

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 0146

Зка. № 180

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ

Лист №-50-IV

Объяснительная записка

Составители: *Е.М. Давыкин, Н.А. Фалькина*
Редактор *В.В. Старушко*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
21 ноября 1969 г., протокол № 45

МОСКВА 1982

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-50-IV, ограниченная координатами $55^{\circ}20' - 56^{\circ}00'$ с.ш. и $117^{\circ}00' - 118^{\circ}00'$ в.д., расположена в западной части Ойёкмо-Витимской горной страны и относится к Кадарскому и Тугоочоенскому административным районам Читинской области. Рельеф района среднегорный. Основной орографической единицей является хр. Янкан, пересекающий территорию с юго-запада на северо-восток и разделяющий ее на две части. Северная половина района принадлежит бассейну р. Кадар, южная - бассейну р. Кадар-Ян. Крайний север района - правобережье р. Кадар - занимает долину Кадарского хребта, в пределах которой расположены вершины с наиболее значительными абсолютными отметками (до 1882 м). Для основной части хр. Янкан обшны отметки 1400-1800 м (до 1818 м). Наиболее низкие перевалы расположены на уровне 1300 м. Минимальные абсолютные отметки фиксируются в долинах рек Кадара и Кадаряна (около 700 м). Обширные пониженные участки рельефа (700-800 м) расположены на северо-западе района (Средне-Кадарская депрессия) и на юго-востоке - в долине р. Кадарка. Средние относительные превышения составляют 300-600 м, максимальные - несколько превосходят 1000 м.

Оде названные главные реки района являются правыми притоками р. Витима и текут в западном направлении. Они обладают крайне невыровненным продольным профилем и имеют тлубоко врезанные долины. Русла их изобилуют многочисленными порожками, особенно опасными в восточной части р. Кадар. Притоки рек Кадара и Кадаряна-Тостур, Джамку, Джедо, Бирьянги, Калгур, Икнапчалкиг, Аку, Бугарихта-2 и др. - являются типичными горными реками с крутыми и невыровненным продольным профилем. Многоводность их зависит

От времени года и количества атмосферных осадков. Наиболее резкие суточные колебания дебита характерны для правых притоков р. Калдара, истоки которых находятся в гольцовой части Калдарского хребта. Некоторое искривление вызывает собой р. Ушун, протекающая на востоке района и выходящая в р. Калдара несколько восточнее описываемой территории. В пределах района эта река и ее крупные правые притоки — Сивалгичи и Катрыкачи — имеют наиболее выраженный продольный профиль, широкие контообразные долины и относительно спокойное течение. Лишь на крайнем востоке, ниже устья р. Сивалгичи, р. Ушун приобретает черты горной реки. На этом участке проходит граница интенсивного отступавшего глубинного впадения, вызванного резкими понижениями местного базиса эрозии рек бассейна Калдакы (см. гл. "Геоморфология").

Природно-климатические условия, фауна и флора района обичны для горно-таежной ландшафтной зоны. Высокогорные участки отнесены к гольцовой ландшафтной зоне. Граница поledenной проходит на высоте около 1250 м. Значительная часть Средне-Калдарской депрессии и широкие долины крупных рек заняты кочкарными и моховыми болотами, последние встречаются и на пониженных участках плоских водоразделов. Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура воздуха $-7,4^{\circ}$. Средняя зимняя температура $-30-35^{\circ}$, при минимальной температуре в январе до -56° . Средняя летняя температура $+13-17^{\circ}$ при максимальной температуре в июле до $+30^{\circ}$. Годовая сумма осадков составляет 400-500 мм. Наибольшая часть их выпадает в июле и августе, что периодически приводит к катастрофическим наводнениям. Первые снегопады начинаются в августе, но устойчивый снежный покров ложится в середине октября и сохраняется в конце мая.

Единственным населенным пунктом является пос. Средний Кадар — центральная усадьба охотничьего, электротехнического и звероводческого колхоза им. Кирова. Поселок располагается позадочной шовшадкой, пригодной для приема самолетов типа Ан-2 и Як-12, которые и осуществляют связь его с г. Читой и районным центром Калдарского района — пос. Чарой. Из наземных путей сообщения в районе имеется только оленьи тропы и нартвые дорожки, проходящие почти по всем крупным долинам и детям пригодные для передвижения льдучных оленьих караванов. Используются в летний период гусеничного транспорта и лошадей запряжено из-за резкой расчлененности рельефа и отсутствия зеленых конов. По ре-

кам Калдару и Калдакы возможна транспортровка грузов и пассажиров на моторных ложах с опытными лошадками, а зимой можно с известными трудностями проехать на автомашинах. Население района — эвенки, якуты и русские — занято в хозяйстве колхоза им. Кирова, насчитывающего около 100 работоспособных членов артели.

Первые сведения по геологии района встречаются в работе А. А. Арсеньева (1938). В 1938 г. в юго-восточной части района в долине р. Калдакы проведены геологические исследования под руководством В. И. Чернышкова (1939). В 1943 г. изучением флоропитовой минерализации района занимались В. А. Кузнецов (1945) и Н. К. Дорошенко (1945). В 1944 г. на правобережье р. Витим, между устьями рек Калдара и Калдакы, геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 проведена П. А. Смольским (1945). Эта работа является заключительным исследованием раннего этапа истории геологического развития района. Все геологи этого периода констатируют главенствующую роль в геологическом строении района докембрических метаморфических пород и указывают на широкое развитие каменноугольных гранитоидов. Дальнейшие работы внесли существенные поправки в их концепции.

Новый этап изучения района начал геологогеоморфными и картографическими работами 1955-1958 гг. по подготовке к изданию геологической карты листа N-50 масштаба 1:1 000 000 под руководством С. П. Смеловского (1963). На геологической карте автором показаны нижепротерозойские метаморфические образования в составе трех толщ, ниже-среднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения, средне-верхнерусские терригенные образования, раннепротерозойские, позднепротерозойские, среднепалеозойские и др.ские интрузии. Эта схема использовалась основные достижении плавномерных среднепалеозойских геологических съемок, проведенных в южной части речного. Позднее, при расширении среднепалеозойских исследований, предложенная С. П. Смеловским схема претерпела существенные изменения. В частности, исследования в Могочиинском и Туниро-Овэнкинском районах (А. Ф. Оверский, 1962 г.; Е. М. Дифман, 1962 г.; В. И. Шульгинер, 1963 г.) доказали участие в строении докембрического фундамента региона двух разновозрастных комплексов: архейского и раннепротерозойского.

В 1962-1967 гг. в бассейне рек Калдара и Калдакы были проведены геологогеоморфные и картографические работы по подготовке к изданию листов геологической карты СССР масштаба 1:200 000 под руководством В. И. Колесниковой (Колесников и др.,

Сложным комплексом отложений различных генетических типов, формировавшихся с конца неогена до голоцена выдвигательно. Кроме того, широко распространены нерасчлененные четвертичные эдвардские, колдвильно-деллвильские и пролвильские отложения, не показанные на геологической карте.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

Среди архейских образований выделится витимская, октоктская и дэвачанская свиты.

В и т и м с к а я с в и т а. Метаморфические образования витимской свиты развиты главным образом в северо-западной части района в бассейнах рек Тостур, Китчан, Джамку, Праз, Югурчен, Олдр и Канаджикал — правых притоков р. Каджара. Кроме того, небольшой по площади выход верхней витимской подсвиты установлен на правобережье р. Черемная (в южной части района).

Первые витимская свиты в разне толши была выделена и изучена С. П. Смазовским (Смазовский и др., 1968ф, 1965ф) в низовьях р. Каджара. Позже О. В. Соколицким это подразделение перенесено в разряд свиты в составе трех подсвит, из которых в описываемом районе установлены только две верхние.

Средняя подсвита (Аvt₂) онажается в ядрах антиклинальных структур на северо-западе района. Она имеет довольно монотонное строение и сложена в основном биотитовыми плагиогнейсами с прослоями амфиболитов, биотит-плагноклазовых и диопсид-плагноклазовых кристаллических сланцев.

Наиболее детально изучен разрез подсвиты на водоразделе рек Копчана и Джамку (снизу):

1. Тонкопелосчатые биотитовые плагиогнейсы с редкими прослоями мелкозернистых амфиболитов и диопсид-плагноклазовых кристаллических сланцев 300 м
2. Тонкопелосчатые биотитовые плагиогнейсы с мелочисленными прослоями меланократовых биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев 200 м
3. Мелкозернистые массивные амфиболиты, мелкозернистые диопсид-плагноклазовые, диопсид-биотит-плагноклазовые кристаллические сланцы, тонкопелосчатые биотитовые плагиогнейсы, незакономерно переслаивающиеся 250 м

4. Тонкопелосчатые биотитовые плагиогнейсы, переслаивающиеся с биотит-плагноклазовыми кристаллическими сланцами, редкие прослои амфиболитов и диопсид-плагноклазовых кристаллических сланцев около 350 м

Мощность разреза 1100 м.
Пояснито согласно перекрывается характерной паучкой пестроты состава, относимой к низам разреза верхней подсвиты. Мощность обнажающейся части подсвиты достигает 1500 м.

Верхняя подсвита (Аvt₃) довольно детально изучена на северо-западе территории в бассейне рек Копчана, Аганака, Джамку, Праз, Югурчен, Олдра и Канаджикал. В этом районе отложения подсвиты залегают на крыльях сложной построенной Олдрской антиклинали, где в ее разрезе выделены две мощные паучки пород (снизу):

1. Ритмично переслаивающиеся амфиболиты, тонкопелосчатые биотитовые плагиогнейсы, диопсид-плагноклазовые кристаллические сланцы с линзурированными прослоями кальцифитов, диопсидовых кварцитов, анхиономинеральных кварцитов, кордиерит-симплектит-гранат-биотит-плагноклазовых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых плагиогнейсов. Мощность прослоев колеблется от 0,1 до нескольких десятков метров, протяженность — от сотен метров до 7-8 км.

2. Биотитовые плагиогнейсы, мезократовые биотит-амфибол-плагноклазовые кристаллические сланцы, лейкократовые и мезократовые биотит-плагноклазовые кристаллические сланцы. Для нижней части паучки характерно тонкое ритмичное переслаивание перечисленных разновидностей пород, а в верхах — незакономерное их переслаивание, при котором мощность пластов отдельных разновидностей достигает 100 м и более 1200-1500 м

Мощность подсвиты — около 2000 м.
Приведенный разрез испытывает фациальные изменения по простиранию. На северо-западе, в бассейне р. Канаджикал, в нижней паучке разреза преобладают амфиболиты и кристаллические сланцы с прослоями кальцифитов, мраморов и редкими линзами диопсидовых кварцитов. Мощность ее не превышает 500 м. Существенно плагитивейшая верхняя паучка в этой районе имеет макромальбуру мощность (1500 м). К юго-западу в нижней паучке все более значительную роль начинают играть высокоглиноземистые породы и мощность ее увеличивается до 800 м (бассейны рек Джамку и Праз, Югурчен). Строение верхней паучки при этом не испытывает существенных из-

Менений. Еще до-западной, в бассейне рек Кочуана и Ачанак, мы сохранили остатки пород нижней пачки вытесняемых анхиомониде-ральными кварцитами. Геологическое картирование показало, что подобные фациальные переходы вообще свойственны разрезу посыл-ты и иногда имеют довольно резкий характер. Отклонения ее иногда задевают на средней витимской посылке и, по данным О.В. Со-ницкого (Сосницкий и др., 1965ф), в бассейне нижнего течения р. Кадара согласно переключаются нижним горизонтами октоктетской свиты.

О к т о к т е т с к а я с в и т а. Кристаллические слан-цы, платиноиды и карбонатные породы октоктетской свиты наибо-лее широко распространены среди образований архей. Обширные пло-щадки они задевают на правую и левобережье р. Кадара и в бассейне р. Тостура на западе района. Отдельные выходы их среди более поздних горизонтов прослеживаются до самой южной границы райо-на.

Стратогипический разрез свиты впервые был описан О.В. Со-ницким (Сосницкий и др., 1965ф) в бассейне нижнего течения р. Кадара как разрез мощной толши основных кристаллических слан-цев и карбонатных пород, согласно задевающей на витимской сви-те. Позднее эта толща была прослежена в районе среднего течения р. Кадара (Фалькин, 1966ф). При этом было установлено, что в районах сумественной переработки архейских структур в период раннепротерозойской складчатости (бассейн нижнего течения р. Ка-дара) минеральные парагенезисы основных метаморфических пород свиты отвечают условиям амфиболитовой фации. В тех случаях, ког-да архейские структуры сохранили свои первичные особенности, ос-новные кристаллические сланцы несут четкие признаки более ран-него метаморфизма транзитивной фации. Соответственно с этим данными была допущена характеристика разреза свиты, что учтено в легенде Ойёкно-Витимской серии листов. Свита подразделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (Аок₁) сложена мелко-среднезернистыми биотитовыми платиноидными, амфиболитами (довольно часто с вто-ричным амфиболом нестостого табицуса, очень характерным для амфиболитов низов разреза октоктетской свиты) и амфибол-биотит-платиноидными кристаллическими сланцами. В верхних горизонтах разреза иногда присутствуют линзовидные прослои биотит-гранато-вых платиноидов. На исследованной территории перечисленные породы согласно задевают под мощной толщей массивных средне-крупнозернистых мезо-меданократовых амфиболитов и дуппироксен-

амфибол-платиноидных кристаллических сланцев, отнесенных к средней подсвите октоктетской свиты. Согласно задевание посыл-ты на витимской свите отмечено О.В. Соницким (Сосницкий и др., 1965ф). Мощность нижней подсвиты составляет около 1000 м.

Средняя подсвита (Аок₂) на исследованной территории представляется двумя типами разреза.

Разрез первого типа характеризует район развития архейских пиклитуловых структур, на претерпевших существенной более поздней переработки. Площадь распространения этих структур ограничивает-ся небольшой территорией на правом и левом берегах р. Кадара на западе района, где разрез посылты выкликает оледувшими образом (снизу):

1. Глубоко переувлажненная мелкозернистые мезократовые диопсид-платиноидные, дуппироксен-платиноидные, амфибол-диопсид-платиноидные, амфибол-ди-перстен-платиноидные, сканполит-амфибол-дуппи-роксен-платиноидные кристаллические сланцы, иногда обладающие ритмичной подосчатостью. Сре-ди основных кристаллических сланцев отмечают-ся редкие мелкозернистые прослои кварца-фибров и одиночные прослои оливин-амфибол-дуппирок-сен-платиноидных кристаллических сланцев 1220 м
 2. Глубокоосчатые мелко- и среднезернистые амфибол-дуппироксен-платиноидные, амфибол-диоп-сид-платиноидные кристаллические сланцы 300 "
 3. Глубокоосчатые мелко- и крупнозернистые амфибол-дуппироксен-платиноидные кристаллические сланцы с линзуидными горизонтами шинель-магнетит-овых пород 130 "
 4. Глубокоосчатые амфибол-дуппироксен-платино-идные, амфибол-диопсид-платиноидные кристалли-ческие сланцы. В верхней части пачки - прослои тон-копосчатых лейкократовых дуппироксен-платиноидно-вых кристаллических сланцев 450 "
- Мощность разреза 2100 м.
- Разрез второго типа установлен для районов, где первичные архейские структуры претерпели весьма существенную перестройку в раннем протерозое. К таким районам относятся все южная часть площади, здесь строение посылты иллюстрируется следующим сво-дним разрезом (снизу):

1. Массивные среднезернистые амфиболиты около 200 м
 2. Грубо переслаивающиеся массивные мелко- и среднезернистые амфиболиты и диопсид-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы 500 "
 3. Массивные крупнозернистые амфиболиты с редкими прослоями мелкозернистых диопсид-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев около 800 "
- Средняя мощность отложения около 1500 м.
- Среднивая разрез средней подлптит обих типон, легко обнаружить объёмнидидие их особенностн. В обих случаях в составе их отмечаются основные кристаллические сланцы, находящиеся в грубом переслаивании. Разрезы отличаются практически только различием минеральных ассоциаций сланидших их пород.
- Мощность подлпити около 2100 м.
- Образования средней подлпити согласно задегатт на нижней и согласно передевается верхней подлпитой октокитовой свиты.
- Верхняя подлпита (Адв₃)* также характеризуется двумя типами разрезов, различающихся по толку же принципу, что и разрез средней подлпиты. Детально изучался только разрез первого типа на левом и правом берегу р. Кадар (снизу):
1. Неполноконглоосчатые двупироксен-плаггиоклазовые мезократовые кристаллические сланцы инт-да со скялолитом и амфиболом и маломощными (0,1-0,15 м) прослоями мелнократовых кристаллических сланцев. В верхах папки повлиялся массивные лейкократовые сланцы с порфириобластами типеростена 400 м
 2. Те же, что и в пачке 1, кристаллические сланцы с длизовидными прослоями кальцифилом, гранат-амфибол-диопсидовых и скялолит-амфибол (диопсид)-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. Мощность прослоев кальцифилов 0,5-30 м 250-300 "
 3. Диопсид-плаггиоклазовые, амфибол-диопсид-плаггиоклазовые, биотит-амфибол-диопсид-плаггиоклазовые, редко двупироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями амфиболитов. В верхней части разреза амфиболиты преобладают, появляются маломощные линзы мраморов, кальцифилов. Спорадически встречаются породы, обогащенные пирротинном 500-600 "
- Общая мощность подлпити 1150-1300 м.
- Породы, складские подлпиту в местах развития значительно переработанных структур, сохраняют текстурно-диогногические

признаки пород, складских разрез первого типа, но не содержат ромбического пироксена.

На левом берегу р. Кадар, в 2 км выше устья р. Талаит, в коренных выходах установлено согласно задегатие тонкоконглоосчатых двупироксен-плаггиоклазовых и амфибол-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев верхней подлпиты на грубоослоистых кристаллических сланцах средней подлпиты. (Согласно надегатие тонкоконглоосчатых биотит-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и биотитовых плаггиотнейсов давачанской свиты на массивных амфиболитках верхней подлпиты наблюдается в коренных выходах на правобережье р. Кадар.

Выходы пород д а в а ч а н с к о й с в и т ы разрозненны, небольшие по площади и сосредоточиваются днее долины р. Кадар в верховьях рек Катырмачи и руч. Тубюн, на правобережье р. Кадар, на водоразделе рек Никант и Катермачи, в бассейне р. Катель и в верховье р. Куредат. Породы, распределенными формационные особенности разреза свиты, являются разнообразные плаггиотнейсы и тнейсы, кварциты и энкоколитиноземистые кристаллические сланцы и тнейсы. Различий в минеральных ассоциациях пород разрезов различных зон, как это установлено для октокитской свиты, в давачанской свите не замечено.

Стратокилический разрез свиты описан В. С. Федоровским (Федоровский и др., 1964ф) в бассейне верхнего течения р. Кадар. Ноходы из полной сопоставимости разреза стратотипа с толщей пород, согласно задегатием в бассейне среднего течения р. Кадар на октокитской свите, Е. М. Фалькин (1966ф) применил это название в описываемом районе, так как в районе стратотипа низ свиты не были установлены. Позднее геологам ВЛГТ было доказано задегатие давачанской свиты на мощной толще основных метаморфических пород, найденных в доренке Бодайбинской серии листов названные несмущенной свиты. Последняя обнаруживает формационное сходство с октокитской свитой. Приведенная историческая справка оправдывает применение названий "давачанская свита" к верхней толще архейского разреза характерного района. Давачанская свита разделяется на две подлпиты.

