен в состав Джугджурского комплекса. Гранодиориты, тоналиты и кварцевые пирокиты левобережья Улкана и Того-наха, выделяемые М.А. Тарховой как самостоятельная фацциальная равновидность Джугджурского комплекса, отнесены к улукскому комплексу.

Кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты бассейна р. Танчи и Намчи, рассматриваемые ранее В.И. Гольденбергом как эандоконтактовые гнейсы улукских гранитоидов, а М.А. Тарховой как ту-боко переработанные верхнепротерозойские образования, на геологической карте выделены в составе нижнего-среднего протерозоя.

Геологическая карта листа 0-54-ХХУ с изданным листом 0-53-ХХХ (А.Л. Ставцев, 1963б) имеет ряд нюансов. На листе 0-53-ХХХ излишне широко (на 1,0 км), без учета рельефа, показаны верхнечетвертичные ледниковые отложения в верховьях р. Торохан. Кристаллические сланцы и гнейсы, выделенные на территории листа 0-54-ХХУ как нижне-среднепротерозойские образования, рассматриваются А.Л. Ставцевым как ксенолиты глубоко метаморфизованных синийских (среднепротерозойских) пород, включенных в среднепротерозойские гранитоиды, и не выделяются в качестве самостоятельных тел. В остальном с листом 0-53-ХХХ, а также с изданным листом 0-54-ХХХ имеется полная принципиальная увязка. Некоторые различия носят формальный характер и касаются несоответствия в индексации и принципа расчленения интрузивных мезозойских образований, в связи с тем, что карты выполнены в легендах разных серий - Джугджурской и Прохолодской.

СТРАТИГРАФИЯ

П О Т Е Р О З О Й

НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (?) (Р₁₋₂?)

К нижнему - среднему протерозою условно отнесены биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы и амфиболовые кристаллические сланцы, выходы которых протягиваются узкой полосой северо-восточного простирания от устья р. Танчи к верхнему течению р. Иван. Небольшие ксенолиты этих пород наблюдаются также на водоразделе рек Намчи и Дегделегляк среди раннемеловых гранитоидов.

Кристаллические сланцы и гнейсы интенсивно мигматизированы и иногда целиком превращены в мигматиты, особенно на правобережье Танчи и в мелких ксенолитах на левобережье Ивана и Намчи. Эта мигматизация ни в коей мере не связана с мезозойскими гранитами, так как характер их воздействия на вмещающие породы совсем иной. Кроме того, в верховьях Танчи (лист 0-53-ХХХ, Ставцев, 1963б) наблюдались рваные контакты гранитоидов раннемелового возраста с мигматитами.

С палеозойскими отложениями описываемые образования повсеместно имеют только тектонический контакт. В береговых обрывах р.Ланчи метаморфические породы имеют монокинальное залегание с крутыми (70-80°) углами падения на северо-запад. Нижняя часть протерозоя вскрывается по левому берегу р.Ланчи, где (снизу вверх) обнажаются:

1. Амфибол-плагиоклазовые мезокраповые кристаллические сланцы, обладающие грубополиосчатой текстурой, обусловленной чередованием различно обогащенных амфиболом погос 100 м
 2. Амфиоловые гнейсы, иногда митматизированные 30 "
 3. Переслаивание амфиоловых кристаллических сланцев (5 м) и биотитовых лейкократовых тонкопородчатых гнейсов розового цвета (12-15 м) 50 "
 4. Биотит-амфиоловые тонкопородчатые розовато-серые, розовые гнейсы, послыбно митматизированные и нередко переходящие в митматиты. Степень митматизации уменьшается к верхней части 30 "
 5. Розовато-серые амфибол-биотитовые митматиты 25 "
 6. Желтовато-розовые биотитовые грубопородчатые (5 см) митматиты 70 "
 7. Биотит-амфиоловые гнейсы неравномерно митматизированные 10 "
 8. Амфиоловые кристаллические сланцы, послыбно пронизанные прожилками (1-2 см) белого кварц-полевошпатового материала 10 "
 9. Биотитовые розовато-серые тонкопородчатые гнейсы 30 "
 10. Амфиоловые гнейсы 20 "
 11. Амфибол-биотитовые розовато-серые тонкопородчатые гнейсы, часто митматизированные 200 "
 12. Амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, рассеянные редкими послыбными прожилками кварц-полевошпатового состава 200 "
- Суммарная мощность этих образований в приведенном разрезе составляет около 700 м.

Предположительно более высокая часть разреза наблюдается по правому берегу р.Ланчи. Здесь она имеет тот же состав, однако в ней большую роль приобретают митматиты. Мощность ее, по-видимому, не менее 1000 м. Общая видимость макроматриальная мощность составляет более 1700 м.

Амфиоловые кристаллические сланцы представляют собой мелко- и среднекристаллические (0,05-0,5-0,7 мм) породы немато-транслобастовой структуры, состоящие из незначительного андезина № 35-40 (70%) и ярко-зеленой роговой обманки (30%), часто с прожилками. Из акцессорных минералов встречается сфен.

Амфибол- и биотит-амфиоловые гнейсы, как правило, обладают более крупнозернистым (1-2 мм) сложением и более четко выраженной полиосчатостью. В их состав входят, наряду с амфиболом (10-15%) и олигоклазом № 28-30 (50%), биотит (10-15%), кварц (20%). Биотитовые гнейсы состоят из ксилового (№ 20-25) платиклаза (40%), кагивевого полевого шпата (10%), биотита (10-15%), кварца (30%).

Структура пород немато- и лепидогранобластовая. В митматизированных разностях и митматитах^{х/} увеличивается количество микроклина (до 40%) с четко выраженной решеткой, повдвигаются разнообразные акцессорные минералы, представляющие ортисом, апатитом, цирколитом, монацитом. Полюсчатая текстура в митматитах слабо выражена. Темноцветные минералы (биотит) образуют кучные плоскопараллельные скопления. Вторичные изменения во всех описанных выше разностях проявлены очень слабо. Платиклаз лишь изредка слегка серпичитизирован, микроклин совершенно не изменен, роговая обманка и биотит подвергнутся частичной хлоритизации (особенно в митматизированных разностях).

Описанные породы аналогичны протерозойским образованиям бассейна р.Ратомли (лист 0-53-XXIX), где последние перекрываются осадочными отложениями среднего протерозоя и где их абсолютный возраст составляет 1960-2100 млн. лет (Станцев, Алексеев и др., 1962д). В соответствии со сводной легендой Приокской серии для них принимается условно ранне-среднепротерозойский возраст. Следует отметить, что авторами настоящей записки высказывалось предположение о том, что расчлененные породы имеют более молодой возраст, являясь эндоконтатными образованиями интрузий углоского комплекса.

^{х/} Митматиты весьма тесно связаны с кристаллическими сланцами и поэтому описаны в разделе "Стратиграфия".

ПАЛЕОЗОЙ

ОРДОВИЖСКАЯ СИСТЕМА

Нижний — средний отделы (?)

Начинская свита ($0_{1-2}^{?} n^1$). Карбонатные отложения начинской свиты ^{X/} подытожены незначительным распространением на северном побережье Алдомского залива (при устье р. Ук) и на правобережье р. Алдома (между реками Уайкан и Мотту). Не выходы почти повсеместно ограничены разрывными нарушениями. Напротив устья р. Танчи между начинской свитой и алдомской свитой верхнего ордовика на геологической карте показан условно стратиграфический контакт; однако не исключена возможность, что и здесь указанные отложения соприкасаются по разлому. Наиболее полный разрез начинской свиты наблюдается в тектоническом блоке на северном побережье Алдомского залива, где восточнее устья р. Ук в скальных береговых обрывах обнажаются (снизу вверх):

1. Битуминозные известняки и доломиты

темно-серые, слоистые (слои от 0,1 до 1 м), сильно перекристаллизованные и изредка скарнированные. Иногда встречаются маломощные прослои синтетельных брекчий, а вверху — прослой серых и светло-серых известняков. Характерно обилие тонких секущих и пологих прожилков белого кальцита. Местами отмечаются сильная плывчатость. Витмавая мощность 400 м

2. Известняки темно-серые и черные, сходные с вышеописанными, содержат маломощные (до 1 м) прослой глинистых известняков 400 "

Выше лежащие горизонты начинской свиты наблюдаются в обрывах 20-метровой морской пологий террасы на меридиональном участке берега к югу от устья р. Ук.

Лам на описанных выше слоях заделают:

3. Известняки битуминозные, темные, с прослоями до 0,5 м черных, часто листоватых глинистых сланцев, местами пережатых в отдельные линзы. Известняки рассеяны многочисленными прожилками белого кальцита . . . 150-200 м

X/ Литологические особенности карбонатной толщи, описанной под названием "начинская свита", аналогичны верхнепротерозойским (синийским) породам, развитым восточнее. — Прим. ред.

Общая витмавая мощность начинской свиты около 1000 м.

Положение начинской свиты в общем стратиграфическом разрезе района не вполне ясно, органических остатков в ней не найдено, а с фаунистически охарактеризованной алдомской свитой верхнего ордовика она контактирует по разлому. Более низкое стратиграфическое положение начинской свиты по сравнению с алдомской определяется на том основании, что в соседнем с юга районе (окрестности пос. Лантарь, Алянский полуостров) она перекрывается главным и асимптальными несогласием силурийскими отложениями (Гольденберг и др., 1961ф, 1963ф), которые уже в пределах описываемой площади совмещены с подстатальным верхний силур ордовика (алдомская свита) образуют единый структурный этаж.

Нижняя возрасная граница для начинской свиты не установлена. Поэтому ранне-среднеордовикский возраст описываемых отложений принимается условно, поскольку они залегают ниже отложений с фауной верхнего ордовика и в связи с тем, что в близлежащих районах Монголо-Охотской складчатой области более древних отложений не описывалось. При этом, однако, не исключается и более древний — кембрийский или верхнепротерозойский возраст начинской свиты.

Верхний отдел

Алдомская свита (0_{3}^{al}) развита по обшам бортам долины р. Алдома, откуда она протыпывается вдоль побережья Охотского моря до устья р. Уйкан, перебекая в нижнем и среднем течении реки Болтыкан и Ук. Породы алдомской свиты смтыя в широкие линейные складки и обладают пологими ($15-25^{\circ}$) и средними (до 60°) углами падения.

Алдомская свита представлена разнообразными карбонатно-терригенными породами; в нижней части преобладают известняки, артылиты и углисто-глинистые сланцы, в средней — наряду с известняками и артылитами появляются песчанки и алевролиты, в верхней — основная роль принадлежит известнякам и известковистым песчанникам.

Наиболее низкие горизонты алдомской свиты наблюдаются на северном берегу Алдомского залива, к западу от устья р. Ук. Аталыки. В береговых обрывах обнажаются (снизу вверх):

1. Песчанистые известняки серого цвета, содержащие редкие прослои черных сланцеватых артылитов мощностью 3-20 см. Кверху количество и мощность артылитовых прослоев несколько увеличивается. Витмавая мощность . . . 28 м

2. Серые тонкоослистые мергели 12 м

3. Трубое (через 2-6 м) переслаивание зелено-ваго-серых известковых артиллитов и темно-серых тонкоослистых известняков. В самых верхних наблюдаются прослойки мощностью по 0,7 м яркочерносерых серых артиллитов и белых известняков, чередующихся между собой через 3-5 см 19 "

4. Серые тонкопослойчатые артиллиты 10 "

5. Зеленые артиллиты с пачками, мощность 20-30 см, тонко (через 1-3 см) переслаиваются белых известняков и зеленых артиллитов 12 "

6. Черные артиллиты, в нижней части с прослоями мощностью 10-20 см темно-серого известняка 170 "

7. Зеленоваго-серые массивные артиллиты, в верхней части с 10-сантиметровыми прослоями серого известняка и черного глинистого сланца 25 "

8. Черные углисто-глинистые и глинистые сланцы с прослоями темно-серых известняков, количество которых увеличивается кверху 40 "

9. Черные известняки, в верхней части с прослоями глинистых сланцев. Видимая мощность 7 "

Общая мощность 323 м.

Породы более высоких горизонтов алдомской свиты обнажены в скальных обрывах северного берега Алдомского залива восточнее устья руч. Агалакит. Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Серые известковистые песчаники, в верхней части с прослоем мощностью 0,5 м зеленых и черных артиллитов. Видимая мощность 60 м

2. Серые известковистые песчаники, кверху постепенно сменяющиеся зелеными известковистыми артиллитами. В основании отмечаются равномерные (через 10-60 см) переслаивание песчаников и артиллитов 50 "

3. Темно-серые артиллиты с тремя прослоями серых кварцитовидных песчаников, в средней части мощность около 1 м (два прослоя), в верхних - 3,5 м. В верхнем прослое песчаники перемежаются с глинистыми сланцами, образующими 10-20-сантиметровые прослояки 147 "

4. Черные, изредка зеленоватые артиллиты, в верхних горизонтах (6 м) сменяющиеся серыми, содержащими два прослоя кварцитовидных песчаников мощностью по 0,5 м 106 "

5. Темно-серые, изредка светло-серые артиллиты с тонкими (2-5 см) прослоями светлого известняка, прорубочными к нижней части, и темно-серого доломита, расположенными в верхней части (5 м) 22 м

6. Тонкое переслаивание (0,3-1 см) зеленых тонкопослойчатых артиллитов и белых доломитов с прослоем черного известняка (10-15 см) 7,6 "

7. Серые артиллиты с прослоями темного доломита (1-40 см) 10 "

8. Слои, аналогичный слою 6 1,5 "

9. Черные артиллиты, кверху сменяющиеся тонкопослойчатыми серыми с зеленым и желтым оттенком 25 "

10. Темно-серые сланцеватые артиллиты, в нижней части с линзовидными прослоями (до 60 см) серых и темно-серых кварцитовидных песчаников 80 "

11. Серые кварцитовидные песчаники 8 "

12. Серые и темно-серые артиллиты, в верхней части тонко (через 1 см) переслаиваются с серыми доломитами. В нижней части последние присутствуют в редких прослоях мощностью 1-2 м 120 "

13. Серые битуминозные доломиты в переслаивании с артиллитами, внизу - через 0,5-1,2 м, вверху - в более тонком (от 3 до 30 см) 6 "

14. Тонкопослойчатые глинистые доломиты 25 "

15. Серые кварцитовидные песчаники, в низах с частыми прослоями мощностью до 10 см глинистых сланцев 11 "

16. Темно-серые и серые битуминозные доломиты, массивные внизу, выше - тонкопослойчатые 15 "

17. Трубое (через 3-8 м) чередование светлых известняков с прослоями глинистых сланцев и темно-серых известняков 23 "

18. Темно-серые известняки 20 "

19. Серые мергели, внизу с прослоями черных глинистых сланцев и светлых известняков. Видимая мощность 3 м. Общая мощность 740 м.

Самые верхние горизонты алдомской свиты лучше всего обнажены в среднем течении р. Ук, которая пересекает их вкрест простирания. Выдержанное северо-западное падение пород под углом 40-60° и наличие большого количества коренных выходов позволяют составить здесь непрерывный разрез (снизу вверх):

1. Кварцитоидные и известковистые кварцевые песчаники, в нижней части с прослоями зеленых и фиолетовых аргиллитов и серых известняков. Визуальная мощность	150 м
2. Серые известняки	20 "
3. Фиолетовые глинистые алевролиты, кварцу переходящие в аргиллиты; в средней части — прослой зеленых аргиллитов, в верхней — многочисленные прослой фиолетовых известняков	200 "
4. Темные известняки с мелкими (3-4 см) округлыми обособленными розового и белого кальцита. В нижней части отмечаются прослой мергелей и глинистых известняков мощностью до 1 м, содержащие раковины <i>Dinorthis</i> (?) sp., <i>Platystrophia</i> sp. (сборы А.А.Безра, 1961 г. и В.И.Толдыденберга, 1963 г.; определение Н.В.Литвинович	около 40 "
5. Глинистые известняки желто-серого цвета	85 "
6. Брекчиевидные и массивные известняки серо-го цвета, в верхах переслаивающиеся с желтовато-серыми глинистыми известняками	80 "
В аналогичных известняках, обнажающихся на левом берегу р.Алтома, в 3 км ниже устья р.Иван, В.И.Толдыденбергом в 1963 г. была собрана фауна брахиопод <i>Мономерелла</i> sp., <i>Platystrophia</i> sp., <i>Ревидометорума</i> sp., <i>Сусресселла cf. sordida</i> (Hall) (определение Н.В.Литвинович)	
7. Фиолетовые известковистые аргиллиты	85 "
8. Зеленовато-серые известковистые аргиллиты и алевролиты, в верхней части с тонкими (1-4 см) и частыми прослоями зеленых мергелей и розовых известняков	25 "
9. Глинистые алевролитистые известняки серого и темно-серого цвета, в низах с прослоями черных аргиллитов мощностью до 50 см, в средней части — серых мергелей мощностью 1-5 м. Мергели и глинистые известняки содержат раковины <i>Lingula</i> sp. (определение Н.В.Литвинович)	165 "
10. Зеленовато-серые известковистые аргиллиты	40 "
II. Глинистые известняки зеленовато-серого цвета с прослоями известковистых расчленованных ар-тиллитов	140 "

12. Фиолетовые глинистые алевролиты, в низах с прослоем серых глинистых известняков 200 м

Далее — на 90 м по мощности — задержано. Судя по отдельным вышкам, этот интервал представлял также фиолетовыми алевролитами. Выше залегают базальные конгломераты верхнего силура.

Общая мощность верхней части алдомской свиты 1320 м.

Разрез средней части алдомской свиты почти непосредственно настраивает разрез ее нижней части. В увязке верхней части разреза со средней имеется пробел (100-150 м по мощности задержано). Следовательно, общую визуальную мощность алдомской свиты можно определить примерно в 2500 м.

Возраст описанных отложений установлен на основании присутствия в них брахиопод *Мономерелла* sp., *Сусресселла cf. sordida* (Hall), характерных, по заключению Н.В.Литвинович, для позднего ордовика.

Н и ж и й о т д е л

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Ландоверийский ярус (S₁ln)

Ярходы ландоверийского яруса встречаются в единственном участке на берегу Охотского моря, в 2 км северо-восточнее устья р.Улкан, в обширном овраге и рифах, выступающих из-под воды во время отливов. Они сложены небольшой по площади тектонический блок, в пределах которого наблюдается моноклиналиное падение пород к северу под углом 65°.

Ландоверийские отложения представляются темно-серыми глинистыми известняками и черными аргиллитами, переслаивающимися между собой через 10-20 см и изредка через 1-2 м. Визуальная мощность около 200-250 м.

Глинистые известняки содержат раковины брахиопод, среди которых, по устному сообщению сотрудника ГИН АН СССР Г.Г.Королева, обрешающего фауну, *A.C.Rozman* определены *Maldacella ex gr. turguvenensis* Nikif., *Samarotrochidae* (род неопределенный). Типичная форма первого вида является руковолапшей для ландоверийского яруса.

Дудловский ярус^{Х/} (S₂1d)

Дудловский ярус, представляющий в основном глинистыми известняками, выходит на поверхность на левобережье р.Алдома по обоим берегам р.Танчи и в верховьях р.Болтыкан, откуда протягивается узкой 1,5-километровой полосой на северо-восток, пересекая верховья рек Ук и Вийдикит. Небольшие выходы дудловских отложений располагаются, кроме того, на правобережье р.Алдомы, к востоку от одноименного поселка, и в тектоническом блоке на берегу моря к югу от г.Ужасюкья. Дудловский ярус повсеместно залегает на орловских отложениях, перекрывая их с размахом без видимого углового несогласия; пороги имеют северо-западное и изредка западное падение под углами 65-75°. Стренине дудловского яруса наиболее отчетливо наблюдается благодаря почти сплошной обнаженности и отсутствию контактового метаморфизма в верховьях р.Ук. Здесь обнажаются (снизу вверх):

1. Конгломераты разнопородные, состоящие из хорошо окатанной гальки размером от 1-3 до 8-10 см, цементированной известковистыми мелкозернистыми кварцевыми песчанком серого цвета с бурым железистым "кряпом". Вверху конгломераты содержат прослой песчаника. В гальке преобладают кварцевые песчаники (70-80%), известняки и доломиты (25-15%); изредка встречаются жильный кварц, кварцит, диоразит, рассланцованные розовые граниты 70 м
 2. Светло-серые известковистые песчаники 10 "
 3. Темно-серые известняки с раковинами
- Samarotoechia sagana* (Varr.) 5-6"
- Здесь и ниже оборы фауны из дудловских отложений принадлежат В.И.Гольденбергу и А.А.Безру (1961ф), определение брахиопод Н.В.Литвинович, рудоз - М.М.Смегловской и гадулят - Т.Т.Шарковой.
4. Задерновано 40 м

Х/ Дудловский ярус понимается в старом его значении и в этом случае отвечает верхнему складу. - Прим.авт.

5. Серые глинистые известняки с прослоями зеленых мергелей мощность 1,5-6 м. В мергелях нижнего 1,5-метрового прослоя содержится раковины

Samarotoechia sagana (Varr.) и неопределенные кораллы . . . 100 м

6. Тонкоослюстие, реже массивные алевролитистые известняки. В средней части массивные разности содержат колонии табулят *Favosites humilis Sok.*, *Squameofavosites telortalgensis Sakh.*, *Heliolites ex gr. interstitialis* (L.), *Taxorota sp.*, *Stylingorota sp.*, *Plasmorota sp.* 45 "

7. Углисто-известковистые артилиты с прослоями темного известняка мощностью до 1,8 м, верхние из которых содержат фауну табулят аналогичную указанной в слое 6. В основании отмечается маломощный (0,6 м) прослой зеленых брекчиевидных мергелей 25 м

8. Тонкоослюстие темные известковистые артилиты, в нижней части (25 м) в тонком переслаивании с глинистыми известняками 53 "

9. Серые и темно-серые мергели и глинистые известняки с прослоем мощностью 1,5 м коралловых алевролитовых известняков в основании 14 "

10. Тонкоослюстие глинистые известняки серого цвета (25 м), кварцу сменяющиеся массивными алевролитовыми известняками 65 "

11. Серые тонкоплитчатые известняки 18 "

12. Серые алевролитистые известняки, в верхней части с редкими прослоями глинистых известняков мощностью до 50-60 см. В верхах нижней трети слоя отмечаются рудозы *Stortorullum aff. simplex Winkl.*, *Enteloruullum cf. utaliscum* и колонии табулят *Favosites Gotlandicus Lem. var. kuklini Tchern.* 80 "

13. Темно-серые массивные известняки, в верхней части с маломощными (30-40 см) прослоями коралловых известняков 15 "

14. Задерновано 40 "

15. Черные углисто-глинистые известковистые сланцы, кварцу сменяющиеся серыми известково-глинистыми кровельными сланцами 28 "

16. Тонкопереслаивающиеся средне- и мелкозернистые песчанковистые известняки 40 "

17. Алевритистые известняки желтовато-серого цвета, сверху сменяющиеся серыми мелко-, среднезернистыми известковистыми песчаниками 20 м

18. Глинистые известняки с раковинами *Protobugis cf. praescitor Kozl.*, в нижней части с прослоями коралловых известняков 21 "

19. Темно-серые битуминозные известняки с редкими прослоями глинистых известняков мощностью до 1 м. Битуминозные известняки содержат многочисленные раковины брахиопод *Isothis sp.*, *Atrypa reticularis L.*, *Strophomenella aff. rotulosa Stenl.*, *Strophodontia (?) belajewi Boris.*, *Retzheimus cf. oblongus Sow.*, *Dalmanella sp.*. Видимая мощность 10 "

Далее - 300 м по мощности - вплоть до контакта с перекрытыми известняками отложениями - задерживано.

Таким образом, общая мощность лудловского яруса (с учетом задерживанной части) составляет 1000 м.

Лудловский возраст описанных отложений определяется благодаря присутствию в них такти типичных представителей фауны лудловского века как *Samarotoechia saepens (Vagr.)*, *Favosites humilis Sok.*, *Squamelavosites schotterlangensis Shekl.*, *Strophulium aff. simplex Wldk.*

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские карбонатно-терригенные отложения, представленные известняками, френским, фаменскими ярусами, с разрывом, но без улловского и азимутального несогласия залегают на верхнесилурийских образований. Их выходы протыгиваются узкой прерывистой полосой от низовьев рек Ланчи и Иван по левобережью Алдома через верховья р. Ук к устью Улана.

С р е д н и й о т д е л
Живецкий ярус (*D₂sv*)

Отложения живецкого яруса представляются известковистыми песчаниками, известняками и конгломератами. Наиболее полный, охарактеризованный фауной, его разрез можно проследить в верховьях р. Ук и в низовьях р. Ланчи (2,5 км выше устья). В других участках наблюдаются фрагментарные выходы описываемых отложе-

ний (реки Волчинкан, Библякит, Улкан).

Ниже упоминается разрез живецкого яруса (снизу вверх), составленный на р. Ук и дополненный частично на р. Ланчи.

1. Конгломераты среднегалечные (на р. Ланчи), разноталечные и валунные с прослоями и линзами известковистых полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников мощностью до 25 см (на р. Ук). Талька и валуны размером до 30 см, хорошо окатанные и имеющие обычно угловатую форму, сцементированы песчаником. Окалтыш представлены кварцитовидными мелко- и среднезернистыми песчаниками (90%) различной окраски - от темно-серой до белой и розовой. Меньшими развитием пользуется талька доломитов серого и темно-серого цвета (7%), дюрит-порфиритов, мелкозернистых гранитов и черных кремнистых (шмоновских) пород (3%). На р. Ук в нижних горизонтах отмечается преобладание валунных разностей, в верхних - средние- и мелкогалечных, орды которых валунные и крупногалечные конгломераты образуют отдельные прослои. На р. Ланчи переход к вышележащим известковистым песчаникам осуществляется путем равномерного (через 2 м) переопределения конгломератов и песчаников 10 м

2. Серые известковистые песчаники с двумя прослоями мелкосернистого известняка мощностью до 10 см. Известняки содержат многочисленные раковины брахиопод - *Striella heterosulca Delg.*, *Atrypa bifidaefornis Schern.*, *Surdula sp.*, *Tetradymus sp.*, *Leptaena sp.*, *Atrypa* (типа *uralica Mal.*), (соборы А.А. Веера и В.И. Гольденберга, 1961 г., определение Н.В. Литвинович), а также неопределенные единичные трилобиты и криноиды. Видимая мощность 10 "

3. Задерживано 35 "

4. Известковистые, преимущественно кварцевые, мелкозернистые песчаники светло-серого цвета, в нижней части с прослоем мощностью до 0,5 м песчанистого ракушечного известняка (раковины брахиопод неопределены) 100 "

5. Светло-серые полимиктовые мелкозернистые песчаники с тонкой параллельной слоистостью 65 "

6. Серые массивные известковистые песчаники, содержавшие в кровле 8-сантиметровый прослой известняка державшие в кровле брахиопод плохой сохранности 24 "

7. Известковистые песчаники, аналогичные описанным в слое 6, в средней части содержащие колоники табулат *Favosites javanensis Sok.*, *Thamnopoia alta (Schern.)*, *Rachyfavosites sp.* и рудозы *Hellorbulium halli Edw.*

Name (сборы А.А.Безра и В.И.Гольденберга, определе-
ние Г.Т.Шарковой и М.М.Смегловой) 12 м

8. Трубое переслаивание (через 2-5 м) желто-
ваго-серых известковистых песчаников и литовало-
серых тонко расчленованных аргиллитов. На р.Танчи
эта пачка перекрывается базальтным конгломератом фран-
ского яруса около 19 "

Общая мощность разреза 275 м.

По заключению Г.Т.Шарковой и М.М.Смегловой, возраст от-
ложений, вмещающих указанные выше кораллы, определяется вполне
однозначно как живецкий. Состав брахиоподового комплекса, по
мнению Н.В.Литвинович, не противоречит этому заключению.

В е р х н и й о т д е л

Франский ярус (D₃Fr)

Отложения франского яруса, представляющие известковистыми
песчаниками, глинистыми известняками, аргиллитами и конгломера-
тами, повсеместно залегают на живецких без видимого углового
несогласия, но с разрывом, который, возможно, имеет местное зна-
чение. Разрез этих отложений наблюдается в верховьях р.Ук и в
нижнем течении р.Танчи. В обоих участках франский ярус имеет
сходное строение и почти одинаковую мощность. Угачное сочетание
необязательных частей разреза по р.Ук с обязательными по р.Танчи и
наоборот позволяет составить почти непрерывный оводный разрез
франских отложений, охарактеризованных в нижней части фауной с
р.Танчи, а в верхней — фауной с р.Ук (снизу вверх):

1. Конгломераты крупноталечные с валунами размером
до 20 см, состоящие из гальки кварцитоидных песчаников
и реже известняков и диабазов, сложенных известными песча-
нистым известняком с примесью травиных зерен. Размер
гальки несколько увеличивается кверху. В верхней части
отмечается прослой мощности 3 м полимитовых извест-
ковистых песчаников 25 м

2. Задерновано 15 "

3. Зелёные глинистые тонкопослойные пелитоморф-
ные известняки с примесью алевролитовых частей 10 "

4. Известковистые песчаники с прослоями конгло-
мератов, в средней части — крупноталечных и мелкогалун-
ных (мощность 8 м), в верхах — мелкогалечных (мощность
2,5 м) 70 "

Эти слои в разрезе р.Ук соответствует 80-метровой пач-
ке известковистых песчаников, которые в верхах нижней трети
(8 м) переслаиваются с аргиллитами.

5. Пачка аргиллитов с прослоями известняков 58 м
В верхней половине встречается фауна кораллов *Tarbulorhynchus*
cf. pseudosocialis *Sohlk.*, *Sphaerostrophulus elongatus* *Sohlk.*,
Tarbulorhynchus gorskyi (*Valg.*) (сборы В.И.Гольденберга, 1961 г.,
определение М.М.Смегловой) и неопределённые формы брахиопод.
В самых верхах в аргиллитах отмечаются *Microvirgifer valinensis*
var. sigmatoides (*Valg.*), *M. cf. alveus* *Khalif.*, *Hurostrophidina* *sp.*,
Atrypa ex gr. utralis *Kal.* (сборы В.И.Гольденберга, определение
Н.В.Литвинович).

Описанной пачке соответствует в разрезе на р.Ук 60-метро-
вая пачка переслаивающихся между собой аргиллитов и известкови-
стых песчаников.

6. Пачка алевролитовых известняков с прослоями
алевролитов и аргиллитов. В нижней части отмечаются
редкие колонии *Stavialveolites dombrachevi*
(*Sok.*), *Alveolites* *sp.*, *Scalpora* *sp.* (сборы В.И.Голь-
денберга, 1961 г., определение Г.Т.Шарковой), в верх-
ней части — раковины брахиопод *Alveolites* *sp.*,

Atrypa (*ex gr. utralis* *Kal.*) (сборы В.И.Гольденберга,
1961 г., определение Н.В.Литвинович) 40 м
Этой пачке отвечает в разрезе на р.Ук нижняя половина

70-метровой (мощность видима) пачки тонкослоистых (0,5-1,5 см)
алевролитовых и глинистых известняков и аргиллитов. В самом низу
слоя встречаются коорослоистые разновидности алевролитовых известняков
со склепнистыми ширита и отпечатками следов неопределённых распе-
ний на поверхности напластования. В верхней половине наблюдаются
сы прослой известковистых песчаников мощностью до 10 см.

По всей вероятности, к пачкам 5 и 6 танчинского разреза
относятся и сборы фауны 1946 г. Г.Т.Кайгородцева, среди кото-
рой А.Ф.Ермиловой были определены *Striatopora* ? *sp.*, *Stadoro-*
cf. verticillata *M. Souf.*, *Favosites* *cf. cristatus* *Blum.*, *Suat-*
horhynchus *sp.*, *Samborhynchus* *sp.*

Более высокие горизонты франского яруса на р.Танчи задер-
нованы, но в верховьях р.Ук тонкослоистые известняки 70-метро-
вой пачки перекрыты:

7. Пачкой серых известковистых песчаников и
тонкослоистых темных аргиллитов и глинистых известня-
ков, наплаившихся в переслаивании — в нижней части (16 м) —

через 10-30 см, выше (8 м) — через 1-5 см, в средней и верхней частях (39 м) — через 1-30 см 63 м

8. Серые массивные известковистые песчаники, в основном с редкой талькой и валунами (размером до 15 см) кварца, кварцитоидного песчаника, артилита и диабазы. Талька и валуны уплощенной формы, обдают совершенной окатанностью и наклонены к плоскости под углом 10-15°. Пласти песчаников с окатшими имеет мощность от 1 до 75"

9. Пачка переслаивавшихся известковистых массивных песчаников и тонкослоистых алевролитских и глинистых известняков. Мощность пластов песчаника колеблется от 3 до 6 м, известняков — от 0,3 до 2,5 м 60"

10. Пачка тонкопереслаивающихся серых массивных алевролитских и тонкослоистых глинистых известняков. В интервале между 10-ым и 15-ым метрами, считая от основной пачки, обнаружена богатая фауна брахиопод и неопределимых кораллов и криноидей. Среди брахиопод Н.В.Литвинович определен *Sphindocera sphindocostata* Hall, *Aulacella* cf. *interlineata* (Sow.), *A. cf. tioga* (Hall), *Strophodontia orientalis* Jan. et Modz., *Athyrida athyridoides* Eaton, *Macrospirifer* ? ex gr. *all. Nai.*, *Athyra* sp. Встречен трилобит *Rhacors* sp. около 90"

Сходный разрез двух последних пачек (9 и 10) наблюдается также и на р.Ланчи после 20-метрового перепада из-за отсутствия обнажений. Там известковистые песчаники и алевролитские известняки пачки 10 перекрываются конгломератами фаменского (?) яруса. Общая мощность фаменского яруса 600 м.

Собранный из нижней части описанных отложений фауна рудоз, табулит и брахиопод свидетельствует, по заключению М.М.Семловова, Г.Т.Щарковой и Н.В.Литвинович, о фаменском возрасте. Присутствие здесь *Macrospirifer waldenalis* var. *insularioides* (Zsop.), *Hyroturrida* sp. указывает на нижнюю часть фаменского яруса. В составе собранной из верхней части этих отложений брахиоподной фауны фаменского яруса имеются формы, указывающие на самые его верхи. Таким образом, комплекс фауны позволяет считать, что объем описанных отложений, по-видимому, отвечает полному объему фаменского яруса.

Фаменский (?) ярус (Д₃г₂?)

Фаменские отложения, представляющие кварцитоидный, известковистый и полимиктовый песчаниками, алевролитами, известняками и конгломератами, согласно перекрывают породы фаменского яруса.

На левом берегу р.Ланчи в разрезе фаменских отложений обнажались (снизу вверх):

1. Конгломераты мелко-среднегалечные, состоящие из хорошо окатанной тальки кварцитоидных песчаников, сцементированной среднезернистым известковистым песчанником 30 м.
 2. Массивные темные кварцитоидные песчаники 100 "
 3. Тонкослоистые черные алевролиты и артилиты 15 "
 4. Среднезернистые полимиктовые песчаники серо-зеленого цвета, содержащие редкую тальку кварцитоидных песчаников с прослоями мощностью 0,5-0,7 м мелкогалечных конгломератов в основании и выше 12,5 "
 5. Мелкогалечные конгломераты 15 "
 6. Известковистые песчаники с редкими прослоями тонкоплитчатых алевролитов 25 "
 7. Мелко- и среднегалечные конгломераты 7-10 "
 8. Полосчатые известковистые алевролиты и алевролитские известняки, в нижней части с редкими одиночными кораллами плохой сохранности. Видимая мощность 75 "
- Верхние горизонты фаменского яруса на р.Ланчи пробраны трилоитами, а в верховьях р.Болгачинкан скрыты под вулканогенными образованиями джелгонской свиты.
- Общая, видимая в приведенном разрезе мощность фаменского яруса составляет 280 м. Несколько восточнее, в верховьях р.Болгачинкан, видимая мощность составляет 600 м.
- Фаменский возраст описанных пород устанавливается в некоторой мере условно по положению их в общем непрерывном разрезе среднего и верхнего девона — выше верхов фаменского яруса. Вероятность такого предположения подтверждается также наличием в соседнем районе (окрестности пос.Ан) в литологически сходных отложениях фауны низов фаменского яруса.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КРАСНОЙ СИСТЕМЫ И НИЖНИЙ ОТДЕЛ
МЕШОВОЙ СИСТЕМЫ

Д ж е л о н с к а я с в я т а . Выходы вулканогенных пород Джелонской свиты протягиваются широкой полосой (10-15 км) от бассейнов рек Оторудьях, Бидьякит, Иркани вдоль берега моря к бассейну р. Улкан. Породы Джелонской свиты со стратиграфическим первьвом перекрывают образование верхнего девона. Они в значительной мере метаморфизованы благодаря воздействию на них более молодых гранитоидных интрузий. В пределах описываемого района по литологическим признакам Джелонская свита разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита Джелонской свиты (*Дж-Ст₁ d₁ 1*) развита в низовьях р. Улкан и на морском побережье к северу от его устья. Она представлена андезитовыми туфами с подчиненным количеством слоистых туфитов, туфогенно-осадочных и кремнистых пород и андезитов. В морских обрывах, в 1,5 км к северу от устья Улкана, без углового несогласия, но со стратиграфическим первьвом на песчаных феминского яруса залегает (снизу вверх):

1. Пачка андезитовых туфов, лиловых, зеленых, маевых и грубоосложных. В нижней части (около 200 м) преобладают среднеобломочные туфы, иногда с бомбами (10-15 см) андезитов, в верхней (500 м) - мелкообломочные, с редкими прослоями андезитов и кремнистых артефитов 700 м
 2. Пачка мелкообломочных равномерносложных туфов и туфитов андезитового состава, темно-серых, лиловых и зеленых, с маломощными прослоями вишневого и светло-зеленого кремнистых артефитов и туфогенных песчаников 100 "
 3. Пачка крупнообломочных туфов и вулканитических фрекций среднего состава с прослоем (до 1 м) микро-слоистых вишневых кремнистых артефитов и редкими прослоями темно-серых и лиловых платнокладовых андезитов 400 "
- По р. Улкан нижняя пачка становится более мелкообломочной, отличая от средней исчезают и увеличиваются количество прослоев кремнистых артефитов, туфитов и туфогенных песчаников (от 2,5 до 30 м). В 3 км к северо-востоку от устья Улкана в верхней пачке появляется большое количество линз мндалекаменных андезитов. В 5 км к юго-западу от торы Улканской переход

от средней к верхней пачке становится постепенным, благодаря переслаиванию мелкообломочных равномерносложных и крупнообломочных массивных туфов андезитов. В средней пачке появляются туфиты с горизонтальной и косой слоистостью и туфогенные алевролиты с жалваками светло-зеленого микрозернистого известняка. Мощность нижней подсвиты составляет около 1200 м.

Верхняя подсвита (*Дж-Ст₁ d₁ 2*) прослеживается в бассейнах рек Оторудьях, Иркани, Нельбн, Муклочика. Она представлена туфами среднего, смешанного и кислого составов с подчиненным количеством туфитов, туфогенно-осадочных пород и вулканитических фрекций. Местами нижняя подсвита отсутствует и верхняя подсвита с угловым несогласием залегает на различных горизонтах девона и верхнего силура. В связи с большим количеством разрывов, строение верхней подсвиты устанавливается сопоставлением частей разрывов по рекам Бидьякит и Оторудьях. Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Неравномерно окрашенные андезитовые вулканитические фрекции, вверх переходящие в крупно- и среднеобломочные туфы с редкими маломощными невыдержанными прослоями мелкообломочных пологатых туфов, туфитов и туфогенных песчаников 300 м
 2. Мндалекаменные платнокладовые андезиты 20 "
 3. Кристаллокладовые туфы ридолитов зеленоватого серой окраски с редкими обломками кремней 100 "
 4. Андезитовые мелкообломочные литокластические туфы, неравномерно окрашенные в лиловые и зеленый цвет, с редкими прослоями мелко- и тонкообломочных пологатых туфитов 450 "
 5. Светло-зеленые среднеобломочные литокристаллокладовые туфы ридолитов 250 "
 6. Мелкообломочные туфы, литокристаллокладовые смешанного состава с прослоями зеленовато-серых пологатых мелкообломочных туфитов и туфогенных алевролитов 200 "
 7. Мндалекаменные платнокладовые андезиты 100 "
 8. Туфы кислого состава, среднеобломочные, с прослоями в средней части мелкогалечных туфоконгломератов 150 "
- В нижнем течении рек Бидьякит, Оторудьях, Иркани увеличивается мощность (до 1400 м) туфов кислого и смешанного составов, залегающих в основании верхней подсвиты. На левобережье Улкана и в бассейнах рек Нельба, Муклочик в основании верхней подсвиты наблюдается пачка (9 м) переслаивающихся мелко-среднегалечных туфоконгломератов, туфов и туфитов смешанного состава

ва. Здесь в верхней половине преобладают туфы средне и смешанного состава, увеличивается роль дацитов, андезитов, мелкозернистых прослоев кремнистых артезитов, часто с углистыми пропластками, богатыми растительными детритами. Мощность верхней половины изменяется от 1500 (на западе) до 1700 м (на востоке).

Н е л ь б и н с к а я г о л ц а (Уг-Ст¹ и¹) развита в верхних рек Нельба, Мукочик, Иркини, Ижари и вдоль побережья от горы Улканской до бухты Фенорова. Нельбинская гольца сложена переслаивающимися туфами и туфитами смешанного и кислого состава, туфопречаниками и артезитами с подчиненными пластами андезитовых туфов, риолитов и андезито-дацитов. Залегает вверху согласно на андезитах и их туфах верхней половины желонской свиты, близкой ей по составу, она отличается от последней присутствием большого количества тонкообломочных пологосчатых туфов и туфогенных пород, а также более тонкой слоистости.

Наиболее типичным для этих отложений является разрез на правобережье р. Улкан, составленный по развалам и коренным выходам (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся кристаллокластические стекловатые темно-серые туфы кислого состава (3-5 м) и тонко-слоистые туфогенные алевролиты и кремнисто-глинистые порош (20-35 м) 200 м
2. Светло-серые туфы смешанного состава, неравномерно насыщенные обломками пород и кристаллов, иногда с кварцем, с редкими прослоями туфитов 150 "
3. Светло-зеленые литокристаллокластические туфы кислого состава с прослоями (5-10 м) тонкопологосчатых туфогенных алевролитов 180 "
4. Светло-зеленые кристаллокластические туфы кислого состава 100-120 "
5. Грубообломочные литокластические туфы андезитов с редкими прослоями (0,5-0,7 м) мелкообломочных пологосчатых туфитов 120-150 "
6. Черноватые риолитовых мелко- (15-20 м) и среднеобломочных (5-7 м) туфов. Редкие прослои тонкопологосчатых туфогенных алевролитов 400 "
7. Стекловатые темно-серые кристаллокластические туфы кислого состава с единичными обломками риолитов 100 "
8. Черноватые кристаллы - (3-5 м) и литокристаллокластических (2-3 м) туфов смешанного, иногда дацитового состава. Редкие прослои кремнистых артезитов 50 "

9. Темно-серые, почти черные пологосчатые мелкообломочные туфы риолитов с прослоями черных углистых туфогенных алевролитов, видимая мощность 300 м

На левобережье р. Улкана и в бассейнах рек Нельба, Мукочик увеличивается роль туфов среднего состава, появляются покровы риолитов, дацитов, андезито-дацитов. По правому берегу р. Мукочик на андезитах верхней половины желонской свиты залегает (снизу вверх):

1. Светло-серые, местами темно-серые, мелкообломочные туфы, чередующиеся с тонкослоистыми тонкообломочными туфитами риолитов. В подчиненном количестве - углистые алевролиты Около 400 м
 2. Темные, почти черные тонкопологосчатые туфогенные алевролиты, туфиты, реже пелитовые кристаллокластические туфы кислого и отчасти смешанного состава. В подчиненном количестве темно-серые андезиты 300 "
 3. Светло-серые мелкообломочные туфы, кристаллокластические 100 "
 4. Андезито-дациты темно-серые и зеленоватые их туфы, массивные, тонкослоистые 120 "
 5. Черные и коричневатые тонкослоистые тонкообломочные туфы кислого и реже смешанного состава; туфиты и туфогенные алевролиты. В подчиненном количестве - светлые, почти белые туфы риолитов 200 "
 6. Переслаивающиеся зеленые туфы смешанного и среднего состава, лиловые и зеленые туфиты, туфогенные алевролиты. Слоистость тонкая - от долей сантиметра до 0,2-0,3 м, слабоволнистая и косяя, местами со знаками ряби и следами местных размявров 80 "
 7. Черные мелкообломочные туфы смешанного, реже кислого состава, плотные тонкослоистые туфиты и туфогенные алевролиты, черные углистые артезиты, содержащие неопределенные растительные остатки. В нижней части (25 м) - светло-серые туфы кислого состава и зеленые, часто пористые литокластические туфы среднего состава, видимая мощность 1000 "
- Мощность нельбинской гольцы составляет около 2000 м.
- Ниже преобладают краткая петрографическая характеристика пород желонской свиты и нельбинской гольцы.
- Туфы (от тонко- до крупнообломочных) и вулканические обречки среднего состава состоят из угловатых, реже округлых, плохо сортированных обломков сильно разломанных андезитов с микроли-

товой и триагошлифовой структурой основной массы (60-70%), тонко-обломочных кристаллокластических туфов (5-7%), кремнисто-серпичи-товых и хлорит-эпидиот-слюдаистых сланцев (0-2%), среднего (№ 33-35) сильно осомбритизированного платиноклаза, реже кварца и роуленг стекла. Цемент сильно разложен и состоит из агрегата хлорита, серпичита, землестого эпидиота, кремнистого вещества, гидроокислов железа, иногда кальцита.

Туфы смешанного состава, разнообломочные лито- и лито-кристаллокластические, характеризуются темно-серой и зеленовато-серой окраской и массивной текстурой. Обломки угловатые и несортированные, представлены дашитами (20-40%), андезитами, часто миндалекаменными (30-20%), риолитами (5-30%), кремнистыми породами (2-5%), платиноклазом (15-20%) среднего состава (№ 25-40) и редко кварцем (0-5%). Цемент сложного состава - раздробленный и разложенный пирокластический материал, превращенный в серпичит-хлорит-кремнистый, кальцит-хлоритовый, железистый агрегат.

Туфы киелого состава, мелко- и среднеобломочные, обладают светло-серой и светло-зеленой окраской и массивной текстурой. Они представлены литокристаллокластическими, кристаллокластическими и витрокристаллокластическими разновидностями. От описанных выше туфов они отличаются составом пирокластического материала. Обломки андезитов встречаются редко, резко преобладают риолиты, много кварца, платиноклаз представлен олигоклазом; в витрокристаллокластических разновидностях - роульчатые обломки раскристаллизованного вулканического стекла киелого состава. Цементурующая масса состоит из роульчатых пелловых частей кварца, платиноклаза, вулканического стекла, часто сильно разложившихся и превращенных в тликисто-хлоритовый и хлорит-кремнистый агрегат. Туфы-фиты мелко- и тонкообломочные, туфовенные песчанники, алевролиты и артиллиты отличаются от ассоциирующихся с ними туфов лучшей сортировкой зерен по размеру, их окатанностью и гонкослистой структурой. В тонкообломочных туфитах и туфовенных алевролитах обломки пород отсутствуют. Цементирующая масса распределена неравномерно и представлена кремнисто-хлоритовыми, глинисто-серпичит-хлоритовыми (в породах киелого и смешанного состава), железисто-хлоритовыми (среднего и смешанного состава) веществами. Во всех породах встречается карбонатный, а в туфовенных алевролитах - углесто-глинистый цемент.

Кремнистые артиллиты сложены халцедоном и тонкозернистым агрегатом разложившегося глинистого вещества, состоящим из хлорита, серпичита и рудной пыли, по которой часто развивается лейко-

ксен. Встречаются единичные мелкие (0,05 мм) обломки кварца и платиноклаза. Микроскопическия текстура обусловлена чередованием слоев со сгущением рудной пыли и бурого тликистого вещества в одних и прозрачного халцедона в других слоях.

Андезиты - темно-зеленые плотные, иногда миндалекаменные породы с вкрапленниками, которые представлены платиноклазом (№ 45-55), платиноклазом и широкосемом (глинистый авлит и реже серпентинизированный типроген), платиноклазом и зеленоватого-бурой ротовой обманкой. Размер вкрапленников - от 0,5 до 3 мм. Основная масса, состоящая из среднего платиноклаза и стекла, разложившего и замещенного хлоритом, эпидиотом, гидроокислами железа и рудными минералами, имеет микрошлифовую, триагошлифовую и плито-таксильную структуру. Из акцессорных минералов встречается сфен и апатит.

Дашиты - светло-серые и серые породы порфировой структуры. Вкрапленники (20%) представлены платиноклазом (№ 30-35), сильно серпентинизированными, реже кальцитизированными и эпидиотизированными, а также ротовой обманкой (до 5%), часто полностью замещенной хлоритом. Основная масса состоит из киелого платиноклаза (60%), кварца (20%), калиевого полевого шпата (15-20%) и имеет микрошлифовую-микрощлифовую или микрофельзитовую структуру. По основной массе часто развивается кальцит и мелкие чешуйки серпичита и хлорита.

Риолиты представляют собой порфировые породы с мелкими вкрапленниками, количество которых составляет 20-25%. Вкрапленники представлены кварцем (15-20%), часто оплывающими, с тубоками "бухтообразными заливками", платиноклазом (40-50%) киелого состава (№ 25-28), полисинтетически слюдяниковыми и серпичитизированными, калиевыми полевыми шпатами (20-25%), пелитизированными, иногда образующим простые двойники. Основная масса микрофельзитовая и фельзитовая, неравномерно раскристаллизованная, иногда фибриллазная.

По химическому составу риолиты, дашиты и андезиты близки к соответствующим породам по Р. Дэли, однако отличаются в ряде случаев непонятой степенью калием (табл. I, анализ I-4). Спектральный анализ не обнаруживает никаких особенностей в содержании элементов-примесей.

Позднеюрский-раннемеловой возраст образованных джелонской свиты и нельбинской толщи устанавливается на основании спелых данных. В бассейне р. Нельбы в туфовенных породах верхней подгруппы джелонской свиты и нельбинской толщи обнаружен комплекс спор и пыльцы (*Succisa pseudolimbata* cf. *tibirica* sp. et fl., *Ro-*

Химический состав пород Джегонской, Матейской и Немужанской свит

Таблица I

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	57,52	55,5	76,34	70,66	57,3	55,08	69,62
TiO ₂	0,62	1,18	0,35	0,50	0,91	1,14	0,45
Al ₂ O ₃	15,30	15,73	12,97	14,89	16,95	17,09	16,51
Fe ₂ O ₃	2,39	6,52	0,88	1,53	4,92	3,78	1,60
FeO	2,22	3,25	0,55	1,35	3,02	3,68	0,72
MnO	0,07	0,11	0,04	0,07	0,11	0,12	0,13
MgO	2,33	3,47	0,39	0,89	3,07	3,85	0,63
CaO	6,50	6,50	0,45	1,80	6,30	5,30	0,75
Na ₂ O	4,55	3,19	3,18	3,16	3,32	3,21	2,59
K ₂ O	1,54	0,13	3,95	1,84	2,06	3,15	5,28
SO ₃	0,01	Сл.	0,04	Сл.	0,02	Сл.	Сл.
П.п.п.	6,52	3,63	0,71	2,99	1,79	2,93	1,60
P ₂ O ₅	0,04	0,35	0,06	0,13	0,31	0,37	0,06
H ₂ O	0,10	0,17	0,07	0,20	0,28	0,32	0,32
Сумма	99,71	99,73	99,8	100,02	100,36	100,02	100,26

Числовые характеристики по А.Н.Завариному

S	70,52	68,38	75,16	73,86	68,87	66,9	76,59
a	12,31	7,70	10,97	9,40	10,71	12,23	12,89
c	4,84	3,71	0,41	2,17	6,57	5,97	2,62
b	12,48	23,32	13,57	8,52	14,07	14,90	9,7
Q	11,43	17,49	27,86	38,64	9,53	3,37	22,98
Q ₂	2,54	2,07	26,75	4,33	1,63	2,48	15,07
a'	-	-	86,95	70,63	-	-	68,91
c'	29,52	23,21	-	-	9,64	5,31	-
m'	33,72	31,71	4,35	17,46	38,07	45,90	10,13
f'	36,68	41,71	8,69	29,36	52,28	48,30	20,94
n	80,95	90,11	55,91	72,66	70,66	61,17	42,85
φ	17,75	29,28	5,21	14,28	30,45	23,18	13,51

Примечание. 1 - обр. 1013/1 - андезит; 2 - обр. 1238/7 - андезит; 3 - обр. 1108/1 - риолит; 4 - обр. 73/1 - риолит; 5 - обр. 1244 - андезит; 6 - обр. 1241-андезит; 7 - обр. 1246 - риолит.

trinitella cf. *tirica* sp. et fn., *Polivella* rotundo-reticulata sp. fn., *Quadraculina* tatrana sp. et fn., *Saeculina* var. p., *Saeculina orbiculata* tirica sp. et fn., *Saeculina var. rubea* sp. p., *Ratellina* exilis sp. fn., *Tolenttes* saevulus var. *smelferus* sp. et var. p., *Mopolitella* cretacea tirica sp., *Collinella* triangulata f. tirica sp. et fn., *Mopolitella* sp., *Saeculina orbiculata* tirica sp. et fn., *Tolenttes* var. *gela-tiona* sp. et var. p., *Tolenttes* saevulus var. *smelferus* et var. p., по заключению В.В.Скотареико, характерный для поздней кры-раннего мела. Кроме того, в туфоалевролитах Джегонской свиты, с которой соотносывается описанная выше вулканогенная толща, в бассейнах рек Ситнига (Гольденберт, 1963ф), Кабан и Джемон (Красный, 1955) найдена позднеюрская - раннемеловая фауна.