Нижняя подлпита (Адв₁) подразделяется на две папки (свин-зу):

1. Тонко-, иногда неполноосчатые, горizontаль-но-полосчатые мелко- и среднезернистые биотитовые, амфибол-биотитовые плаггиотнейсы, тнейсы, лейкократовые биотит-плаггиоклазовые и амфибол-биотит-плаггио-

Клазовые кристаллические сланцы с немолоточленными мелкомошными (до 0,1 м) прослоями мезо- и мезодрозовых амфиболитов 400 м

2. Тонкопосчатые, горизонтально-полощатые, иногда волнисто-полощатые биотит-плаггиоклазовые, амфибол-биотит-плаггиоклазовые лейнократовые кристаллические сланцы, плагиогнейсы, гнейсы, переслаивающиеся с мезо- и меланократовыми амфиболитами, липсид-амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами. Мощность сланцев 0,1-1,5 м, мезократовых кристаллических сланцев - 0,01-0,3 м. Распределение основных кристаллических сланцев по разрезу неравномерное, отдельные линзиды мезо-горizontы на 50-100% сложены ими. Мощность горизонтов достигает 70 м. В разрезе папки местами присутствуют гранатовые амфиболиты, мраморы, кварциты, корднерит-сидлиманит-гранат-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, слюдистые мелкомошные линзы 450 м
Мощность отложения 850 м.

Отласное залегание показано на октоктисской свите установлено на правобережье р. Кадур и в верховьях руч. Губинки и р. Катыржачи.

Верхняя подгруппа (Адр²) характеризуется следующими своими разрезами, выделенными на основании изучения и сопоставления ряда частных разрезов в бассейнах рек Кадур, Катрыжачи, Сипу-вак (см. карту):

1. Тонкопосчатые биотитовые плагиогнейсы (преобладают), кварциты, амфиболиты, сидлиманит-корднерит-биотит-плаггиоклазовые, гранат-сидлиманит-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы. Кварциты и высокоглиноземистые кристаллические сланцы образуют линзиды и прослои различной мощности (до 30 м). Распределение неравномерно высокоглиноземистые кристаллические сланцы слатвуют не более 10% мощности папки . . . 280 м

2. Тонкопосчатые биотитовые плагиогнейсы, часто с корднеритом, узловатые корднерит-сидлиманит-плаггиоклазовые, меланократовые магнетит-гранат-сидлиманит-биотит-плаггиоклазовые, магнетит-сидлиманит-биотит-плаггиоклазовые, гранат-корднерит-плаггиоклазовые, корднерит-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, редко гнейсы и плагиогнейсы с такой

же ассоциацией темноватых и высокоглиноземистых минералов, кварцитов, редкие мелкомошные прослои основных кристаллических сланцев 420 м

3. Мелкозернистые массивные амфибол-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями амфибол-биотитовых плагиогнейсов 150 м
Мощность разреза 850 м.
Появление в верхах разреза папки амфибол-биотитовых кристаллических сланцев указывает на нормальный формационный переход к мандрожской свите, залегающей на даваячанской свите в верховья р. Кадур (Федоровский и др., 1964ф).
В характерном районе мандрожской свите не установлено. Породы, слюдистые архейский разрез, относятся к альмосиди-клетному карбонатному-глиноземистому и известково-щелочков-мелкозернистому изохимическим рядам (табл. I).
Среди пород в д м о с и и к а т н о г о р я д а выделено три петрологические группы: 1) гнейсы, плагиогнейсы, лейнократовые кристаллические сланцы, 2) высокоглиноземистые гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы, 3) мономинаральные и анхимономинеральные кварциты.

1 группа. Породообразующие минералы: кварц, плаггиоклаз № 35-40, микроклин, биотит, роговая обманка, диопсид, гиперстен. Равновесные минеральные ассоциации и последовательность смены их: 1 - красноцвето-бурый V1 X¹ + Pl₄₅ + Q + (M1); 2 - красноцвето-бурый V1+Pl₄₅ -зеленоцвето-коричневый V1 + Kc + Pl₃₅₋₄₀; 3 - D1+красноцвето-бурый V1 + Pl₄₅ + Q - Acst + Chl + Sprh + Ep + Q+Pl₁₀₋₁₅; 4 - бур + красноцвето-бурый V1+Pl₄₅ - Acst+Chl+Sprh+Ep+Pl₁₀₋₁₅;

X/ В разрезе использованы следующие символы минералов: Act - актинолит, Alm - гранат, D1а - пирро-альмандин, V1 - биотит, Br - брусит, Ce - кальцит, Chl - хлорит, Cor - корднерит, Csm - кумингтонит, Di - пероксен рика диопсид - геденберит, Dol - доломит, Ep - эпидот, Kp - фибролит, Ksp - форстерит, Nd - роговая обманка, Nur - гиперстен, Od - олигоклист, K - карбонат, M1 - микроклин, Mz - магнезит, Ms - мусковит, Mt - магнетит, Ol - оливин, Or - калиевый полевой шпат, P1 - флогопит, Pl - плаггиоклаз, Q - кварц, Kc - рутил, Sc - скандолит, Sid - сидлиманит, Sp - серпентин, Sprh - сфен, Sprl - шпинель, St - серпикт. Цифровой индекс справа от символа обозначает содержание анортитовой молекулы в плаггиоклазе, в прочих случаях - коэффициент железистости минерала f = $\frac{FeO+MgO}{CaO}$ x100, определенный оптикохимическим методом.

Химический состав

Оксид-ли	Содержание								
	92а	ПК-2	ПК-8/7	ПК 10/6	ПК 10/7	ПК/4	II 49а	376г	376а
SiO ₂	63,94	52,40	68,60	46,38	47,02	59,76	67,22	47,26	53,12
TiO ₂	0,53	1,08	0,57	0,70	0,62	1,06	0,58	2,50	1,24
Al ₂ O ₃	17,42	17,20	15,24	16,46	16,98	16,41	15,30	15,65	15,72
Fe ₂ O ₃	1,67	1,54	1,11	3,76	4,14	1,05	0,95	5,27	3,07
FeO	2,18	8,40	2,80	6,96	6,39	6,10	2,80	8,25	4,55
MnO	0,07	0,14	0,05	0,10	0,13	0,10	0,03	0,10	0,07
MgO	0,64	5,40	1,43	7,52	6,90	4,20	0,70	4,92	5,81
CaO	2,15	8,04	1,85	12,59	14,64	3,64	1,36	7,11	7,35
K ₂ O	6,30	1,80	3,50	0,82	1,00	3,80	6,10	1,70	2,70
Na ₂ O	4,15	2,75	3,20	2,05	1,10	2,45	2,80	3,65	3,73
P ₂ O ₅	0,09	0,40	0,05	0,07	0,01	0,18	0,14	0,46	0,47
П.п.п.	0,30	0,40	1,40	1,36	0,80	1,01	1,75	2,12	1,83
Σ	99,44	99,55	99,60	98,77	99,73	99,76	99,78	99,99	99,66
А	64	29	56	23	23	37	53	27	29
Б	13	25	12	31	35	24	10	21	25
В	17	23	20	20	19	23	18	31	19
М	6	23	12	26	23	16	19	21	27
ГМ	23	46	32	46	42	39	37	52	46
П	-0,7	-4,2	+7,6	-13,9	-15,9	+3,3	+6,7	-4,2	-20,0

Х/ Из коллекции Е.М.Фалкина: I - биотитовый плаггиогнейс (Adv₂), верховный биотит-плаггиоклазовый кристаллический сланец (Adv₃), верховье р.Джедиопсид-плаггиоклазовый кристаллический сланец (Adv₂), правый берег р.Кадар, течение р.Талакит; 14 - сканолит-диопсид-гиперстен-амфибол-плаггиоклазовый (Adv₃), нижнее течение р.Талакит; 17 - гранат-биотит-силлиманитовый гнейсо-силлиманитовый кристаллический сланец (Adv₃), там же; 19 - кордиерит-биотит- (Adv₂), там же; 21 - куминтонит-гранат-силлиманитовый кристаллический сланец

Метаморфических пород^{Х/}

Таблица I

Оксид, вес. %	Содержание																				
	789б	789г	789ж	369г	120б	3157-1	3157-2	972а	972б	972д	972е	973а									
SiO ₂	44,90	46,56	47,65	52,08	45,88	14,14	28,10	71,02	63,00	70,40	87,00	70,92									
TiO ₂	1,35	1,20	1,31	0,70	1,42	0,17	0,53	1,04	1,03	0,25	0,38	1,10									
Al ₂ O ₃	18,56	19,25	20,02	15,35	16,36	2,14	7,40	14,70	22,71	14,88	5,46	14,60									
Fe ₂ O ₃	6,60	5,62	4,76	2,01	4,38	0,41	0,60	0,49	0,69	0,76	0,23	0,92									
FeO	7,07	6,82	6,92	8,61	7,18	1,50	1,61	8,43	4,09	2,22	3,19	10,33									
MnO	0,14	0,15	0,17	0,08	0,16	0,03	0,03	0,06	0,06	0,03	0,03	0,09									
MgO	5,02	4,17	3,72	5,59	7,52	9,12	15,45	1,65	1,50	1,26	1,50	0,88									
CaO	9,36	8,33	7,91	7,79	9,95	38,73	21,27	0,32	0,32	2,56	0,37	0,48									
K ₂ O	1,62	1,62	1,86	2,10	1,18	0,64	1,88	1,60	4,50	3,05	0,94	0,44									
Na ₂ O	3,55	3,90	4,45	3,10	2,75	0,70	1,12	0,30	0,83	4,15	0,12	0,16									
P ₂ O ₅	0,58	0,51	0,55	0,40	0,48	0,07	0,05	0,07	0,05	0,09	0,05	0,05									
П.п.п.	1,20	1,50	0,56	1,76	2,32	32,07	21,96	-	0,96	0,37	0,47	-									
коэффициенты	99,95	99,53	99,98	99,57	99,58	99,72	100,00	99,68	99,74	100,02	99,74	99,97									
А	28	31	33	25	22	2	8	46	67	56	37	41									
Б	19	25	16	23	24	68	44	2	1	17	4	2									
В	28	27	26	29	29	7	4	39	20	15	32	48									
М	25	17	25	23	25	23	44	13	11	12	27	6									
ГМ	53	44	51	52	54	30	48	52	31	27	59	54									
П	-15,6	-17,0	-17,0	-10	-8	-65	-77	35	41	0,1	24	39									

Вне р.Кандыкад; 2,4,5 - амфиболит (Adv₃), верховье р.Джедугу; 3 - гранитизми-кму; 6,7 - биотитовый плаггиогнейс (Adv₃), верховье р.Джедугу; 8 - гиперстен-ниже устья р.Постур; 9 - амфибол-диопсид-гиперстен-плаггиоклазовый кристал-13 - гиперстен-диопсид-плаггиоклазовый кристаллический сланец (Adv₃), среднее кристаллический сланец (Adv₃), нижнее течение р.Кадугу; 15,16 - калцифидр кварцит (Adv₂), водораздел рек Сипрунак и Катель; 18 - биотит-гранат-кварц-гранатовый гнейсо-кварцит (Adv₂), там же; 20 - кордиерит-гранатовый кварцит (Adv₂), там же.

5 - травяно-зеленая $Nb+D_1+P_{135} \rightarrow$ сине-зеленая Nb + зеленовато-коричневый V_1+P_{135} .

II группа. Породообразующие минералы: кордиерит, силлиманит, гранат, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, фибролит, мусковит; минералы-примеси: шпинель, магнетит, монацит. Разновозрастные минеральные ассоциации и последовательность смены их:

6 - $Cor+V_1+P_{140} \rightarrow Mu+V_1+Ru+P_{135}$; 7 - $V_1+S_{11}+Cor+P_{135}$; 8 - $V_1+S_{11}+Cor+Alm$; 9 - $Cor+P_{135}+Q+Or+Alm_{68-71}$; 10 - $P_1+Or+Or+V_1+P_{130}+S_{11}+V_1 \rightarrow Alm_{80}+Mu$; 11 - $P_{135}+Cor+Q$ $Fb+Q+P_{125}$; 12 - $V_1+S_{11} \rightarrow Fb+Mu+V_1$.

Первичный красно-бурый биотит замещается бурым биотитом, иногда этот процесс сопровождается выделением рутила. По кордиериту часто образуются полные псевдоморфы мусковита, реже фибролита. Крупнокристаллический силлиманит замещается мелкозернистым агрегатами фибролита, который развивается также по первичному биотиту. Шпинель и магнетит накапливается в тесном пространстве, образуя порфиробласты, содержащие реликты всех породообразующих минералов.

III группа. Главные минералы пород - кварц. Минералы-примеси: графит, силлиманит, кордиерит, гиперстен, диопсид. Обычно сохраняется последние коллесты от первых процентов до 10%. Сохранение диопсида может достигать 40%. Разновозрастные минеральные ассоциации и последовательность смены их: $I_3 - Q+S_{11}+Cor \rightarrow Q+Fb+Mu$; $I_4 - Q+V_1+Ru \rightarrow Q+Mt+V_1+Sh$; $I_5 - Cor+V_1+Q \rightarrow Mu+Ru+Q$; $16 - Alm+Mt+Q$; $17 - D_1+Q$. Характер замещения минералов такой же, как в породах II группы.

Породы не имеют элементов и не имеют и поочередно ряда и поочередно ряда кристаллическими сланцами и амфиболитами. Породообразующие минералы: гиперстен (плевхролит юнги); $c:Ng = 0-5^0$, $Ng - I, 706-I, 714$, $Nr = I, 692-I, 700$, $f = 34-41$), диопсид, бурый роговая обманка $c:Ng = 5-8^0$, $Ng = I, 679-I, 682$, $Nr = I, 664-I, 686$, $f = 35-37$), плагиоклаз № 45-55, скалолит, биотит, оливново-зеленая роговая обманка, травяно-зеленая роговая обманка, актинолит. Минералы примеси: гранат ($f > 80$), шпинель (герцинит), магнетит, монацит, апатит, циркон, пирит. Разновозрастные минеральные ассоциации и последовательность смены их:

$I_8 - Hur_{34-41} + бурый Nb_{35-37}+Sc+P_{155}$; $I_9 - Hur_{37} + D_1 + бурый Nb_{35}+P_{140} \rightarrow Nb_{51} + бурый V_1+Q+P_{135}$; $20 - Hur+D_1 + красно-бурый V_1+P_{140}$; $21 - оливново-зеленая Nb+P_{155} \rightarrow$

$Act + Chl + P_{125}; 22 - D_1 + оливново-зеленая Nb+P_{135} \rightarrow$ сине-зеленая Nb + зеленовато-коричневый V_1+P_{125} ; $28 - оливново-зеленая Nb+P_{155} \rightarrow бурый V_1 + травяно-зеленая Nb+P_{125}+Spr$; $24 - Sc+ Nb_{35-37}+D_1+P_{155}$; $25 - Nb_{45-51}+P_{150} \rightarrow$ зеленовато-коричневый $V_1 +$ сине-зеленая $Nb+P_{130} \rightarrow Fb+P_{125}+Chl+Sc$; $26 - D_1 +$ красно-бурый V_1+P_{140-45} ; $27 - D_1+Nb_{45-52}+P_{140-45}$.

Для пород группы обычно разновозрастная ассоциация гиперстена с бурой роговой обманкой. Кроме того, встречается красно-бурый роговая обманка, зерна которой имеют примитивный табулитус. На границе с зернами гиперстена правильность окранки исчезает, гиперстен как бы врывается в крупные зерна амфибола. При этом выделяется рутил. Установлен следующий эволюционный ряд для амфибола, фиксирующий различные стадии метаморфизма: зеленоватобурый $Nb \rightarrow$ бурый $Nb \rightarrow$ оливново-зеленая $Nb \rightarrow$ травяно-зеленая $Nb \rightarrow$ сине-зеленая $Nb \rightarrow$ актинолит. В начальных стадиях изменения сопровождаются выделением рутила. Пироксен также претерпевает изменения. В зоне относительно сохранявшихся архаичных структур в дуплироксиен-плагиоклазовых кристаллических сланцах местами выделяются архаичные зональные псевдоморфы по пироксену, в составе которых участвуют иккинсит, травяно-зеленая, сине-зеленая роговые обманки, актинолит, зеленовато-коричневый биотит, плагиоклаз, кварц, кальцит. В породах, участвующих в построении архаичных структур, претерпевших кардинальную перестройку во время раннепротерозойского тектогенеза, гиперстен практически не сохраняется. Судя по значительной роли травяно-зеленой роговой обманки в этих породах, гиперстен в них полностью замещен амфиболом. Герцинит присутствует в меланократовых кристаллических сланцах. Порфиробласты его содержат реликты зерен пироксена. На границе гиперстена и герцинита образуется кайма, сложенная плагиоклазом № 80-90. Магнетит, также образующийся признаки порфиробластического развития, замещается герцинитом.

Гранат является одним из наиболее поздних минералов. Установлено замещение им минералов агрегатных псевдоморфов по пироксену.

Химические основные кристаллических сланцев октоэдрической системы обнаруживают сходство последних с толловыми базальтами (см. табл. I, анализ 8,9).

Породы имеют в своем составе медносерые и меднокарибонатные сланцы. Состав: карбонат (кальцит и доломит), форстерит (до 40%), диопсид (до 10%), оливно-голу-

баз шпинель (до 1%), флогопит, брусит, скяполит, графит, сфен.
Разновесные минеральные парагенезисы: 28 - K + For + D1;
29 - K + For + Pl; 30 - K+For+Pl+D1; 31 - For+D1+K;
32 - Sp1+For+K; 33 - Pl+For+K; 34 - Sp1+Sc+Pl+For+D1+K.
Фротерит и брусит в большинстве случаев замещены серпентином.

Петрографическое изучение пород архея позволяет установить, что они претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой фазы метаморфизма, позднее сменившейся условиями более низких ступеней. Наиболее полную петрологическую характеристику получили породы мелкозернисто-глиноземистого ряда. Они, кроме петрографических исследований, были подвергнуты химическим анализам. Сопоставление истинных и теоретических парагенезисов, получение химических характеристик пород, показывает, что большинство природных минеральных ассоциаций соответствует метаморфизму в условиях средних температур гранулитовой фазы. Породы из зон проявления раннепротерозойской складчатости (см. табл. I, анализы 2-5, 9-11) обнаруживают метаморфизм в условиях нижних ступеней гранулитовой - верхних ступеней амфиболитовой фазы. Их парагенезис также соответствует теоретическим. Железистость гиперстена в парагенезисах первой группы разна 34-41, бурой ротовой обманки - 35-37 (парагенезисы 18, 19). Такое соотношение железистости указывает на биминеральное разновесие в условиях гранулитовой фазы (Маркашев, 1965; Кориковский, 1967). Взаимополношения гиперстена и красно-бурой ротовой обманки дают повод к предположению о дометаморфической (метаматической) природе этого амфибола. Обильное выделение рутила при замещении последнего гиперстеном указывает на высокое содержание титана, свойственное в большей степени магматическим ротовым обманкам, чем амфиболам гранулитовой фазы метаморфизма. В процессе протекания метаморфизма красно-бурая роговая обманка полностью вытесняется бурым амфиболом и пироксенами. Переход к амфиболитовой фазы фиксируется появлением оливково-зеленой и травяно-зеленой роговой обманки ($r = 45-52$), которые вытесняют сначала гиперстен, а затем диопсид. Минеральные преобразования протекают без микроструктурной перестройки. Нередко в породах не сохраняются признаки, позволяющих говорить о парагенезисах с травяно-зеленой и оливково-зеленой роговой обманкой как вторичных (парагенезисы 5, 21, 22-левые).

Парагенезис амфиболитовой фазы наблюдается в породах, подвергнутых гранитизации в процессе становления ран-

непротерозойских гранитоидов. Этот этап фиксируется парагенезисами 5, 10, 11, 15, 22, 23 (правые), 26 (средний). Такими парагенезисами обычно характеризуются породы мелких скяполитов среди раннепротерозойских гранитоидов.