МЕТОДЫ СИСТЕМА

Нижний отдел

Ульбериканская свита (Ст₁^ч) распро-странена в верховьях рек Малтан, Уган и на правобережье р.Намчи, где она имеет пологое залегание и складат ксеногиты в раннемеловых гранитоидах. Взаимоотношений ее с более древними образованиями нигде не наблюдается. Исходя из наложенного харак-тера структур, выполненных образованиями ульбериканской и пере-крывшей ее матейской свит, в стратиграфической колонке несо-гласное залегание ульбериканской свиты на джегонской показано прешоложительно. Она сложена в той или иной мере измененными под воздействием гранитоидов андезитами и их туфами. В нижней части ульбериканской свиты преобладают темноокрашенные андезиты со сравнительно мелкими (до 2-3 мм) кристалликами андезита (№ 37-47), плохо различимыми на фоне основной массы. В верхней-андезиты со светлыми, иногда почти белыми крупными (до 4-6 мм) кристалликами более крупного плагиоклаза (№ 30-33). Основная масса в обоих случаях имеет существенно плагиоклазовый состав и микролитовую или кристаллоидальную структуру. Туфы отмечены лишь в верховьях р.Малтан в верхних частях разреза, где они представляли мелкообломочными литокристаллоидальными и литологическими разностями и складат пащу мощностью около пер-вых десятков метров. Туфы темно-серые. Обломки пород угловатой

формы, представлены различными платиноидными андезитами, кристаллокласты — андезитом. Цемент в туфах, видимо, того же состава, что и более крупные обломки; как правило, он хлоритизирован, содержит рудную пыль. Данные силикатного анализа андезитов ульбериканской свиты свидетельствуют о том, что породы по своим основным характеристикам близки к андезитовым андезитам по Р. Дали, но отличаются от них некоторым дефицитом свободной кремнезема (Q) и большим содержанием калия^X (см. табл. I, анализ 5,6). Максимальная видимость мощности свиты составляет не менее 400 м.

Раннемеловой возраст андезитов и их туфов определяется на том основании, что в 100 км к западу от описываемого района, в бассейне р. Немуйкан, в туфах аналогичной по стратиграфическому положению и петрографическому составу толши обнаружена ранне-меловая флора, скорее всего, флора неокома. (Станцев, 1962г.).

М а т е й с к а я с в и т а (*Ст. 1? тг*). Вулканиотенные образования, относящиеся к маетейской свите, слагают конюшину в кровле массива раннемеловых гранитоидов в бассейнах рек Таганах, Намти, Верхояев Матган и согласно перекрывают породы немуйканской свиты. Маетейская свита сложена в основном трахиринолитами, трахитами, дацитами, их туфами и туфоблавами очень разнообразной окраски — от светло-серой, зеленоватого-серой, лилового-розовой до почти черной и лиловой. На контакте с гранитоидами породы в значительной степени метаморфизованы. Свита имеет дуэльное строение, которое наиболее отчетливо наблюдается на водоразделе рек Намти и Таганах. В основании свиты залегает пачка однообразных светло-серых слабо раскристаллизованных тонкофидальных фельзитоподобных трахиринолитов мощностью до 100 м. Выше они довольно резко сменяются темно-серыми, почти черными или зелено-ваго-серыми туфами дацитового состава, часто с многочисленными обломками зеленоватого-серых пород и белого платиноклаза. Среди них встречаются маломощные редкие линзовидные прослои андезитов и их туфов. Мощность пачки туфов составляет около 650 м. В южном и западном направлении наблюдениях увеличивается мощность трахиринолитов до 600 м (Верхояев р. Матган); кроме того, здесь появляются линзы трахитов, их туфов и туфобла, нередка риолитов. В этом же направлении происходит замещение дацитовых туфов дацитами.

X/ Возможно, повышенное содержание калия в порфиридах джелонской свиты связано с воздействием раннемеловых гранитоидных интрузий. — Прим. авт.

тами; туфы встречаются только в виде маломощных линз. По-видимому, эти пачки не являются стратиграфически выделенными горизонтами. Суммарная максимальная видимость мощности свиты составляет около 750 м.

Трахиринолиты и трахиты имеют четко выраженный порфиризовую структуру. Многочисленные мелкие вкрапленники (1-2 мм) представляют собой кислоты платиноклазом (от 5% в трахитах до 30-40% в трахиринолитах), часто серпентинизированным; перлитизированным перлитовым калиевым полевыми шпата (только в трахитах), образующим идиоморфные таблички с оплывенными краями; мелкими листочками бурого биолита, часто опалитизированного и замещенного мусковитом. Основная масса состоит из килота (# 8-12) платиноклаза (около 60%), калиевого полевого шпата (около 40%) и тонкораспыленного рудного минерала. Трахиринолиты содержат от 5 до 15% кварца. Изредка последние переходят в риолиты, в которых количество кварца достигает 30%. Основная масса неравномерно раскристаллизована; структура ее фельзитовая, трахитовая, микрополкиллитовая, иногда оферролитовая; текстура фидальная, иногда перлитовая, массивная.

Состав указанных выше риолитов приводится в табл. I (анализ 7). Они отличаются от типичных риолитов по Р. Дали некоторой переизмененностью калием и неполноценностью кремнеземом, что свидетельствует о незначительном их отклонении в сторону трахитоидной группы пород.

Туфоблавы отличаются от лав присутствием в них обломков пород (10-15%), представленных трахитами, трахиринолитами и реже андезитами. Туфы трахитов мелкообломочные, реже среднеобломочные, внешне очень мало отличаются от трахиринолитов и трахитов. Среди обломков преобладают трахиты. В полном объеме количестве отщепается серпентинизированный платиноклаз (опитоклаз). Цемент состоит из тонких пелловых частиц, видимо, того же состава, что и более крупные обломки; он несколько хлоритизирован, серпентинизирован и местами лейкоксеннизирован.

Дациты представляют собой темноокрашенные массивные породы с хорошо различимыми вкрапленниками платиноклаза (# 35), обильного тальпитчатые кристаллы (до 2 мм), часто зональные (75%). Кроме того, встречаются вкрапленники калиевого полевого шпата (2-5%), нерешетчатого интенсивно пелитизированного; опалита (5-10%), нередко нацело замещенного хлоритом и эпидитом; буровато-зеленой роговой обманки (1-5%) и мелкокристального пироксена (до 5%). Основная масса обычно фидальная, плохо и неравномерно раскристаллизованная, состоит из платиноклаза (55-60%), ка-

полевого шпата (15%), стекла (5-10%), кварца (15-20%) и тонкой рудной пыли, иногда с примесью хлорита. Структура микро-фельзитовая, фельзитовая, местами сферолитовая и микроолито-микрооболоччатая. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Тuffs дацитов внешне очень похожи на эффузивы, тем более, что среди пирокластов преобладали кристаллы среднего плагиоклаза (30%); обломки пород встречаются редко (до 5%) и обычно представлены стекловатыми дацитами и реже андезитами. Кроме того, часто встречались единичные обломки кварца, калиевого полевого шпата, листочки опалитизированного опията, мегнетита. Цемент в тuffах состоит из тонкоперелетлого материала, вероятно несколько более кислого состава, чем более крупные обломки.

Андезиты и их тuffs аналогичны таким же породам немуджанской свиты.

Образования, относящиеся к магейской свите, почти непрерывно протягиваются на юго-запад, за пределы района, в бассейны рек Турум, Магей и на север — в бассейны рек Магдан, Нудники. В тuffах этой свиты в бассейне р. Турум (лист 0-53-XXXX) Б.С. Неводлиным, В.М. Моралевым и К.Г. Чешкиной и в бассейне р. Нудники (лист 0-54-III) М.А. Тарховой и А.Л. Бээрм (Тархова и др., 1962г) была собрана флора, характерная для конца раннего мела, но не исключавшая сеножам-туронский возраст. Следует отметить, что для магейской свиты позднемеловой возраст мало вероятен, так как она связана в бассейне р. Магей постепенным переходом с подстилающей ее немуджанской свитой, характерной флорой наюкома (Ставцев и др., 1962г).

В е р х н и й о т д е л (Ст₂?)

Верхнемеловые отложения складываются из нескольких участков в бассейнах рек Таганах, Намты, Мал.Кемкара, Бол.Эйкан. Они несложно залегают на эффузивах магейской свиты. Залегание пород верхнего мела практически горизонтальное, лишь вблизи от разломов оно становится полого наклонным (3-5°) с падением пластов на восток-северо-восток. Породы представлены в основном тuffами дацитового и андезитового состава желтого и розовато-зеленого цвета. В подчиненном количестве присутствуют тuffовая, дацитовая и андезитовая. В основании толщ наблюдаются тuffоконгломераты и тuffо-брекчия, состав обломков которых завесот от состава подстилающих пород. В частности, в бассейне рек Кемкара, Эйкан и на правобережье р. Таганах была встречена многочисленная галька гранитоид-

дов джулжурского комплекса, а в межуречье Таганаха и Намты — галька прехлоритов магейской свиты. Наиболее полный разрез наблюдается на левобережье р. Мал.Кемкара (снизу вверх):

1. Тuffоконгломераты мелко- и среднегалечные, серые, розовато-серые, темно-серые, с галькой подстилавших пород, сцементированной среднеобломочными тuffами дацитового состава. Галька представлена гранит-порфириды, аплитами, микродиоритами, роговиками, кварцем. В конгломератах наблюдается слоистость, обусловленная чередованием пластов (0,2-0,7 м) средне- и мелкоталечных разновидностей. Вверх по разрезу тuffоконгломераты постепенно сменяются крупно-, среднеобломочными тuffами дацитов 32 м
2. Дациты светло-серого цвета, афанитового сложения 2 "
3. Тuffs андезитов тонко- и мелкообломочные, зеленато-серого цвета, иногда с красноцветым "вишневым" оттенком 130 "
4. Тuffs андезитов зеленовато-серые, от крупно- до мелкообломочных, массивные. В средней части — покров афанитовых андезитов (15-20 м) 125 "

Суммарная вышележащая мощность верхнемеловых отложений 300 м. Андезиты обладают четко выраженной порфировой структурой. Во вмещенных, составных породах около 20% пород, присутствуют зональный плагиоклаз (40%) андезит-тафалдорового состава, слабо измененный; моноклиновый пироксен (10-15%), роговая обманка (5-7%) и биотит (до 5%). Основная масса, состоящая из плагиоклаза (60-70%), хлоритизированного стекла (10-15%), пироксена (до 5-7%), обладает пилотаксидовой, тизолопитидовой и микролитовой структурой. Дациты отличаются от андезитов отсутствием пироксена и наличием в основной массе кварца (10%). В тuffавах обычно присутствуют обломки дацитов (10-15%). Тuffs по составу колеблются от андезитовых до дацитовых. По размеру пирокластов среди них выделяется широкая гамма разновидностей: от тонкообломочных (0,05 мм) до крупно- и грубообломочных. Тuffs андезитов характеризуются более однородным составом пирокластического материала — средний плагиоклаз (20-30%) и андезиты (70-80%). В тuffах дацитового состава присутствуют плагиоклаз (30%), кварц (10%), калиевый полевой шпат (5%), обломки дацитов (40%) и редко андезитов. Цемент во всех разновидностях составляет не более 30% и, как правило, интенсивно виолитизирован и хлоритизирован. Тuffоконгломераты, мелко- и среднегалечные, представляют собой светло-розовую породу с галькой хорошей и средней окатанности, состоящей из гранита, гра-

нолирита, алита, кварцевого диорита, плагиопорфира. Цементом служит туф лаптового состава.

В пределах района возраст описываемых образований может быть установлен только как послераннемеловой на основании несопоставимости заделания их на эффузивных и туфках майгской свиты нижнего мела. Непосредственно к западу (в 20 км), в междуречье Бол. Комун-Джахан-Авганжи, обнаружены аналогичные по составу и стратиграфическому положению образования, в которых отмечен опорово-пыльцевой комплекс, характерный, по заключению В.В. Скотаренко, для верхнего мела, возможно, сенон-дагского яруса (Скотаренко и др., 1962г). Незначительное площадное развитие и относительно небольшая мощность описанных образований не позволяют более точно сопоставить их с известными свитами верхнего мела, что обуславливает огнесение их к неразделенным верхнемеловым отложениям.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

С р е д н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q₁ II)

К межледниковым ранне-среднечетвертичным относятся аллювиальные и морские отложения. Аллювиальные отложения складываются эрозивно-аккумулятивным напойменным террасу высотой 25-30 м, развитую фрагментарно по р. Улкан, в среднем течении р. Таганах, в низовьях р. Намчи. Они представлены в основном валунником и галечником с примесью песка, реже суглинки. Мощность их колеблется от 12 м (р. Намчи) до 2-5 м (р. Улкан). Отложения содержат большое количество пылицы кустарниковых пород: березы (25-40%) и ольхи (15-30%). Среди спор господствуют представители холоднотравной арктической флоры (*Selaginella vitalis*, *Luscoridium arvensis*).

По-видимому, морские образования сохранились на поверхности в абразионной 15-30-метровой террасе, расположенной у южного окончания оз. Антыкан, на п-ве Нурки и в устьях рек Ука, Нельси и Улкана. Это в основном суглинистые отложения с большим количеством древесной и хорошо окатанной угловатой эффузивных пород. Их мощность не превышает первых метров. Отложения характеризуются сходным с указанными выше для аллювия опорово-пыльцевым спектром, однако здесь отмечается большее количество прибрежно-водных форм *Turraesene*. Диагномная флора представлена полуразложившимися фитоглутариями, крепкими скелетными образованиями гидрофитных растений, единичными клками туфок и створка-

ми пресноводных и солоновато-водных литоральных диатомей четвертичного возраста.

В связи с тем, что более низкие (10-14 м) террасы сложены верхнечетвертными отложениями, для описанных образований принимается, до некоторой степени условно, ранне-среднечетвертичный возраст.

Кроме того, на склоне долины р. Ултыкан (хр. Прибрежный) встречены эрратические валуны кварцевых порфиров размером от 15 до 30 см, по-видимому, являющиеся остатками среднечетвертичного полупокровного оледенения.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q₁ I)

К нижней части верхнечетвертичных отложений относятся аллювиальные пески и галька с прослойками глины и супесей, сложенные напойменным аккумулятивным террасу высотой 10-14 м. Они распространены в среднем течении рек Улкан, Намч, Таганах и в низовьях р. Делделгях. Опорово-пыльцевые спектры из этих отложений характеризуются господством пылицы кустарниковой ольхи, ели (40-90%), пихты (до 32%), широколиственных пород (*Соруля*) и экзотических сосен. Среди спор преобладают (90%) споры сфагновых мхов. Позднечетвертичный возраст (первая половина) определяется на основании сопоставления опорово-пыльцевого спектра со спектром аналогичной по высоте террасы р. Мей, в отложениях которой обнаружены споры *Mammitia prindgens* (Vism.) позднего типа, найденные Б.С. Неволгиным в 1965 г.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н е л е д н и к о в н е , в о д н о - л е д н и к о в н е и а л л у в и а л ь н н е о т л о ж е н и я (Q₁ II)

Ледниковые отложения развиты в самых верховьях долины рек Инях, Качи, Торохан, Иркани, где они складывают конечные и боковые моренные валы горно-долинного оледенения. Они состоят из остроугольных неотатаных глыб местных пород размером от 0,2 до 2-3 м в диаметре при почти полном отсутствии мелкозема. Мощность 20-40 м.

Ниже по течению этих же рек к моренным отложениям примикает флювиогляциальная, представляющие песчани, слабо окатанной галькой и валунами диаметром до 30-40 см. Мощность их достигает 100 м.

Алмекральные образования слатакт II напойменную террасу высотой 7-9 м, которая пользуется широким развитием в долинах рек Алдома, Улкана, Нельбы; фрагменты ее сохранились и в долинах рек Эжкана и Качи и Бол.Кемгари. Они представлены песчано-валуно-галечным материалом, реке валуническими и песком (правобережье Улкана вблизи устья Таванакха). В верхней части разреза присутствуют прослойки суглинка и супеси от 0,1 до 0,4 м. Спорово-пыльцевой спектр содержит пыльцу ольхи (5-99%), березы (10-58%), если с максимумом спор кокедмичниковых папоротников и значительным количеством спор *Beladictella sibirica*, *Lusorodium argenteum*. Эти данные, свидетельствующие о холодном климате, существовавшем в период формирования алмекральных отложений II напойменной террасы, позволяют синхронизовать их с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. Позднечетвертичный возраст (вторая половина) описываемых отложений определяется на основании следующих данных. В бассейне р.Детледелгях II напойменная терраса врезана в III террасу, отложения которой относятся к первой половине позднечетвертичного времени. Кроме того, спорово-пыльцевой спектр аналогичен спорово-пыльцевому спектру алмекральных отложений второй террасы р.Май, где в 1965 г. Б.С.Неволиним обнаружены костяные остатки грызунов *Lemmus oblenis*, *Lepus timidus* и др.

С о в р е м е н н ы е а л м е к р а л ь н ы е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

К современным отложениям отнесены алмекральные отложения I напойменной эрозивно-аккумулятивной террасы высотой 5-7 м, которые широко распространены в долинах большинства рек. Они состоят из гальки, валунов и суглинка. Мощность колеблется от 4 до 5-6 м. К современным же отложениям относятся повсеместно развитые алмекральные и делювиально-социфлуксионные образования мощностью около 1-2 м, которые не показаны на геологической карте из-за их небольшой мощности.

Кроме того, современные отложения представлены алмекральными, морскими и озерно-болотными образованиями. Алмекральные образования слатакт низкую и высокую поймы, а также русла всех рек и ручьев. Они сложены валуно-галечным материалом, реке песком, супесью и очень редко суглинком и глиной (низовье рек Улкана, Алдомы). Видимая мощность колеблется от 0,5 до 3,5 м. Русловой аллювий представлен более грубым материалом, в верховьях водооголов размер валунов достигает 1,5 м. Песчано-галечные косы встречаются лишь по крупным рекам (Улкан, Таванакх, Эжкан, Алдома).

Морские отложения развиты узкой предрифтовой полосой по берегу моря, слатакт прибрежные аккумулятивные формы: пляжи, валы, переишты. Это в основном галечники, состоящие из хорошо окатанной эллипсоидальной гальки интрузивных и вулканогенных пород. Лишь на небольших участках (бухта Федорова) прослеживаются песчаный пляж. Видимая мощность морских отложений колеблется от 0,5 до 5 м. Озерно-болотные отложения развиты вблизи оз.Ангикан. Они сложены супесью, глинами, с прослоями торфа, а также галькой различных размеров, хорошо окатанной эллипсоидальной формы, что свидетельствует об участии моря в формировании этих отложений. Видимая мощность I-1,5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы района относятся к трем разновозрастным комплексам гранитоидного состава. Наиболее древними являются среднепротерозойские (?) щелочные граниты и граносиениты, имеющие организованное развитие. Основную же роль играют интрузии ранне-мелового возраста, разделенные на два комплекса - удский и джугжурский.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТЫ И ГРАНОСИЕНИТЫ (х₁у₁г₂?)

Щелочные граниты и граносиениты развиты в бассейнах рек Улкан, Качи, Улкан, где они сложены различной величинны останцы и ксенолиты (от 0,4 до 20 км²) в мезозойских гранитоидах.

Продуроченность их к узкой полосе северо-восточного простирания, протягивающейся от устья Улкана к устью Таванакха и уходит далее за пределы района в бассейн рек Алдомы и Ука, позволяет предполагать, что внедрение их контролировалось разломом того же простирания, о чем свидетельствуют джугжурского глубинного разлома. Основная роль в строении этих ксенолитов принадлежит биогитовым и ротовообъемковым-биогитовым крупнозернистым, иногда порфириловидным гранитам розового, розовато-серого и светло-серого цвета, часто интенсивно катаклазироваанным и окварцованным. В подчиненном количестве среди щелочных гранитов отмечаются граносиениты. В щелочных гранитах и граносиенитах нередко встречаются магнезиальные прожилки (до 5-10 см) мелкозернистых микропелитовых гранитов, иногда содержащих тонкие игольчатые почти черного амфибола. Щелочные граниты состоят из калиевого полевого шпата (35-50%), кварца (10-15% An) плагиоклаза (0-15%), кварца

(20-40%), окислота (5-10%), роговой обманки (до 5%). Щелочный состав пород подчеркивается присутствием в них наряду с обыкновенной роговой обманкой (с:Нг = 20-21°) щелочной ее разновидности, характеризующейся резким плекролизмом от темно-сине-зеленого (почти черного) до светло-коричневого, небольшим углом погаса-ния (с:Нг = 4-7°), отрицательным удлинением. Многочисленные акцессорные минералы представлены ортитом, сфеном, пироксом, апатитом, цирконием, монацитом, паризитом, лампрофилитом, чешки-нитом и оранжитом.

Трансоиниты отличаются от щелочных гранитов меньшим количеством кварца (10-15%) и большим содержанием плагиоклаза (30%). Чрезвычайно характерны для этой группы пород являются провальные натриевого автометасоматоза, что выражается в замещении кварцевого полевого шпата "шахматным" альбитом, образующим также грубые веретенообразные пертыты замещения, и в развитии его в виде тонкой каемки по краям зерен.

Породы подверглись интенсивному катаклазу, обусловившему развитие катакlastических и порфиροкlastических структур. Кристаллы полевого шпата имеют неправильные очертания, края их раздроблены, зерна кварца транулированы и часто вытеснены гаснут. При интенсивном расщеплении образуются микронитовые очковидные тейсы, ползушщиеся распространением в южной части Удйанского ксенолита. Это плотные, светло-зеленые, иногда с розоватым оттенком породы, состоящие из тонкоперетертого гранита и мелких спектральным анализом обнаружены мель, свинец, хром, никель, кобальт, ванадий, олово, цирконий, таллий (от 0,001 до 0,003%), стронций, барий (0,01-0,02%), марганец, титан (0,1-0,3%), что не превышает кларковых содержаниями этих элементов в гранитоидах (по А.П.Виноградову). С гранитоидами (аналогичными описанным выше) за пределами района (лист 0-53-XXXIII, Тамалег, 1964ф) связана тангало-ниобиевая и литий-бериллиевая минерализация.

Щелочные граниты и трансоиниты прорываются раннемеловыми гранитоидами Удского и Джугджурского комплексов. По своим петрографическим особенностям (трудопертытоидный, замещающий "шахматным" альбитом калиевый полевой шпат, сульфидная роговая обманка, большое количество редкоземельных акцессорных минералов) они сопоставляются со щелочными гранитами и трансоинитами бассейна р.Билгачан (лист 0-53-XXX) и р.Улган (лист 0-53-XXXII). Там они, имея абсолютный возраст 1900-1960 млн. лет (по свинцу), прорывают эггратскую свиту нижней части среднего протерозоя, а галька их находится в конгломератах эвнинской свиты верхнего протерозоя

(Тамалег, 1964ф). На основании этого возраст описываемых интрузий условно устанавливается как среднепротерозойский.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В районе выделяется два близких по составу раннемеловых интрузивных комплексов — Удский и Джугджурский. Расчленение ранних гранитоидов на комплексы произведено на основании критериев, выраженных в результате геологосоъемочных и редакционных работ на сопредельных с юго-запада (лист 0-53-XXXVI, Тольденберг, 1959ф, 1963ф, листы М-53-III, IV, П, Пархова, 1963ф) и севера (лист 0-54-III, Калимуллин, 1961ф) территорий, где выделение этих комплексов основано их взаимоотношениями с нижнемеловыми отложениями. К таким критериям относятся особенности внешнего облика, петрографического и петрохимического состава пород, выдержанные на значительных расстояниях.

В легенде серии классификация интрузивных пород дается по петрографическому признаку, они располагаются в пределах комплексов снизу вверх от основных к кислым. В записке описание ведется согласно общепринятому порядку. Сначала описываются породы первой фазы внедрения, затем второй. В фазах, представляющих широкую гамму пород, по мере возможности, вначале характеризуются породы главной фации, далее эндиоконтактовой. Затем описываются магне интрузивы. На геологической карте границы между фазами внутри интрузивных комплексов показываются сплошными линиями, между фациями — точечными.

У Д С К И К О М П Л Е К С

Гранитоиды Удского комплекса состоят из трех крупных массивов — Промрежний (побережье Охотского моря к югу от р.Алдоны до устья р.Улгана), Алдомский (левобережье р.Алдоны) и Качинский (бассейн рек Качи, Оли, Делгелдгяха и верховья Эйкана). Эти массивы, по-видимому, на глубине соединяются между собой. В бассейне р.Алдоны они уходят за пределы района и таким образом составляют северо-восточную часть громадного массива, вытянутого в северо-восточном направлении в соответствии с простиранием основных структур района. Однако с вмещающими их породами они имеют рвущие контакты, слабо выявленные в плане контакты. Основная роль в строении массивов принадлежит крупнозернистым биотит-роговообманковым тоналитам, составляющим центральные их части, и кварцевым диоритам, ши-

роко развитым во внешней зоне эндоконтакта. Во внутренней зоне эндоконтакта доминируют диориты. В зоне эндоконтакта наблюдается также широкое обособление роговообъемных габбро и габброко переработанные округлые, реже угловатые ксенолиты вмещающих пород, сложенные микродиоритами и диорит-порфиритами. Массивы, сложенные породами углового комплекса, характеризуются спокойным по- ложительным магнитным полем; величина аномалий магнитного поля не превышает 300-500 гамм (рис.1).

Тоналиты, гранодиориты (18Сг1)

Тоналиты и слатяки большие участки в Прибрежном и Качинском массивах. Они, как правило, имеют очень пологий состав и характеризуются однообразием текстурных и структурных признаков. Отсутствие в тоналитах переработанных ксенолитов вмещающих пород, наряду с названными выше их свойствами, позволяет предполагать, что, видимо, они являются наименее гидротермически измененными разновидностями пород углового комплекса и относятся к его главной фации. Это светло-серые, почти белые мелкозернистые породы, средне- и крупнозернистые, слегка гнейсовидные. Структура их - типичноморфнозернистая. Основные породообразующие минералы в них представлены олигоклазом, олигоклаз-андезитом (60-65%), кварцем (25-30%), биотитом (5-7%), роговой обманкой (0,5%). Химический состав тоналитов иллюстрируется в табл.2, анализ 3-6.

Тоналиты развиты только на водоразделе рек Гаваных и Эйкан (Качинский массив). Они отличаются от тоналитов только присутствием решетчатого микроклина (10-15%) и вышедшего на поверхность корродирующего шаткоклаза. Тоналиты и гранодиориты связаны постепенными переходами между собой.

Диориты (8Сг1), кварцевые диориты (8qСг1)

Диориты и кварцевые диориты, как правило, слатяки краевые части крупных массивов (Прибрежный, Качинский) и самостоятельные более мелкие тела (Алдомский). Они связаны постепенными переходами с тоналитами и относятся к гибридной эндоконтактовой фации углового комплекса. Об этом свидетельствуют преимущественная их приуроченность к зонам эндоконтактов массивов, постоянное присутствие крупных ксенолитов микродиоритов и диорит-порфиритов, а также более разнообразие, чем в тоналитах, структуры. Наряду с преобладающими крупнозернистыми, довольно часто встречаются

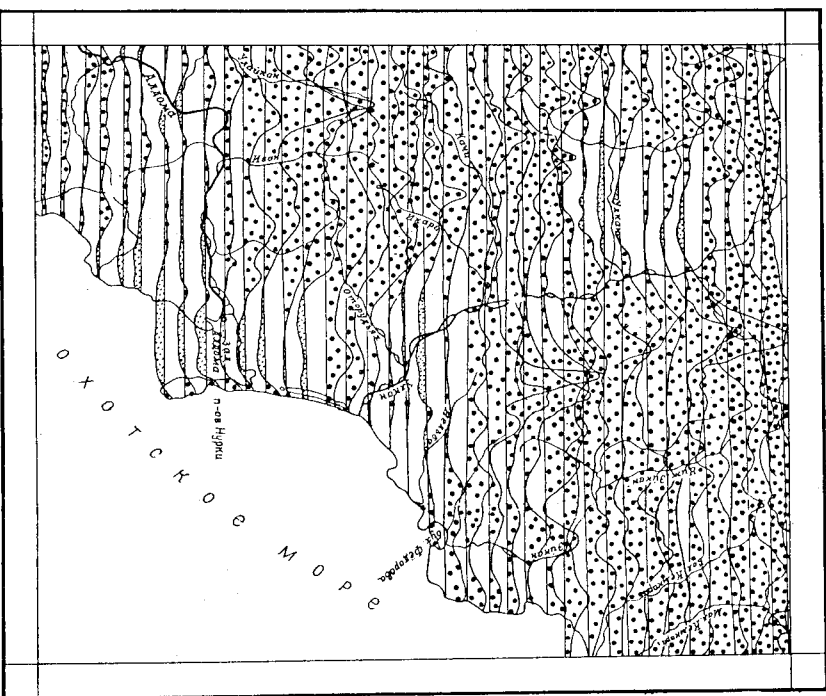


Рис.1. Схематическая карта графиков ΔТ_а Значения ΔТ_а: 1 - положительнее; 2 - отрицательнее

Химический состав пород углекислого комплекса

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57,04	59,30	62,82	62,36	63,02	64,42
Al ₂ O ₃	20,21	17,43	18,98	16,76	18,57	16,82
Fe ₂ O ₃	2,50	2,37	2,01	1,78	1,57	1,69
FeO	3,50	3,65	1,79	3,43	3,12	3,40
TiO	0,78	0,36	0,58	0,60	0,28	0,28
MnO	0,09	0,16	0,08	0,18	0,09	0,14
P ₂ O ₅	0,21	0,38	0,47	0,54	0,15	0,22
CaO	6,90	6,45	4,30	5,75	4,98	5,50
MgO	2,97	3,40	1,48	2,41	2,12	2,29
K ₂ O	0,96	1,96	1,77	2,43	0,80	1,86
Na ₂ O	4,28	3,31	5,28	2,40	3,60	3,22
SO ₃	0,03	0,05	0,04	Ст.	0,02	Ст.
П.п.п.	0,88	0,70	0,32	0,98	1,35	0,50
Сумма	100,35	99,52	99,92	99,62	99,67	100,35
H ₂ O	0,22	0,25	0,23	0,15	0,39	0,18

Числовые характеристики по А.Н.Заваркиному

	а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т	у	ф	ц	ч	ш	щ	ъ	ы	э	ю	я			
а	11,52	10,40	14,49	9,15	9,10	10,10																										
б	8,26	6,92	5,40	7,25	6,20	6,64																										
в	10,93	12,86	6,90	9,36	11,00	9,90																										
г	69,47	70,10	72,93	74,16	73,60	73,96																										
д	-	-	11,30	-	35,00	-																										
е	55,45	44,50	51,00	53,70	57,20	54,20																										
ж	39,00	46,10	36,70	45,00	33,80	42,70																										
з	6,08	9,30	-	1,50	-	3,10																										
и	86,70	72,10	82,10	60,40	86,10	72,70																										
к	21,62	15,90	24,50	16,60	13,80	16,80																										
л	1,05	0,40	0,66	0,76	0,47	0,38																										
м	7,10	12,20	26,50	23,90	23,90	20,44																										
н	1,40	1,50	2,70	1,20	1,50	1,50																										

Примечание. 1 - обр. 122 - Диорит, р.Одны; 2 - обр. 117 - кварцевый диорит, р.Талапах; 3-6 - тоналит (3 - обр. 1529, р.Жан-кан; 4 - обр. 1530, р.Жанкан; 5 - обр. 2110, р.Икари; 6 - обр. 1, р.Нурки).

Мелко- и среднезернистые породы. В непосредственной близости от контакта диориты становятся более мелкокристаллическими, однако структура их не изменяется. Среди диоритов преобладают гнейсовидные разновидности. Диориты и кварцевые диориты состоят из среднего (№ 35-40) плагиоклаза - 60-70%, кварца до 15-20% в кварцевых диоритах, роговой обманки - 15% и биотита - 2-5%. Химический состав диоритов и кварцевых диоритов приведен в табл.2, анализы 1-2.

Таборо, таборо-диориты (vCr₁)

Роговообманковые таборо и таборо-диориты слатяют небольшие участки площадью до 4 км² в бассейнах рек Качи, Улейкан, Делгелердж и др. Они связаны постепенными переходами с диоритами, образуя в них шпиревые обособления. Это темно-зеленые породы крупно-среднезернистой структуры, часто обладающие такитовой и гнейсовидной текстурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин-табрадор - в таборо-диоритах, табрадор - в таборо) - 80-70% и роговая обманка, образующая крупные ойтывые и пойкилитовые зерна - 15-30%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рутином - титаномалтитом и мелитом.

В бассейне р.Иван в роговообманковых таборо наблюдаются небольшие обособления темно-зеленых, титанозернистых (5-7см) торнблендитов.

Для всех описанных выше пород углекислого комплекса, сформированных в одну фазу, характерным является серый или серовато-белый цвет, преобладающая крупнозернистая структура и гнейсовидная текстура, некоторый избыток кварца, почти полное отсутствие пироксена и калиевого полевого шпата. Последний появляется в породах водами кварц-полевошпатовых жидкостей, связанных с заключительной стадией формирования комплекса, представлен он свежими решетчатым микроклинном и имеет метасоматическое происхождение. Породообразующие минералы характеризуются следующими типоморфными признаками: плагиоклаз незонален (как исключение, слабо зонален), кварц - гранулирован и обладает волнистым погасением, образует округлые крупные зерна, роговая обманка имеет призматический табитус, драко-зеленую окраску и резкий плеохроизм в голубовато-зеленых тонах (2v-30; c:Ng = 15-17°).

Среди акцессорных минералов, представленных во всех породах (кроме таборо) ортитом, монацитом, апатитом, сфеном, резко преобладает последний. Единство петрохимических свойств пород

комплекса выражается в незначительности колебаний основных числовых характеристик (μ , φ , $\alpha : \epsilon$), пересыщенности кремнеземом ($\varphi = 26-7$) и недосыщенности калием ($\mu - 70-80$), в преобладании железа в феррических минералах над магнетом по сравнению с гранитоидами более молодого Джугджурского комплекса.

Спектрометрическим анализом валовых проб (1 Геохимический проб) установлено, что содержание рудности в диоритах и тоналитах не отличается друг от друга и колеблется от 0,006 до 0,007%, составляя в большинстве случаев 0,006%. Отношение калия к рудности колеблется между 300-400; среднее отношение для пород Качинского и Прибрежного массива соответственно равно 405 и 308. Такое значительное расхождение отношения калия к рудности для массивов, сложенных одинаковыми породами, по-видимому, объясняется большей калишпатизацией пород Прибрежного массива, нарушающей соотношение этих элементов, возникшее в процессе развития магматического очага.

Содержание элементов-примесей в диоритах и тоналитах не превышает кларковых: титан - 0,1-0,3%, никель, барий, стронций - 0,01-0,03%, марганец - 0,06%, галлий, медь - 0,001-0,003%, свинец, кобальт, молибден, цинк - не более 0,001%.

Экзоконтактовые изменения проявлены очень широко, но их не всюду можно связать именно с этим комплексом, особенно в зоне развития эффузивно-туфогенных пород желонской свиты. Ширина зон контактово-измененных пород, как правило, составляет 1-2 км, иногда уменьшается до 200-300 м, небольшие же конглоиты ортовоинованы пелликом. В непосредственной близости от контакта по терригенным породам алдомской свиты образуются кварц-флюгитовые и кварц-эпидиот-актинолитовые роговики, сохраняющие первичную породоучасть; по существу карбонатным породам возникают диопсид-гранатовые и воластонитовые скарны. В некотором удалении от контакта преобладают кварц-эпидиотовые роговики, эпидиотизированные породы, мраморы с тремолитом и воластонитом. Туфы и туфогенно-осадочные породы желонской свиты в большинстве случаев превращаются в кварц-флюгитовые, кварц-кордиеритовые роговики, реже в андалузит-силлиманитовые сланцы. На выветрелой поверхности хорошо видна первичная породоучасть или обломочная лекстура пород. Близки контакта во вмещающих породах нередко наблюдается мелкая вкрапленность шпирта.

Мелкозернистые алпиговидные граниты (1 Ст₁)

Мелкозернистые алпиговидные граниты образуют маломощные жилы (0,2-1 м) и шток (до 1 км²) внутри массивов улуского комплекса. Контакты мелкозернистых алпиговидных гранитов с вмещающими породами четкие, резкие; экзоконтактовые изменения выражены в погребении во вмещающих породах (диоритах и тоналитах) мелких (0,01 мм) и крупных (до 0,7 мм) зерен свежего решетчатого микроклина (35-40%), кварца (25-30%), биотита (0-2%). Структура микрогранитовая и алпиговая.

Как видно из вышесказанного, формирование интрузий улуского комплекса происходило в одну фазу и сопровождалось дайками алпиговидных гранитов. С улуским комплексом за пределами района связана молибденовая, вольфрамовая (скарны) и полиметаллическая (гидротермальная) минерализация (лист 0-53-XXXXI, Гольденберг и др., 1963ф).

Перечисленные выше черты интрузий улуского комплекса (типomorphic особенности минералов, наличие тнейсовидных текстур, почти полное отсутствие порфириовидных структур, преобладание даек алпиговидных гранитов) свидетельствуют о том, что формирование комплекса происходило в условиях сравнительно больших глубин.

На территории района породы улуского комплекса пробьются образованием желонской свиты и нельбинской толщи позднеюрского-раннемиоценового возраста. В 30 км к юго-западу в бассейне р. Таймень, куда почти непрерывно прослеживаются Алдомский и Прибрежный массивы, кварцевые диориты и диориты улуского комплекса перекрываются конгломератами мериконской свиты раннемиоценового (неокомского) возраста и содержатся в гальке этих конгломератов (Гольденберг, 1963ф). Таким образом, устанавливается раннемиоценовой (ранненеокомский) возраст комплекса. Абсолютный возраст тоналитов и диоритов Прибрежного массива, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 230-270 млн. лет (СВ КНИ № 1, Л.В.Фиров) до 370 млн. лет (объединение "Аэрогеология", В.М.Кожарова), что представляется заниженным и расходитя с указанными выше фактами. Возраст тоналитов Качинского массива по двум определенным калий-аргоновым методом составляет 122 млн. лет (объединение "Аэрогеология", В.М.Кожарова) и вполне согласуется с геологическими данными.

Породы джугджурского комплекса занимают всю северную и восточную часть района. Становление его происходило в две фазы и сопровождалось разнообразными дайками. Интрузия первой фазы, сложенная таборитами, имеет ограниченное развитие. Интрузия второй (основной) фазы, представляющие широкой гаммой пород от гранитов до таборо при преобладании диоритов, гранодиоритов и адамеллитов, слатает крупный Уланский массив.

Первая фаза

Таборо, троктолиты, таборо-диориты (Ca_2 ?)

Т а б о р о и т а б о р о - д и о р и т ы слатает небольшие штоки и вытянутые вдоль субширотных разломов более крупные тела в бассейнах рек Оторудьях, Иркини, Качи и Эрдандья. Кроме того, они сохранились в виде ксенолитов на левобережье р. Улкан (против устья р. Инх), в верховьях Намчи и Улайкана. Эти породы прорывают туфы желонской, некуйканской свит и нельсинской толщи, диориты Улканского комплекса и, в свою очередь, прорываются трапизитами и гранодиоритами второй фазы джугджурского комплекса (реки Качи, Намчи, Улайкан). Массив таборитов характеризуется по-вышенной (2000 гамм) магнитной восприимчивостью, достигающей иногда 3000-5000 гамм (реки Улайкан, Намчи). В строении центральных частей массивов (реки Качи, Улайкан, Намчи) основную роль играют крупно-среднезернистые таборо и таборо-диориты, для которых характерна такситовая, часто пологаяя текстура. Погосность обусловлена чередованием (0,1-1,5 м) меланократовых и дейкократовых разновидностей таборо. Крайние части некоторых небольших тел (р. Ныгай) сложены плотными мелкозернистыми таборо и таборо-порфиритами, реже мелкозернистыми таборо-диоритами, диоритами (реки Оторудьях, Намчи). Таборо состоит из плагиоклаза (70-60%), пироксена (30-40%), рудного минерала. Плагиоклаз представлен лабрадором, пироксен - тшперстеном (10-15%) и автигом (20-40%), по краям, а иногда целиком замещенными актинолитом, гравно-зеленой роговой обменкой, дицитом и хлоритом. Структура пород таборитовая, таборо-сфидовая. Рудные минералы представлены магнетитом и типаноманетитом, составившими иногда 20% (р. Улайкан). В этих частях рудный минерал как бы цементирует зерна плагиоклаза, обуславливая сидеронитовую структуру. Таборо-диориты отличаются от

описанных выше таборо присутствием (до 5%) ксеноморфного кварца и калиевого полевого шпата, обуславливающего уястки монотиповой структуры, более кислого плагиоклаза (50-55%) и роговой обменки (10-15%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном. Химический состав пород приводится в табл. 3 (анализы I-3).

Экзоконтактовые изменения, связанные с таборитами, затухиваются контактовыми воздействием траптоидов второй фазы джугджурского комплекса. С таборитами связана титаноманетитовая минерализация.

Не отличимые по составу от таборитов первой фазы мелкозернистые массивные таборо и таборо-диориты встречаются в эндоконтактовой фации второй фазы джугджурского комплекса. С диоритами последней они связаны постепенными переходами.

Т р о к т о л и т ы, слататые небольшие тела в среднем течении р. Мукуотик, к первой фазе отнесены условно. С эффузивами желонской свиты они граничат по разлому. Взаимоотношения троктолитов с траптоидами второй фазы джугджурского комплекса не ясны. Основанием для включения их в первую фазу послужили данные Е. К. Усманова (1959) о том, что оливиновые таборо и троктолиты отмечаются иногда, наряду с обычными таборитами, в связи с траптоидами "охотского" типа, являющимися возрастным аналогом пород джугджурского комплекса. Троктолиты представляют собой меланократовые (цветных минералов 50-80%) темные породы. На фоне сравнительно мелкозернистой существенно оливиновой массы видны крупные (до 0,8-1 см) светло-серые выделения подчупрозрачного плагиоклаза (Mg 65). Очень часто плагиоклаз образует округлые выделения, в центре которых также находится оливин. Плагиоклаз свежий, оливин разбит туслой сетью беспорядочных трещин, по которым развиваются серпентин и магнетит. Кроме того, в породе присутствует ромбический пироксен (ряд бронзита-тшперстена) в количестве до 10%, заключенный прожежутки между зернами оливина, и титанистый роговая обменка типа керулитита (плекрохрирует в коричневых тонах - от красноватого-коричневого по Mg до светлого, слабо-обуроватого по Mg ($\text{c}:\text{Mg} = 4-6^\circ$). Структура пород типидиоморфнозернистая до таборитовой. Текстура пород массивная, либо трактоидная, отдельность - шаровая. Погосность обусловлена чередованием светлых, существенно плагиоклазовых и темных, существенно оливиновых полос, шириной от 1-2 см до 0,5 м. Нередко наблюдаются маломатрические брекчии, в которых присутствуют многочисленные сравнительно лейкократовые округлые обломки размером до 20 см, цементированные гораздо более меланократовым, почти чисто оливиновым материалом. Иногда среди троктолитов отмеча-

Химический состав

Оксиды	по роду ЖБИЖУДСКОГО комплекса													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	43,28	45,84	46,04	50,22	57,02	57,32	57,36	57,76	64,56	64,56	65,98	66,74	67,78	67,86
Al ₂ O ₃	15,00	23,68	19,57	18,83	17,78	18,08	18,02	17,35	16,49	16,68	16,08	16,17	15,54	15,66
Fe ₂ O ₃	6,47	2,34	4,80	2,95	2,39	3,03	1,85	1,25	1,66	1,32	1,12	0,87	0,88	1,35
FeO	6,25	3,65	6,64	5,29	4,52	4,90	4,38	4,92	2,45	3,00	2,61	2,70	2,99	2,19
TiO ₂	0,58	0,18	0,36	0,40	0,90	0,30	0,48	0,42	0,34	0,24	0,30	0,34	0,56	0,40
MnO	0,23	0,16	0,14	0,20	0,16	0,16	0,11	0,13	0,12	0,12	0,11	0,15	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,07	0,29	Неизв.	0,25	0,56	0,40	0,21	0,21	0,22	0,21	0,18	0,30	0,08	Неизв.
CaO	10,42	11,05	11,35	8,05	7,55	6,80	6,19	6,27	3,25	4,25	3,55	2,20	3,70	3,35
MgO	12,40	6,53	6,68	6,84	3,48	3,26	3,01	2,56	1,77	2,21	1,92	1,37	1,75	1,68
K ₂ O	0,22	1,36	0,62	2,54	1,54	2,25	2,35	2,25	4,00	4,21	3,76	3,08	3,26	3,50
Na ₂ O	1,00	1,71	2,69	2,58	3,00	3,52	4,00	4,25	4,19	3,09	3,78	4,85	3,59	3,56
SO ₃	0,02	0,01	Неизв.	Сг.	0,07	Сг.	0,02	0,05	Сг.	Сг.	Сг.	0,02	0,03	Неизв.
Л.л.л.	5,09	3,16	То же	1,94	0,62	0,16	2,20	2,85	0,42	0,49	0,42	0,88	0,47	То же
Сумма	101,03	99,96	99-101	100,09	99,59	100,18	100,18	100,27	99,47	100,38	99,81	99,67	100,63	99-101
	0,83	0,44	Неизв.	0,39	0,10	0,16	0,45	0,53	0,16	0,19	0,20	0,31	0,19	Неизв.
Числовые характеристики														
a	2,5	4,8	7,2	9,7	9,2	11,2	12,74	13,0	11,6	12,98	13,8	15,0	12,44	12,7
c	9,0	10,9	10,8	8,2	7,9	6,9	6,19	5,53	3,6	4,18	3,9	2,6	4,05	4,0
b	37,5	40,4	27,4	22,3	17,8	14,8	12,88	12,83	14,7	7,14	7,1	7,0	6,86	6,1
s	51,3	43,9	55,4	59,8	68,37	67,1	68,4	68,5	70,1	75,7	75,2	75,4	76,66	76,9
a ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	28,1	2,8	-	34,6	-	-
r ¹	32,1	75,9	43,6	36,7	46,4	51,0	46,4	46,9	55,6	52,8	49,0	50,0	51,4	53,3
m ¹	57,3	23,0	40,3	54,3	41,8	38,2	40,8	34,8	16,3	44,2	45,2	32,7	42,5	45,5
c ¹	10,4	1,0	15,9	9,0	11,9	10,8	12,7	18,2	-	-	5,8	-	5,9	1,1
n	88,8	64,2	87,00	60,3	74,4	70,0	73,3	74,4	70,8	59,7	60,4	70,3	62,5	60,6
φ	15,1	4,0	15,1	12,1	14,6	17,9	12,7	8,2	2,5	26,9	13,5	11,5	10,8	19,0
t	0,9	0,4	0,5	0,6	1,2	0,4	0,5	0,5	1,2	0,3	0,3	0,4	0,60	0,4
q	12,0	32,7	15,2	8,0	7,17	8,9	5,0	5,5	13,4	21,26	18,9	18,2	24,38	21,7
а:с	0,27	0,44	0,7	1,18	1,1	1,62	2,0	2,3	3,2	3,1	3,54	5,77	3,1	3,2

Примечание: 1-3 - раб. (1 - о.б. 2250/1, Р.Натк; 2 - о.б. 236/2, Р.Эйкан; 6 - о.б. 1357/1, Р.Иях; 7 - о.б. 2100/3, Р.Они; 8 - о.б. 2050/6, Р.Иях); 11 - о.б. 245, диаметр; 12 - о.б. 155/1, пластобетон; 13-15 - диаметр

по А.Н.Заваришину: Р.Натк; о.б. 2175/1, Р.Качи; 4-8 - шовит (4 - о.б. 275/4, Р.Ужан; 5 - о.б. 1123, 9 - о.б. 144, каглевый шовит; 10 - о.б. 1345/2, гранулолит; Р.Иях); 14 - о.б. 2178/1, Р.Качи; 15 - о.б. 202/1, Р.Иях); лит (13 - о.б. 1202, Р.Эйкан; 14 - о.б. 2178/1, Р.Качи)

Приложение табл.3

Оксиды	15	16	17	18	19
SiO ₂	68,22	72,24	73,18	74,92	75,34
Al ₂ O ₃	15,86	14,78	14,19	13,72	13,30
Fe ₂ O ₃	0,68	0,59	0,48	0,21	0,34
FeO	2,45	1,34	1,08	1,50	1,03
TiO ₂	0,20	Сл.	0,15	Сл.	Сл.
MnO	0,10	0,07	0,02	0,12	0,06
P ₂ O ₅	0,17	0,11	0,06	0,07	0,03
CaO	3,45	2,10	1,11	1,20	1,20
MgO	1,41	0,78	0,59	0,54	0,34
K ₂ O	3,56	4,26	5,00	3,66	4,60
Na ₂ O	3,99	3,55	3,00	3,96	3,69
SO ₃	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.	0,28	0,41	0,69	0,21	0,26
Сумма	100,37	100,23	99,55	100,11	100,19
	0,17	0,14	0,15	0,18	0,11

Числовые характеристики по А.Н.Заваришскому

a	13,9	13,7	13,3	13,4	14,3
b	3,5	2,5	1,3	1,4	1,4
c	5,9	3,4	4,66	3,8	1,8
d	76,7	80,3	80,4	81,15	82,5
e	-	15,7	50,7	36,2	-
f	48,9	52,9	29,0	41,3	70,7
g	39,8	39,2	20,3	22,4	29,6
h	11,4	-	-	-	-
i	63,1	55,3	47,5	62,4	55,0
j	9,1	15,7	8,6	3,4	14,8
k	0,26	0,08	0,1	0,08	0,08
q	22,1	30,8	33,6	34,7	35,00
аис	3,97	5,6	10,2	9,64	10,2

16 - обр. 273/Г, гранит, р. Улкан; 17 - обр. 2142/5, субвулканич. гранит жильный, Улкан.
 р.Качи; 18 - обр. 159, гранит, р.Вичвах; 19 - обр. 284; субвулканич. гранит, р. Улкан.

Итса секцише прожилки очень темных меланократовых мелкозернистых табодро и светлых мелкозернистых лабрадоритов. Изредка встречаются лейкократовых троктолитов.

Вторая фаза

Породы второй фазы джугджурского комплекса слелают Улканский массив площадью около 1600 км², уходящий за пределы территории. Он является частью крупного межформационного тела (таборита, по Н.А.Еписеву). В плане массив имеет неправильную сложную конфигурацию с многочисленными апофизами. Падение плоскости его контакта довольно изменчиво, но, как правило, пологое в сторону вмещающих пород. Даже крупные валды поверхности контакта в большинстве случаев быстро выполаживаются с глубиной, о чем свидетельствует постепенный спад напряженности магнитного поля при переходе от интрузивных пород к вмещающим. Крутой контакт наблюдается только в бассейнах нижнего течения рек Эйхан и Мукдочик. По отношению к элементам залегания вмещающих пород массив является дискордантным. В Улканском массиве (от верховьев Мелтана до верховьев р.Намчи и от Эйхана до верховьев Мат.Кемкарн) наблюдаются две зоны провеса кровли, фиксирующиеся широким развитием здесь пород андиоконтактовой фации и наличием ксеронолитов вулканотенных пород. Они протыгиваются почти параллельно друг другу в северо-восточном направлении, согласно простиранию массива в целом и простиранию основных структурных элементов района. Провесы кровли имеют форму узких асимметричных желобов и отвечают между собой простиранием массива.