В зонах древнего динамометаморфизма в основных кристаллических сланцах фиксируются парагенезисы зеленосланцевой фазы метаморфизма (парагенезисы 3, 4, 21, 25 - правые). Принадлежат ли природные парагенезисы пород мелкозернисто-глиноземистого карбонатного ряда форсерит-кальцитовый или диопсид-доломитовой ступеням гранулитовой фазы, нельзя решить из-за отсутствия точного определения карбонатов.

Значительная часть кристаллических сланцев с глиноземистыми минералами относится к породам, несомненным K2O. Широко распространены в них парагенезисы (6 - левый, 7, 8) не могут служить точными индикаторами условий метаморфизма. Лишь парагенезис 9 фиксирует метаморфизм пород в условиях гранит-кордирит-ортоклазово-ступени гранулитовой фазы (Кориковский, 1967). В заключительные стадии метаморфизма возникли ассоциации, свойственные ботрит-силлиманитовой субфазы. Последующее развитие магнетита и шпинели может указывать на резко возросшую кислотность среды.

Повторный метаморфизм протекал в условиях амфиболитовой (парагенезисы 6 - правый, 10 - средний, 11 - правый) и эпидот-амфиболитовой (парагенезисы 10, 12, 13, 15 - правые) фазы. Примечны и последовательность ретрессивного метаморфизма указанные выше при описании полиметаморфизма пород мелкозернисто-глиноземистого ряда.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРЗОЙ

Яблонская серия

Образования тулинской серии занимают северо-восточную и восточную части района. Стратотип тулинской серии был описан в бассейне рек Сред.Сокла и Тунгир (А.Ф. Озерский, 1966 г.). Позднее это название было распространено на мощную толщу гнейсов, плагиогнейсов и кристаллических сланцев, развитых в бассейне верхнего и среднего течений рек Кадар и Ка-

лакан (Халкевич и др., 1967Ф). При исследованиях на значительных территориях разрез свиты был существенно уточнен и дополнен, а сама свита расширена на три подсвиты. В данном районе установлены только образования верхних частей разреза тулинской свиты: средняя и верхняя подсвиты.

Средняя подсвита распространена в северо-восточной части района на правом и левом берегах р.Кадара, а также ниже, в бассейне р.Усмун, где она залегает в горах антиклиналей. Наиболее полный разрез ее наблюдается по рекам Джеланджак и Татиняк — правым притокам р.Кадара (см. карту):

1. Биотитовые плагиогнейсы с прослоями трапегитовых и гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов.

Все породы нередко содержат трапегит около 200м

2. Массивные и слабополосчатые биотитовые плагиогнейсы и гнейсы с редкими прослоями опитит-платноклазовых, амфибол-биотит-платноклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Количество прослоев кристаллических сланцев закономерно возрастает вверху по разрезу, но они нигде не определяют формационного состава паучи. В кровле залегает горизонт амфибол-платноклазовых кристаллических сланцев мощностью около 20 м 250м

3. Биотитовые и магнетит-биотитовые плагиогнейсы с прослоями опитит-платноклазовых, амфибол-биотит-платноклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Количество прослоев кристаллических сланцев значительное, но не превышает 1/4-1/5 мощности паучи 250м

4. Биотитовые плагиогнейсы и гнейсы с многочисленными прослоями опитит-платноклазовых, амфибол-биотит-платноклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Кристаллические сланцы являются характерными предельными разреза паучи, но количество их не превышает 1/4 части разреза 400м

Объем мощности подсвиты составляет около 1100 м. Паучка 3 является маркирующей и прослеживается иногда на несколько километров. Выше согласно залегает кристаллические сланцы и гнейсы верхней подсвиты.

Верхняя подсвита (Pc₁^{8/3}) развита в тех же районах, что и средняя, и складает ядра и крылья антиклиналей. Особенности разреза подсвиты заключаются в значительной роли кристаллических сланцев.

Нижняя часть разреза подсвиты складает опитит-платноклазовые, амфибол-биотит-платноклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты с довольно многочисленными прослоями биотитовых гнейсов и плагиогнейсов. Согласно залегание этой паучи на средней подсвите установлено в долинах рек Джеланджак и Татиняк. Переходный характер ее подчеркивается значительным количеством торизонтов плагиогнейсов, андотитичных таковыми в разрезе средней подсвиты.

В верховьях р.Кадель в ряде мест в низах этой паучи установлены линзы магнетитовых кварцитов и антофилитовых сланцев. С магнетитовыми кварцитами иногда ассоциируют линзы актинолит-магнетитовых сланцев. Мощность линз магнетитовых кварцитов и связанных с ними магнетитосодержащих сланцев ограничивается 10-20 см, протяженность — первыми метрами. Мощность нижней части разреза достигает 400-500 м.

Более верхние горизонты разреза в бассейне р.Сивагичи представлены толщей ритмично-полосчатых и массивных мезокриатных и мезанокриатных среднезернистых амфиболитов с редкими прослоями биотитовых плагиогнейсов и опитит-амфиболитовых кристаллических сланцев. Мощность этой части разреза составляет около 1000 м. Объем мощности подсвиты приближается, таким образом, к 1500 м.

По химической систематике (Н.П.Семенов, 1966 г.) породы нижнепрерывозовского разреза относятся к алмосиликатному (платиогнейсы, высокоглиноземистые платиогнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы), мелкозернисто-глиноземистому (амфиболиты), железисто-кремнистому (магнетитовые кварциты, магнетит-биотитовые плагиогнейсы) и глиноземисто-магнезиально-железистому (антофилитовые и актинолит-магнетитовые сланцы) изохимическим рядам.

Платиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы представляют собой мелкозернистые и среднезернистые полосчатые, реже массивные серые и темно-серые, почти всегда в той или иной мере траснизированные породы. Главные породообразующие минералы: платноклаз (№ 25-35), калиевый полевой шпат, обычно обнаруживающийся микроклиновидно решетку, травяно-зеленая роговая обманка с: $Ng = 17-20^\circ$, $Ng-Np = 0,019-0,024$, зеленоваго-бурый опитит. В кристаллических сланцах иногда встречается диопсид. Соотношение главных породообразующих минералов определяет отнесение пород к определенной из перечисленных при описании разрезов разновидностей. Структуры пород рванобластные. При значительной гранитизации они комбинируются с метасокальцевскими структурами.

В высокоглиноземистых платиновых кордиерит полностью замещен агрегатом пинита. Розовый гранат образует мелкие (до 1 мм) неправильные зерна. Присутствует тонкоочащущающий графит. Амфиболиты характеризуются содержанием платиноста, не превышающим 30%.

Магнетитовые кварциты сложены гранобластным агрегатом кварца и магнетита, почти всегда имеющим примесь полевых шпатов и актинолита. Количество магнетита в некоторых разновидностях достигает 40-50%. Магнетит образует различной крупности (сотне доли миллиметра - несколько миллиметров зерна), обычно группированы в прослойки. Магнетит-сигетовые платиновые отличаются от пород преддущей группы только наличием магнетита.

Актофилитовые кристаллические сланцы обладают немагнитной структурой и на 90% состоят из актофилита. Платиноста (Олигоклаз-андезит) составляет не более 8% пород. Прочие минералы представлены магнетитом и биотитом. Актинолит-магнетитовые кристаллические сланцы всегда содержат то или иное количество кварца и по структурным и минералогическим особенностям близки к магнетитовым кварцитам.

Во всех описанных разновидностях пород в тех или иных количествах присутствуют ильменит, арсенопирит, халькопирит, молибденит, корунд, шевелит, пиркон, торит, монацит, акатаз. Наибольшие концентрации редкоземельных минералов обнаружены в высокоглиноземистых породах и магнетит-биотитовых платиновых. Гранитизация пород фиксируется по наличию новообразованных решетчатого калявого полевого шпата и кварца. С этим процессом связаны часто наблюдаемые мусковитизация платиноста, эпидоти-зация темноцветных минералов, развитие синие-зеленой роговой османки.

Установленные равновесные парагенезисы указывают на метаморфизм нижнепротерозойских пород в условиях амфиболитовой фации: 1 - $Pt_{35} + \text{травяно-зеленая } Hb + V_1$; 2 - $Pt_{35} + Q + V_1 + \text{травяно-зеленая } Hb + (Or)_3 - Act + P_1$; 4 - $Pt_{35} + \text{травяно-зеленая } Hb + D_1$; 5 - $Mt + Act + Q$.

Интересная гранитизация нижнепротерозойских пород сопровождается возникновением минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации.

Расчленение докембрийских высокометаморфизованных пород на архейский и нижнепротерозойский комплексы основываются на региональных исследованиях (Фалькин, 1966ф), которые фиксируют раз-

личия в условиях регионального метаморфизма, формирования состава и структурного положения охарактеризованных образований. Архейский возраст наиболее древнего комплекса координат подтверждается изотопным возрастом (4190 млн. лет) /X/ диопсида из дунитово-платиностазовых кристаллических сланцев октокийской свиты, развитых в районе устья р. Тосмур (ИГП, А. Н. Неелов, 1966г.). Нижнепротерозойские образования по особенностям разреза, характеру метаморфизма и складчатости сопоставимы со стандартным комплексом, возраст которого большинством исследователей датируется ранним протерозом. Существование мнения о принадлежности обих докембрийских комплексов верхнему архею (Смаковский и др., 1965ф).

МЕЗОЗОИСКАЯ ГРУППА
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

И И Ж И Я О Т К Е Л (Ст 1)

Осадочные отложения мелового возраста распространены в Средне-Каларской депрессии, и лишь в одном месте на правобережье р. Калар в 4 км выше устья р. Биримьин, сохранились в небольшом количестве вне пределов современной впадины. Отложения образуют ориентально простую северо-восточного простирания синклиналь, ось которой совпадает с осью современной депрессии.

Для разреза депрессионных отложений характерна факультетная невыдержанность, что особенно наглядно проявляется в различных нижних горизонтах осадочной толщи у северной и южной границ впадины. Факультетные изменения происходят и по простиранию впадины. Указанные особенности дают возможность говорить о двух факультетных типах разреза: северном и южном. В целом в разрезе нижнемеловых отложений выделяется три пачки (снизу):

1. Конгломераты, брекчии, гравелиты, песчанники. Близ северного борта впадины эта часть разреза сложена разнообразными конгломератами, а у южного - преобладают гравелиты и песчанники.

X/ Определения выполнены Кадни-аргоновым методом в лабораториях ИГП - А. Н. Нееловым, 1968 г.

Местами (низовье р. Огидр) конгломераты в низях разреза вообще отсутствуют. В низовьях р. Кочпан базальтный горизонт, сложенный в основном конгломератами, наблюдается и в северном и в южном крыльях синклинали ступенчатой. На севере его мощность составляет около 400 м, а близ южной границы выдвинута — 80 м. Минимальная мощность базальтного горизонта грубообломочных пород составляет 30 м (нижнее течение р. Огидр). Заглатные грубообломочных отложений непосредственно на дождевых кристаллических породах наблюдаются на многих участках западной части депрессии.

2. Песчанники с горизонтальными гравелистыми, конгломератовыми прослоями алевролитов, аргиллитов, углесто-глинистых сланцев и углей в верхах разреза. Мощность этой пачки, будучи приближенно одинаковой близ северной и южной границы выдвинута, возрастает с северо-востока на юго-запад от 150 до 350 м.

3. Перегипервизименные песчанники, алевролиты, аргиллиты, углесто-глинистые сланцы, прослои брекчий и конгломератов. Значительных фацциальных изменений в разрезе этой пачки не установлено. Мощность ее составляет около 300 м.

Все названные пачки солидно залегают одна на другой. Общая мощность нижнемеловых отложений составляет 480-1050 м.

В составе обломков конгломератов, брекчий, гравелистов, песчаников присутствуют все дождевые породы, известные в районе. Биты и экзотические породы — валуны, галька и мелкие обломки эффузивов кислотного состава и выветрелых андезитов-базальтов. Обломочный материал конгломератов имеет различные размеры и окраску. Наиболее мощные горизонты конгломератов с плохой окраской наблюдаются в восточной части депрессии. Отдельные глыбы достигают 2,5 м в поперечнике. К востоку окраска улучшается и одновременно уменьшается размер обломков, а также возрастает степень сортировки материала. В нижнем течении р. Биримья конгломераты по своим фацциально-литологическим признакам выглядят как нормальные речные отложения. Песчанники обладают мелко-, средне- и крупнозернистым строением и чаще всего горизонтальной слоистостью, реже косяки, косовальностью и волнистостью. Нередки разновидности с очень плохой сортировкой обломков. По составу выделяются аркозовые, кварц-полевцошпатовые и граувякковые песчанники. Окраска обломков обычно плохая. В песчанниках много растительного детрита. Цемент по составу чаще всего глинистый, глинисто-железистый, реже карбонатный и кар-

бонатно-глинистый, по типу — разбавленный и заполненный пор. Аналогичные песчанники встречаются и в качестве заполнителя в конгломератах.

Алевролиты, аргиллиты и углесто-глинистые сланцы являются обычными преобладающими породами данной группы. Для них характерна насыщенность растительным детритом.

Описанные отложения местами обладают явными признаками алевриальных отложений (восточная часть депрессии), местами генетические признаки отложений неясны, есть участки преобладания проливных фаций (северная граница западной части депрессии). По-видимому, формирование осадков происходило в условиях древней впадины, в которую с севера в обилие поступали проливные материалы. Часть последнего попала в крупную нагорную и обрабатывалась при алевриальном транзите.

В спорово-пыльцевых пробах, отобранных из отложений верхней части разреза близ устья р. Огидр, А.А. Суротенко обнаружены пыльца *Ginkgo cf. turpica* (Mal.) Volk., *Piceites* sp., *Protoperis* sp., *Pinus* (*Diploxylo*), *Pinus* (*Horloxylo*), *Rodocarpus* sp., споры *Saccinella* sp. (*Saccinellites* sp.), *Sordurites* sp., *Sibotium* cf. *junatum* K.-M., *Osmunda* sp., *Saettilites* sp. и в отдельных спектрах *Brottriletes* sp., *Lophotrilletes* sp., *Lercoleridites* cf. *verrucatus* Cooper. Последний вид довольно близок к *Saccinella* cf. *strata* Volk. Обе формы, так же как *Saccinellites* sp. и *Brottriletes* sp. показаны для нижнемеловых отложений многих районов СССР. По мнению Ю.П. Лисцова, данные спорово-пыльцевого анализа достаточно определенно говорят в пользу раннемелового возраста отложений, а формационно-фацциальные особенности разреза последних приближают их к образованными типичной свиты Забайкаль (Ю.П. Лисцов, 1969 г.).

КА И Н О З О И С К А Я Г Р У П П А

НЕОГЕНОВАЯ-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Плиоцен-нижнечетвертичные алевриальные галечники (N₂-Q₁)

Эти отложения залегают на поверхности 120-метровой террасы р. Кадар, а также в основании 280-метровой террасы, верхняя

часть которой сложена базальт-глыбы. В пределах разности древних долинных потоков базальтов, которые, перекрывая древний аэлювий, предохраняли его от разрушения, мощность аэлювия колеблется 6 м, zatímco базальтового пласта — ограничивается 1 м. Нижние горные зоны галечников содержат крупные плохо окатанные глыбы. Вверх по разрезу окатанность и сортировка материала улучшаются. В оврагах присутствуют все местные породы. Около 10% гальки принадлежит выветрелым полуразрушенным оливиновым базальтам, по химическим и петрологическим признакам не отличающимся от эффузивов загладиных стратиграфически выше. Залититель — ржаво-бурый неравномернозернистый полимиктовый песок.

Пиллеп-нижнечетвертичные базальты (№2-9)

Базальты распространены в восточной части долины р. Кадар и занимают площадь около 50 км². Они подразделяются на эффузивные долинных потоков, залегавшие на древних галечниках, и базальты склонов древней долины, перекрывающие докембрийские кристаллические породы. В первом случае они залегают почти горизонтально и являются верхним горизонтом разреза 280-метровой террасы р. Кадар, на поверхности которой встречается редкая аэлювиальная галька, во втором — наклонены в сторону долины реки, повторяя уклон древнего склона и несколько выходящая его. Максимальный наклон покрова не превышает 5°. Наибольшая мощность — 150-160 м — имеет долинный покров базальтов. Мощность покрова на склонах меньше, иногда, видимо, значительно.

По петрографическим особенностям базальты принадлежат оливин-базальтовой формации известково-щелочной серии. По химической классификации они относятся к слабонасыщенным SiO₂ бедным щелочами (см. табл. 2, анализы 38, 42, 43), насыщенным SiO₂ бедным щелочами (ан. 39, 40) и ненасыщенным SiO₂ щелочным (анализ 41) породам.

Согласное залегание базальтов на древнем аэлювии, выдержанность мощности последнего в пределах базальтового пласта, наличие шаровых лав в низах долинного покрова эффузивов указывают на излияние эффузивов непосредственно в древнее русло, т.е. на геологическую одновременность вулканической и осадочной аккумуляции. Это позволяет датировать возраст базальтов так же, как и возраст подбазальтовых галечников. Спорово-пыльцевой спектр последних (рис. 1) содержит пыльцу темнохвойных растений,

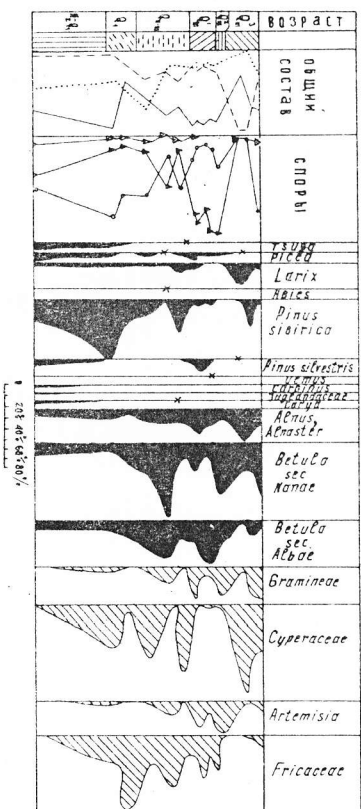


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма кайнозойских отложений района

1 - кривая спор; 2 - кривая пыльцы древесных растений; 3 - кривая пыльцы травянистых растений; 4 - 5 - споры: 4 - *Luscoridium*, 5 - *Sphaeridium*; 6 - *Foluriodiacae*; 7 - единичные пыльцевые зерна; 8 - отложения 280-метровой террасы р. Кадар; 9 - низы разреза 70-80-метровой террасы р. Кадар; 10 - отложения верхних частей разреза 70-80-метровой террасы р. Кадар и 35-40-метровой террасы р. Кадар; 11 - отложения 40-метровой террасы р. Кадар в долинах рек Туликечи и Капалджад, нижняя часть разреза 10-метровой террасы р. Кадар; 12 - ледниковые отложения 10-метровой террасы р. Кадар; 13 - верхние части разреза 10-метровой террасы р. Кадар; 14 - 20-метровой террасы р. Кадар; отложения 10-метровой террасы р. Кадар и 3-метровой террасы р. Туликечи

а также ряда широколиственных пород и теплолюбивых экзотов (Сакрлина ср. - до 1%, Салва - до 4%, Juglandaceae - до 1%, Лига - до 7%), пронизывающих в регионе до первого четвертичного оледенения, в конце неолена - начале плейстоцена.