Улканский массив характеризуется высокой напряженностью магнитного поля, достигающей 1300-1400 гамм, при преобладающем значении 800-900 гамм.

Сравнительно неглубокий эрозийный срез Улканского массива обусловил большое разнообразие слелатших его пород. Основная роль в его строении принадлежит крупно- и среднезернистым гранодиоритам, иногда порфиробидным и тесно связанным с ними адамеллитам и гранитам, которые слелают центральные его части. В зоне андиоконтакта с эффузивами среднего состава в южной части Улканского массива не менее широким развитием пользуются диориты, иногда переходящие в сиенит-диориты, диорит-монопиты и табодро-диориты. В северной части Улканского массива на контакте с трахидиоритами малейской свиты преимущественно распространены мелко-

зернистые, иногда порфировидные адамеллиты, граниты, реже гранодиориты.

Аляскитовые и биотитовые граниты, адамеллиты ($1\text{Sr}_1?$) мелкозернистые, порфировидные адамеллиты, граниты, гранодиориты, адамеллит-порфирн, гранит-порфирн ($1\text{Sr}_1?$)

Аляскитовые и биотитовые граниты и адамеллиты относятся к главной фации Джунгарского комплекса. Они складывают несколько крупных участков в Уланском массиве, каждый из которых имеет своеобразные черты строения.

В бассейнах рек Эйкан и Качи на левобережье р. Таганах основная роль играют биотитовые лейкократовые крупнозернистые, иногда слабо порфировидные, очень однообразные адамеллиты, которые постепенно переходят в гранодиориты. В междуречье Таганаха и Намчи преобладающим развитием пользуются крупнозернистые граниты, среди которых изредка встречаются аляскитовые граниты. На левобережье Улана, против устья р. Унах, наряду с преобладающими биотитовыми крупнозернистыми гранитами появляются значительное количество аляскитовых гранитов. Иногда среди последних встречаются мелкозернистые разновидности, которые по своему внешнему облику очень близки к позднемеловым гранитам верховьев р. Алдома (лист 0-53-XXX). Однако между биотитовыми и аляскитовыми гранитами, адамеллитами и гранодиоритами и здесь отмечаются постепенные переходы.

Граниты и адамеллиты описанных выше участков представляются собой беловато-розовые равномернозернистые породы; интенсивность розовой окраски зависит от количества калиевого полевого шпата. Они состоят из платиоклаза (30-40%) от № 15-20 в гранитах до № 28-30 - в адамеллитах, калиевого полевого шпата (30-40%), серого или дымчатого кварца (20-25%), редких листочков биотита (0-5%) и акцессорных минералов.

Несколько иной облик имеют адамеллиты, складывающиеся в бассейне рек Бол. и Мал. Кемкары довольно большой изометричный участок. Это - крупнозернистые, очень однообразные породы, массивные, лейкократовые, с чрезвычайно характерными крупными (до 1 см), более поздними, чем основная масса, кристаллами серого кварца, который включает в себя агрегаты темноволнистых минералов вместе с рудными, а также сростки калиевого полевого шпата, платиоклаза, кварца. С окружающими их гранодиоритами и диоритами адамеллиты имеют постепенные переходы.

Химический состав гранитов и адамеллитов иллюстрируется в табл. 3 (анализы II-19):

В алякских частях Уланского массива, в междуречье Таганаха и Улана, Таганаха и Намчи, где вмещающие породы представлены трахриолитами и туфами магейской свиты, широким развитием пользуются мелкозернистые порфировидные граниты, адамеллиты, реже гранодиориты и их порфирные разновидности. Они тесно перемешаны между собой и являются типическими эндоконтактовыми фацетей гранитов и адамеллитов, несколько тубриллизированной, о чем свидетельствует непосредственно их структура и состав, а также наличие в различной степени переработанных мелких коснозитов вмещающих пород. В то же время в бассейне Мал. Кемкары адамеллиты на границе с вмещающими их туфами Джелонской свиты не претерпевают эндоконтактовых изменений.

Гранодиориты ($1\text{Sr}_1?$), гранодиорит-порфирн ($1\text{Sr}_1?$)

Гранодиориты пользуются широким распространением. Они складывают наиболее глубоко эродированные части Уланского массива, где представлены крупно-среднезернистыми разновидностями (бассейны рек Эйкан, Качи, Таганаха), и апыкальные его части, где, в основном, развиты мелкозернистые порфирные (реки Олга, Нугай, верховья Ункара) и порфировидные разновидности (бассейны Ункара, верховья Бол. Кемкары). Гранодиориты связаны постепенными переходами с диоритами и адамеллитами. Последние часто встречаются в поле развития гранодиоритов в междуречье Улана и Таганаха.

Почти повсеместно в гранодиоритах наблюдаются мелкие, округлые, четкие очертаний ксенолиты микродиоритов и диоритовых порфиритов. Состоят они из белого платиоклаза № 30-37 (30-40% породы), розового калиевого полевого шпата (25-30%), серого кварца (25%), иногда чешуйчатых кристаллов розовой обманки (5-7 до 15%), табличек биотита (до 10-12%). В неравномерно-зернистых порфировидных и порфирных разновидностях крупные выделения обычно представлены платиоклазом, образующим типоморфные табулитчатые кристаллы с несколько корродированными краями размером от 1 до 3-4 мм.

Структура промежуточной массы типилломорфнозернистая. В порфирных разновидностях основная масса раскристаллизована сравнительно плохо и обладает микропиклитовой, либо микротипилломорфнозернистой структурой. По химическому составу гранодиориты не находят себе полных аналогов в таблице средних составов горных пород по Р. Дэйли, что свидетельствует об их типичном происхождении (см. табл. 3, анализ 12).

Дiorиты ($\delta Sr_1?$), кварцевые дiorиты ($\delta q Sr_1?$)
диоритовые порфириты ($\delta n Sr_1?$)

Дiorиты и кварцевые дiorиты слатывают большие площади Улканского массива в бассейнах рек Качи, Инька, Эйкан, Вол. и Мал. Кемкары. Кроме того, они образуют отдельные мелкие массивы, выходящая сателлитами Улканского массива, среди эффузивов джедунской свиты (реки Оторудьяк, Нельса). Дiorиты и кварцевые дiorиты связаны постепенными переходами с габбро, габбро-дiorитами и гранодiorитами. Как правило, дiorиты и кварцевые дiorиты характеризуются среднезернистой, реже крупнозернистой структурой и массивной текстурой. В виде включений среди них встречаются тейшовидные разности, обусловленные последующим расслаблением пород в зоне разлома (верховье р. Бол. Кемкара). В апикальных частях интрузии и в сателлитах правобережья Намчи, левобережье Улкана против устья Инька) широкое распространение приобретают мелкозернистые, нередко порфировидные дiorиты и кварцевые дiorиты, а также дiorитовые порфириты. Они представляют собой мелкозернистые породы со светло-серым плагиоклазом и очень характерными игольчатыми кристаллами темно-зеленой роговой обманки. Размеры кристаллов роговой обманки очень непостоянны и иногда достигают 6-7 мм в длину. Порфирное и порфировидное строение обусловлено наличием более крупных (0,5-0,6 мм) кристаллов плагиоклаза (около 80% от общего количества вкрапленников), реже биотита и роговой обманки. Все разности состоят из среднего плагиоклаза ($\# 40$ - кварцевые дiorиты, $\# 47-50$ - дiorиты), присутствующего в количестве около 60%; роговой обманки (5-10%), пироксена (0-10%), представленного автитом и замещенного роговой обманкой и биотитом; биотита (5%), кварца - от 1-2% (в дiorитах) до 15% (в кварцевых дiorитах); калиевого полевого шпата, отменяющегося почти во всех разностях в количестве от 5 до 7%. Структура пород вылогнотомоноформнозернистая, с участками монотиповой. В дiorитах чаще чем в других породах джугджурского комплекса встречаются округлые и угловатые ксенолиты размером до 0,7-0,8 мм в поперечнике, как с резкими, так и расплывчатыми границами. Преимущественная пружороченность дiorитов к зонам эндоконтакта Улканского массива с андезитами и их туфами джелонской и венуэканской свит, присутствие пироксена, калиевого полевого шпата, наличие монотиповой структуры указывают на тибидное происхождение дiorитов и позволяют относить их к эндоконтактовой фации.

Химический состав дiorитов и кварцевых дiorитов иллюстрируется в табл.3 (анализы 4-9).

Роговообманковые сиенит-дiorиты ($\epsilon \delta Sr_1?$), кварцевые сиенит-дiorиты ($q \epsilon \delta Sr_1?$), кварцевые дiorит-монотипы ($\delta v \epsilon Sr_1?$)

Роговообманковые сиенит-дiorиты, кварцевые сиенит-дiorиты и дiorит-монотипы имеют ограниченное распространение и развиты в основном в зоне эндоконтакта Улканского массива, в бассейне р. Галанак, выше устья р. Намчи, а также на левобережье Инька, Улкана и Мал. Кемкары. По содержанию калиевого полевого шпата они приближаются к гранодiorиту, содержание же кварца в кварцевых сиенит-дiorитах не превышает 10-15%. Породы имеют весьма характерный внешний облик. Это розовато-серые с лиловатым оттенком равномернозернистые, иногда слегка порфировидные породы, состоящие из кидоморфных габлитчатых кристаллов серого, довольно темного плагиоклаза ($\# 40-45$), заключенных в розовой существенно калиево-полевошпатовой массе. Кроме того, во всех разностях присутствует роговая обманка (10-15%) и биотит. Кварцевые дiorит-монотипы тесно связаны с сиенит-дiorитами. Количество кварца в них уменьшается до 10%, а в составе цветных минералов преобладают моноклинный пироксен (10-12%). Во всех породах преобладает монотиповая структура.

Для всех пород второй фазы джугджурского комплекса чрезвычайно характерным является лиловато-серый или лиловато-розовый цвет, постоянное присутствие калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена (с: $\# 6 = 42-44$) и некоторый дефицит кварца. Порогообразующие минералы образуют рядом особенностей: калиево-нагретый полевой шпат (анортотлаз) обычно имеет четкое выраженное тертитовое строение и пелитизирован ($Zv = -58-65$); роговатый микроклин встречается крайне редко; плагиоклаз резко зонален; роговая обманка образует тонкие игольчики и окрушена в следно-зеленый, либо буровато-зеленый цвет (с: $\# 6 = 18-20^\circ$); биотит, как правило, обладает темно-коричневой окраской и резко плевохромует. Типичным для пород этого комплекса является массивная текстура при широким разнообразии структур. Акцессорные минералы представлены апатитом, монацитом, цирконитом, ортитом, ураноторитом, рутилом; в гранитах и адамеллитах изредка встречается оранжит.

Спектральный анализ свидетельствует, что все породы относятся к нормальному ряду, причем по сравнению с гранитоидами углекислого комплекса отмечаются несколько большее содержание калия и меньшее кремнезема и более резкие колебания основных элементов характера спектра (n, q, a, c). Кроме того, содержание железа в ферромагнетических минералах закономерно увеличивается от диоритов, где оно находится примерно в разных соотношениях с магнетитом, к гранитоидам. Содержание элементов-примесей одинаково во всех разновидностях пород джугджурского комплекса и не отличается от таковых в породах углекислого, в то время как содержание рубидия и отношение к нему калия имеет некоторые отклонения. В эндиоконтактовых породах (диоритах и гранодиоритах) содержание рубидия составляет в среднем 0,08%; в адмеллитах и гранитах — 0,014% (за исключением адмеллитов бассейна Мат. и Бол.Камкары (0,007%). Отношение калия к рубидию колеблется от 280 до 190. Причем эндиоконтактовые фации разных участков Уланского массива имеют очень близкие фации (средние значения (280), в то время как в адмеллитах и гранитах отмечаются значительные колебания: 250 (р.Таванах) и 190 (лево-бережье Эйкана).

Эндиоконтактовые изменения развиты очень широко и выражены как в слабой локальной эндогенезации, окварцевании и биотизации ("петнистые" роговики, сохранившие свой первичный состав и структуру), так и в образовании роговиков различного состава. Роговики и их туфы превращаются в контактовом ореоле в кварц-мусковит-серпентиновые породы, напоявляющие вторичные кварциты серпентиновой фации, по Н.Н.Куреву (междуречье Оторудья и Иркани, правобережье Ниж.Эйкана). По антезитам и их туфам образуются кварц-биотитовые, кварц-биотит-гранатовые и кварц-эпидиотовые роговики (реки Оторудьях, Нельба и др.), по туфогенно-осадочным и осадочным породам — кварц-эпидиот-актинолит-хлоритовые роговики, сохранившие первичную полосчатую текстуру (междуречье Эйканы и Дегдэлгитика, верховья Иркани, междуречье Мукидочика и Нельба и др.). Кроме того, в бассейне р.Оторудьях наблюдаются полосчатые роговики типа "инъекционных" тейсов, а в верховьях р.Мат.Камкара — кварц-роговообманковые породы. Нередко в ороговевших породах отмечается равномерно рассеянная мелкая включенность шпирита (до 1,5 км). Ширина зоны эндиоконтактовых пород в зависимости от крутизны контакта колеблется от 0,5 до 2-5 км, мощность от 200 до 600 м.

Дайки лампрофирового состава (X Ст₁?)

Дайки лампрофирового состава представлены в основном роговообманковыми спессартитами и тесно связанными с ними микрогаббро и микродиоритами. Они имеют ограниченное распространение, мощность их не превышает 5-7 м, протяженность 200-300 м, простирание — северо-восточное.

Авгитовые спессартиты представляют собой мелкозернистые темно-серые с лиловатым оттенком породы и внешне очень напоминают микрогаббро. Августовые спессартиты состоят из идиоморфных, имевших вид мелких призматических включений, зерен авгита (25-30%), основного андезина (60%), иногда окруженного каймой более кислого платиокала. В интерстициях встречается калшевый полевой шпат, кварц (5-7%). Структура панидиоморфнозернистая, микрогаббровая.

Роговообманковые спессартиты внешне очень напоминают микродиориты, с которыми и имеют постепенные переходы в пределах одной дайки. Это зеленовато-серые полнокристаллические мелкозернистые породы, иногда порфирные, состоящие из тонких микролитовых иглоочек зеленовато-серой роговой обманки (30-35%) и среднего платиокала (60-65%). Структура гипидиоморфнозернистая. Эти дайки пересекают породы основной фазы джугджурского комплекса и могут быть отнесены к дайкам второго этапа.

Мелкие интрузии и дайки габбро-диабазов (У Ст₁?)

Несколько (до 1,8 км²) штоки габбро-порфиритов наблюдаются на левобережье Нитая. Дайки того же состава, северо-восточного простирания, мощность от 1,5 до 20 м, прослеживаются на 100-150 м, встречаются в бассейнах рек Оторудьях, Бидякит, Иркани. Мелкие интрузии прорывают жемонскую свиту и на дне не наблюдаются среди гранитоидов второй фазы комплекса, что, наряду с петрографическим сходством с габброидами первой фазы, позволяет считать их одновозрастными образованиями. Габбро-порфириты представляют собой плотные темно-зеленые массивные породы с мелкозернистой основной массой, в которой едва различимы мелкие (1-2 мм) включения авгита и реже платиокала, замещенного эпидиотом, хлоритом, кальцитом. Основная масса состоит из длинных лейсточек основного платиокала, рудного минерала, хлорита и имеет интерсеглярную, микрогаббровую и микродиабазовую структуру.

Мелкие интрузии и дайки гранодиорит-порфиров ($\gamma \text{SiCr}_1?$)
и диоритовых порфиров ($\delta \mu \text{Cr}_1?$)

Гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры слатают што-кообразные тела площадью до 4000 м² в бассейнах рек Мукиочик, Эйкан, Иван, а также многочисленные крутопадающие секущие и реже субпластовые жилы и дайки северо-восточного простирания, мощность от 0,1 до 20 м, в верховьях рек Мал.Кемкара, Качи, Оторудях, Болчинган и др. Они прорублены в основном к разломам северо-восточного направления, а также к экзо- и эндоконтактам Улканского массива, почти отсутствуют в наиболее глубоко эродированных его частях и являются дайками второго этапа. В стрессии наблюдаются крупные даек и тел наблюдается четко выраженная зональность. Так, краевые части наиболее мощной (20 м) дайки в бассейне р.Эйкан и штоки в верховьях р.Мукиочик сложены слабо раскристаллизованными диоритовыми порфиритами, имеющими облик эффузивных андезитов; центральные — хорошо раскристаллизованными диоритовыми порфиритами, переходящими в микродиориты. Аналогичное зональное строение наблюдается у штоков гранодиорит-порфиров в бассейне р.Эйкан. Некоторые же маломощные дайки (Бол. и Мал.Кемкара) целиком сложены слабо раскристаллизованными породами типа андезита или дайита. Экзоконтактовые изменения выражаются в пиритизации, который подвергается и сами дайки.

Гранодиорит-порфиры представляют собой светло-серые с розоватым оттенком породы с выделенными на фоне основной массы пачками белого или слегка розоватого платиноклаза (20-25%). Основная масса состоит из платиноклаза (μ 30-35) в количестве до 40%, пегматизированного калиевого шпата (20-25%), кварца (25%), тонких иглоочеч роговой оманки (5-7%) и в зависимости от степени раскристаллизации имеет микропоявистовую и микропоявистую структуру.

Диорит-порфиры характеризуются темно-серой с зеленоватым оттенком окраской и по своему составу являются существенно плагиоклазовыми. Платиноклаз ряда андезита образует выделенники и преобладает в основной массе. Содержание цветных минералов, представленных роговой оманкой и реже автлитом, колеблется от 10 до 20%. В некоторых разновидностях присутствует кварц и калиевый полевой шпат (2-10%). Структура основной массы варьирует от микропорфировой до микропоявистой и микропоявистовой. Как гранодиорит-порфиры, так и диоритовые порфиры всегда сильно изменены. Платиноклаз соосбритизирован, темновелетные минералы замещены активно-

литом, эпидиотом, хлоритом, рудными минералами; калиевый полевой шпат пегматизирован.
Взаимоотношения гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров там нигде не наблюдались.

Мелкие интрузии и дайки алгитовидных гранитов, гранит-порфиров ($\gamma \text{Cr}_1?$), пегматитовые ($\rho \text{Cr}_1?$), алгитовые ($\sigma \text{Cr}_1?$) и пегматит-алгитовые ($\rho' \text{Cr}_1?$) жилы

Алгитовидные граниты и гранит-порфиры образуют небольшие штокообразные тела площадью от 0,08 до 9 км² и жилы мощностью до 1-2 м и протяженностью 200-300 м, которые прорывают породы обеих фаз джугджурского комплекса и лишь изредка выходят за его пределы. Большое количество таких тел и даек сосредоточено на водоразделе рек Эйкан и Кемкара.

Алгитовидные граниты, пользующиеся широким распространением, представляют собой желтовато-розовые лейкократовые породы с редкими ленточными биотитами. Иногда по содержанию калиевого полевого шпата они приближаются то к адимеллитам, то к субидеолитам гранитам. Сидикатный анализ алгитовидного субидеолитного гранита (табл.3, анализ 17) свидетельствует о его промежуточном положении между щелочноземельными гранитами и риолитами по Р.Дэли. От первых он отличается более высоким платиноклазом (а:с=9,6) и большим содержанием калиевого полевого шпата, от риолитов — меньшим содержанием свободного кремнезема.

Гранит-порфиры, иногда связанные с алгитовидными гранитами постепенными переходами, имеют резко подчиненное значение. Они отличаются от последних наличием выделенников калиевого полевого шпата и реже платиноклаза.

Алгиты, пегматит-алгиты, пегматиты распространены в пределах Улканского массива, особенно в бассейне рек Бол.Кемкара, Эйкан, Уанкер, в междуречье Таганакха и Улкана, где развиты в основном адимеллиты и граниты. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 10-15 м, контакты четкие. Экзоконтактовые изменения выражаются в калишпатазации (мелкие зерна розового калиевого полевого шпата совместно с кварцем образуют участки микропегматита). Мощность зоны экзоконтактовых изменений не превышает 5-7 см. По соотношению полевых шпатов породы отвечают обычно нормальным щелочноземельным гранитам или адимеллитам. Лишь изредка отмечаются существенно калиево-полевощатковые разновидности. Основная роль принадлежит алгитам и пегматит-алгитам, реже вторичным типичные пегматиты. Очень часто в пегматитах (мис Нельба,

водораздел Эйкана и Бол-Камжары и др.) присутствует значительное количество черного турмалина — шерда, который находится в петлятом слое прорастания, иногда совместно с кварцем центральною частью жилы, или образует мелкие одиночные кристаллы.

Описанные выше породы связаны с заключительной стадией становления Джугджурского комплекса и являются дайками первого этапа. Взаимоотношения аллювиальных гранитов, аллюитов и пегматитов с другими жильными породами нигде не наблюдались.

Описанные выше особенности минералов пород основной фазы комплекса, широкое распространение порфировых и порфиритовых структур, богатый комплекс даек второго этапа свидетельствуют, что формирование Джугджурского комплекса происходило в типично-сальних условиях. С этим комплексом связана медно-молибденовая и полиметаллическая минерализация.

Интрузии Джугджурского комплекса прорывают вулканогенные образования джегонской, немужканской, матейской свиты и нельбинской толщи и перекрываются нерасчлененными верхнемеловыми эффузивами. Взаимоотношения их с интрузивными углоского комплекса не всегда четкие. В верховье рек Верх. Эйкан и Качи в тлывовых развалах переход от пород одного типа к другому, скорее всего, постепенный. В бассейнах рек Олни и Намчи диориты углоского комплекса резко сменяются порфиритовыми и порфиритовыми породами Джугджурского комплекса второй фазы эндоконтактовой фации, что может свидетельствовать о прорывании первых последними. Кроме того, на левобережье р. Олни габброиды первой фазы Джугджурского комплекса очень свежего облика, имеют четкие и довольно резкие контурты с тнейсовидными диагритами углоского комплекса. В бассейне р. Эйкан тоналиты последнего прорываются жилой габбрового состава, тесно связанной по своим петрографическим признакам с Джугджурским комплексом. Косвенным признаком наличия в районе двух комплексов может служить присутствие жил аллювиальных гранитов с микроклином среди тоналитов и диоритов, выделенных в углоской комплексе, и отсутствие таковых в породах выделенных в Джугджурской. Предварительные, еще непотопочные данные о различном отношении калки к рубидию в одинаковых по составу породах углоского и Джугджурского комплексов могут свидетельствовать о более молодом возрасте последнего.

На описываемой территории интрузии Джугджурского комплекса прорывают вулканогенные образования матейской свиты, которая на соседней к западу и юго-западу площади содержит флору верхов нижнего мела (Тархова и др., 1963ф). С другой стороны, описанные гранитоиды в междуречье Бол-Комуй-Джакал-Авганджа (лист

0-53-XXX) перекрыты вулканогенными породами, возраст которых определен по спирам и пыледе как поздний мел, возможно, сенондатовский. Абсолютный возраст алмазистов р. Таганах, определенный калий-аргоновым методом, составляет 105 млн. лет (лаборатория объединения "Аэрогеология"). Другое определение абсолютного возраста — 95 млн. лет, выполненное также калий-аргоновым методом, получено из аналогичных гранитоидов бассейна р. Таймень (лист 0-53-XXXVI) Л. В. Фирсовым (СВНИИ № 1). Таким образом, время внедрения интрузий Джугджурского комплекса точно не установлено: оно отвечает либо концу раннего, либо началу позднего мела.

В соответствии со сводной легендой Прихохотской серии для Джугджурского комплекса принимается условно раннемеловой возраст.

Гидротермальные жилы

Гидротермальные жилы — кварцевые, кварц-сульфидные и кварц-турмалиновые — приурочены к зонам разломов и ацикляльными частями интрузий. Определить связь их с определенными интрузивными комплексами на современной стадии изученности района не представляется возможным.

Наибольшим распространением пользуются безрудные кварцевые жилы мощностью до 2 м (р. Качи), состоящие из молочно-белого сливного кварца, изредка с хлоритом и эпидотом. Иногда в жилах отмечается вкрапленность магнетита (р. Нягай).

Кварц-сульфидные жилы встречаются очень редко — это кварц-пиритовые жилы, иногда с молибденитом и сфалеритом. Пирит образует тонкую мелкую равномерно рассеянную вкрапленность (междуречье Уликана и Таганаха). Иногда вмещающие породы пронизаны сетью мелких тонких кварцевых жилок, так что образуются жильная брекчия. Кварц в этом случае представляет как массивной разновидности, так и мелкими мушкетными пестоватыми кристаллами. С кварц-сульфидными жилами в районе связана молибденовая и цинковая минерализация. Однако в соседних к западу (листы 0-53-XXXIV, XXXV) районах с ними связана также золоторудная и полиметаллическая минерализация (Котаренко и др., 1965ф, Гольденберг, 1963ф).

Кварцевые жилы с турмалином, по-видимому, тесно связаны с турмалиновыми пегматитами. Встречено всего несколько таких жил (р. Эйкан, междуречье Таганаха и Уликана); мощность их не превышает 0,2-0,3 м, простирание — субмеридиональное.

ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении описываемая территория не однородна. Прибрежная ее зона располагается в пределах северо-восточной оконечности мезозойской Монголо-Охотской складчатой области. Остальная северо-западная часть относится к вулканическому поясу, начавшему свое развитие с раннего мела и наложенному на разновозрастные структурно-тектонические области: Верхоянские и Монголо-Охотские мезозойские и на краевую зону протерозойской Станово-Каждуглижурская. К Охотскому побережью в пределах описываемой территории припадает область шельфа с глубинами до 150-200 м. Еще восточнее, по данным И.П.Козыминской и др. (1963), предполагается так называемый Северный прогиб субширотного простирания, глубина которого в наиболее опущенной части достигает 5 км (рис.2).

В структурном отношении Монго-Охотская область представляет собой северо-западное крыло и зону северо-восточного погружения Анского антиклинория. Последний протягивается в юго-западном направлении на расстоянии около 200 км и разобщен на отдельные участки последовательными баболоподобными массивами мезозойских транзитивных угловых комплексов. В строении Анского антиклинория выделяются три структурных яруса, соответствующих главным этапам развития Монголо-Охотской геосинклинали.

Нижний структурный ярус (комплекс структур основания, по М.В.Муратову) выхолит на дневную поверхность в двух тектонических блоках, один из которых располагается на северном побережье Алдомского залива, другой — на правобережье р.Алдома, западнее р.Мотчу. Этот ярус сложен наиболее древними отложениями — известняками начальной свиты. Для него характерны линейные складки субмеридионального простирания с крутинами (50-85°) крыльями и акшитами порядка 1-2 км, часто осложненные плейчугостью и мелкими разрывами.

Книее описываемой площади в ядре Анского антиклинория в строении нижнего структурного яруса принимает участие, кроме того, мощная песчано-сланцевая толща, согласно подстилавшая начальной свиты. Таким образом, в комплексе основания выделяются две формации: нижняя терригенная и известняковая. Более молодее формация, по-видимому, была уничтожена внутрисинклинальным осадконакоплением и несогласий позволяет думать, что данная территория в доверхнеордовикское время в первой половине геотектони-

ческого цикла развивалась как устойчивая интрагеосинклиналь.

Средний структурный ярус, отвечающий структурам главного геосинклинального комплекса, по М.В.Муратову, складается терригенными и карбонатными породами верхнего ордовика (алдомская свита), дудловского, живетского, франского и фаменского ярусов. Этот структурный ярус отделен от нижнего поверхность асимметричного несогласия, которое наблюдается книее, в районе пос.Ан.

В пределах описываемой площади, где широким развитием пользуются интрузивные породы мезозойского возраста, от структур главного геосинклинального комплекса сохранились лишь часть северо-западного крыла Анского антиклинория (Алдомская структура) и серия мелких складок в тектонических блоках осевой зоны полегнее. Здесь наблюдается падение пород на север и северо-запад. Монклинально падающие пласты прослеживаются вплоть до долины Алдома и далее на северо-восток до устья Улана. Особенно резкий изгиб пласты испытывают в среднем течении р.Алдома между устьями рек Таччи и Иван. Углы падения пород варьируют от 35 до 70°; причем наиболее крутые углы падения отмечаются на левом берегу р.Алдома. По-видимому, это свидетельствует о сравнительно пологом своде уничтоженной мезозойской интрузивной антиклинальной складки и крутых крыльях. Если учесть, что синклинали в породах верхнего ордовика книее описываемой территории (район Ана) имеют пологие днища и крылья значительной крутины, то можно судить о характере складчатости, присущей среднему структурному ярусу в целом. Это — линейные складки с крутыми крыльями и относительно пологими сводами, отдающие амплитудой порядка 10-20 км. Однако в осевой зоне Анского антиклинория в тектонических блоках на северном берегу Алдомского залива, в породах алдомской свиты, наблюдается более мелкая складчатость линейного типа с амплитудами порядка 0,5-3 км и углами наклона крыльев 30-60°, иногда осложненная плейчугостью.

Анализ литологии палеозойских отложений от верхнего ордовика до фаменского яруса выгледительно свидетельствует, что главный геосинклинальный комплекс складывается от комплекса основания более полного набором формаций. Здесь можно выделить:

1) нижнюю терригенную формацию верхнего ордовика мощностью около 4000 м, которая выгледает в себя отложения алдомской свиты и подстилающую ее песчано-сланцевую толщу, развитую книее описываемой площади в районе Анского полуострова;

2) известняковую формацию общей мощностью порядка 2200 м, отвечающую дудловскому и живетскому ярусам;

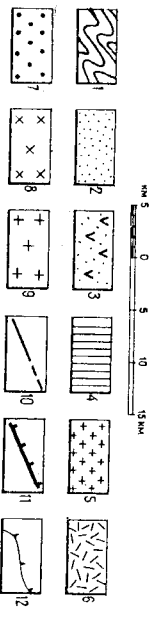
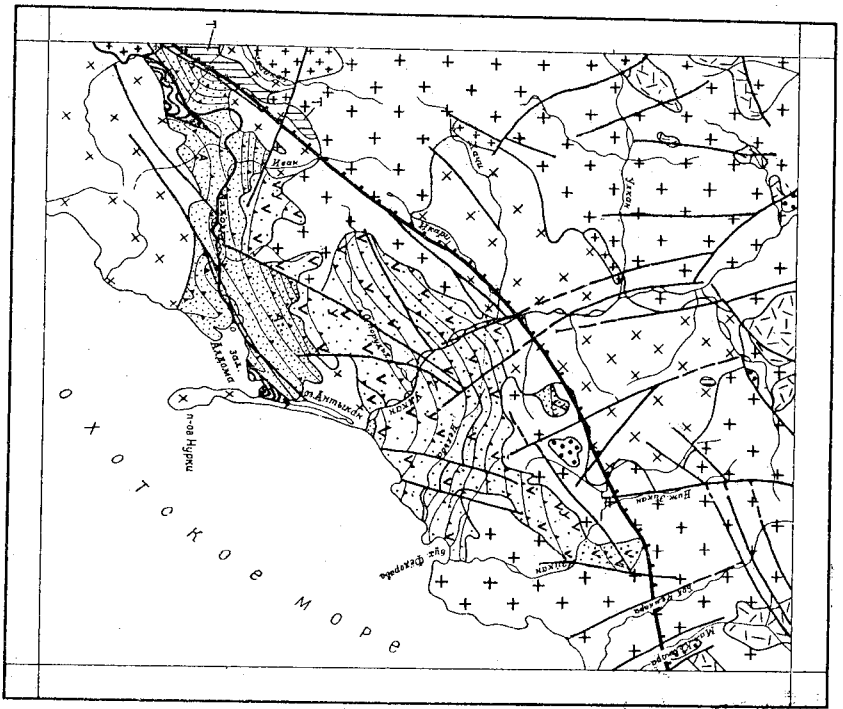


Рис. 2. Тектоническая схема

Мезозойды Монголомотохотской и Пригладной к северу от осевой зоны Анжиро-Алтыноринск: 1 - нижний структурный ярус (структурный комплекс основания - нижний структурный ярус); 2 - средний структурный ярус (структурный главный геосинклинальный комплекс - верхний орудный - верхний левон); 3 - верхний структурный ярус (структурный мелассовый комплекс - верхний дра - нижний мел); 4 - фортисский; 5 - фортисский; 6 - фортисский; 7 - фортисский; 8 - фортисский; 9 - фортисский; 10 - фортисский; 11 - фортисский; 12 - фортисский.

У - Уланская, Т - Тавчиноская моноклиньяль

3) верхняя терригенная формация верхнего девона видовой мощностью 1200 м, соответствующая франскому и фаменскому ярусам. Кроме того, в районе Ана развиты углесто-глинисто-сланцевые отложения с опечатками флоры среднего карбона, которые могут рассматриваться в качестве лагунной формации, завершающей полный формационный ряд главного геосинклинального комплекса.

Надлежащее значительного количества перерывов в осадконакоплении, выпадение из разреза осадков венлокского и эйфельского ярусов, образованных нижнего девона и нижнего карбона, а также отсутствие продуктов вулканической деятельности свидетельствуют о том, что этот участок Монголо-Охотской геосинклинали, расположенный в ее краевой, внешней зоне, в течение главного геосинклинального этапа характеризовался типичным интратегеоантиклинальным режимом. Сопреженная с этой интратегеоантиклиналь интратегеоантиклинальная зона располагалась восточнее, на что указывали мощные излияния эффузивов в среднем девоне, зафиксированные южнее Аянского района в бассейне р. Киран и на Шантарских островах.

Верхний структурный ярус соответствует структурам молаассового комплекса, по М. В. Мрзатову; в пределах описываемой площади он представлял нижний подъярусом, в сложении которого принимают участие верхнеросские-нижнемеловые осадочно-эффузивные образования джелонской свиты, нельбинской толщи и послескладчатые массивы раннемеловых триптоидов, главным образом, удюнского комплекса. Верхний структурный подъярус, представляющий горизонтально лежащей трюдой нижнемеловой молаассой, пользуется широким развитием южнее, в районе пос. Аян; он отделен от нижнего подъяруса поверхностью углового несогласия.

Так же, как и в среднем структурном ярусе, после внедрения мезозойских триптоидов в пределах района сохранилась лишь часть северо-западного крыла Аянского антиклинория (Уланская структура). Последняя, плавно изгибаясь, облекает с северо-востока и северо-запада структуру главного геосинклинального комплекса. Это изменение простирания вулканогенных отложений, наблюдающееся на левобережье р. Улан, в нижнем ее течении, вплоть до северо-западного, перпендикулярного региональному простиранию структур Монголо-Охотской складчатой области, очевидно, намечает зону северо-восточного погружения Аянского антиклинория.

Уланская структура в южной своей части характеризуется северо-западным падением пород, а на левобережье р. Улан — северным и северо-восточным. Угли падения варьируют от 10 до 50-60°, причем в их распределении наблюдается определенная зональность.

В направлении падения сначала происходит резкое уменьшение крутизна наклона от 50-60° до 10° (левобережье р. Улана, при устье), затем — постепенное увеличение до 50° (верховья рек Нельба и Мудючик) и далее — выполаживание до 25-30° (бассейны верхнего течения р. Эйкан). Описанная зональность свидетельствует об осложнении Уланской структуры рядом флексур с углами падения слоев в пределах складчатых крыльев 50-60°.

Если учесть материалы по соседним к яту районам, для молаассового комплекса имеет место весьма типичный ряд континентальных формаций:

1) угленосная формация верхнеросского возраста — самая нижняя часть джелонской свиты, представляющая глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями угля, развитыми в бассейне р. Делон;

2) осадочно-вулканогенная формация верхнеросского-нижнемелового возраста;

3) молаассовая формация нижнемелового (неокомского) возраста — несортированные вулканические конгломераты, развитые в районе поселков Аян и Лантарь.

Молаассовый комплекс формировался в пределах Удского противобазы на заключительной — ортогенной — стадии развития Монголо-Охотской геосинклинали. В связи с тем, что от Сибирской платформы этот противобазы отделен на протяжении всей истории своего развития Джугджурским поднятием, его следует классифицировать в качестве межгорного. Существование Джугджурского поднятия установлено на основании к юго-западу площади листа О-53-XXXXI по составу обломочного материала нижнемеловой молаассы (Гольденберг и др., 1963ф).

Таким образом, прибрежная зона описываемой территории относится к мезозойским, начальный этап развития которых окончился до позднего ордовика. Главный геосинклинальный этап продолжался с позднего ордовика до среднего карбона включительно, а заключительный этап охватывал позднюю яру и ранний мел.

М. С. Нагибина относит Удский противобазы к категории впадин восточно-азиатского типа, являющихся результатом ревивации плитформ, тем самым обосновывая его от Монголо-Охотской геосинклинали и выделяя самостоятельную складчатую область в качестве тердинид (Нагибина, 1959). Близкой точки зрения придерживаются геологи Северо-Восточного геологического управления (Литов В. А., Анисеев Н. П., Вазюковский А. П. и др.), относя этот район к Монголо-Охотской складчатой области терпинского возраста.

Северо-западная часть расчленяемой площади, относимая нами к Охотско-Чукотскому вулканическому или Охотскому тектоническому массиву или блоку, выделенному Е.К.Устиевым (Устиев, 1959), является зоной широкого развития нижнемеловых триантоновых массивов Джугджурского комплекса, внедрившихся по зонам глубоких разломов северо-восточного простирания и представляющих собой меоформационные тапилоитоподобные тела. В них в виде ксенолитов и провесов крошечки сохранились реликты нижнепротерозойского метаморфического складчатого комплекса и среднепротерозойских интрузий, а также реликты покровов нижнемеловых эффузивов. Последние слегает нижний структурный ярус Охотского тектоно-магматического пояса в пределах расположенных юго-западнее — Предджугджурского прогиба и северо-восточнее — Ульяновского прогиба. Покровы верхнемеловых эффузивов, по Е.К.Устиеву, относятся ко второму структурному ярусу Охотского тектоно-магматического пояса.

В нижнепротерозойских образованных на левом берегу р.Танчи наблюдается крутое (70-80°) моноклиналиное падение на северо-запад (Ланчинская моноклинали). Установить характер дислоцированности нижнемеловых эффузивов в пределах описываемой площади не удается. Наблюдающийся на разрозненных небольших участках крайнего северо-запада района оравнительно пологий контакт между неукланской и магейской свитами свидетельствует, по-видимому, о ополонном их залегании. В Предджугджурском и Ульяновском прогибах нижнемеловые эффузивы смиты в пологие складки с углами падения на крыльях не более 5-20°, сильно отгибаясь, таким образом, по характеру залегания от верхневереских-нижнемеловых образований Джелонской свиты и нельбинской толщи, участвующих в строении складчатой структуры. Из сказанного ясно, что отличие между этими эффузивами заключается не столько в их некоторой разноразрассности, сколько в том, что верхневереские-нижнемеловые эффузивы возникли на заключительном этапе развития Монголо-Охотских мезозойт, а нижнемеловые эффузивы — на ранней стадии образования Охотско-Чукотского вулканического пояса, являющегося окраинной структурной областью камчатской (альпийской) складчатости. Покровы верхнемеловых эффузивов характеризуются горизонтальными залеганиями, которое нарушается лишь вблизи от разломов. В крупных полях развития этих пород в Ульяновском прогибе, по свидетельству Е.К.Устиева, отмечается лишь незначительное их коробление.

Следует сказать, что Е.К.Устиев, строго ограничив время заложения Охотского тектоно-магматического пояса началом меловой

эпохи, ошибочно включает в его пределы поля развития верхневереских-нижнемеловых эффузивов (Устиев, 1959). М.И.Ильинсон и Л.И.Красный считают, что заложение этого пояса, который ими назван Удско-Охотским, произошло в средней и поздней юре; они относят к нему верхневереские-нижнемеловые отложения Джелонской свиты и нижнемеловые и палеогеновые эффузивы, развитие севернее площади листа 0-54-XXX в юге Охотского побережья (Ильинсон, Красный, 1962). Вместе с тем, признавая, что вулканические пояса Дальнего Востока совместно с ассоциированными с ними наземными углеводородными образованными являются своеобразным дальневосточным эквивалентом передовых прогибов "классических" геосинклиналей, эти исследователи как бы подчеркивают двойственный характер верхневереских-нижнемеловых эффузивов. С одной стороны, последние относятся к стадии заложения Удско-Охотского вулканического пояса, с другой — к заключительному этапу развития мезозойт.

На тектонической схеме граница между Монголо-Охотской складчатой областью и Охотско-Чукотским вулканическим поясом показана нами с некоторой долей условности; некоторые элементы Охотско-Чукотского вулканического пояса (северо-восточная часть массива триантонов Джугджурского комплекса) встречаются и в пределах Монголо-Охотской складчатой области. Имеет место и обратные соотношения, когда гранитоиды Удского комплекса, присутствующие мезозойтам, оказываются включенными в Охотский пояс. Такие явления легко объяснимы, если учитывать наложенный характер Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Широким распространением на описываемой площади пользуются разрывные нарушения. Они могут быть сгруппированы в две системы — разломы северо-восточного и разломы северо-западного, субмеридионального направления. Первая группа разломов, очевидно, связана с северо-восточным продолжением зоны Джугджурского глубинного разлома, юго-западнее разграничивающей Сибирскую платформу и Монголо-Охотскую складчатую область. Вторая группа разломов, по-видимому, относится к системе Билъчаньской зоны дислокаций, расположенной севернее.

Как те, так и другие разломы либо прямолинейны, либо слабо изогнуты. Протяженность наиболее крупных из них достигает 20-30 км. Полная независимость их направления от форм рельефа свидетельствует о вертикальном положении плоскостей сместителей. При переосенении разломов одного направления разломами другого простирания всегда наблюдаются значительные (до 1-2 км) горизонтальные смещения. Вертикальную амплитуду перемещений по ним обычно опре-

Делить трудно, но, судя по геологической ситуации, по обе стороны от разрывных нарушений, одно из которых пересекает р. Даччи, а другие — реки Нгай и Оторудьях, она также значительна и до-стигает нескольких сотен метров. Эти данные позволяют относить большинство дизъюнктивов к категории сбросо-сдвигов.

Ноль некоторых из разломов удается наблюдать зоны рас-сланцевания, катаклаза и ожелезнения пород, нередко отмечается окварцевание, эпидотизация и хлоритизация. Мощности зон колеб-лются в широких пределах — от совсем незначительных до 2 км, на-пример, вдоль разлома, пересекающего р. Оторудьях в среднем тече-нии.

В большинстве случаев разрывные нарушения хорошо дешифри-руются на аэрофотоснимках, лучше выражеными на местности сери-ей расположенных в едином створе селовин, уступов на склонах, улажненных и покрытых более густой растительностью зон. Речная сеть обычно не считается с направлением разломов, лишь иногда по-ним заложены самые верховья ручьев и мелкие ложки.

Возраст разрывных нарушений определяется как послепозд-немеловой на основании пересечения разломами обоч направленных покровов верхнемеловых эффузивов в верховьях р. Джух, Эйкан. Ха-рактер пересечения дизъюнктивных нарушений двух систем позволяет говорить об относительной молодости разломов северо-западного и субмеридионального направлений. Исключение составляет дизъюнктив северо-восточного простирания на правобережье р. Намчи, смещающий субмеридиональные разломы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемая территория расположена в области сводового поднятия, наиболее приподнятая часть которого приурочена к вер-ховьям рек Иван и Качи.

В зависимости от интенсивности проявления тех или иных экзогенных факторов, играющих главную роль в формировании релье-фа, выделяются следующие основные типы рельефа (рис. 3).

Денудационный полотнообразный рельеф рельефов повсюду равнинная падеготенового возрас-та (7)х/ сохранился на водоразделе рек Эйкан и Тагнаха на вы-

х/ В скобках указаны цифры, которыми обозначены типы рельефа в легенде к геоморфологической схеме (см. рис. 3).

соте 700-900 м. Пенеллен представляет собой выположенную поверх-ность с первоначальными неровностями рельефа, с размахом до 100 м. Палеогенный возраст поверхности выдвигивания определен на осно-вании спорово-пыльцевого анализа проф., собранных за пределами района (левобережье р. Ченасин) из отложений на аналогичных по-верхностях (Ставцев и др., 1962г).

Эрозационный низкоронный резко-расчлененный рельеф неотен-чет-вертичного возраста (2) развит в бассейнах рек Нельби, Оторудьях и Иркани и приурочен в основном к участкам распространения эффузивных пород. Он характеризуется наличием раз-лично ориентированных хребтов, с абсолютной высотой 600-100, реже 1200 м, с густой сетью речных долин (относительно преобладающей колеблется от 200 до 800 м). Хребты имеют узкие (30-300 м), пред-невидные или плоскообразные водоразделы и крутые (20° и больше) склоны обильно-осыпного и осыпного сноса, лишённые растительно-сти и покрытые среднетравяными осыпями. На склонах развиты лу-тая сеть эрозационных ложбин и борозд.

Эрозационно-денудационный низко-ронный расчлененный рельеф неог-тен-четвертичного возраста (3) с тоо-полетом процессов солифлюкционного сноса и накопления, форми-рованных в основном на гранитоидах Джуджурского комплекса и ортогнейсовых породах палеозой, развит в межуречье Утана и Тагнаха, в верховьях Бол. и Мал. Камгары и на левобережье Андо-м. Этот тип рельефа характеризуется узкими полого-выпуклыми во-доразделами высотой до 800-1000 м с отдельными вершинами до 1200 м; крутыми (20°) склонами, покрытыми крупнотравяными осы-пями, в нижних частях слабо заросшими и широко развитыми на-горными террасами.

Денудационно-эрозационный низко-ронный расчлененный рельеф неог-тен-четвертичного возраста (4) распро-странен в бассейнах рек Качи, на левобережье Тагнаха и Эйкана. Он сформирован на гранитоидах углового комплекса и частично Джуд-журских. Развитие здесь хребты высотой 400-800 м имеют широкие (1-2 км) плоские вершины, полого переходящие в задернованные склоны солифлюкционного сноса и накопления, крутизна которых не превышает 15°. Склоны характеризуются волнистым профилем, бла-годаря приуроченности к их нижним, часто заболоченным частям со-лифлюкционных шлейфов. Солифлюкционные, плохо сохранившиеся тер-

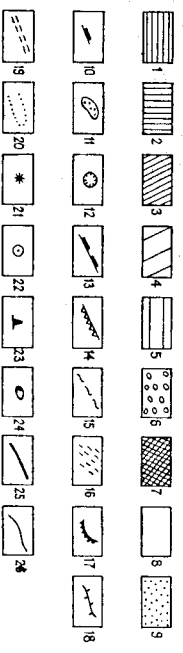
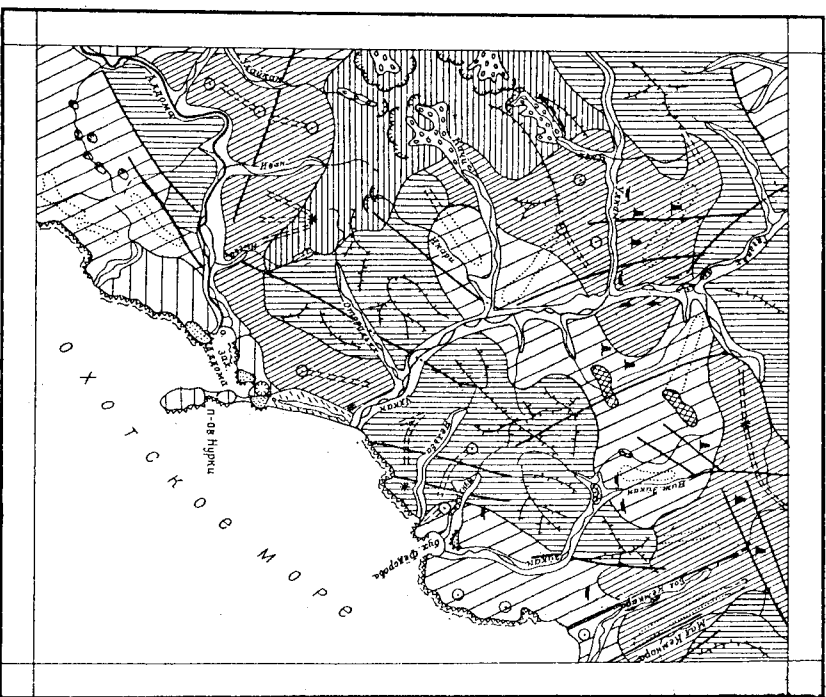


Рис.3. Геоморфологическая схема

Т и п н р е л ь е ф а : 1 - ленинково-аккумулятивный среднетор-
 ны, резко расчлененный крутосклонный рельеф позднечетвертичного
 возраста; 2 - эрозивный низкоторный резко расчлененный рельеф
 неоген-четвертичного возраста, сформированный преимущественно
 на эффузивах; 3 - эрозивно-ленинцовый низкоторный расчленен-
 ный рельеф неоген-четвертичного возраста, сформированный на гра-
 нитолах джугжурского комплекса и ортогнейных осадочных по-
 родах; 4 - ленинцово-эрозивный низкоторный расчлененный
 рельеф неоген-четвертичного возраста, сформированный на грани-
 толах углослого комплекса и частично джугжурски; 5 - ленинцо-
 оно-эрозивный низкоторный, слабо расчлененный комплексный рельеф
 неоген-четвертичного возраста, сформированный в основном на
 осадочных породах; 6 - ленинково-аккумулятивный грядовый рельеф
 верхнечетвертичного возраста; 7 - ленинцовый пологовокатый
 рельеф поверхности выравнивания палеогенового возраста; 8 - эро-
 зивно-аккумулятивный рельеф дна речных долин среднечетвертично-
 го-современного возраста, представленный комплексом поймы и
 I-IIу напойменных террас; 9 - абразионно-аккумулятивный морской
 рельеф среднечетвертичного возраста. Ф о р м р е л ь е ф а :
 10 - нагорные террасы; 11 - наледные поляны; 12 - кары ленинко-
 лме; 13 - троги; 14 - абразионный уступ; 15 - видная граница
 современной абразионной платформы; 16 - перешеек; 17 - уступ мор-
 современной абразионной платформы; 20 - плоско возвышения;
 21 - островные конусообразные вершины; 22 - пологорядные и
 плосковерхие вершины; 23 - останцы выветривания; 24 - эрратиче-
 ские валуны. П р о ч е о б о з н а ч е н и я : 25 - разломы,
 четко выраженные в рельефе; 26 - граница типов рельефа

расы и останки выветривания являются типичными микроформами этого рельефа. В бассейне р. Улайкан, на высоте 100-150 м, сохранились эрратические валуны, свидетельствующие о том, что на формирование этого типа рельефа, по-видимому, оказало влияние среднететвертинное полупокровное оледенение.

Денудационно-эрозивный низкотеррасный рельеф распространенный холмистый рельеф неотен-четвертинного возраста (5) охватывает район побережья Адомского залива, где развиты терригенно-карбонатные гонимы и трантоиды углекислого комплекса. Абсолютные высоты здесь не превышают 200 м, относительные превышения не более 100 м. Крутизна залоченных склонов 5-7°, в нижней части 2-5°. Здесь господствуют процессы солифлукции. Большое развитие принимают широкие плоские поверхности гольцового выравнивания. Долины широкие, U-образные.

Возраст описанных типов рельефа определяется следующими данными. В падеготене (до олигоцена включительно) расчлениваемая площадь представляла собой пенеплен, о чем свидетельствуют редкие падеготеновой поверхности выравнивания. Приуроченность среднечетвертинного аллювия к низшим долинам указывает на то, что к среднечетвертинному времени уже были сформированы основные элементы рельефа - хребты и долины. Следовательно, начало и тлавная фаза формирования указанных типов рельефа приходится на неотен-раннететвертинное время. В связи с тем, что процесс денудации и эрозии преобразовывает рельеф и пониже, возраст его устанавливается как неотен-четвертинный.