И н ж н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q₁)

К этим отложениям относятся аллювиальные галечники и крупные обломные отложения низов разреза 70-80-метровой террасы р. Кадар в районе устья р. Саянак и нижнего течения рек Тунадачи и Сулукурт. В районе устья р. Саянак отложения преобладают галечниками с хорошо сцементированными бурой песчано-глинистыми заполнителями и песками с линзами галечников и гравия. Отложения сохлосно залегают под средне-верхнечетвертичными образованиями. Мощность их не превышает 10 м. В районе нижнего течения рек Тунадачи и Сулукурт образования этого возраста представлены ритмично переслаивающимися крупнообломными отложениями и аллювиальными галечниками. Сложность обнаруживает наклонное залегание (азимут падения 210°, угол -30°), связанное с тем, что отложения, вероятно, выполняли взрывную ванну, возникшую ниже древнего вулкана, функционировавшего на западной окраине бассейнового плато после излияния вулканов в Дравид долину. Возможно, наблюдаются одна из косых серий сложно построенного разреза эрозивного утлубления. Мощность отложений, замеренная врезе падения склона, составляет около 70 м. Они неогласно перекрыты горизонтально залегающими отложениями среднего - верхнего плейстоцена. В обоих случаях нижнечетвертичный аллювий отлагает, по-видимому, покорную часть более молодой террасы. Возраст отложений детруется на основании спорово-пыльцевого анализа (см. рис. I), указывающего на существование в период седиментации климата более холодного, чем климат времени накопления палео-инжентивотопочных осадков, но достаточно теплого, отечашего климатическим условиям доленниковья (присутствие в спектре пыльцы теплолюбивых пород - до 30% и Лига до 4%).

С р е д н е - 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 (Q_{II-III})

Аллювиальные отложения этого возраста отлагают верхнюю часть 70-80-метровой террасы р. Кадар и залегают на поверхности 35-40-метровой террасы р. Кадарж. Фациальные особенности разрезов террас обеих рек близки. Наряду с аллювиальными галечниками в них значительную роль играют горизонты песков и валунных глин. В основании разреза террас р. Кадарж местами залегают песчано-окрашенные глины перетолженной коры выветривания мощностью до 3 м. Термический анализ показал существование монтмориллонитовый состав глин. Спорово-пыльцевым анализом в глинах установлена единичная перетолженная пыльца высших растений, характерными ландшафты неолена. Наиболее мощные песчаные толщи характерны для разреза 70-80-метровой террасы в пределах Средне-Кадарской депрессии. В районе притесных частей рек Тунадачи и Сулукурт мощность песков, содержащих незначительные прослой галечников, достигает 20 м. Общая мощность отложений колеблется от нескольких метров до 60 м. Спорово-пыльцевые спектры из отложений этих террас (см. рис. I) фиксируют холодные климатические условия, внешне близкие к концу периода аккумуляции в сторону полевания. По-видимому, время формирования осадков охватывает период полупокровного оледенения в регионе, сопоставляемого с саровско-тазовским (максимальным) оледенением Западной Сибири (Музи, 1967), и начало интергляциала, соответствующего казачевскому межледниковью.

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 (Q_{IV}¹)

И н ж н е с л о и верхнечетвертичных отложений (Q_{IV}¹) широко развиты в долине р. Кадарж, где они отлагают 20-метровую аккумулятивную террасу. С ними сопоставляются рыхлые отложения 40-метровой террасы р. Кадар. В разрезе отложений господствуют аллювиальные галечники и пески. Встречаются, кроме того, линзувшиеся горизонты глин и су-глинков. Мощность последних достигает 3 м. Подняв мощность отложений колеблется от нескольких метров до 40 м.

Последовательству палинологическую характеристику получили только аллювиальные отложения 20-метровой террасы р. Калакан (см. рис. I). Количественный и качественный состав спор и пыльцы нижней части разреза отложений свидетельствует о климатических условиях, более мягких, чем те, которые существовали в период накопления верхних горизонтов рыхлого покрова более высоких террас рек Кадар и Калакана. Верх по разрезу отмечает последние довательное увеличение количества пыльцы относительно теплолюбивых и влаголюбивых растений, что указывает на приближение климатического оптимума. Время накопления осадков, вероятно, соответствует межледниковой эпохе, сопоставляемой с казанцевским интергляциалом (Музис, 1967).

Средние доли верхнечетвертичных отложений (Q_{III}^2) относятся к ледниковым образованиям. На геологической карте они показаны всего в двух местах: в верховье р. Калакякад и в долине р. Тулкачи. В первом случае они представляли беспорядочно нагроможденным крупноглыбовым обломочным материалом, состоящим из глыб местных пород и образующим вал, подпруживавший каровое озеро (Фирновья морена), во втором — валунами суглинками и глинами, залегавшими на склонах древней троговой долины р. Тулкачи и в одном случае на сохранившемся плече трога высотой около 70м (Боковая морена). В долине р. Тулкачи в моренные суглинки вложена аккумулятивная речная терраса высотой около 3 м. Спорово-пыльцевой спектр, выделенный из аллювиальных галечников, состоял из ее, относится к интргляциальному типу. Значительное количество в нем пыльцы *Pinus sibirica* (до 30%) указывает отнесение нижеледниковых отложений к последнему верхнечетвертичному оледенению, поскольку в голоценовой флоре района эта форма не сохранилась. По-видимому, ледниковые отложения древних троговых долин района относятся ко времени второго горно-долинного оледенения региона, сопоставляемого с зырянским оледенением Западной Сибири (Музис, 1967).

Верхние доли (Q_{III}^3). К отложениям этого возраста отнесены аллювиальные образования 10-метровой террасы р. Калакан, а также 10-метровой и 20-метровой террасы р. Кадар. Формационно эти отложения не отличаются от охарактеризованных выше. В разрезе преобладают аллювиальные галечники, местами значительную роль играют пески, глины отсутствуют. Мощности отложений — 10-20 м. Спорово-пыльцевая характеристика верхних горизонтов всех названных террас качественно одинаковая и свидетельствует

об относительно холодном климате, который мог существовать в конце межледниковой — начале ледниковой эпохи. По-видимому, период накопления отложений 10-метровой террасы р. Калакан и 20-метровой террасы р. Кадар охватывает межледниковую эпоху, соответствующую каргинскому времени. Возможно, низ разреза накопившийся в период второго горно-долинного оледенения. Терраса р. Кадар высотой 10 м формировалась, вероятно, в период последнего оледенения, соответствующего сартавской фазе оледенения Западной Сибири (Музис, 1967). Считать эти отложения более молодыми не позволяет наличие в спорово-пыльцевом спектре из верхних горизонтов разреза террасы пыльцы сибирского кедра и ели, нехарактерных в голоценовой флоре бассейна среднего и верхнего течения р. Кадар. Кроме того, в отложениях 10-метровой террасы р. Кадар близ устья р. Джалго обнаружен бивень мамонта. Специальными эта находка не определялась, но, судя по величине (1,5 м в длину), бивень мог принадлежать либо *Mammuthus trogontherii*, либо *M. primigenius*, что позволяет датировать отложения террасы не моложе верхнего плейстоцена.

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

К современным отложениям отнесены галечники, пески, суглинки, супеси, глины, торфяники, формирующиеся в современных руслах речной сети района, а также принадлежавшие поймаемым образованиям крупных рек. Мощности их колеблются от первых метров до 10-12 м (ковозные отложения р. Кадар). Палинологическое изучение этих отложений не проводилось.

В районе широко развиты не показанные на геологической карте аллювиальные, дельтавиальные, коллювиально-дельтавиальные и пролювиальные образования, истории формирования которых охватывает, вероятно, весь четвертичный период. Часть этих отложений накапливалась в голоцене. Мощности их колеблются от первых метров на прилегающих к водоразделам участках до 10-15 м у подножия склонов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Картирование интрузивных и ультрамафитовых образований в районе связано со значительными трудностями, поскольку, как правило, отсутствуют проводимые и перекрывающие интрузии

стратифицированные образования, для которых возможна объективная датировка возраста. Глубоко метаморфизованные и гранитизированные образования докембрия не несут никаких эконоктактовых изменений вблизи мезозойских интрузий. Последние, тем не менее, довольно часто обнаруживают четко выраженные эконоктактовые зоны.

Относительное возрастное положение интрузий определяется по взаимоотношениям пород различных фаз и комплексов, нередко наблюдаемым в коренных обнажениях. Для докембрийских интрузивных и ультраметаморфических образований критерием относительного возраста является время гранитизации древних пород.

Принадлежность интрузивных комплексов определенному магматическому циклу устанавливается на основе формационного и петрологического сходства с известными комплексами, возраст которых на соседних территориях так или иначе доказан.

Интрузивные и ультраметаморфические образования складчатой площади, составленной более 3/4 исследованной территории. Весьма разнообразны в возрастном, формационном, генетическом и петрологическом отношении, они подразделены на архейские догеосинклинальные и раннепротерозойские геосинклинальные интрузивные и ультраметаморфические образования и мезозойские интрузивные и ультраметаморфические образования. Среди последних выделено три комплекса: триасовый (?), средне-позднеюрский и ранне-меловый, каждый из которых знаменует определенный этап тектоно-магнетической активизации платформ.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Роговообманковые габбро и троктолиты (vA)

Силлы габбро и троктолитов залегают среди пород средней и в низах разреза верхней подлвыти октоктской св. тн. Мощность тел ограничивается первыми лесняками метров. На т.да наблюдаются пачки кристаллических сланцев, нащенные пластовыми гелами этих пород. Мощность таких пачек достигает 200 м, причем габброиды складат до 50% мощности. Троктолиты отмечены только в районе устья р.Кадакчан (правый приток р.Тостур).

Р о г о в о б м а н к о в ы е г а б б р о - т р у б о - к р у п н о з е р н ы е з е л е н о в а т о - ч е р н ы е с ш е л к о в ы м и сл е с к о м п о р о д ы . Т е к с т у р а с л а н ц е в а т а я , р е ж е п л а т н и с т а я . С о с т а в : к р а с н о - б у р ы я и б у -

р ы я р о г о в а я о б м а н к а (50-90%), п л а т и н к л а з № 40-45 (10-50%), д и о п - с и д (до 20%), а п а т и т . П р о г р е с с и в н ы й м е т а м о р ф и з м п о р о д п р и в о д и т к п о я в л е н и ю т и п е р с е ч е н а с п о р ф и р о б л а с т и ч е с к и м и п р и з н а к а м и р а з в и - т и я . Э т о я в л е н и е с о п р о в о ж д а е т с я р а з в и т и е м б у р ы р о г о в о й о б м а н - к и з а с ч е т к р а с н о - б у р ы я с в ы д е л е н и е м р у т и л а . П р и р е г р е с с и в н о м м е т а м о р ф и з м е п о я в л я е т с я с и н е - з е л е н а я р о г о в а я о б м а н к а , у р а л и т , а к т и н о л и т , б о л и т , р у т и л (до 2%), с ф е н . М и к р о с т р у к т у р а п о р о д т р а н о б л а с т о в а я с э л е м е н т а м и п о р ф и р о б л а с т о в о й и р е л и к т а м и п р и з - м а т и ч е с к и з е р н и с т о й и п о й м л о о ф и т о в о й . Р а з в и т и е в т о р ы ч н ы м н и з к о - т е м п е р а т у р н ы м м и н е р а л о в о б у с л о в л я е т п о я в л е н и е п о р о д с п е с ь д о - м о р ф о й и л е п ц и о н е м е т а б л а с т о в о й с т р у к т у р а м и .

Т р о к т о л и т ы - с р е д н е з е р н и с т ы е т е м н о - с е р ы е и з е л е - н о в а т о - к о р и ч н е н ы е п о р о д ы , с о с т о я щ и е из о л и в и н а (50%) и г а б б р а д о - р а . П р и п р о г р е с с и в н о м м е т а м о р ф и з м е н а т р а н и ц е з е р е н о л и в и н а и г а б б р а д о р а п о я в л я ю т с я р е а к ц и о н н ы е к а й м ы ш и р и н о й 0,01-0,6 м м . В о д н ы х с л у ч а я х к а й м а о б р а з о в а н а т и п е р с е ч е н о м . В д р у г ы х - с т р о е - н и е е е с л о ж н о е (о т о л и в и н а к п л а т и н к л а з у) : т и п е р с е ч е н -> с в е т л о - б у р ы я р о г о в а я о б м а н к а , т и п е р с е ч е н -> с в е т л о - б у р ы я р о г о в а я о б м а н к а + д и о п с и д , ш п и н е л ь + т и п е р с е ч е н + с в е т л о - б у р ы я р о г о в а я о б м а н к а . Л и о т ь д а в с е м и н е р а л ы , о б р а з у ю щ и е к а й м ы , з а м е щ а ю т с я к р а с н о - б у р ы я о и ч и т о м . М и к р о с т р у к т у р а п о р о д к о р о н а р ы я н а и д а б л а с т о в а я .

П р е о б р а з о в а н и е г а б б р о и д о в в у с л о в и я х р е г и о н а л ь н о г о м е т а м о р - ф и з м а а н а л о г и ч н о м е т а м о р ф и з е с к и м и з м е н е н и я м о п и с а н ы в ы ш е к р и - с т а л л и ч е с к и х с л а н ц е в , с о х р а н и в ш и х п р и з н а к и д о м е т а м о р ф и з е с к и х м и н е р а л ь н ы х п а р а г е н е з и с о в .

По химическому составу роговообманковые габбро занимают промежуточное положение между габбро и норитом по Р.Дэли (табл. 2, анализы 1, 2). Оливиновые габбро не получили химичес- кой характеристики.

Архейский возраст габброидов определяется согласно залеганию силлов среди архейских кристаллических сланцев и участии их в построении собственно архейских пикативных структур, а также метаморфизмом пород в условиях граулитовой фации.

Анлезиты и платиночарнокиты (vA-1A)

Названные породы развиты в бассейне рек Калгура, Таланига и Тостура, где они образуют различных размеров согласно с кри- сталлическими сланцами верхней подлвыти октоктской свиты те- ла. Наиболее крупные выходы их на левобережье р.Кадач имеют пло-

Ультрамагматических горных пород X/

Химический состав магматических и

Элемент	Содержание										Окислов, вес. %															
	406а	3109/3	1174	4011	8/10	260-III	2291-1	2291-2	сред- ний из трех	сред- ний из пяти	сред- ний из деся- ти	376а	3250	2338	260-1	1210	3001	3001-2	4076а	14	15	875а	895			
SiO ₂	47,26	45,36	60,66	66,70	63,30	52,40	70,38	48,00	58,88	67,38	74,99	68,52	72,72	57,3	68,18	66,75	66,16	70,42	71,20	68,56	66,52	49,12	49,40			
TiO ₂	3,00	1,50	0,75	0,37	0,97	1,15	0,32	2,50	0,97	0,56	0,34	0,35	0,18	1,27	0,15	0,23	0,42	0,27	0,25	0,27	0,40	0,89	0,65			
Al ₂ O ₃	11,75	14,38	16,73	16,01	17,00	20,47	14,10	16,28	17,68	15,60	11,97	0,97	0,74	1,92	0,56	0,81	1,49	1,43	0,78	1,04	0,56	2,62	3,23			
Fe ₂ O ₃	3,08	4,23	3,04	1,74	0,57	2,52	2,24	4,57	0,62	0,46	0,52	1,97	1,58	4,16	1,61	1,33	2,87	2,01	2,16	1,43	2,80	5,47	7,75			
FeO	7,10	8,94	2,56	2,29	4,52	4,91	1,69	6,96	5,59	3,46	2,44	0,05	0,03	0,12	1,07	2,01	1,37	0,78	0,77	1,52	1,68	0,06	0,05			
MnO	0,04	0,07	0,03	0,03	0,07	0,07	0,04	0,12	0,08	0,06	0,03	0,86	0,81	3,38	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	6,08	10,86			
MgO	10,96	9,25	3,13	1,33	2,43	2,48	0,90	3,81	3,19	1,39	0,98	2,67	1,87	4,08	4,32	3,92	3,08	2,09	1,37	2,65	3,28	8,58	5,59			
CaO	10,36	9,97	5,20	4,36	2,62	8,30	2,10	7,87	9,59	2,29	1,20	4,30	4,40	4,45	3,65	4,25	3,65	3,0	3,77	3,60	3,30	3,25	2,90			
K ₂ O	1,65	2,25	3,65	4,35	2,65	4,25	3,25	3,75	2,66	2,54	1,87	4,30	4,40	4,40	4,38	4,56	4,50	5,10	4,60	4,84	3,92	2,40	2,10			
Na ₂ O	2,00	1,50	2,20	1,90	3,20	1,62	4,20	2,90	4,76	4,53	4,60	0,15	0,07	0,5	0,05	0,04	0,19	0,17	0,11	0,17	0,17	0,32	0,35			
P ₂ O ₅	0,10	0,21	0,33	0,16	0,10	0,48	0,13	1,58	0,38	0,14	0,09	0,68	0,44	0,53	2,90	2,84	0,72	0,59	0,23	1,61	1,72	2,32	2,37			
П.п.п.	1,95	1,56	0,67	0,22	1,82	0,90	0,20	1,49	0,82	0,69	0,74	100,08	99,31	100,38	99,93	99,08	99,97	100,07	99,61	99,54	99,86	99,94	100,03			
Сумма	92,25	99,16	99,95	99,46	100,26	99,57	99,55	99,83	99,78	99,52	99,77	100,08	99,31	100,38	99,93	99,08	99,97	100,07	99,61	99,54	99,86	99,94	100,03			
а	6,2	7,1	11,6	12,3	10,3	12,3	13,0	13,0	11,68	12,71	10,56	15,0	12,2	16,4	14,3	15,6	14,5	13,6	14,55	14,8	13,0	11,1	9,3			
с	4,5	6,0	5,7	4,5	3,1	8,3	2,5	4,5	3,58	2,76	1,34	2,7	2,2	4,1	1,5	0,9	3,1	2,4	1,59	1,8	3,6	7,6	5,1			
б	34,6	33,9	11,2	6,8	14,3	14,0	5,3	23,2	13,98	8,74	6,35	4,8	4,4	12,3	7,3	9,0	6,9	4,5	5,06	6,1	6,4	21,9	29,7			
г	54,6	53,0	71,5	76,3	12,3	65,4	79,2	59,2	70,76	75,79	81,75	77,5	81,0	67,1	76,9	74,5	75,4	79,5	78,8	77,3	76,9	59,4	55,9			
а'	-	-	-	-	41,3	-	6,4	-	20,30	29,31	30,08	10,0	-	-	-	-	-	-	18,3	-	-	-	-	-		
с'	22,1	17,9	6,8	11,2	-	19,1	-	23,6	-	-	-	17,1	30,3	46,6	22,9	37,0	33,3	28,9	26,7	42,3	44,6	49,6	61,0			
ш'	51,7	46,2	47,8	33,6	28,0	30,1	28,2	28,8	37,96	26,96	25,92	72,9	43,9	46,7	26,6	20,7	56,8	68,1	55,0	34,5	50,0	35,4	33,6			
г'	26,1	35,9	45,3	56,1	31,7	50,8	65,4	47,5	41,73	43,73	44,00	58,6	48,6	60,5	56,0	58,5	55,5	47,0	55,7	46,6	43,5	67,7	68,2			
д	56,0	69,8	71,1	72,2	55,9	80,1	53,8	66,1	33,86	53,66	37,78	0,3	0,2	1,5	0,09	0,25	0,45	0,2	0,2	0,3	0,4	0,7	0,9			
т	4,6	2,4	0,8	0,4	1,0	1,5	0,3	3,7	1,13	0,62	0,32	3,4	12,1	13,5	6,4	7,4	17,4	26,9	25,3	13,3	7,6	10,5	9,8			
φ	3,6	10,5	23,5	22,5	3,2	16,5	35,9	17,5	3,70	3,90	59,70	5,5	6	4	10	17	5	6	10	7,5	4	1,5	1,8			
а:о	1,4	1,2	2	3	3	3,2	6	3	3,26	4,60	7,88	22,6	36,6	-2,6	23,9	16,9	18,8	26,3	23,3	23,2	24,3	-11,0	-7,6			
Q	-7,6	-4,4	13,9	23,6	21,0	-2,5	30,3	-12,0	13,58	23,40	41,04															