Ледниковая-аккумулятивный средний нетеррасный резко расчлененный крутосклонный рельеф (I) охватывает верховья бассейнов рек Качи, Улкан, Иван и приурочен к наиболее высокой части терригории с отметками до 1300-1700 м. Он представляет собой систему хребтов, сильно расчлененных речными долинами (относительные превышения достигают 1200 м), с крутосклонными, очень узкими гребневидными водоразделами и карпинтами, образовавшимися при сочленении каров диаметром до 1,5 км, с высотой стенок до 400-600 м. Протяженные долины, частично разрушенные, сохранились только в верховьях рек Качи и Улкана. Позднететвертинный возраст рельефа определяется временем образования ледниковых отложений, развитых в пределах этого рельефа.

Ледниковая-аккумулятивный грядовый рельеф (6) развит в долинах рек Качи, Инях,

Оторудьях, Ингай, где сохранились вали донной и боковой морены горно-долинного оледенения. Эти вали высотой 20-30м, протяженностью 6-8 км при ширине до 2 км имеют пологие склоны. В соседстве с ними встречаются западины разлитной формы, диаметром 100 м, глубиной до 20 м, иногда залоченные водой (реки Инях, Икар). При прорезании холмисто-западного рельефа реками образуются каньонобразные участки долин. Позднететвертинный возраст рельефа определяется возрастом слаталых его ледниковых отложений.

Эрозивно-аккумулятивный рельеф приурочен к низам (8) речных долин, с развитыми в их пределах террасовым комплексом. Ни одна из речных долин не имеет выработанного продольного профиля, что объясняется современным поднятием терригории.

Террасовый комплекс представлен четвертой, третьей, второй и первой напойменными террасами, а также высокой и низкой поймами (на геоморфологической схеме они не расчленены).

Все террасы, за исключением поймы, сильно размыты и встречаются фрагментарно. Для них характерно наличие вышележающей поведности, слабо наклоненной к руслу реки. Тыловой шов, как правило, заметен в то время как бровка хорошо выражена.

Четвертая напойменная покатая терраса среднететвертинного возраста наблюдается по рекам Таганах, Улкан, Мукочик и в устье р. Нельсоя. Ее высота колеблется от 25 до 30 м, соответственно изменяется и высота поката от 5 до 20 м. Ширина террасы не превышает 200-300 м.

Верхнететвертинная третья напойменная аккумулятивная терраса отмечается только в верховьях р. Инях и на р. Улкан, близ устья р. Таганах. Высота террасы колеблется от 10 до 14 м, ширина до 300-400 м.

Вторая напойменная терраса верхнететвертинного возраста, аккумулятивная - по рекам Бол. Кемкара и Эйкан и покатая - в долинах рек Улкан, Адлома, Таганах. Обычная ее высота 7-9 м. Вверх по Адломе намечается увеличение высоты от 7 до 12-15 м. В покатых террасах высота поката (5-12 м) превышает мощность аллювия (2-4 м).

Первая напойменная аккумулятивная терраса приурочена в основном к устьям боковых притоков крупных рек. Высота ее 4-6м, а ширина до 300-400 м.

Пойменная аккумулятивная терраса современного возраста высотой до 3 м развита повсеместно узкой полосой вдоль русел рек. Поверхность террасы ровная, местами осложнена бутрами пучения. Возраст террасового комплекса определяется возрастом

слагающих их аллювиальных отложений.

Морской абразивной эрозии — аккумулятивной — в виде небольших фьрдов в районе рельефа (9) сохранился в виде небольших фьрдов в районе залива Алдома и на полуострове Нурки, где он представляет покатой террасой высотой 15-30 м. Поверхность террас ровная, слабо наклоненная на северо-восток. Возраст ее определяется на основании спорово-пыльцевого анализа проб из отложений этой террасы как среднечетвертичный.

Прибрежная полоса представляет собой зону современной абразивной и аккумулятивной деятельности моря. Абразивные формы рельефа — клиф высотой до 100-400 м с вышками и неровная абразивная платформа (бенч) с вышками и останцами почти повсеместно прослеживаются вдоль берега моря.

Аккумулятивные морские формы рельефа имеют ограниченные развитие. Узкий (10-15 м), местами до 20-50 м, пляж не предохраняет коренной берег от разрушения. Современная морская терраса (майда) высотой до 5-7 м наблюдается только к юго-западу от устья Улкана и между Эйканом и Муклочиком (на схеме не показано). Озера Ижит и Антыкан отделены от моря асимметричной перемычкой высотой до 6 м, обращенной выпуклой стороной к озерам.

Аналогичная перемычка соединяет два прибрежных острова между собой и с материком, образуя полуостров Нурки.

История развития рельефа можно проследить лишь с палеогена, когда на обширной территории востока Азии, частью которой является и описываемый район, возникла поверхность выравнивания. Данные по сопредельным площадям — хр. Дурман (Польденберг, 1962г) свидетельствуют, что пенинлен без особых изменений просуществовал до оледенения включительно.

В неогене и раннечетвертичное время рассматриваемая площадь испытала интенсивное сводное поднятие, центральная часть которого совпала с осевой зоной хр. Джугжур. На это указывает закономерное увеличение абсолютных отметок вершин от берега Охотского моря к северо-западу. Сводное поднятие обусловило активизацию процессов эрозии и денудации, что по существу привело к созданию основных элементов рельефа. Следует особо подчеркнуть, что в различных структурных типах рельефа главную роль сыграла неоледниковая способность горных пород к разрушению.

В среднечетвертичное время имело место оледенение полупокровного типа, следы которого обнаружены в осевой зоне хр. Джугжур (ледниковая штриховка, барабаны льн, нунатаки), а также в пределах описываемой площади: эрратические валуны на склонах долины р. Улайкан на высоте 100-150 м над руслом.

С последними временем (вероятно, вторая половина

среднечетвертичной эпохи) связано возникновение аккумуляции северной половины Охотского моря. На это указывают характер рельефа морского дна и литологический состав отложений (Везуков и Удинцев, 1953), а также следы распространения некоторых пресноводных рыб (Линдберг, 1946). Свидетельством трансгрессии в районе является морские отложения, зафиксированные на высоте 15-30 м над современным уровнем моря.

В позднечетвертичное время наиболее высоко подняты части района подверглись вторичному оледенению, носившему горно-долинный характер, в результате чего возник типичный экзарационный рельеф в верховьях рек Качи, Улкан и Иван.

Наличие многочисленных речных террас показывает, что в течение позднечетвертичной и современной эпох район продолжал испытывать воздымание, прерывавшееся стабильными отсоединительными покоем. Некоторое увеличение высоты II напольной террасы р. Алдома вверх по течению указывает на большую интенсивность восходящих движений в восточной (преджугжурской) части района по сравнению с прибрежной его частью. Таким образом, можно думать, что сводное поднятие этого этапа наследует план неоген-раннечетвертичного поднятия.

Для самого последнего этапа тектонической истории намечается тенденция к опусканию прибрежной части района, о чем свидетельствует современный характер берега Охотского моря — абразивный обрыв, вскрытые русла ручьев, эскарпов в устье р. Эйкан и затопленная дельта р. Алдома.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа 0-54-ХХV выявлены рудопроявления молибдена, фаяллитов и титаноманганитов, а также штиховые орудни молибдена, шельита, золота, кинновари, чевкинита, оранжита и металлотермические орудни свинца, молибдена, серебра, меди.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Титаноманганиты

В районе обнаружено два маломощных рудопроявления титаноманганитов, связанных с таборитами Джугжурского комплекса. На территории р. Эйкан (10) проявление приурочено к зоне эндоконтакта Улканского массива с гудами

джелонской свиты. Здесь мелкозернистые таборо с вкрапленностью титаномалнетита (до 30%) слэгают линзу мощностью от 5 до 15 м и длиной до 50 м. В линзе наблюдаются три полосы площадью 0,5-0,7 м² почти сплошной руды, состоящие на 75-80% из титаномалнетита и 5-7% - ильменита.

На д е в о б е р е ж ь е р. У л а й к а н (25) титаномалнетит образует равномерную вкрапленность (20-30%) в центральной части штока таборо I фазы. Обогатенные титаномалнетитом породы простираются в меридиональном направлении и прослеживаются в эльвальных развалах на 70-100 м (далее задерновано) при ширине 5-6 м. В пределах выходов штока наблюдается аромалнитная аномалия в 3000 гамм.

Аналогичные аномалии, также связанные с табороидами, отмечаются на правобережье Намчи и волоразделе р. Деглегелька и Нельби. Однако здесь табороиды на поверхности не содержат повышенных концентраций титаномалнетита.

Описанные выше рудопроявления, несмотря на приаллежность их к перепективному в промышленном отношении генетическому типу,виду малых масштабов не представляют практического интереса.

Мель

Халькопирит обнаружен в пиритизированных транкоидных Инякского (13) и в адаметитах Качинского (15) месторождений рудопроявления. Содержание меди здесь, по данным химического анализа, достигает в единичных пробах 0,36%. В окварцованных и пиритизированных туфах линкового проявления (23) содержание меди - 0,01%, редко до 0,04%. Редкие зерна халькопирита отмечаются в единичных шихтах в верховьях р. Качи, где источником сноса его, очевидно, является зона пиритизации вдоль разломов.

Свинец

Галенит и пироморфит встречаются в Инякском месторождении рудопроявления (13); содержание свинца здесь, по данным химического анализа, составляет от 0,01 до 0,1%. Повышенные содержания свинца - 0,01-0,05% отмечены также в двух других моллибденовых проявлениях (15,3). В Н е л ь б и н с к о м Ц и н к о в о м П р о я в л е -

н и и (23) содержание галенита достигает 2%, свинца - 0,01-0,3%. В разрозненных шихтовых пробах редкие зерна галенита, вольфенита, пироморфита обнаружены в бассейнах рек Олорудьк, верховья Качи, Улкана, левого притока Таванаха, Намчи, Мукоочки.

Большой ореол вторичного солевого рассеяния свинца (I) с содержанием в 0,08%, при фоновом - 0,001%, оквывает бассейн правого верхнего притока р. Таванаха, верхняя Магана и Улкана. В верховьях р. Ункер (8) отмечается меньший по площади ореол рассеяния с содержанием свинца 0,06%. Пространственная связь ореолов рассеяния с зонами пиритизации трантоидов и эффузивов вдоль разломов позволяет предполагать, что они являются источником сноса свинца; спектральный анализ штуфных проб из этих зон не дал положительных результатов.

Цинк

Н е л ь б и н с к о е П р о я в л е н и е Ц и н - ка (23) расположено на берегу бухты Фелорова, в 1,2 км к западу от устья р. Мукоочки. Рудопроявление приурочено к ортовокованным туфам нельсинской толши, развитым трещинами отдельности двух систем. (Аз.др. СВ 10°, 490°, аз.пад. КВ 200-240°, 450-60°). Породы вдоль трещин часто фректурованы, обожжены и несут мелкую вкрапленность пирита. Вдоль одной из трещин, падающей на кто-запад, наблюдается зона окварцования мощностью от 10 до 60 см, шириной протяженностью 2,5-3 м, пронизанная большим количеством мелких, сложно перелетчатых между собой жижок (мощность от долей до 10 см), состоящих из мелкозернистого (2-3 мм) сфалерита и пирротина, причем сфалерит заметно преобладает. Расстояние между рудными жижками колеблется от 2-3 до 5-7 см. Второстепенные минералы представлены галенитом, магнетитом, пиритом. Содержание сфалерита в окварцованной породе, наиболее обогащенной рудными жижками, по данным минералогического анализа штуфной пробы, составляет около 20%, галенита - 2%. Химический анализ той же штуфной пробы показал содержание цинка - 9,96%, свинца - 0,14%. Спектральный анализ 10 околовых проб, взятых вокруг простирания окварцованной зоны через 10-15 см, показывает присутствие цинка в (%): 0,01 - 1, свинца 0,01-0,3, меди - 0,01-0,1, кадмия - 0,1, пирротина и кобальта - 0,01, терманна - 0,001-0,003, молибдена - следы. Истинные размеры рудного тела не выяснены, однако трещина, к которой приурочено рудопроявление, прослеживается визуально на всю высоту обрыва, т.е. на 100 м, и располагается перпендикулярно к нему; это позволяет предполагать значитель-

ные размеры рудопроветления. По составу руды и вмещающих пород оно относится к промисленному типу полиметаллических месторождений замещения эффузивных пород.

Мельяк

Арсенопирит в редких знаках отмечен в двух шихках в верховьях р. Мукдочик и в нижнем течении р. Нельби. Источниками она арсенопирита являются зоны пиритизированных и гидротермально измененных пород джелонской свиты, что подтверждается присутствием его в единичных знаках в окварцованных туфах долины устья р. Нельби (по данным минералогического анализа проточной пробой).

Золото

В районе отмечено два шиховых ореола золота. Наиболее крупный из них охватывает верховья рек Нельби, Делдэгелдья и Верх. Эйкана (18). Здесь в 27 шихках обнаружены редкие угловатокатаные и неокатаные пластинки и кружочки золота размером от 0,1 до 0,3 мм. Второй ореол (28) расположен в среднем течении р. Оторудья, где в редких знаках в 12 шихках присутствует очень мелкое (0,001-0,005 мм) золото. В отдельных разрозненных шихках золота встречено в бассейнах рек Качи, Огня, Иван, Натай, Ункер. Пространственная приуроченность шихов с золотом к зонам пиритизации и окварцевания эффузивных пород свидетельствует, что последние являются коренным источником его сноса. Однако спектро-золотометрическим анализом 100 штучных проб и пробирным анализом 11 проб, взятых из зон гидротермального изменения в бассейнах р. Нельби, Оторудья, Эйкана, Ункера, Таганаха, золота не обнаружено. Лишь в кварцевой жиле из верхнего течения р. Качи условно присутствует золото в количестве 0,05 г/т.

Серебро

Металлометрический ореол рассеяния серебра (7) с содержанием от 0,001 до 0,005% при фоновом содержании ниже чувствительности анализа наблюдается в верховьях р. Таганах по его правому приросту. Пространственная связь серебра с зонами пиритизации по разломам в гранитоидах позволяет предполагать, что источником сноса его являются эти зоны.

Болъфрам

Шиховые ореолы шеелита, где шеелит содержится в редких знаках, обнаружены в верховьях р. Оторудья (27) и Нельба (19). Они приурочены к областям развития гидротермально измененных эффузивов и туфов джелонской свиты и нельбинской толщи. В проточках, взятых из этих пород, всегда присутствуют знаки шеелита.

Два других шиховых ореола с редкими знаками шеелита расположены в верховьях р. Иван (24), а также в среднем течении Иняха и левого притока Улкана (4). Источником сноса являются пиритизированные гранодиориты, распространённые в пределах ореола, в которых отмечается шеелит совместно с другими рудными минералами (Иняхское рудопроветление). Кроме того, в разрозненных шихках шеелит в редких знаках встречен в бассейнах рек Леондкан, Улайкан, Верх. Эйкан, Бол. Кемжара.

Молибден

В районе известно пять коренных проявлений молибдена, а также шиховые и солевые ореолы его рассеяния. Наиболее крупное, И н я х к о е (13), п р о в л е н и е расположено в верховьях р. Инях. Оруднение приурочено к зоне трещиноватости в неимененных среднерельефных, иногда неравномернорельефных, слелка порфировидных гранодиоритах джугджурского комплекса и контролируется разломом северо-западного простирания. Рудная зона прослеживается в каре на всю высоту его стенки (от 50 до 300 м) на протяжении 1,6 км, далее она прикрыта развалами. Мощность составляет не менее 10 м и, возможно, достигает первых сотен метров. Главнейшие рудоносные трещины имеют северо-западное и широкое простирание при вертикальном падении и северо-восточное при крутом (50-60°) наклон. Вдоль трещин породы сильно пиритизированы и обожжены. Вторичные изменения развиты очень слабо и выражаются в незначительной серпитизации плагиоклаза и хлоритизации биотита. Розетки крупночешуйчатого молибденита распространяются по стенкам трещин. Они то редко рассеяны, образуя крупные до 2-5 см оростки кристаллов, то образуют в них сплошные оторочки мощностью 0,5 см и площадью до 1 м². Пустота трещин с молибденитом резко различна на разных участках. Как показали визуальные наблюдения, а также борозловое опробование (100 проб, взятых вдоль стенки кара секциями по два метра), распределение

Моллидена крайне неравномерно. Химическим анализом 35 бороздок проб установлено присутствие моллидена в количестве от 0,003 до 0,52%. Кондиционное содержание моллидена (0,25%, 0,52% и 0,36%) отмечено только в трех пробах, расположенных поодаль в центральной части карьера на протяжности 6 м.

Кроме моллиденита и пирита в породах рудноосной зоны присутствуют редкие знаки повелита, таленита, ванадинита, вульфенита, шроморфита, калькопирита, калькозина, малахита, пирротина, швелита, флюорита, барита. Кроме моллидена при химическом анализе 13 бороздковых проб обнаружены медь (от 0,01% до 0,04%, в одной пробе 0,36%) и свинец (от 0,01 до 0,1%). Спектральным анализом этих же проб выявлены (в %): титан — 0,1, вольфрам — 0,01, никель, кобальт, хром, цирконий, серебро, олово, бериллий, иттрий — 0,001—0,003.

Металлометрическое профилирование вкрясть простотирания рудной зоны на водораздельной поверхности над каром (всего около 500 проб) показало отсутствие значительных концентраций моллидена. Фоновое содержание его в элемеально-дегидриальных сульфидках составляет 0,001%, изредка наблюдаются участки с содержанием 0,002 и 0,003%.

Рунопровявление по особенностям минералогического состава, геохимическим признакам и форме принадежит к типу высокотемпературных месторождений кварц-моллиденитовой формации, аналогичных некоторым месторождениям Забайкалья. Этот тип обычно является недифференцированным с точки зрения содержания в нем полезного компонента. Однако некоторые месторождения этого типа достигают значительных размеров и вылекаются в промышленное освоение. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что Иняхское рунопровявление не может в настоящее время рассматриваться как объект для проведения первоочередных разведочных работ как в силу низких содержания моллидена, так и из-за неравномерности его распределения. Однако изученность его недостаточна, и в будущем, по-видимому, целесообразно проведение некоторых дополнительных работ (горных и с применением бурения) с целью выявления локальных обогащенных моллиденитом зон, а также получения материалов для определения мощности штокверка и обоснованного прогнозирования на глубину.

К а ч и н с к о е П р о я в л е н и е (15) расположено в левом притоке верхнего течения р. Качи на продолжении того же разлома, к которому приурочено Иняхское рунопровяление, и представляет собой штокверк, прослеженный на запертованном склоне в коренном обнажении на 2—2,5 м. Вмещающими породами являются

глина аламулиты, развитые системой трещин, интенсивно ожелезненные (за счет пирита). Розетки моллиденита наблюдаются по плоскости наиболее ожелезненных трещин (с простотиранием 70°СВ). Размер розеток достигает 1—1,5 см в поперечнике. Моллиденит распространен весьма неравномерно. Распределение трещин с моллиденитом закономерно, интервал между ними колеблется от 10—15 см (6 трещин на протяжении 0,5 м) до 30—40 см и более (3—4 трещины на 1 м и реже). По плоскости трещин с простотиранием в 320°, не несущих рудной минерализации, наблюдается интенсивная хлоритизация и зеркала скопления. Химическим анализом бороздковой пробы, взятой из наиболее богатой моллиденитом части обнажения, установлено присутствие (в %): моллиденита — 0,1, меди — 0,36, свинца — 0,05, цинка — 0,02. По своему генезису это проявление аналогично Иняхскому. Оно интересно тем, что находится на продолжении разлома, контролирующего Иняхское рунопровяление, что указывает на общность протяженности зоны моллиденитового оруднения.

В о д о р а з д е л ь н о е П р о я в л е н и е М о л и д е н и т а (14) расположено в междуречье Иньха и Горохана, в 1 км к северо-западу от вершины с отметкой 1535 м. Здесь в одной из глыб гранодиоритов джулджурского комплекса, обожженных по трещинам, отмечена маломощная (10 см) жила полупрозрачного кристаллического кварца с розеткой крупночешуйчатого моллиденита и красными прожилками гидроокислов железа. Само по себе проявление не представляет интереса. Однако простотирания близость его к Иняхскому проявлению указывает на общность протяженности полого моллиденитового оруднения и расширяет площадь, перспективную в отношении моллиденитовой минерализации.

Р у д о п р о я в л е н и е М о л и д е н а в В е р х н е м Т е ч е н и и К р у т н о т о П р а в о т о П р и т о к а Р . Т а т а н а х (3). Здесь на левом берегу в неясном (3 м) коренном обнажении на протяжении 100 м наблюдается сильно окварцованное равномерно притизированное и брекчированное гранодиоритово-жулджурского комплекса кварц-турмалин-пиритового и кварц-пиритового состава, пронизанные сложной ветвистой жилами мощностью до 10—20 см. Порода сильно обожжена и имеет ярко-желтую и красно-коричневую окраску. Наибольшее ступенчатое отлеживание на отрезке 15 м. Краевые части жил сложены кристаллическим полупрозрачным кварцем, средние — микрокристаллическим дымчато-серым с зеленым оттенком турмалином (ахроит) с крупными кубическими кристаллами пирита, образующими массивные желваковидные сростки до 7—10 см в поперечнике. Моллиденит обра-

зует мелкую редкую вкрапленность в жилах. Содержание его, по данным минералогического анализа штурфной пробы, не превышает редких знаков. Расстояние между жилами в среднем около 0,5 м.

Многоочисленные (25 скопловых проб пиритизированных пород рудных жил) спектральные анализы со всей зоны установили крайне незначительные содержания молибдена, не превышающие 0,003%.

Кроме того, присутствовали олово, кобальт, цирконий, медь, теллур, барий, скандий, бериллий, иттрий, иттербий, никель, хром в количестве 0,001-0,003%, цинк, свинец, стронций, ванадий, титан-0,01-0,03%.

Приуроченность описанного проявления к зоне разлома северо-восточного простирания, а также повышенная окварцованность и пиритизация пород позволяют относить его, несмотря на неблагоприятные результаты анализов, к перспективному на медь и молибден генетическому типу среднетемпературных гидротермальных месторождений (типа Каджарана). В связи с этим представляется желательным дополнительное обследование участка.

Проявление № 26 расположено в 3 км выше устья левого притока р.Алдома, впадающего в 4 км севернее р.Укан. Оно приурочено к зоне разлома северо-западного простирания в дюритах углекислого комплекса. Видеть разлома дюриты сильно трещиноваты и пиритизированы, наиболее четко выражены почти вертикальные трещины северо-западного простирания (аз. пад. 30°). Зона пиритизированных пород прослеживается на 1 км вкост простирания разлома. Пиритизация равномерная, мелкая. Молибденит визуально не виден и обнаружен только в количестве редких знаков при минералогическом анализе прогнойной пробы. Кроме того, присутствуют в редких знаках титаномагнетит, шпидит, пирротин, монацит, транат, сфен, пиркон, апатит. Спектральный анализ повышенных концентратов каких-либо полезных элементов не отметил. Проявление имеет минералогическое значение.

Шлиховые ореолы распространены и обнаружены в верховьях рек Инхк, Качи (II) и правого крупного притока р.Татанаха (2), где молибденит содержится в редких знаках. Кроме того, редкие знаки молибденита встречаются в разрозненных шпихах в водотоках между речья Уткана и Татанаха, в верховьях Бол.Кемкары, Ивана, Оторульяха, Улай-кана. Источником сноса являются как уже выделенные рудопромысловые Инхкское, Качинское, Водораздельное, так и гидротермально измененные интрузивные и эффузивные породы, в которых также, возможно, присутствует молибденит.

Металлометрические ореолы распространены с содержанием молибдена 0,008% при фоновом значении для района 0,001% отмечаются в верховьях р.Инхк (12) и левого притока р.Уткан, впадающего против устья р.Инхк (5). Источником сноса также являются окварцованные и пиритизированные породы, за исключением ореола № II, где появление его вызвано миграцией из Инхкского рудопромысла.

Металлометрические ореолы распространены на территории в 48 км² в бассейне р.Нельбы и левых притоков низовьев Уткана (21). Содержание меди достигает 0,03% при фоновом значении 0,01%, молибдена - 0,003% при фоновом - 0,001%.

Источником сноса, очевидно, являются гидротермально измененные туфы джегонской свиты.

Нисобий

Фертусонит обнаружен в редких знаках в одной шлиховой пробе в верховьях р.Качи. Источником сноса, видимо, являются среднетемпературные щелочные граниты, в которых возможно присутствие его в качестве акцессория.

Редкие земли

Шлиховой ореол рассеяния (16) чевкинита и оранжита (в редких знаках) обнаружен в верховьях р.Качи. Появление этих минералов в шпихах связано с миграцией их из района распространения среднетемпературных щелочных гранитов, в которых они встречаются акцессориями. В одной шлиховой пробе в верховьях Мальмина встречен торит. Кроме того, широко развиты в районе пиркон, пирротит, монацит, ортит, ураноторит, встречающиеся почти повсеместно в редких знаках. Источником сноса являются разновозрастные гранитоиды, в которых установлено их присутствие как акцессорных минералов.

Ртуть

Шлиховой ореол рассеяния киновари выявлен в верховьях р.Мальмин (30). Отдельные разрозненные шпихи, содержащие редкие знаки киновари, обнаружены в бассейне р.Эйкан, в среднем течении, по трем небольшим его притокам. Находки киновари в шпихах во всех случаях приурочены к зоне развития разломов северо-вос-

точного простирания, которые, по-видимому, являются рудоконтро-
лирующими.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Барит

Барит отмечен в редких знаках в шликсовых пробах в бассей-
не р. Нельба, где образует небольшой ореол рассеяния (20). Приу-
роченность барита к шликсовым ореолам шельгита, золота, а также
солевым ореолам меди и молибдена позволяет рассматривать его
как индикатор гидротермальной рудной минерализации.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительных материалов для местных нужд могут
быть использованы многие горные породы района.

Граниты

Гранитоиды Джугджурского и угского комплексов, образующие
крупноплощадные развалы и коренные выходы, развиты системой пре-
шин отдельности на крупные (2-5 м в поперечнике) блоки, припод-
няты к использованию в качестве бутового и штучного камня. Однако
большая часть гранитоидов, расположенных вблизи троп и крупных
долин рек (реки Уткан, Качи и др.), имеет крупнозернистые, силь-
но выветрелые разности, быстро разрушающиеся в древесу, ко-
ренные выходы очень редки и разработка их потребует вскрышных
работ.

Наиболее прочными, либо образующими тела больших размеров,
либо находящимися в выгодных для добычи условиях, являются мелко-
зернистые граниты в верховьях р. Уткан - Утканское месторожде-
ние (6) и на водоразделе рек Эйкан и Икит - Кемриновское месторож-
дение (9). В обоих случаях граниты мелкокристалльные, светло-розово-
того цвета, характеризуются большой плотностью и малой трещинова-
тостью. Структура микрогранитовая, тип структуры, по К.И. Богдан-
новичу, - дисперто. Соотношение составных частей породы: калие-
вый полевошпат - 40-50%, кислый плагиоклаз - 20-30%, кварц -
30%, биотит - 1-2%. Вторичные изменения почти не выражены. Раз-
мер зерен колеблется от 0,7 до 1,5 мм. На местностях они образу-
ют крупноплощадные (площи 10-15 м) развалы и удобны для разрабoт-
ки открытым способом.

Запасы Утканского месторождения, где граниты формируют
тело значительных размеров (32 км²), практически неотграничены.
Однако сравнительная труднодоступность и отсутствие троп снижа-
ют его ценность.

В Кемриновском месторождении граниты слатятся ряд мелких
тел, площадь самого крупного из которых составляет не более
7 км². Запасы пород при глубине выемки в 50 м могут исчисляться
в несколько миллионов кубических метров. Это месторождение рас-
положено вблизи тропы.

Мелкозернистые граниты могут использоваться в качестве
штучного и бутового камня, а также облицовочного материала.

Эффузивные породы

Эффузивные породы района, как правило, сильно трещинова-
ты и раскалываются на мелкие остроугольные глыбы, поэтому они
могут быть использованы лишь в качестве щебня при дорожном
строительстве.

Известняки

Известняки и глинистые известняки, реже мерзели слатятся
пласты до 30 м в бассейне рек Ук и Танчи в терригенно-карбонат-
ной круто падающей на северо-восток толще верхнего ордовика, си-
лур и девона.

Кроме того, известняки сложнослоистованной начальной
свиты образуют крупные скопления (большие запасы) на берегу
Атломского залива. Известняки - хемогенные, мономинеральные, без
примеси обломочных зерен, темно-серые, иногда черные, сильно
трещиноватые, пронизанные прожилками кальцита и реже кварца. Мо-
гут разрабатываться открытым способом.

Несмотря на отсутствие химических анализов карбонатных по-
род, данные Г.И. Бушинского (Бушинский, 1946), проводившего ис-
следования палеозойских отложений в окрестностях пос. Ави с целью
выявления месторождений цементного сырья, позволяют предпола-
гать, что большинство известняков района могут быть пригодны
для получения негашеной извести и изготовления порланд-цемента.

Галька и гравий

Наиболее значительные по запасам скопления гальки и гра-
вия отмечены на морском побережье к северу от п-ова Нурки, где

они стают крупную пересыль длиной 10-12 км при ширине до 300-200 м, отделяющую оз. Антыкан от моря (29). Высота пересыли 3-4 м. Галька и гравий, представленные в основном андезитами, дацитами и их туфами, встречаются примерно в равных количествах. Галька имеет углошенную форму, хорошо окатана, размер ее обычно не превышает 5 см. Запасы составляют несколько миллионов кубических метров.

Аналогичное месторождение, но меньших размеров, расположено вблизи оз. Икит (22) и также представляет собой пересыль длиной 1 км, шириной от 200-400 м при высоте 5-6 м. Пересыль поднимается двумя ступенями, сложенными крупной (до 10-12 см в поперечнике) углошенной, хорошо окатанной и сортированной галькой. По мере удаления от моря степень сортировки ухудшается, появляются гравий и песок; содержание глинистого материала низкое. Галька и гравий представлены диоритами, мелкозернистыми гранитами, андезитами, дацитами. Ориентировочные геологические запасы составляют около 2,5 млн. м³.

Описанные выше месторождения гальки и гравия не требуют вскрышных работ и имеют выгодное геологическое положение (берег моря, где возможна стоянка небольших судов). Кроме того, значительные залежи галечников (косовые, русловые) отмечаются почти по всем крупным рекам Эйкан, Кемкара, Уткан, Алдома, особенно в их нижних течениях и устьях.

Хорошая сортировка, отсутствие глинистых компонентов и выдучон позволяют использовать их в качестве наполнителя бетона, балласта для дорожного строительства и других целей.

Песок строительный

В долине р. Уткан, в 2,5 км ниже устья р. Таганак (17), песчаная сложена II надпойменная терраса высотой 7-9 м, шириной в 0,5 км, протяженностью до 2 км. Запасы строительных песков оцениваются в 3-5 тыс. т. Песок разнозернистый, квадрат-полюшпато-видный, в различной степени ожелезненный. По данным гранулометрического анализа (7 проб), содержание фракций в песках составляет: 0,5-0,25 мм - 30-45%, 0,25-0,15 мм - 40-45%, 0,15-0,05 мм - 10-17%, 0,01-0,05 мм - 1-3%, 0,01 мм - 5-10%. Эти пески вполне отвечают требованиям, предъявляемым к пескам при производстве строительных известковых растворов, но из-за большого содержания пылеватых частиц (5-10%) непригодны для наполнителей бетона. Перспективы района на строительный песок, по-видимому, отри-

ваются этим месторождением, т.к. аллювиальные отложения района представлены в основном выдучонно-галечными материалами.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Анализ геологического строения, а также приведенные выше данные о полезных ископаемых позволяют положительно оценивать перспективу района в отношении молибденовой, медно-молибденовой и полиметаллической минерализации гидротермального генезиса. Заслуживает внимания сопровождающий полиметаллическую минерализацию терманий. Несколько неопределенными представляются перспективы на вольтфрам, ртуть, коренное золото и титаномальтит. На россыпное золото и редкие земли район является неперспективным.

Наиболее благоприятные перспективы для выявления медно-молибденовой и полиметаллической минерализации полиметаллического гидротермального генезиса намечаются в двух зонах.

Первая зона, достигающая в ширину 10-15 км, протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 30 км от верхнего течения р. Олорутьях к устью Эйкана, охватывая бассейн рек Иркани, Ойна, Нельби, Мукдочика и низовья Эйкана. В ее пределах имеются крупные провалы кровли Утканского массива, выходящие ортогивованными ридитами, андезитами и их туфами; наблюдаются многочисленные зоны разломов северо-восточного простирания, сопровождаемые окварцеванием, хлоритизацией, эпидитизацией и пиритизацией гидротермального полиметаллического генезиса. Здесь выявлены шиховые ореолы рассеяния золота, шеллита, барита, шпихи с минералами свинца, молибденитом, арсенопиритом, кинноварью, а также металлотермический ореол рассеяния меди и молибдена.

Вторая зона протяженностью в 20 км и шириной от 5 до 10 км охватывает верховья рек Качи, Инкх, междуречье Уткана и Таганакса, Намчи и Уанкера. Для нее характерно широкое развитие анкоктагтовых фаций гранитоидов с участками провалов кровли, сложенных ортогивованными андезитами и трахиридитами, а также рудоконтролирующих разломов северо-западного простирания, сопровождающихся окварцеванием, пиритизацией, хлоритизацией. Здесь известны многочисленные проявления молибдена, шиховые ореолы молибденита и шеллита, наличие в шихах минералов свинца и меди, металлотермические ореолы рассеяния свинца и серебра.

В связи с вышеизложенным обе зоны могут быть рекомендованы для постановки поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000

с целью изучения уже известных рудопроявлений и поисков новых. Однако необходимо иметь ввиду тот факт, что известные в пределах второй зоны проявления молибдена принадлежат к не представляющему интереса с промышленной точки зрения высокотемпературному типу. В связи с этим следует обратить особое внимание на поиски среднетемпературных месторождений молибдена (аналогичных рудопроявлению З), сопровождаемых окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород.

Детально проведение поисковых и горных работ в районе Нельбского проявления цинка, относящегося к перспективному промышленному типу полиметаллических месторождений замещения эффузивных пород. Практический интерес может представлять присутствие в руде значительной примеси германия.

В пределах первой из упомянутых выше зон, в бассейне рек Нельба и Оторубьях, возможно, имеется также коренное золото. Наличие здесь шиховых ореолов золота в сочетании с шелифом, галенитом, молибденитом и баритом, а также широкое развитие шихризованных и окварцованных эффузивов и туфов указывают на возможность обнаружения как проявлений золота, связанных с контактовыми зонами шихризации, не имеющими промышленного значения, так и ценных золото-сульфидных и золото-шеллит-кварцевых проявлений. Это допущение основывается на том, что северо-восточнее описываемой площади, в близлежащих частях Ульинского прогиба, имеются сходную геологическую обстановку, известны многочисленные эпitherмальные золото-сульфидные рудопроявления (Корольков, 1966ф, Капичев, 1964ф). В связи с вышеизложенным при проведении рекомендуемых для всей зоны поисково-оценочных работ масштаба 1:50 000 в бассейнах указанных рек необходимо обратить внимание также на поиски коренной золоторудной минерализации. Перспективы на россыпное золото оцениваются отрицательно, поскольку реки района находятся в стадии глубокой эрозии, имеют значительный уклон русла и небольшую мощность аллювия, что является неблагоприятным для накопления россыпей.

Несмотря на значительное количество шихов с редкими знаками шедлита, указывающих на зараженность данной территории вольфрамом, выявление здесь зоны скандирования не несет вольфрамовой минерализации. Это обстоятельство свидетельствует о малой вероятности обнаружения на описываемой площади наиболее интересных в промышленном отношении вольфрамовых месторождений скандиового типа. Скорее здесь можно ожидать связанные с зонами дробления шедлит-кварцевые (бассейн рек Улкан и Инях) и золото-

шеллит-кварцевые (бассейн рек Нельба и Оторубьях) гидротермальные среднетемпературные проявления, не представляющие большой промышленной ценности на вольфрам.

Присутствие в районе таборитных пород, наличие в них местами повышенных концентраций титаномангнетита, приуроченность к некоторым телам сравнительно небольших аномальных аномалий (в 3000 гамм) могут свидетельствовать о возможности обнаружения в районе залежей титаномангнетитовых руд, но, по-видимому, не-большого масштаба.

Несомненно остаются перспективны на руды в низовьях рек Инкана и Малькина в шихвах обнажения киноварь. Однако здесь развиты слабопроницаемые гранитоиды, неблагоприятные для ее концентрации. В других участках, где имеются крупные зоны дробления, сложенные легко проницаемыми песчаниками и известняками, которые могли бы быть рудоносными, киновари не наблюдается.

Низкая гамма-активность развитых в районе шеховых гранитов, свидетельствующая об отсутствии в них высоких концентраций редкоземельных и сопутствующих им минералов урана и тория, способствующие в них процессов альбитизации, с которыми обычно связано редкоземельное и тантал-ниобиевое оруденение промышленного значения, позволяют отрицательно оценивать перспективы района на редкие земли, тантал и ниобий.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На режим подземных вод в районе решающее влияние оказывает почти повсеместно развитая многолетняя мерзлота. Глубина залегания мерзлых пород колеблется от 0,5 до 2 м. Под руслом наиболее крупных рек (Эйкан, Ацума, Кемкара, Улкан), судя по характеру растительности, имеются талтики. Мощность мерзлоты в районе неизвестна. Основные наблюдения над подземными водами касаются надмерзлотных вод, так как стивидальных гидрогеологических работ в районе не велось. О существовании подмерзлотных вод и выхолах их на поверхность можно судить только по наличию льда.

Бредин надмерзлотных по типу циркуляции выделяются фидельтрагонные и фидельтрагонные воды. Первые приурочены к рыхлым отложениям — аллювиальным и ледниковым пескам, галечникам, а также к делювиально-солифлюкционным супесям и шебням. Глубина залегания водоносных горизонтов не превышает 1,5—0,5 м. Водоупорными горизонтами служат либо породы, скважины многолетней мерзлоты.

лой, либо монолитные коренные породы. Источники этих вод найдены повсеместно на участках террас, на склонах, в местах их перегибов, что выражается в заболачивании отдельных участков. Воды холодные, пресные, чистые, без запаха, почти не минерализованные. Температура — +6°C. Дебит небольшой. В устье р. Мукдунг-чех воды аллювиальных отложений I напойменной террасы используются местным населением во время перебока реки как колодезь.

Среди флюкционных вод выделяются трещинные воды в магматических образованиях и трещинно-пластовые воды в осадочных и туфогенно-осадочных породах. Эффузивные породы разбиты сетью довольно часто расположенных (через 20-30 см), почти вертикальных трещин, по которым происходит циркуляция подземных вод. Нисходящие источники с дебитом от 0,5 л/сек и иногда до 5 л/сек отмечаются в верхнем течении р. Мал. Кемкара и в бассейне рек Эйка и Оторурдак. Вода хлоридо-карбонатная, натрий-магниево-кальциевая, pH—7,2, общая жесткость — 0,51 мг. экв./л, карбонатная — 0,4 мг. экв./л, минерализация — 30,1 мг/л (источник в верховьях р. Нгай). Наиболее водообильными являются мезозойские гранитоиды, которые разбиты системой вертикальных, торизонтальных и наклонных трещин. Благодаря широкому развитию в них пологих трещин отдельности, большинство скважин в пределах развития этих пород оказывается обводненными и заболоченными. Входы источников, связанных с трещинными водами интрузивных образований, отмечаются в бассейнах рек Бол. и Мал. Кемкара, Эйка, Аудомы, Улкана и в береговых обрывах Охотского моря. Дебит источников колеблется от 0,2 до 3-4 л/сек. Умшгеские аналимзы этих вод из двух источников в бассейне р. Нгай свидетельствуют, что они относятся к хлоридно-сульфатнокарбонатным натрий-кальциевым и магний-натрий-кальциевым, общая жесткость 0,83 и 0,2 мг. экв./л, pH — 7,4-8,8, минерализация колеблется от 18,3 до 57,3 мг/л.

Трещинно-пластовые воды в осадочных толщах пользуются ограниченным развитием. Наиболее водообильными являются песчанники алдомской свиты. Здесь наблюдаются многочисленные источники с дебитом от 0,1 до 9 л/сек. В конце августа и сентября дебит резко сокращается и многие источники совсем иссыхают. В известняках натпической свиты имеются карстовые воды. Несколько задержанных карстовых воронок диаметром до 2-3 м отмечено на пологом склоне южной экспозиции долины р. Ук. Воды, циркулирующие в песчанниках алдомской свиты, хлоридно-сульфатно-сульфатнокарбонатные, магний-натрий-кальциевые, карбонатная жесткость — 0,6 мг. экв./л,

общая — 0,83 мг. экв./л, минерализация — 68,8 мг/л, pH — 6,2.

Нагели, связанные с выходами полнмерзлотных вод, наблюдаются в долине рек Улкан, Эйка, Кемкара, Качи, Нельса, Ингх и Утайкан. Все нагели однолетние, выторможенные смешанное прохождение за счет речных и полнмерзлотных вод, так что о дебите и запасах полнмерзлотных вод по ним судить нельзя. В ряде случаев нагели расположены в местах переосаждения долины разломами (Нельса, Улкан, Эйка), что указывает на пружорочность к последним источников полнмерзлотных вод. Но чаще всего нагели встречаются в областях развития гранитоидных пород, особенно их много в Прибрежном массиве, что еще раз подтверждает их водообильность. В летнее время проблема хозяйственного водообеспечения разрешается наличием обильных вод поверхностного стока, зимой из-за промерзания большинства водотоков могут быть использованы только полнмерзлотные воды. Однако перспективность их для водообеспечения, дебит и глубину задержания можно установить только специальными гидрогеологическими исследованиями.

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н Н А Я

В е з р у к о в П. Д., У д и н ц е в Г. Б. Новые данные о геологическом строении Дальневосточных морей. — ДАН СССР, 1953 г., т. XI, № 2.

И ц и к о н М. И., К р а с н ы й Д. И. Тектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканических образований на территории Дальнего Востока. — В сб.: "Вопросы вулканизма". Изд-во АН СССР, 1962.

К о с ь м и н о к а я И. П., З в е р е в С. М., В е й ц м а н П. С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1963, № 1.

К р а с н ы й Д. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000 000, лист N-53 (Шантарские острова). Геолгеохиздат, 1955.

Л и н д б е р г Г. Геоморфология дна окраинных морей Восточной Азии и распространение преоволтных руд. — Изв. Вест. геолграф. об-ва, 1946, № 3.

Н а г б и н а М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79, 1959.

Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — "Общ. геология", 1959, № 3.

Чемекон В.Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока. — Мат. Вост. совещ. по изуч. четвертич. период., т. III, М., 1961.

Фондовые

Антонюв К.В. Геологическое строение западного побережья Охотского моря в районе порта Ан. Д., 1937. ВГФ.

Бушинский Т.И. Отчет о поисках цементного сырья в окрестностях пос. Ан. Д., 1941. ВГФ.

Гольденберг В.И., Путаева И.П., Монастырский В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые восточных отрогов хр. Джугджур и центральной части хр. Прибрежный. М., 1961. ВГФ.

Гольденберг В.И., Путаева И.П., Неволлин В.С., Тригораш Т.Ф. Объяснительная записка к листам 0-53-XXXXI и 0-54-XXXXI. 1963. Фонды объединения "Аэрогеология".

Гольденберг В.И., Аркусо Н.Г., Копцова Н.В. и др. Отчет партии № 10 по геолого-съемочным, поисковым и редакционно-уязочным работам на 1963 г., М., 1964. ВГФ.

Тамалея Ю.Н. Объяснительная записка к листу 0-53-XXXXIII. М., 1964. Фонды объединения "Аэрогеология".

Злобин К.Т. Отчет Уланской геолого-рекогносцировочной партии за 1946 г. Магадан, 1947. Фонды СВГУ.

Калимуллин С.М., Бээр А.А., Калинин Р.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые между речья Май и Инжикана. 1961. ВГФ.

Кайгородцев Г.Г. Отчет Ано-Алдомской геолого-рекогносцировочной партии за 1946 г., Магадан, 1947. Фонды СВГУ.

Карпичев В.Ф. Объяснительная записка к листу 0-54-Х. Магадан, 1964. Фонды СВГУ.

Комаров В.А., Сербряков Л.В. Отчет Приморской геолого-рекогносцировочной партии за 1958 г. Хасын, 1960. Фонды СВГУ.

Корольков В.Г. Объяснительная записка к листу 0-54-IV. Магадан, 1966. Фонды СВГУ.

Мошкин В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Уднкан и бассейна верхнего течения р. Май Подвижной. 1957. ВГФ.

Ставцев А.Д. Чешихина К.Г. Тарховая М.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Сев. Уи. М., 1960. ВГФ.

Ставцев А.Д., Алексеев В.Р., Канавин А.П. Геологическое строение и полезные ископаемые между речья Челасина и Батомги (юго-восточная часть листа 0-53-XXXX). М., 1962. ВГФ.

Ставцев А.Д. Объяснительная записка к геологической карте листа 0-53-XXX. М., 1963. Фонды объединения "Аэрогеология".

Ставцев А.Д., Алексеев В.Р., Канавин А.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Немуджан. 1964. ВГФ.

Скотаренко В.В., Скотаренко С.Д. Отчет по геологическим поискам на территории листа 0-53-XXXX. 1965. Фонды объединения "Аэрогеология".

Скотаренко В.В., Ремизова С.Т., Моралев В.М. Геолого-геоморфологическое строение верховьев р. Май. М., 1963. ВГФ.

Тархова М.А., Бээр А.А., Агафонов Г.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Уднкан. М., 1962. ВГФ.

Тархова М.А., Тромов В.В. Новые данные по геологическому строению и полезным ископаемым бассейнов рек Кун-Манье и Большой Таркан. М., 1963. Фонды 2-ой экспедиции объединения "Аэрогеология".

Терентьев В.М., Рудник В.В. Отчет о результатах геологических тематических исследований в районе центральной части хр. Джугджур, т. I, Л., 1959. Фонды ВСЕГЕИ.

Устиев Е.К. Петрография магматических образований Северо-Востока СССР, т. II, раздел II. Магадан, 1952. ВГФ.

Херувимов Е.Г. Отчет по аэромальнитным работам Алданской экспедиции в районе Охотского побережья моря. М., 1959. ВГФ.

Чертовских Г.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-54. Магадан, 1961. Фонды СВГУ.

Приложение 1

С П И С О К
Материалов, использованных для составления
карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фонд, лотный номер или место издания
1	Гольденберг В.И., Путачев И.П., Монастырский В.Г.	Геологическое строение и полезные ископаемые восточных отрогов хр. Джугджур и центральной части хр. Промежуточного	1961	Фонд объединения "Аэрогеология", М., № 1174
2	Тархова М.А., Безд А.А., Агафонов Г.Н. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Улкан	1962	Там же, № 1252
3	Гольденберг В.И., Аркус Н.Г., Конилова Н.В. и др.	Отчет партии № 10 по геолого-съемочным, поисковым и редакционно-увязочным работам за 1963 г.	1964	Там же, № 1444

Приложение 2

С П И С О К
промышленных месторождений полезных ископаемых,
показанных на листе 0-54-XXV геологической карты
Масштаба 1:200000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - коренное, Р - россыпное)	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ					
Граниты					
6	I-1	Улканское	Не эксплуатируется	К	2
9	I-4	Кемкаринское	То же	К	3
Талька и гравий					
22	II-4	Икипское	"	К	3
29	III-3	Ангижанское	"	К	2
Песок строительный					
17	II-2	Таганахское	"	К	3

Приложение 3

С П И С О К
 Проведений полезных ископаемых,
 показанных на листе 0-54-XXX геологической карты
 масштаба 1:200000

№ по карте	Индекс на карте	Наименование (местонахождение) проявлений и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ изпользованного материала по сплску (прилож. I)
1	2	3	4	5
10	1-4	Эйканское Питаномангнетит	Вкрапленность титаномангнетита в раннемеловых трапигодах (до 750 г/т)	3
25	III-1	Удайкаское Мель	То же (до 30%)	1
21	II-3	Васейн р. Нельбы Свинец	Металлометрический ореол рассеяния с содержанием меди 0,003%	2
I	I-1	Междуречье Утана, Натане, Таганаха	Металлометрический ореол рассеяния с содержанием свинца до 0,08%	2

1	2	3	4	5
8	I-3	Верховья р. Уанкер	Металлометрический ореол рассеяния с содержанием свинца 0,06%	2
23	II-4	Нельбинское (1,2 км к юго-западу от устья р. Муклочник)	Цинк Мелкие жилки офедрита, халькопирита, и пирротина в контакте тово измененных окварлованных породах нельбинской толды Zn - 9,96%, Pb - 0,14 - 0,3%, Cu - 0,01 - 0,1%, Cd 0,1%, Ge - 0,003%	2
18	II-3	Верховья рек Нельбы, Верхн. Эйкана и Делд-лепцха	Золото Плеховой ореол, в пределах которого золотом обнаружено в редких знаках	3,2
28	III-2	Верховья р. Оторупьях	Серебро Щиковой ореол. Золото - мелкое, встречено в редких знаках	1
7	I-2	Правобережье Таганаха	Металлический ореол вторичного рассеяния в дюнных осадках - от 0,001 (преобладает до 0,005%)	2

1	2	3	4	5
1	2	3	4	5
4	I-1	Орещнее течение р.Иных и верховья р.Уткан	Шлиховой ореол рассеяния	2
19	II-3	Верховья р.Нель- бы	То же	2
24	III-1	Верховья р.Иван	"	1
27	III-2	р.Огорульях	"	1
		Моллиден		
2	I-1	Междуречье Уткана и Таганаха	"	2
3	I-1	Левый берег первого крупного притока р.Таганаха	Вкрашенность молиденита в кварцевых породах, равнинных гранитоидных кварц-турмалиновых и кварц-пиритового состава. Содержание Мо, по данным спектрального анализа, не выше 0,003%, Pb - 0,01	2
5	I-1	Левобережье верховья р.Уткан	Металлогематитовый ореол свинца, расположенный в гранодиоритах джулджурского комплекса	2

1	2	3	4	5
15	II-1	Качинское	Розетки молиденита по плоскости трещин в пиритизированных гранодиоритах джулджурского комплекса. Содержание Мо - 0,1%, Cu - 0,36%, Pb - 0,05%, Zn - 0,02 (химический бороздочной пробы)	3
21	II-3	Верховья р.Нельбы	Металлогематитовый ореол вторичного рассеяния с содержанием молиденита в тонких осадках в количестве 0,008%	2
26	III-1	В 3 км выше по течению ручья, впадающего в р.Ат-дому слева (второй поспе р.Иван)	Редкие знаки молиденита (отмечен только при минералогическом анализе) в трещиноватых пиритизированных диоритах	1
	II	Верховья р.Иных и р.Качи	Шлиховой ореол. Молиденит встречен в количестве редких знаков	1,2
	II-1	Верховья р.Иных	Металлогематитовый ореол рассеяния с содержанием молидена в тонких осадках в количестве 0,008%	2,3
	II-1	Верховья р.Иных	Неравномерно крупночешуйчатая вкрашенность молиденита по трещинкам в гранодиоритах. Содержание Мо	2,3

1	2	3	4	5
14	П-1	Волгарзаял р.Торохан и р.Иньях	Редкая крупночешуйчатая вкрапленность молибдена в мелко-молной жле (10 см) анализы)	2
16	П-1	Верховье р.Качи	Редкие земли Шлиховой ореол рас-сеяния чевкинита и оранжита, содержащих-ся в количестве ред-ких знаков Ртуть	3
30	П-2	Верховье руч. Мальмин	Шлиховой ореол рас-сеяния киношари, со-держащийся в коли-честве редких знаков Барит	3, 1
20	П-3	Верховье р.Нельбы	Шлиховой ореол рас-сеяния	2

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

Введение	3
Стратиграфия	9
Интузивные образования	41
Тектоника	66
Геоморфология	74
Полезные ископаемые	81
Подземные воды	95
Литература	97
Приложения	100

В брошюре пронумеровано 108 стр.

Редактор И.С. Дудорова
Технический редактор Е.М. Павлова
Корректор И.И. Богданович

Сдано в печать 14/1 1974 г. Подписано к печати 28/IV 1978г
Тираж 198 экз. формат 60X90/16 Печ.л. 6,75 Заказ III

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
Всероссийского геологического фонда