Числовые характеристики

Оксид-ин	Содержание													Оксидов, вес. %																	
	878			882а			I			2			875г			4154а			4140			I580			3422			808			
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	3030-I	3030-II	3432	3434	3562а	3564	3558а	3558в	3586а	3586в	
SiO ₂	54,88	55,72	56,72	56,64	64,68	69,41	70,54	72,21	70,14	65,62	69,04	71,94	62,54	66,18	47,04	48,32	43,58	43,21	49,20	49,40	17,0	14,8	19,2	17,5	9,3	11,6	9,1	11,9	9,0	9,7	
TiO ₂	1,00	1,35	0,76	0,82	0,50	0,28	0,34	0,30	0,31	0,34	0,25	0,25	1,11	0,75	1,85	2,05	2,50	2,57	1,75	1,70	0,90	1,3	0,8	1,4	5,9	5,5	5,3	3,4	5,9	5,8	
Al ₂ O ₃	17,00	15,89	18,05	17,02	16,00	15,38	14,46	13,92	15,38	15,75	14,30	13,74	15,88	16,55	15,57	16,50	14,81	14,30	15,62	15,92	4,8	4,3	8,8	6,1	28,8	26,6	33,9	34,6	27,4	26,5	
Fe ₂ O ₃	2,21	2,53	2,71	1,50	1,86	0,91	0,88	0,96	0,70	1,86	0,79	1,36	2,08	1,77	3,72	2,06	3,51	2,93	1,54	1,75	61,4	58,9	56,6	58,0	73,9	78,3	82,4	80,0	83,3	81,7	
FeO	5,67	5,45	4,41	6,46	2,54	1,65	2,04	1,41	1,93	1,79	1,36	1,0	2,79	1,86	7,75	9,26	9,23	10,05	10,07	9,83	0,25	0,25	1,3	0,8	2,8	3,0	4,0	4,2	2,6	2,5	
MnO	0,08	0,06	0,12	0,10	0,06	0,04	0,05	0,038	0,06	0,12	0,04	0,15	0,09	0,09	0,15	0,15	0,13	0,19	0,11	0,15	1,4	13,0	-	23,3	-	-	-	-	-	-	-
MgO	4,40	4,40	2,34	4,46	1,51	0,80	0,57	0,34	0,77	1,28	0,72	0,16	1,45	0,93	7,49	5,70	8,90	8,92	7,50	6,90	77,3	79,5	71,1	75,0	55,9	56,3	51,6	50,1	57,6	58,0	
CaO	7,20	7,09	5,14	5,77	3,32	2,00	1,82	1,51	1,98	2,13	2,18	1,06	2,41	1,19	8,77	8,27	9,93	9,40	8,51	8,28	4,8	4,3	8,8	6,1	28,8	26,6	33,9	34,6	27,4	26,5	
Na ₂ O	3,75	4,25	5,00	2,50	4,20	3,90	3,30	3,97	4,20	4,95	4,85	4,10	4,99	4,70	3,10	4,0	3,52	4,37	3,45	3,60	19,7	13,0	-	23,3	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	3,00	1,92	3,30	2,56	4,80	5,20	5,40	4,65	4,60	5,10	4,60	4,32	5,80	5,20	1,60	1,72	1,10	1,84	1,00	1,20	19,7	13,0	-	23,3	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,39	0,57	0,35	0,27	0,32	0,08	0,11	0,07	0,14	0,18	0,05	0,05	0,40	0,16	0,39	0,41	0,72	0,81	0,24	0,29	19,7	13,0	-	23,3	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	0,87	0,50	0,69	1,27	0,20	0,42	0,08	0,36	0,10	0,62	1,51	0,85	0,20	0,07	2,23	0,93	1,89	1,00	1,01	0,98	99,79	99,02	99,74	99,45	88,76	100,07	99,93	99,59	99,90	99,98	
Сумма	100,44	99,73	99,59	99,42	99,99	100,07	99,59	99,73	100,31	99,91	99,79	99,02	99,74	99,45	88,76	100,07	99,93	99,59	99,90	99,98	по А.Н. Заваржко										
а	12,7	11,4	16,3	9,6	16,2	16,0	14,8	15,2	15,8	17,9	17,0	14,8	19,2	17,5	9,3	11,6	9,1	11,9	9,0	9,7	числовые характеристики										
с	5,1	4,54	4,3	7,1	2,6	2,1	2,0	1,5	2,3	1,3	0,90	1,3	0,8	1,4	5,9	5,5	5,3	3,4	5,9	5,8											
б	18,5	20,62	12,7	15,8	7,8	3,7	3,7	2,9	3,5	7,6	4,8	4,3	8,8	6,1	28,8	26,6	33,9	34,6	27,4	26,5											
в	63,7	63,70	66,7	67,5	73,4	78,2	79,4	80,4	78,2	73,2	77,3	79,5	71,1	75,0	55,9	56,3	51,6	50,1	57,6	58,0											
а'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-											
с'	19,7	19,0	16,4	1,3	17,5	6,7	3,6	9,3	1,9	16,1	36,0	-	23,6	-	17,1	21,5	20,2	22,6	16,2	15,7											
м'	40,6	35,27	31,7	50,0	32,3	38,9	25,5	18,5	35,1	40,2	24,0	30,0	27,5	24,4	45,4	37,4	44,7	42,7	46,5	43,5											
г'	39,7	45,63	51,9	48,7	50,2	59,3	70,9	72,1	62,9	43,7	40,0	57,0	48,8	52,2	37,5	41,1	35,1	34,6	37,2	40,7											
д	65,4	23,6	69,6	59,8	57,1	52,9	48,1	56,4	58,1	52,2	61,4	58,9	56,6	58,0	73,9	78,3	82,4	80,0	83,3	81,7											
т	1,4	27	0,9	0,9	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,25	0,25	1,3	0,8	2,8	3,0	4,0	4,2	2,6	2,5											
ф	10,4	10,3	18,5	7,1	20,0	20,3	20,0	27,9	0,7	20,5	28,1	62,9	19,1	24,4	11,0	6,7	4,4	6,9	4,5	5,6											
а:с	2,5	2,45	3,8	8,7	6,0	7,6	7,4	10,0	5,8	13,7	19,8	11,0	24,5	12,0	1,6	2,1	1,7	3,5	1,3	1,6											
q	-3,1	0,58	-3,5	1,2	11,8	21,4	27,3	28,5	22,5	9,3	13,6	28,2	3,1	13,6	-12,6	-16,1	-40,3	-27	-8,6	-9,2											

Продолжение табл. 2

Примечание. 1 - роговообманковое габбро (VA), во-
дораздел рек Черемной и Талакита; 2 - то же (VA), устье р. Тада-
кит; 3 - андезит (Vc-1A), левый берег р. Калар в районе устья
Калур; 4 - плагиоцарнокит (Vc-1A), правый берег р. Калар в райо-
не устья р. Тостур; 5 - кварцевый диорит (8Pc₁), верховье р. Прав.
Муручена; 6 - диорит (8Pc₁), верховье р. Калур; 7 - гранит
(1-8₂Pc₁), правый берег р. Калар между устьями рек Талги и Ка-
гель; 8 - габбро-диорит (v8Pc₁), там же; 9, 10 - трапидиорит
(gn1Pc₁), верховье р. Джекту; 11 - гранит (gn1Pc₁), там же;
12 - граносиенит (gn1Pc₁), устье р. Тостур; 13 - гранит (gn1Pc₁),
левый берег р. Калакан; 14 - сиенито-диорит (8-ε₁Pc₁), левый
берег р. Калар между устьями рек Туналичи и Никанг; 15 - грано-
сиенит (1-8₂Pc₁), верховье р. Калур; 16 - то же (1-8₂Pc₁), бас-
сейн р. Тостур; 17, 18 - то же (1-8₂Pc₁), нижнее течение р. Турк-
так; 19 - гранит (1-8₂Pc₁), среднее течение р. Каткрякчи; 20 -
граносиенит (1-8₂Pc₁), верховье р. Аганак; 21 - гранит (1-8₂Pc₁),
верховье р. Аганак; 22, 23 - габбро (v-ε₁T₂^a), левобережье р. Си-
валчи выше устья р. Кимачан; 24, 25 - сиенито-диорит (v-ε₁T₂^a), правобе-
среднее течение р. Сивалчи; 26 - монцитит (v-ε₁T₂^a), правобе-
режье р.ч. Булди; 27 - габбро (v-ε₁T₂^a), там же; 28 - крупно-
зернистый порфировидный граносиенит (1ε₂T₂^a), водораздел рек
Сивалчи и Кимачан; 29 - мелкозернистый порфировидный граносие-
нит (1ε₂T₂^a), верховье р. Никанг; 30 - крупнозернистый равномер-
нозернистый гранит (1ε₂T₂^a), верховье р. Сулчуругут; 31 - крупно-
зернистый порфировидный гранит (1ε₂T₂^a), верховье р. Налгатагян;
32 - крупнозернистый порфировидный граносиенит (1ε₂T₂^a), там же;
33 - субшелочный кварцевый сиенит (ε₂T₂^a), левый берег
р. Калакан; 34 - субшелочный кварцевый сиенит (Xγ-ε₂T₂^a), вер-
ховье р. Капалтык; 35 - субшелочный гранит-порфир (Xγ-ε₂T₂^a),
там же; 36 - шелочной сиенит-порфир (ε₁T₂^a), водораздел рек
Сулчуругут и Никанг; 37 - сиенит-порфир (ε₁T₂^a), правобережье
р. Катель; 38, 39, 40, 41, 42, 43 - оливковый базальт (9N₂-9₁), пра-
вый берег р. Калар.

щадь до 100 км². Андезититы и плагиоцарнокиты связаны постепен-
ными переходами с мнечащими породами. Мощность зон переходных
пород в плане ограничивается первыми десятками метров.

По внешнему облику это сливные среднезернистые породы серо-
то и темно-серого цвета, при выветривании приобращающие табачный
отенок. Характерна линзовидно-полосчатая текстура, обусловлен-
ная неравномерным распределением темнопигментов. В со-
ставе пород выделяются реликтовые минералы - гипертен (до 8%),
диопсид (до 17%) и минералы ультраметаморфической стадии - пла-
гиоклаз (5-95%), кварц (до 45%), калиевый полевой шпат, биотит,
сине-зеленая роговая обманка. Акцессорные минералы представлены
магнетитом, ильменитом, цирконом, трацитом, апатитом, монацитом,
пиритом.

Плагиоклаз представляет тремя генерациями: плагиоклаз I ге-
нерации (№ 80) наблюдается в виде реликтов в зернах плагиоклазов
более поздних генераций. Количество его в породах крайне незна-
чительно. Плагиоклаз II генерации (№ 35-40) резко преобладает
среди полевых шпатов. III генерация представлена средним олиго-
клазом. В немногочисленных его зернах постоянно присутствуют
вросстки калиевого полевого шпата и реликтовые включения зерен
пироксена. Метасоматически развивающийся кварц ассоциирует с
плагиоклазом III генерации.

Гипертен и диопсид, ассоциируемые с новообразованными пла-
гиоклазами и кварцем, не несут признаков замещения. Наблюдается
лишь некоторое уменьшение содержания пироксенов в породах по
сравнению с двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими слан-
цами рамы. Кроме того, изменяется морфология зерен пироксенов,
приобретавших извилистые равные очертания в отличие от слабо-
тов метаморфических пород, сечения которых приближаются к пра-
вильным многогранникам.

Появление калиевого полевого шпата в породах сопровождается
замещением гипертена идиопситом и сине-зеленой роговой об-
манкой, а диопсида - артегатинными псевдоморфозами, образованными
кварцем, плагиоклазом, биотитом и сине-зеленой роговой обманкой.
Калиевый полевой шпат не является характерным минералом породы.
Распределение его имеет гнездовый характер, содержание достигав-
ет первых процентов.

Микростроение пород характеризуется сочетанием гранобла-
стовой и метасоматической структур. Принадлежность пород андези-
тита и плагиоцарнокитам определяется стадией, на которой в
том или другом случае останавлилась метасоматическая эволюция

первичных лейкократовых двупироксен-платиноклазовых кристаллических сланцев. Если процесс закончился на формировании платиноклазов двух первых генераций, порога по петрографическому составу приближается к андезитам. Если изменение пороги продолжились, образовались платиочарнокиты. Дальнейшая эволюция привела к возникновению чарнокитов, содержащие кагивевого полевого шпата в которых соответствует такому в гранитах. В описываемых массивах эта стадия почти не проявилась. Не исключено, что кагивевого метасоматов есть следствии более позднего раннепротерозойского ультраметаморфизма.

В эволюционном ряду описанных пород остается неясной природа высокоосновного платиноклаза первой генерации, ибо принадлежность его исходной минеральной ассоциации неясна (крупнейшие сланцы октоэдрической свиты содержат платиноклаз № 45-50). Вероятно, возникновение описанной ассоциации ультраметаморфических минералов предшествовала рудиментарно проявленная стадия акоритизации, сыгравшая более значительную роль при формировании аналогичного комплекса пород в верховьях р. Казар (Бажепова, 1967).

Химический состав андезитов и платиочарнокитов (см. табл. 2, ан. 3, 4) указывает на интервал между кварцевыми диоритами и доломитскими гранитами по Р. Дали. Соотношение а:с подтверждает вывод о значительном раскислении платиноклаза при переработке исходных кристаллических сланцев. Менее при этом и соотношение ш:г:т величин, превышающей 1, до величин, значительно меньшей 1. Пересчет анализом по методу Т. Барта показывает вынос Са, Mg и Fe при привносе Na и Si. Наиболее интенсивно идет вынос Mg.

Возраст андезитов и платиочарнокитов обосновывается составом застывающих их тел в архейских породах зоны собственно архейских структур, в построении которых они принимают участие наряду с кристаллическими сланцами. В более древних архейских породах фиксируются признаки андезитизации. Кроме того, в таббродиах гиперстен относится к минералам, возникающим в стадии прогрессивного метаморфизма, т.е. таббродиа является доминирующей минеральной группой гиперстен входит в состав исходного члена эволюционного ряда кагивевого порога, т.е. андезитов - платиочарнокитов возникли после прогрессивного регионального метаморфизма. В среднем течении р. Тадакит уста-

новлено прорывание (эруптивные брекчи) платиочарнокитов гранитами главной фазы посткадачтовой раннепротерозойской интрузии.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таббро (V₂Pt₁), таббро-диориты (V₂Pt₁), диориты и кварцевые диориты (V₂Pt₁)

Табброиды и диориты раннего протерозоя образуют согласные тела среди раннепротерозойских метаморфических пород и архейских толщ, структуры которых претерпели переработку в раннем протерозое. В последнем случае отдельные тела табброидов - диоритов локализируются в крупных трещинах, секущих архейскую структуру (южная часть района). Размеры тел и площади выходов их весьма различны. Мощности и протяженность небольших тел оцениваются первыми метрами - первыми километрами. Отдельные тела имеют площадь выхода до 100 км². Максимальная длина согласных тел табброидов и диоритов достигает 20 км.

Перечисленные разновозрастные породы связаны постепенными переходами. Обычно отдельные тела сложены однотипными по петрографическому составу и структурно-текстурным признакам породами. Есть и пестрые по составу и структуре интрузивы. В последних наряду с фацциальными переходами от таббро до кварцевых диоритов фиксируется изменение структуры пород от мелкозернистой до крупнозернистой, и текстуры от гнейсовидной до массивной. Наиболее распространены выходы мелко- и среднезернистые разновидности пород с неравильными гнездами крупнозернистых разновидностей. Гнейсовидные фации характерны для небольших выходов и эдиокотактов крупных тел. Табброиды и диориты нередко интенсивно гранитизированы и фельдшпатизированы.

Состав пород: платиноклаз (5-90%), роговая обманка (0-60%), моноклиновый пироксен (0-10%, обычно отсутствует), биотит (5-8%, иногда до 45%), кварц (0-10%). Вторичные минералы представлены эпидотом, серпигитом, хлоритом, биотитом, сине-зеленой роговой обманкой, актинолитом, кальцитом. В гранитизированных разновидностях значительных количества присутствует кагивевого полевого шпата. Платиноклаз образует приметаморфические и неравильные или изометрические зерна, обычно обнаруживающие примуду зональность. Состав

это колеблется от андезита до дабродора. Первичная роговая обманка представлена буровато-зеленой разновидностью. (с: $\text{Ng} = 12-19^\circ$). Моноклинный пироксен часто наблюдается в виде реликтов в зернах роговой обманки. Первичный биотит образует кристаллы таблитчатого и толстотаблитчатого габитуса. Окраска его в проходящем свете краснового-коричневая, коричневая и зеленовато-коричневая. Развивающийся по темнопетлевым минералам вторичный биотит окрашен в бледные зеленовато-коричневые тона. Перечисленные выше вторичные минералы развиты повсеместно, но количество их, как правило, незначительно. Обычными акцессорными минералами являются магнезит, фен, апатит, циркон. Микростроение пороа характеризуется сочетанием элементов призматической зернистой и таблитчатой структур с преобладанием тех или других. Обычно в шлифах наблюдается развитие пранобластовой структуры за счет призматической зернистой, которая является первичной структурой табродитов и диоритов.

Химический состав негранитизированных разновидностей диоритов и кварцевых диоритов (табродиты не охарактеризованы химическими анализами) показывает, что они принадлежат нормальному ряду неокисленных кремнекислотой и бедных щелочами пород (см. табл. 2, анализы 5, 6, 8).

Относительно возрастное положение табродитов и диоритов установлено достаточно определенно: они образуют согласные тела среди нижнепротерозойских метаморфических пород и гранитизирован при становлении сохлщающихся раннепротерозойских гранититов. Петрологические особенности и структурное положение интрузив позволяют допускать принадлежность их раннекладчатой геосинклинальной табро-платиогранитной формации, кислые представители которой на данной территории не развиты.

Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы-граниты, платиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты (gr^1Tr_1)

Гранитовидного этого комплекса имеют незначительное распространение. Согласные тела их известны на правобережье р. Кадар, в бассейне р. Усмун и на левобережье р. Кадаркан. Площадь выходов согласных тел гранититов не превышает 10-15 км². Обычно ширина их в плане небольшая (0,5-1,5 км), длина достигает 6-8 км. Мелкие тела гранититов, которые не могут быть показаны в масштабе карты, развиты повсеместно среди нижнепротерозойских по-

род и архейских образований, претерпевших структурную перестройку в раннем протерозое. Для всех разновидностей пород описываемого комплекса характерны гнейсовидные текстуры. Выделяется замкнутая петрохимическая и структурно-текстуриальная разновидность от вмещающей среды. Порода, отвечающие по составу гранодиоритам - кварцевым диоритам, ассоциируются с более древними табродитами, диоритами и амфиболитами, пороки гранитного состава локализуются среди гнейсов и платиогнейсов. Контакты описываемых гранититов с вмещающими породами постепенные и выражены в направлении призматической структуры, представляющие морфологически разнообразными микроструктурами, имеют ширину в плане до первых сотен метров.

При микроскопическом изучении пород описываемой группы всегда устанавливается наличие двух минеральных ассоциаций. С одной стороны, сохраняются представители минеральных ассоциаций исходных пород: платиоклаз, биотит, амфибол, кварц, с другой стороны, присущим более поздние - кварц и решетчатый микроклин, обнаруживаемые признаки порфириобластического развития. В породах, возникших в результате гранитизации табродитов, порфириобласты калиевого полевого шпата имеют размеры 1-1,5 см по длинной оси. Платиоклаз сохраняется в виде зерен неправильной амбовидной формы, насыщенных по периферии микрелитовыми вросками. Состав его соответствует основному олигоклазу - кислому андезитику. Первичная роговая обманка последовательно в зависимости от приближения пород к составу гранитов замещается сине-зеленой роговой обманкой, мелкозернистыми биотитом и хлоритом. Первичный биотит вытесняется мелкозернистыми биотитом и хлоритом.

Микроструктура пород метасоматической с характерными зубчатыми границами зерен породобразующих минералов. При гранитизации основных пород выявляются вновь образованные фен, рутил, магнезит. Качественный и количественный состав комплекса акцессорных минералов зависит от природы первичных пород. По данным минералогических анализов, в описываемых гранититовых присутствуют: анатаз, касситерит, корунд, торванит, гранат, ортит, циркон, турмалин, анкадзит, иттриалит, флюорит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, галенит, молибденит, моноклинит, ксенотим, апатит, вольфрамит, рибнерит, шедлит, бисмутит. Обычно содержание перечисленных минералов ничтожно мало. Исключением представляют гранититы, развитые среди высокоглиноземистых и

Мигматиты—Биотитовых плагиотнейсов, в которых содержание микрозер-
лов рыхлых земель достигает нескольких килограммов на 1 т.

Химический состав описанных гранитоидов (см. табл. 2, анализ
№ 9-12) приближается к составу гранодиоритов и гранитов по
Р. Дэйли. Они относятся к пересыщенным кремнекислотой богатым
щелочными породам. Характерна пересыщенность глиноземом. Пересече-
ны химическими анализами по методу Г. Барта, сделанные для пород
субстрата мигматитов и гранитоидного материала на водоразделе
рек Ирээ, Омурчен и Джамку, отмечают вынос Са, Mg, Al, Fe, Na
при приращении К и Si. Немногого интенсивный вынос Fe и Al
фиксируется величиной γ , более значительной, чем в эталонных
гранитоидов и гранодиоритов по Р. Дэйли, и высоким содержанием Al₂O₃.
Во всех анализах фиксируется преобладание К над Na, что,
объясняется итенсивным выносом Na. Омин анализа (см. табл. 2,
анализ II) указывает на близость проранализированного гранитоид-
а к граносиениту. Петрологические исследования не говорят в
пользу сколько-нибудь значительной роли в составе описанных ос-
разованных пород граносиенитового состава.

Возраст описанных гранитоидов обосновывается следующими
данными: а) процесс гранитизации, ведущий к образованию грани-
тоидов, затрывает более ранние габброиды и диориты, б) на со-
седней территории (Халкевич, 1967Ф) ксенолиты описанных пород и
тесно связанные с ними мигматиты неоднократно наблюдались в сие-
ниито-диоритах ранней фазы раннепротерозойской позднекадачатой
интрузии гранитоидов, в) на правобережье р. Какакан ксенолиты
описанных пород установлены в граносиенитах посткадачатой ин-
трузии.

Описанные породы принадлежат формации мигматитов амфиболит-
товой фации, образование которых в докембрийских областях склад-
чатости предшествует становлению гранитоидов баглитовой форма-
ции.

Биотитовые и биотит-амфиболовые диориты, кварцевые
диориты, гранодиориты и сиениито-диориты (81-88 Рт¹)

Пространственное размещение тел диоритов — сиениито-диори-
тов контролируется разрывными нарушениями, заключившимися в ран-
нем протерозое на восточной и юго-восточной окраинах крупной
архейской глыбы и неоднократно подновлявшимися на протяжении
дальнейшей геологической истории. Последнее обуславливает до-

вольно часто встречающиеся тектонические контакты диоритов —
сиениито-диоритов как с породами рамы, так и с более молодыми
геологическими образованиями. Наиболее крупные тела описываемых
гранитоидов имеют площадь выхода до 20 км² (массивы в бассейнах
рек Туруктака и Маракты).

Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и сиениито-диориты
тесно ассоциируют друг с другом и связаны взаимопереходами. Квар-
цевые диориты и диориты — крупнозернистые массивные темно-серые
и зеленовато-серые породы с характерными длиннопризматическими
кристаллами роговой обманки, размер которых достигает 5 мм по
длинной оси. Гранодиориты и сиениито-диориты отличаются наличием
крупных (от 0,5 до 2-3 см по длинной оси) порфирных кристаллен-
ников иловато-розового калиевого полевого шпата. Наряду с
кристалленниками присутствуют и метабласты калиевого полевого шпа-
та, возникшие под воздействием более поздних процессов гранито-
образования, но выщелочная, а порой и микрокопическая диатро-
стика их затруднительна. Количество порфирных кристалленников в
породах в среднем составляет 25%.

Минеральный состав: плагиоклаз № 20-38 (30-70%), калиевый
полевой шпат (0-6%), кварц (0-15%), травяно-зеленая роговая
обманка (0-30%), зеленовато-коричневый биотит (0-10%), моноклини-
ный пироксен (отдельные зерна). Из вторичных минералов развиты
серпичит, соссорит, хлорит, акцессорные минералы: магнетит, ти-
таномалнетит, ильменит, лимонит, сфен, апатит, ортит, циркон,
анатаз, антимонит, флюорит, пирит, иттрилит, моцелит, вольфра-
мит.

Микроструктура пород чаще всего порфирова я до невадитовой
с гипидиоморфнозернистой, реже призматическизернистой структу-
рой промежуточной массы. Почти всегда обнаруживаются элементы
метасоматической структуры.

Химический анализ сиениито-диоритов (см. табл. 2, анализ 14)
свидетельствует о принадлежности их к классу насыщенных кремне-
кислотой и умеренно богатых щелочными порода. Натрий преобладает
над калием. Сиениито-диорит проранализированного образца обнару-
живает сходство с монцонитами по Р. Дэйли.

Описательное возращение положение описанной интрузии опре-
делется следующими фактами: а) на определенной территории ана-
логичные сиениито-диориты содержат ксенолиты трайитоидов и мигма-
титов формации мигматитов амфиболитовой фации (Халкевич и др.,
1967Ф); б) в пределах исследованного района многократно наблю-

давать грамитизация аморитов - сиенитов-аморитов, связанная со становлением грамитовых основных фаз позднекалдеватских грамитов.

Гнейсовидные и массивные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, граносиениты, сиениты, сиенито-амориты, трилобитовиты, кварцевые амориты, гнейсо-граниты ($12-82\text{Pb}_1$)

Эти гранитоиды складат не менее 40% исследованной территории. Обширные по площади выходы их оканчивают с востока и юго-востока зону относительно сохранившихся архейских структур и создают обшир фон геологической карты названных районов, на юго-востоке выделенной значительные выходы пород граны и более молодых образований. Среди этих гранитоидов выделяются по структурно-текстурным признакам и составу следующие фации, от различия условий формирования пород и степени влияния вмещающей среды:

- 1) Гнейсо-граниты с реликтами сульфидов;
- 2) амфибол-биотитовые, биотитовые мезократовые, мелалоб-кратовые гранокварциты, граносиениты, сиениты, сиенито-амориты, кварцевые амориты. Структура пород порфиroidная, редко равномернозернистая средне- и крупнозернистая, текстура гнейсовидная, линзовидно-параллельная, массивная атакситовая;
- 3) мелко- и среднезернистые до крупнозернистых равномернозернистые лейкократовые биотитовые граниты, граносиениты с теневой линзовидно-полосчатой, полосчатой массивной, неясно-гнейсовидной текстурой;
- 4) гранитоиды, аналогичные породам третьей фации, но с мелкозернистыми метабластами калиевого полевого шпата;
- 5) лейкократовые биотитовые крупнозернистые граносиениты, граниты с высоким содержанием неравномерно распределенных крупных метабласт калиевого полевого шпата.
- 6) мезократовые биотитовые, редко амфибол-биотитовые, мелко-среднезернистые, равномернозернистые, иногда слабопорфиroidные граниты и граносиениты с массивной текстурой;
- 7) лейкократовые, биотитовые, порфиroidные, крупнозернистые граносиениты, граниты с гнейсами атакситов;
- 8) те же граниты и граносиениты с равномернозернистой структурой.

Установлены некоторые закономерности пространственного размещения фациальных разновидностей. От южноконькта к центру выходов происходит постепенная смена фаций от гнейсо-гранитов через гнейсовидные и метабластовые гранитоиды к порфиroidным гранитам, граносиенитам и лейкократовым биотитовым порфиroidным гранитам с гнейсами атакситов. Иногда такой последовательности не наблюдается и с породами граны контактирует порфиroidные граниты с гнейсами атакситов. Контакты в этом случае встречаются в отличие от обычных и полуортосных гранитов с вмещающими породами гранитоидов первых разновидностей привлекательного фациального ряда. Крупные конгломаты в порфиroidных гранитах с гнейсами атакситов имеют четкие очертания и нередко пронизаны жиллами гранитов. В целом с запада на восток наблюдается вытеснение гнейсовидных и метабластических гранитоидов породами последних четырех фаций.

Породы первых четырех фаций имеют общие черты с вышерассказанными гранитоидами оокалдеватского этажа. Так же как последние, они связаны постепенными переходами с метаморфическими породами граны через поли мигматитов, теневых мигматитов, кристаллических сланцев с порфиroidными калиевого полевого шпата. Гранитоиды представляют собой розовые и розовато-серые породы с плоскостной ориентировкой метабласт калиевого полевого шпата, количество которых может достигать 60-70%, обычно составляет 30-40%. Ориентировка метабласт совпадает с гнейсовидностью пород, подчеркиваемой ориентировкой темнопятных минералов. Количество и распределение последних крайне неравномерно. Нередко породы обнаруживают неслучайную полосчатость, обусловленную чередованием разновидностей, обогатенных темнопятными минералами и относительно лейкократовых.

Прочие гранитоиды характеризуются отсутствием ориентированных текстур, имеют крупнозернистое, часто порфиroidное строение. Порфиroidные включения представляют розовым калиевым полевым шпатом, придающим обшир пестроту породам. Количество их в среднем составляет 15-20%, размер колеблется в пределах 1-2 см (редко до 5 см) по длинной оси. Атакситы, слатящие гнейзы в гранитоидах седьмой фации, содержат ярко-розовый полевой шпат и темно-серый кварц.

Составы пород всех выделенных фаций близки. Обычно они относятся к гранитам и граносиенитам. Наиболее часты отклонения в сторону аморитов, кварцевых аморитов и сиенито-аморитов в гранит-

очках первой половины фидального ряда, содержащих включенны в различной степени переработанных пород суфурта. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 20-30, калиевый полевой шпат (обычно микроклин), кварц, олигит, травяно-зеленая роговая обманка. Темноцветные минералы присутствуют в малых (первые проценты) количествах. Включенны предстывают породы первых двух фаций, которые содержат значительное (до 15%) количество темноцветных минералов за счет реликтовых минеральных ассоциаций вмещающих пород. В них иногда наблюдается мово-клинный пироксен. Акцессорные минералы представлены апатитом, фенитом, ортитом, цирконом, магнетитом. Микроостровные описанных пород характеризуются комбинацией реликтовых и вновь образованных структур. К реликтовым структурам относятся типичноморфно-зернистая и гранобластовая. Первая структура наблюдается в породах, возникших при гранитизации раннепротерозойских диоритов и таббритов. Ко второй группе структур относятся метасоматические и магматические структуры. Метасоматические структуры свойственны породам первых четырех фаций. Магматические структуры, характерные для остальной фидальной разновидности, представлены гранитовой, аллотриоморфнозернистой и типичноморфно-зернистой.

Умическому аналizu были подвергнуты только граниты и травоенииты. По умическому составу (см. табл. 2, анализ 15-21) гранитоиды занимают промежуточное положение между сениитам и гранитами щелочноемкельного ряда. Все разновидности относятся к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, богатых или умеренно богатых щелочами. Калий преобладает над натрием. Характерна высокая общая железистость гранитоидов.

Гранитоиды проявляют все более укрепленные описанные выше геологические образования. Наиболее неясным является вопрос взаимоотношений их с гранитоидными сколжидчатого комплекса, с которыми они имеют близкий петрогенный и химический составы. Первые четыре фации обнаруживают, кроме того, еще и некоторую общность механизма образования с сколжидчатыми гранитоидными. Ряд фактов говорит в пользу более молодого возраста описанных гранитоидов. На водоразделе рек Турингон и Туликчи (правобережье р. Кадакан) в крупнозернистых массивных граносениитных описанного комплекса были обнаружены угловатые ксенолиты темных мигматитов, а на правобережье р. Аку мигматизированные кристаллические сланцы октокистской сенииты испытывают вблизи выходов описанных гранитоидов фидальную гранитизацию, причем метабласты более позднего калиевого

полевого шпата ориентированы в плоскости, секущей текстуру мигматизированных пород под углом 10-15°. Тем не менее, нельзя назвать на принадлежность всех не обладающих магматическими структурами фидальных разновидностей описанных гранитоидов к более молодым образованиям. Не исключено, что часть их относится к более ранним этапам докембрийского гранитообразования. Пронзанные описанных гранитоидов лейкократовыми гранитами поздней фазы раннепротерозойского комплекса, а также травоенииты (?) интузиини наблюдаются неоднократно. Источники возраста сенииты гранитов и травоениитов (табл. 3, анализ 1-6) соответствует 124-208 млн. лет, что не увязывается с геологическими данными и указывает на процессы "омоложения".

Рассматриваемые гранитоиды относятся к главной фазе раннепротерозойской позднесколжидчатой геосинклинальной формации гранитных батолитов "пестрого" состава. Процесс становления батолита безусловно находится в тенегической связи с региональной гранитизацией, продуктами которой являются образования формации мигматитов амфиболитовой фации. Вышеприведенные наблюдения указывают однако на временную разобщенность этих этапов докембрийского гранитообразования. Между временем формирования главной фазы батолитовой формации и метасоматических гранитоидов ранних этапов гранитообразования произошло становление интузиини диоритов - сениито-диоритов, пространственное размещение которых контролируется дисъюнктивными нарушениями, а механизмом формирования определяется ведущей ролью магматического процесса. Размещение гранитоидов главной фазы батолитовой формации контролируется шовой структурой, сочленяющей архейский и раннепротерозойский складчатые комплексы. Для южной части территории локализационной структурой послужила зона надыгта архейских образований на протерозойских (см. гл. "Тектоника"), подлого поружающаяся в юго-западных румбах. Это подтверждается закономерной сменой фаций с северо-востока на юго-запад: гранитоиды с магматическими структурами - гранитоиды с метасоматическими структурами - мигматизированные и фидальную гранитизированные породоиды архейского комплекса. Эта же закономерность является собой еще одно отличие описываемых пород от гранитоидов ранней стадии протерозойского гранитообразования, массивы которых, являясь продуктом регионального процесса, не обнаруживают зависимости пространственного размещения отдельных тел от древних разрывных нарушений.

Результаты определения абсолютного возраста интрузивных пород^{x/}

№ анализа	№ пробы	Индекс	Порода, минерал, место отбора пробы	K, %	Ar ⁴⁰ , нг/г	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст, млн. лет
1	260-П	$\gamma\delta_2Pt_1$	Биотит, гранит, верховье р.Калур	3,37	50,3	0,0122	208
2	14	$\gamma\delta_2Pt_1$	Валовый анализ, граносиенит, верховье р.Аганак	6,37	71,4	0,00915	157
3	15	$\gamma\delta_2Pt_1$	Биотит, гранит, верховье р.Аганак	7,66	88,00	0,0094	162
4	1210	$\gamma\delta_2Pt_1$	Биотит, граносиенит, бассейн р.Тостур	3,69	320	0,0071	124
5	793	$\gamma\delta_2Pt_1$	То же	7,11	138,0	0,0159	266
6	4019	$\gamma\delta_2Pt_1$	Биотит, гранит, левобережье р.Калакан	5,03	70,6	0,0115	196
7	2	$\nu\delta_1T?a$	Биотит, габбро, правобережье р.Бутдый	5,37	4,37	0,0067	116
8	808	$\delta_2T?a$	Биотит, сиенит, левый берег р.Калакан	6,26	46,7	0,00612	107
9	3030-И	$\kappa_1\delta_1T?a$	Валовый анализ, субщелочной кварцевый сиенит, верховье р.Кападякал	4,86	44,8	0,0076	132
10	3030-П	$\kappa_1\delta_1T?a$	Валовый анализ, субщелочный гранит-порфир, там же	4,98	48,2	0,00745	128

x/ Из коллекции Е.М.Фалькина.

В формировании гранитовых главных фаз багровитовой формации намечается две стадии: первая, в результате которой образовались гранитоиды с метасоматическими структурами, и вторая, обусловленная становлением гранитов и граносиенитов с магматическими структурами. Обе стадии, вероятно, близки между собой по времени проявления, поскольку повсеместно фиксируется постепенные фазовые переходы между продуктами каждой из них.

Лейкократовые биотитовые граниты, аляскиты (γ_2Pt_1), дайки аплитовидных гранитов (γ_2Pt_1), или пегматитов (γ_2Pt_1)

Породы слатавт небольшие шток на вте территории и один шток в нижнем течении р.Тостур. Наиболее крупные тела гранитов и аляскитов располагаются на правобережье р.Тулкячи, в верховьях рек Калур и Аку, в бассейне р.Бугарихта-2. Форма выходов тел на дневную поверхность изометричная, овальная или неправильная. Общая площадь выходов - около 70 км².

Средне- и крупнозернистые, редко мелкозернистые граниты и аляскиты связаны взаимопереходами, обусловленными колебаниями в содержании темнопигментных компонентов и кварца. Окраска пород бедро-розовая. Текстура пород массивная, очень редко линейно-но-параллельная, обусловленная ориентировкой скопления кварца. Состав: кварц (17-50%), калиевый полевой шпат (65%), плагиоклаз № 20 (10-30%), биотит, ортит, аляскит, сфен, рудный минерал, циркон, полевит.

Калиевый полевой шпат представлен исключительно решетчатым микроклином, иногда с ленточными и волосообразными перлитовыми зростками. Крупные зерна содержат резорбированные включения плагиоклаза. Отмечается также незначительное по масштабам метасоматическое развите микроклина по плагиоклазу. Микроклин, в свою очередь, резорбируется кварцем. Биотит образует небольшие (1-4 мм) скопления неправильной формы, резко выделенные на светлом фоне, имеет густо-коричневый цвет, почти непрозрачен, замещается гидроксислами железа. Обычно присутствуют одиночные пластинчатых кристаллов ортита, обусловившего повышенную радиоактивность гранитов. Микроструктура пород типичноморфнозернистая и аплитоморфнозернистая с элементами метасоматической.

Дайки аплитовидных биотитовых гранитов распространены повсеместно и местами образуют розоватые скопления, насыщая вмещающие породы (правобережье р.Бугарихта-2). С ними ассоциируют

или пермитагов. В пермитагах, кроме кварца и полевых шпатов, обычно присутствует "сабелитный" биотит и ортит.

Лейкогранитовые граниты и аляскиты прорывают гранитоиды главной фазы баголитовой формации. Непосредственный контакт наблюдается на водоразделе рек Аку и Маректы. Эпиоконгектовая зона сложена мелкозернистыми гранитами. Взаимоотношения с интрузивными триасового (?) комплекса не установлены, но пространственная связь описанных пород с гранитоидами баголитовой формации, близость петрологических особенностей тех и других гранитоидов при значительных их отличиях от мезозойских интрузивных образований, массивы которых к тому же контролируются иными структурами, позволяют с достаточной уверенностью говорить об их принадлежности магматическому комплексу раннего протерозоя.

ТРИАСОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

А м а н с к и й и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с

Габбро, нориты, габбро-пироксениты, монцониты, диориты, сиенито-диориты (γ_1 - δ_1 - Γ^2a), мелкозернистые, иногда порфиробластные диориты (δ_2 - Γ^2a)

Породы первой фазы триасового (?) интрузивного комплекса образуют шток, суммарная площадь выходов которых составляет около 230 км². Наиболее крупными из них являются Сивалгинский, Кичичанский и Левобережный. На карте аномального магнитного поля площади развития габбро-сиенито-диоритов характеризуются почти полностью полными интенсивностью от 500 до 1200 гамм (рис. 2). В некоторых случаях (левобережье р. Кадлар) площадь положительной магнитной аномалии значительно превышает площадь выхода массива, что указывает на присутствие крупных масс габбро-сиенито-диоритов, не вскрытых эрозией. Массивы первой фазы аманского комплекса, как и более молодые триасовые (?) интрузии, расположены в пределах довольно широкой полосы, простирание которой в бассейне р. Умуня меняется с северо-восточного на северо-западное, что согласуется с границей зоны развития в той или иной мере переработанных и раздробленных архейских структур. Положение этой полосы южнее р. Кадлар трудно совпадает с границей гранитоидов магматической и доинтрузивной стадий главной фазы раннепротерозойской баголитовой формации. Вероятно, доказательной и,

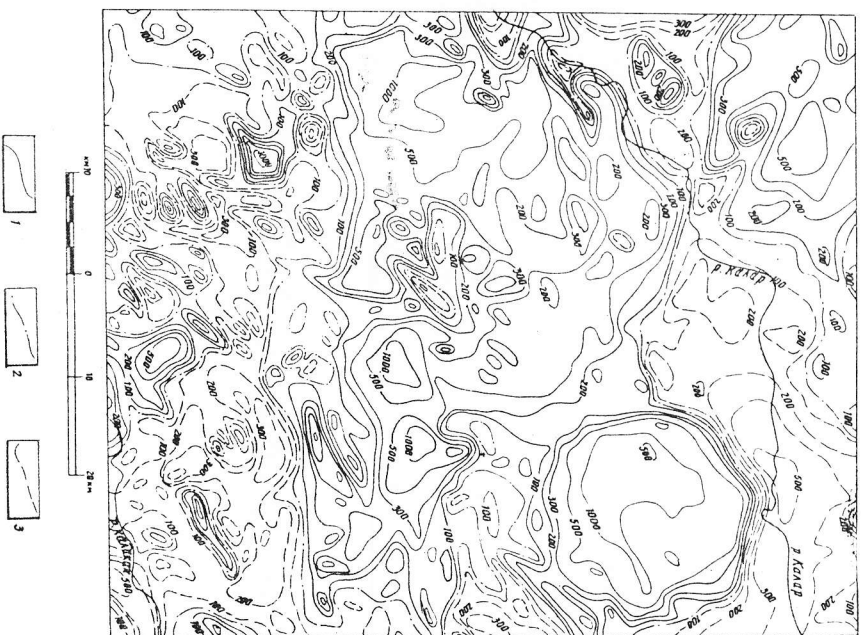


Рис. 2. Карта магнитного поля
Изолиниями (проведены через 100, 200, 300, 500, 1000 гамм):
1 - положительного магнитного поля; 2 - нулевых значений;
3 - отрицательного магнитного поля

возможно, магмоподводящей структурой для амазонских интрузий послужила крупная пологая зона, участвовавшая в образовании древнего надыга (см. гл. "Тектоника"), залеченного раннепротерозойскими гранитоидами. Это предположение подтверждается закономерно уменьшением площади выходов интрузий амазонского комплекса, в том числе и штоков первой фазы, с северо-востока на запад.

Положение и конфигурация отдельных массивов определяется менее крупными крутопадавшими и вертикальными разрывными нарушениями, которые можно рассматривать как локализационные структуры второго порядка.

По составу массивы разнообразны. В северной части полосы развития пород амазонского комплекса в бассейне рек Никант, Бопунак, Каталь массивы сложены диоритами и габбро-диоритами. Большую роль играют пироксен-амфиболовые габбро и габбро-нориты. Характерно постоянное присутствие крупных лепешковидных чешуй позднеметаматического бнотита и небольшого количества калиевого полевого шпата. Последняя дачаль обуславливает отклонение состава габброидов в сторону сиенито-диоритов и монзонитов. Массивы, расположенные южнее, в бассейне рек Сивальчи - Катываичи, сложены диоритами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами, трапидиоритами, которыми подчинены габбро и монзониты, образующие крупные широкие орошения в энзоконтактовых частях, либо слабые центральные части массивов. В каждом массиве в той или иной степени развиты все из перечисленных фациальных разновидностей пород. В энзоконтактовых зонах Сивальчинского и Кимачанского массивов выявляются мелкозернистые, иногда порфиробидные диориты.

Породы сложены плагиоклазом, состав которого меняется от № 20 до № 50 в зависимости от общей основности пород, готовой обманкой, гиперстеном, автитоном, биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, акцессорные минералы представлены апатитом, сфером, магнетитом, ортитом, цирконом. Наблюдается развитие роговой обманки за счет пироксена и биотита за счет амфибола. Микростроение пород определяется различными комбинациями типидиоморфнозернистой, монзонитовой и оксифидовой структур. Химические анализы (см. табл. 2, анализы 22-27) подтверждают петрографическую диагностичность. Породы характеризуются повышенным содержанием щелочей, дефицитом свободного кремнезема и высоким отношением $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$.

Нижняя возвышенная граница интрузий первой фазы амазонского комплекса установлена на определенной территории, где наблюдались активные контакты их со всеми докембрийскими интрузивными (Хадкович и др., 1967). Прорыв габбро-сиенито-диоритов гранитоидами второй фазы амазонского комплекса наблюдается неоднократно.

Порфиробидные, реже радиомернозернистые амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и биотитовые граниты ($T_2 T_1 a$), ($E_2 T_1 a$), граносиениты ($E_2 T_1 a$), кварцевые сиениты, сиениты ($E_2 T_1 a$), сиенито-диориты ($E_2 T_1 a$), кварцевые диориты, диориты ($E_2 T_1 a$), трапидиориты ($E_2 T_1 a$)

Выходы массивов этих пород (вторая фаза амазонского комплекса) занимают обширную площадь около 350-370 км². Размещение их контролируется теми же структурами, которые контролируют протерозойское положение массивов первой фазы и охарактеризованы выше. Гранитоиды складчат пластинчатые тела даче холмины. Кварц, обнаруживающий пологое падение к до-западу. Массивы ограничены пестротой состава и по фациальным особенностям подразделяются на три группы.

К первой группе относятся Гольцовый, Песчанский, Бугаринский, Ахунский, Сулунартутский массивы. Для складчатых их пород характерен широкий диапазон фациальных изменений от сиенитов до диоритов, редко до габбро-диоритов (Гольцовый массив). Четко выражены энзоконтактовые зоны, сложенные относительно мелкозернистыми, иногда порфиробидными граносиенитами и трапидиоритами. В тех случаях, когда наблюдали доступ лежащий бок интрузий, в последнем углубляется развитие наиболее основных фациальных разновидностей, в том числе диоритов и кварцевых диоритов.

Вторая группа представлена Кимачанским², Водораздельным и Умунским массивами, характеризующимися широким развитием гипанропорфиробидных граносиенитов и относительной однородностью состава. Породы энзоконтактовых фаций имеют неспецифическую структуру. Иногда в них наблюдается большое количество шпиров диоритового и габброидного состава.

Третья группа объединяет Маректинский, Катаканский и Опто-ский массивы, сложенные лейкократовыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами. Сиениты играют значительную роль в строении Маректинского массива, являясь под-

чинными фациями в Калаканском и Оптойском. Эндоконтактовые изменения захлещаются в появлении либо мелкозернистых сиенитов, либо гашенных темноперецветными минералами, либо порфиroidных мелкозернистых сиенитов.

Ширина зон эндоконтактовых фаций в плане колеблется от 100-300 м до 1-2 км (Толдцовый массив).

В составе пород принимают участие плагиоклазы № 20-25, микроклины, кварц, роговая обманка, биотит и очень редко моноклиновый пироксен. Микроструктура пород типичноморфнозернистая, линейно-агломероморфнозернистая. Всегда устанавливается в той или иной степени выраженная порфиroidность. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, сфеном, рутилом, иттриалитом, ортитом, пирроном, монацитом, агатитом, гранатом, турмалином.

По химическому составу гранитоиды относятся к терресовым (см. табл. 2, анализ 28-32) или слабо пересеченным (анализы 33) кремнекислотой, богатым щелочами породам. Калий и натрий играют равнозначную в количественном отношении роль. Соотношение $m^1 : f^1$ всегда значительно меньше 1.

Относительное возрастное положение второй фазы аманганского комплекса определяется активным контактом описанных гранитоидов с таборо-сиенито-диоритами первой фазы и тем, что они, в свою очередь, прорваны аляскитами третьей фазы.

Лейкокрацовые биотитовые граниты и аляскиты ($г_3 П^2 а$), дайки: а) аляскитов ($г_3 П^2 а$), аплитовидных гранитов ($г_1 г_3 П^2 а$), пелмазитов ($р_3 П^2 а$), б) лампрофиров, микродиоритов и микротаборо ($х_3 П^2 а$)

Мелкие трещинные тела аляскитов и лейкокрацовых биотитовых гранитов распространены в пределах Толдцового массива и в междуречье рек Маректы и Туликичи. Размеры выходов их незначительны. Наиболее крупное тело на правобережье р. Туликичи имеет площадь выхода 4,5 км².

Состав пород: решетчатый микроклин (40-60%), зональный олигоклаз (15-30%), кварц (25-30%), биотит обычно менее 1% (редко более 5%). Акцессорные минералы: пиррон, ортит, монацит. Микроструктура пород типичноморфнозернистая, гранитовая с элементами метасоматической и пойкилитовой. Метасоматическая структура обусловлена иногда наблюдаемым замещением плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Возрастное положение аляскитов определяется активными их контактами с гранитоидами второй фазы триасового (?) комплекса и пересечением их дайками аляскитов средне-позднегерского возраста. Взаимоотношений с более молодыми интрузивными образованиями не наблюдается.

Жильяя серия аманганского комплекса бедна как в количественном, так и в качественном отношении. Мощность даек аляскитов, аплитовидных гранитов, лампрофиров, микродиоритов, микротаборо варьирует в пределах первых сантиметров — первых дециметров, протяженность измеряется первыми метрами, в редких случаях длиннее даек достигает 100 м. Пространственно породы жильной серии тесно связаны с массивами пород первой и второй фазы комплекса, распространяясь в их экзо- и эндоконтактовых зонах.

Аплиты и аплитовидные граниты обычно развиты в телах крупных ксенолитов, расположенных в аляскильных частях массивов. Породы чаще всего образуют серии ветвистых жил, редко крупные одиночные дайки. Окраска пород грязно-розовая, розовая, кремне-во-желтая. Структура равномернозернистая мелко-крупнозернистая. Состав пород: решетчатый микроклин, средний олигоклаз, кварц, биотит, монацит, пиррон.

Пелмазиты образуют обособленные крупные тела среди пород первой фазы, в крупных останцах кровли и реже в эндоконтактовой зоне интрузивной второй и третьей фаз. Пелмазиты сложены крупными блоками розового калиевого полевого шпата и кварца. В больших количествах присутствуют "сабельный" биотит и ортит. Мощность тел пелмазитов достигает 2 м, протяженность — несколько десятков метров.

Лампрофиды, микродиориты, микротаборо обнаруживаются тесную пространственную связь с массивами первой фазы. Особенно большое количество даек этих пород связано со штокм, расположенными в вершине р. Сывагичи. Установлены различные взаимоотношения микротаборо с табороидами первой фазы и лампрофидов с гранитоидами второй фазы.

Лампрофиды, микродиориты, микрогаббро имеют темно-серую, зелено-черную, коричнево-черную окраску. Количеством преобладающие лампрофиды спессартитовой группы образуют порфировой структурой, обнаруживаемой обычно лишь под микроскопом. Роль вкрапленников играют зеленатово-бурая роговая обманка с хвирактерным сигарообразным табулусом кристаллов, азбит, оливин. Оливин замещается идулинитом и серпентинитом. Количество вкрапленников не превышает 15% от объема пород. Грань породы сложенна андезитом и игольчатой бурой роговой обманкой. В интрузивных расплавах кварц и калиевый полевой шпат. Из акцессорных минералов существенную роль играет лишь малахит, количество которого порой достигает 2-3%.

Микродиориты состоят из травяно-зеленой роговой обманки (25%), биотита (5%) и обычно зонального андезита № 40-46, в группу акцессорных входят сфен и малахит. Микроструктура породы призматическозернистая, текстура массивная. Микрогаббро отличается от микродиоритов повышенной основностью. Из вторичных изменений проявлены серпентизация и реже эпидемизация.

Верхняя возрастная граница охарактеризованного комплекса основывается на факте наличия всех разновидностей описанных образований в тальке базальных конгломератов депрессионных отложений, что позволяет считать эти интрузии коряномолодыми. Принадлежность описанных интрузий триасу обосновывается формационным сходством их с плутонами известного аманьского комплекса Забайкалья (табуро-диорит-гранодиоритовая формация группы ортогенических формаций, по В.А.Кузнецову), триасовый возраст которого установлен достоверно определенно. Правда, данные изотопного возраста пород расходятся с приведенными соотношениями. Так, определение калий-аргоновым методом изотопного возраста биотита из габброидов ранней фазы показало 116 млн. лет (см. табл. 3, та из габброидов ранней фазы показало 116 млн. лет (см. табл. 3, анализ 7). Изотопный возраст биотита из синенитов Калканского массива второй фазы, определенный калий-аргоновым методом, равен 107 млн. лет (см. табл. 3, анализ 8). Эти цифры соответственно будут между и находятся, таким образом, в противоречии с геологическими данными. Вероятно, они датироват какой-либо из поздних процессов "омоложения".

Средне-позднердских субвулканических комплексов

Биотитовые лейкократовые, аplitовидные граниты, аляскиты (ГД-2-3), субделючие лейкократовые биотитовые граниты, кварцевые синениты (ХГ-ЕД-2-3), гранит-порфир (ГД-2-3), граносенит-порфир (ГЕГ), мелочные синит-порфир (ЕГ), синит-порфир (ЕГ), дайки: а) биотитовых лейкократовых гранитов, аplitовидных гранитов, аляскитов (ГД-2-3), гранитов, аplitовидных гранитов, аляскитов (ЕГД-2-3), мелочных синит-порфир (ЕГД-2-3), синит-порфир (ЕГД-2-3), гранит-порфир (ГД-2-3), граносенит-порфир (ЕГД-2-3), гранодиорит-порфир (ГД-2-3), фельзит-порфир, кварцевый порфир (АГД-2-3), дацитовый порфир (ГД-2-3); б) диоритовый порфиритов (ВГД-2-3) и диабазовый порфиритов (ВГД-2-3)

Эти породы складат дайки и штоки, приуроченные к тем же структурам, что и интрузии аманьского комплекса и принадлежат формации субвулканических гранитов орогенных формаций. Биотитовые лейкократовые граниты складат небольшой шток в долине р. Туркуяк и дайки, крупнейшие из которых расположены в бассейне р. Катиркачи. Граниты, складывающие шток, очень однородны. Окраска пород светло-серая, розовато-серая, структура мелкозернистая, редко среднезернистая, текстура массивная. Состав гранитов: олигоцен № 20-22 (10-25%), ортит (до 0,5%), монацит. Микроструктура пород типичноморфнозернистая и аplitовая. Ортит является характерным минералом гранитов.

Граниты, складывающие дайки, отличаются от гранитов штока лишь более низким содержанием кварца.

Аplitовые граниты образуют дайки и небольшие штоки (левый берег р. Туликачи), отличаются от вышеописанных гранитов меньшим содержанием биотита. Мощность даек измеряется первыми метрами (редко до десятков), протяженность достигает 100 м.

Аляскиты распространены более широко, чем лейкократовые и аplitовидные биотитовые граниты, но площадь их разлития более локальна. Большинство крупных тел аляскитов расположено в пределах Толдновского массива или в непосредственной

близости с ним. Все тела аляскинов имеют однородное строение, однородный состав. Дайки и эндоконтакты штокв сложены мелко- и среднезернистыми аляскинами, центральные части штоков — крупнозернистыми разновидями.

Субшедочные лейкократовые биотитовые граниты и кварцевые сиениты образуют шток площадью 4,5 км², расположенный в верхнем течении р.Катанкал (правобережье р.Катан). Шток имеет чехвицеобразную форму, вытянут в субширотном направлении. В поперечном разрезе массив имеет клиновидную форму; плоскости контактов полого (30-40°) погружены в сторону вмещающих пород. Аляскиновая часть сложена субшелочными мелкозернистыми гранитами с обоготй яркленностью фидорита и магнетита и трапидиноприматические кристаллы сиреневаго-серото полевого шпата. Мощность алякальной зоны не превышает первых десятков метров. В центральной части массива развит крупнозернистые биотитовые, иногда с субшелочными амфиболом и лейкократовые кварцевые сиениты с микроловыми пустотами. Граниты содержат яркленность сульфидов и крупные зерна сфена. Состав пород: микроклин — пертит (до 70%), альбит-олигоклас (10-12%), кварц (13-30%), биотит (0,6-1%), субшелочной амфибол, альбит, монацит, сфен, апатит, фидорит, рудные минералы. Микроструктура пород гранитовая. В породах алякальной части массива интенсивно проявлены процессы альбитизации и мусковитизации.

Химические анализы (см. табл. 2, анализы 34, 35) показали высокое содержание шелочей с незначительным преобладанием натрия над калием. В породах алякальной зоны установлено более высокое содержание окисного железа (присутствие магнетита). Изотопный возраст гранитоидов (валовая проба) равен 132 и 128 млн. лет (см. табл. 3, анализы 9, 10).

Сиенитовые граниты и шедочные сиенитовые граниты слагают дайковые тела внутри Гольцового массива или же в непосредственной близости от него. Это очень однородные по составу породы, резко различающиеся по степени раскристаллизации. Сиенит-порфиры и шелочные сиенит-порфиры слагают две дайки и шток сложной формы. Одна дайка расположена в верховье р.Катель, вторая — на левобережье р.Никанг. Размеры даек: мощность 500-1000 м, протяженность 3-14 км. Тело, расположенное в среднем течении р.Никанг, представляет собой сочетание небольшого штока и крупной дайкообразной апофизы. Площадь

выхода его составляет около 5 км². Серия мелких даек сиенит-порфиров развита на водоразделе рек Лев. и Прав. Катель, мощность даек варьируется первыми метрами, протяженность — десятками метров. Простирание дайковых тел северо-западное и субмеридиональное, залегание крутое.

Центральные части крупных тел сложены хорошо раскристаллизованными шелочными сиенит-порфирами, периферийные — сиенит-порфирами. Для пород характерна сиреневаго-серая, полубогаго-серая и кирпично-глибовая окраска. Яркленники представлены кристаллами калиевого полевого шпата — пертита. Состав пород: решетчатый микроклин-пертит (до 80%), альбит-олигоклас (до 20%), кварц (2-5%), антит, натриевая и травяно-зеленая роговая обманка, биотит, магнетит, апатит, сфен, ортит. Минералы свежие, имеют обичный облик. Роговая обманка содержит полурасстворенные реликты монолинного пироксена, плагноклас — пойкилитовые включения роговой обманки. Калиевый полевой шпат замещает альбит-олигоклас. Микроструктура пород типично микрозернистая с элементами структур замещения. Иногда в породах развита трахитоидная текстура.

По классификации А.Н.Заварицкого, шелочные сиенит-порфиры относятся к породам, насыщенным кремнекислотой, насыщенным и богатыми шелочами (см. табл. 2, анализы 36). Избыток кремнекислоты невелик. Соотношение ш:г:т меньше 1.

Сиенит-порфиры принадлежат к слабо пересыщенным кремнекислотой богатым шелочами породам (см. табл. 2, анализы 37). Породы пересыщены глиноземом.

Гранитовые порфиры, гранодиориты — порфиры, граносиениты образуют мелкомощные дайки, развита наиболее обильно на водоразделе рек Сутунурт и Никанг. Одиночные дайки встречаются на всей площади развития пород аманянского комплекса (правобережье р.Катанкал, нижнее течение р.Катиркачи, верховья р.Катель и т.д.). Мощность даек варьируется десятинами — первыми метрами, протяженность достигает нескольких десятков, редко первых сотен метров. Породы обладают невыразительной гранозаго-роговой, серваго-желтой палевой окраской. Структура пород порфиривая. В граносиенит-порфирах роль яркленников играет полевые шпаты, в гранит-порфирах и ним присоединяется кварц, в гранодиорит-порфирах — роговая обманка и биотит. Полевые шпаты во яркленниках представлены микроклином и олигокласом. Промежуточная микрогранитовая масса состоит из альбит-олигокласа, микроклина, кварца, биотита,

роговой обманки. Из акцессорных минералов встречен сфен, циркон, рудный минерал, апатит. В некоторых случаях породы обладают повышенной радиоактивностью.

Фельзит-порфир и кварцевые порфиры, дацитовые порфиры образуют рой даек на правобережье рек Калакан и Кадар (в бассейне р. Пескачан) и изредка встречаются на всей территории развития пород мезозойского возраста. Дайки имеют небольшую мощность (до первых метров), чаще 0,5-1,5 м) и протяженность (до первых сотен метров). Породы, слагающие дайки, имеют белую, серовато-белую, розовато-белую и серовато-лиловую окраску. Наиболее крупные тела сложены мелкозернистыми разностями, в эндоконтактовой зоне и маломощных дайках наблюдается переход к тонкозернистым и скрытокристаллическим породам.

Дайцитовые порфиры образуют порфировую структуру с микропризматическисфернистой структурой промежуточной массы, усложненной элементами микрографической и пилотаксической структур. Количество инкрапленников (плагноклаз № 25-28 - 85% и биотит - 15%) не превышает 10-15%. Биотит замещается мусковитом с выделением сфена. Состав базиса: средний олигноклаз (88%), кварц (10%), калиевый полевой шпат (1%), магнетит (1%), апатит.

Кварцевые порфиры характеризуются фельзитовой и криптопокиллитовой структурой базиса. Инкрапленники занимают около 30% объема породы, представлены кварцем (30%), ортоклазом (50%), плагноклазом (20%), биотитом. Фенокристаллы имеют угловатые неправильные формы. Состав базиса: кислый олигноклаз, калиевый полевой шпат, кварц, апатит, циркон, сфен, ортит, монацит. Фельзит-порфиры отличаются от кварцевых порфиров отсутствием инкрапленников кварца.

Диоритовые диабазовые порфиры и слатаит-дайки не более 1,5 м по мощности. Они изредка встречаются на всей площади развития мезозойских интрузий, иногда концентрируясь на отдельных участках (водораздел рек Кадар и Талги). Породы образуют черно-зеленый, серо-зеленой окраской, слабо заметной порфировой структурой. Количество инкрапленников невелико (5-10%), представлены они плагноклазом и роговой обманкой (5-10%), представлены они плагноклазом и роговой обманкой. Состав основной массы: плагноклаз (№ 30-60), триэно-зеленая роговая обманка, всегда резко преобладающая над биотитом, авгит (в диабазовых порфиритах), рудный минерал, апатит, сфен.

Все тела описанного комплекса прорывают триазовые (?) интрузии и встречаются в гальке нижнемеловых конгломератов. По общепринятой схеме возраст их датируется средней - поздней юры.

РАННЕМЕЛОВЫЕ СВЯЗКАНЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Диабазы (гисл-?), дайки эссекит-диабазовых (хрсл-?) и дацитовых порфиров (гсл-?)

Породы этой группы имеют крайне ограниченное распространение. Диабазы и слатаит-шток в долине р. Талакан и крупную дайку на левобережье р. Кадар ниже устья р. Кадур. Диабазы - плотные тонко- и мелкозернистые зеленовато-серые породы иногда с минеральными, выделенными эпидитом и кварцем. Эндоконтактовая зона образована скрытокристаллическими лиловато-серыми диабазами.

Структура пород микропорфировая. Инкрапленники, наблюдаемые только под микроскопом, представлены авгитом, оливином и плагноклазом (кислым лабрадором). Количество их составляет 10-20%, размер варьируется 0,2-0,4 мм. Промежуточная масса хорошо раскристаллизована и сложена авгитом (30-35%), основным андезитом (40-45%) и рудным минералом (до 20%). Присутствует также апатит и небольшое количество стекла, большей частью замещенного биотитоподобным бурым минералом. Структура пород диабазовая, аполнтерсер-гальная.

Эссекит-диабазы слагают крупную дайку на водоразделе рек Джердонтуш и Ангу. Мощность дайки около 200 м, длина - 1,5 км. Состав пород: зональный плагноклаз № 22-50 (60%), авгит (15%), бурый роговая обманка (5%), биотит (5%), магнетит (4%), калиевый полевой шпат (7%), кварц (3%), апатит (до 1%). Структура гранулофитовая.

Дайка дацитовых порфиров открыта в верховьях р. Черемная. Мощность дайки - 5 м, протяженность около 250 м. Дайцитовые порфиры - темно-лиловые породы с фенокристаллами плагноклаза № 20, роговой обманки и авгита. Базис состоит из плагноклаза № 20 (70%), биотита (15%), роговой обманки, кварца, магнетита и апатита. Структура пород порфировая с микропризматическисфернистой структурой базиса.

Возраст описанных образований определяется на основании сопоставления их с диабазами, прорывающими непосредственно к югу от района нижнемеловые осадки (Шулика и др., 1966ф). Лока-

дивационные структуры диабазов связаны с наиболее поздними мезозойскими тектоническими движениями. На севере они залегают непосредственно вблизи границы раннемоловской впадины и локализованы в разломах приобской части депрессии. В шток диабазов врезана 120-метровая терраса р. Калдар, на площадке которой сохранился неотен-нижнечетвертичный валдвий.

ТЕКТОНИКА

В строении исследованного района принимают участие три структурных яруса: архейский, раннепротерозойский и мезо-кайнозойский (рис. 3).

Архейский структурный ярус

Архейские структуры подразделяются на три типа: а) не испытывавшие существенной перестройки в раннем протерозое (Центральная зона); б) испытавшие, главным образом, пиклаивидную перестройку (Северная зона) и в) структуры, пиклаивидная перестройка которых завершилась интенсионным их дроблением и расчленением на изолированные блоки (Южная зона). Структуры второго и третьего типов в раннем протерозое сыграли роль структурных буферов, обеспечивших консервацию древнейших складок. Последние сохранились на небольшой площади в бассейне рек Калдара, Талкиты и Тостура.

Главной структурной единицей Центральной зоны является Калдарская синклиналь, ядро которой сложено породами дарачанской свиты. Осью этой складки, представляющей фрагмент крупной брахисинклинали (реконструкция), погружается к юго-востоку. Пологие высокие крылья складки усложнены куполами и брахисинклиналями в общем порядке, из которых наиболее крупными являются Талкитский и Усть-Калгурский купола. В осевых частях последних залегают породы ряда залежитин — плагиоcharнониты. Севернее выделен Тостурский купол. Все названные структуры несколько вытянуты в северо-западном направлении и усложнены многочисленными брахискладками незначительных (менее 1 км в поперечнике) размеров. Углы падения крыльев этих структур обычно не превышают 30°, часто составляют 10-15° и редко достигают 50-60°. На крыльях куполов установлены небольшие (размах крыльев 200-500 м) синклинальные складки, оси которых опонивают осови основных

структур. В двух случаях наблюдались лежащие складки с размахом крыльев менее 10 м.

Древнейший возраст описанных структур обосновывается тем, что они построены архейскими образованиями, практически не претерпевшими регрессивного метаморфизма, в то время как в архейских складках других морфологических типов принимают участие диафорированные породы. Подобные структуры расматриваются Е. В. Павловским (1962) в качестве древнейших складок, не находящихся впадения среди последархейских геологических формаций и являющихся догеосинклинальными сооружениями. Некоторое морфологическое сходство этих структур с современными структурами глубинных частей океанических впадин — гайотов позволяет допустить, что они одновременно принадлежат и доконтинентальному этапу развития. Последнее подтверждается сходством химического состава алмазчатых архейских пород с петрохимическими особенностями големтовых базальтов океанической оливин-базальтовой формации. На океанический стиль развития земной коры в архее указывает Л. И. Салоп (1968).

Особенности структур Северной зоны заключаются в тенденции к образованию поперечных субширотных и северо-восточных складок на фоне сохранившихся структур северо-западного простирания. Основной структурой здесь является сложная построенная Олдрокская антиклиналь, ось которой имеет свое направление с северо-западного на восточное. Находимость субширотных структур на более древние складки особенно подчеркивается поведением маркирующего горизонты гранитоидных пород в северо-западной части Олдрокской антиклинали. Простирание этого горизонта, в общем фиксирующее первичную структуру северо-западного направления, на севере четко обозначает антиклинальную и синклинальную поперечные складки высокого порядка. В целом Олдрокская антиклиналь характеризуется симметричным падением крыльев под углом 50-60° и контрастно ундулирующей осью.

Реконструкция структур, расположенных восточнее Центральной зоны, показывает сохранение ряда признаков особенно архейских структур. Для этих складок характерны более pronounced линейность и выдержанное северо-западное простирание. Они также усложнены поперечными складками высокого порядка. Последующий возраст описанных структур подтверждается интенсивно проявленным регрессивным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации.

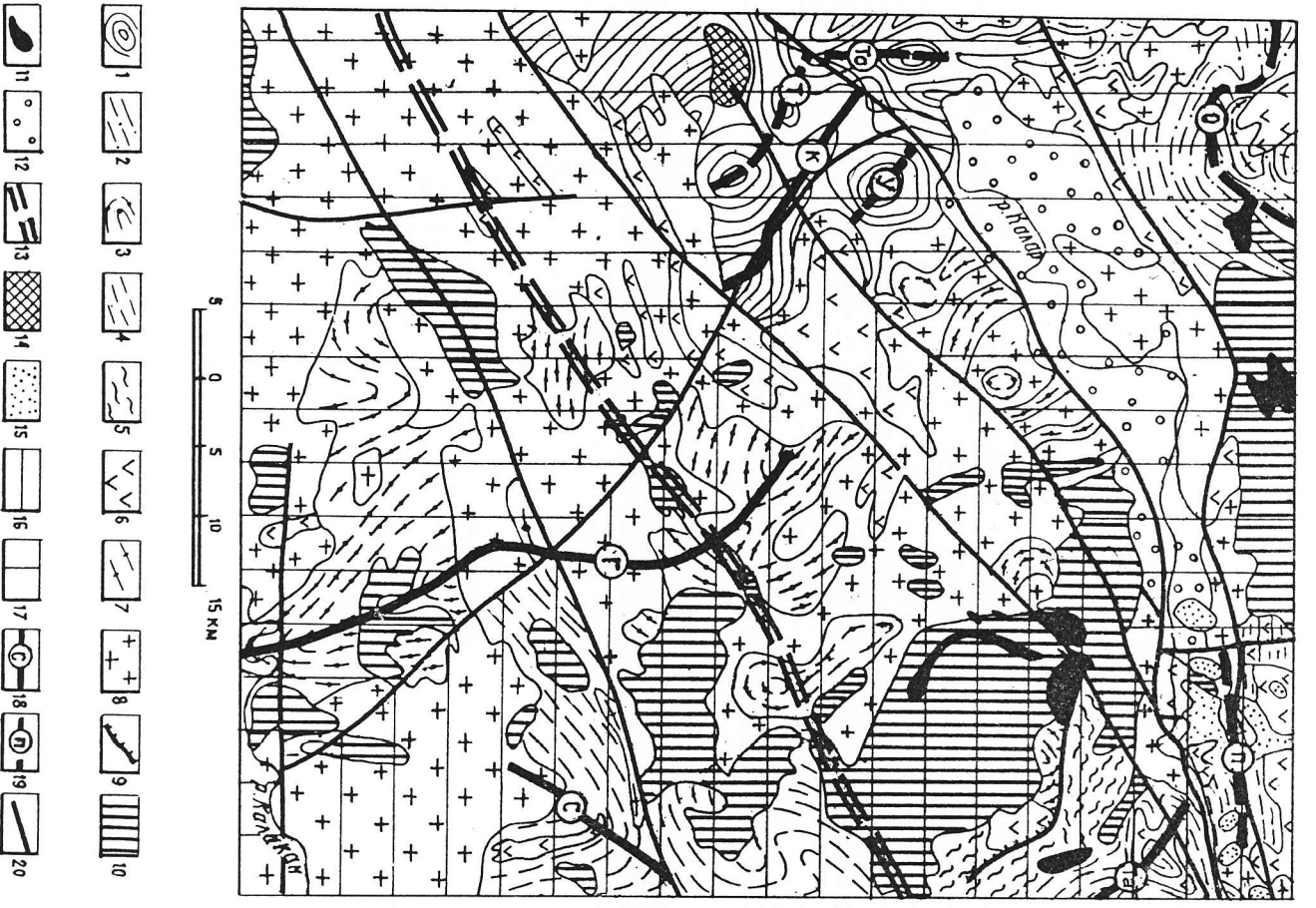


Рис. 3. Тектоническая схема

Архейские структурные впадины в первую очередь относятся к Центральной зоне, не испытавшие в период раннепротерозойского тектонизма существенной перестройки; 2 - структуры Северной зоны, испытавшие в период раннепротерозойского тектонизма главным образом пиклятивную перестройку; 3 - структуры Южной зоны, пиклятивная перестройка которых в период раннепротерозойского тектонизма закончилась интенсивным дроблением и расчленением на изолированные блоки. Раннепротерозойские структурные впадины в первую очередь относятся к Центральной зоне; 4 - пиклятивные структуры метаморфических толщ; 5 - зона смятия, связанная с формированием древнего надыга; 6 - раннекадацкая габбро-диабазитная формация; 7 - складчатая формация мигматитов амфиболитовой фации; 8 - позднескладчатая формация багальтов песчанистого состава; 9 - фрагмент сместителя древнего надыга. Мезокайнозойский этап активизации: 10 - габбро-диабрит-граноидитовая формация; 11 - средне-кайнозойский этап активизации; 12 - формация субвулканических гранитов; поздне-кайнозойский-кайнозойский этап активизации: 13 - Ось Анканского ступенчатого горста; 14 - ранне-кайнозойский этап активизации; 15 - кайнозойская базальтовая формация; 16 - Восточный поперечный грабен; 17 - Западный поперечный горст; 18 - ось синклинали: К - Калурской, Г - Губянской, С - Сириачинской, Та - Тагличинской; 19 - ось куполов и антиклиналей: У - Уэль-Калурского купола, Т - Тагличинского купола, То - То-стурского купола, О - Огдурского антиклиналя, П - Правобережной антиклиналя; 20 - линии основных разломов длительной истории формирования

Поля развития архейских образований Южной зоны обычно разорваны либо гранитоидами, либо разрывными нарушениями на изолированные относительно небольшие блоки. Реконструкция первичных складок позволяет наметить главную структуру зоны — Тубинскую синклинали, ось которой выпячивается воздымающие к северо-западу. Рядом ее соответствует Кадурской синклинали. Крылья складки по данным реконструкции имели размах не менее 30 км, углы падения их колеблется в пределах 10-40°. На крыльях широко развиты антиклинальные и синклиналильные складки высоких порядков. Конфигурация выходов тех или иных архейских стратиграфических подразделений позволяет допустить, что дробление и расчленение некогда единой шпикативной структуры археид в этом районе предшествовали процессу наложенной складчатости, подобные зафиксированным в Северной зоне.

Раннепротерозойский структурный ярус

Периферическая часть архейской глыбы, будучи подвергнутой структурной перестройке под воздействием раннепротерозойских тектонических процессов, оказывала в то же время влияние на протерозойские раннепротерозойских складок, которое во многом обуславливает зависимость от ограниченного выступа фундамента. Главной раннепротерозойской структурой района является Сивальчинская синклинали, расположенная в юго-восточной части территории. Это крупная синклиналильная складка с северо-восточным простиранием осей, в значительной степени нарушенная более поздними, в основном мезозойскими, интрузивными и дивергентными нарушениями. Ядро складки сложено породами верхней подсистемы тулинской свиты. Размах крыльев сохранившейся части структуры составляет около 20 км, длина — 30-35 км. Ось складки воздымается в северо-восточном направлении. В строении крыльев принимает участие средняя подсистема тулинской свиты. Как в ядре, так и на крыльях складки развиты слиты раннепротерозойских таборитов и согласные тела гранитоидов. Углы падения крыльев складки — 40-70°. Северное крыло синклинали осложнено складками II порядка.

На правом берегу р. Калар располагается Правобережная антиклиналь. Это четко выраженная линейная структура, прослеженная на 20 км в субширотном направлении. На большей площади развития она перекрывает каинзойскими базальтами. Почти не ундулирующая ось складки полого погружается к западу. Крылья складки, симмет-

рично построенные и падавшие под углом 50-60°, сложены образованными средней и верхней подсистем тулинской свиты. Вторая крупная структура северо-западной части района представляется Тулинской синклиной. Ось этой складки имеет юго-восточное погружение и характеризуется контрастной ундульцией, что выражается в возникновении поперечной складчатости. В пределах исследованной территории складка имеет длину около 10 км и размах крыльев порядка 5 км. Углы падения крыльев — 40-50°. Поперечная синклиналильная складка на севере структуры имеет длину около 6 км и ширину — около 5 км. Морфология ее в плане подчеркивается слитом таборитов, который окаймляет ядро структуры. Крылья поперечной складки падают весьма круто — до 70°.

Вероятно, в поздние этапы раннепротерозойского тектогенеза в период смятия соседствующих и позднескладчатых гранитоидов возникло пологое нарушение северо-западного простирания, по которому произошел надвиг археид Южной зоны на раннепротерозойские структуры восточной части района. По разному, ограничивавшему Южную зону с севера, позднее залеченному гранитоидами, в этот же период произошел сдвиг. Стратиграфическим и структурным репером, позволяющим определить горизонтальное смещение южного блока слитовой структуры или вышнего бока надвига, составившее около 10 км, является давачанская свита, залегавшая в ядре Кадурской синклинали (Центральная зона) и в ядре Тубинской синклинали (Южная зона). Погожий сместитель фиксируется достаточно четко интенсивным смятием раннепротерозойских образований в бассейне рек Талги и Катель. Дельты тектонического строения сохранившейся части лежачего бока структуры в бассейне р. Катель трудно восстановить. Главными элементами зоны смятия являются три опрокинутые синклиналильные складки, сопряженные с двумя опрокинутыми антиклиналями. Эти структуры осложнены опрокинутыми складками более высоких порядков преобладающей морфологии, параметры которых крайне незначительны.

Структуры раннепротерозойских интрузий и ультрамагматических образований определяются двумя типами дислокаций: дивергентными и шпикативными. Шпикативные локализационные структуры свойственны раннепротерозойским таборитам и соседствующим гранитоидам, застывшим среди раннепротерозойских метаморфических гнейсов архейских структур, претерпевших структурную перестройку в раннем протерозое. Эти интрузии участвуют в складчатости так же, как стратифицированные образования. Внедрение их в жесткую структуру археид предопределялось разломами, хотя в формировании

ни структуры принимали участие и процессы пикетивной складчатости. Позднескладчатая батолитовая интрузия залегивала крупные расколы на границе архейской глыбы и области раннепротерозойской складчатости. Значительная часть ее контролируется плоскостью раннепротерозойского надвига. Мелочные расколы, возникшие в интрузивных блоках надвиговой структуры при его движении, также залеганы позднекладчатыми гранитоидами.

Мезо-кайнозойский структурный ярус

Р а н н е м е з о з о й с к и й т е к т о г е н е з наследует важнейшие элементы раннепротерозойской структуры. В триасе (?) в районе обособливается две крупные структуры: восточная зона интрузивной раннемезозойской тектоно-магматической актизации и западная относительно стабильная зона. Последняя охватывает северо-западную часть района, совпадая с Центральной и Северной зонами архея. Восточная зона совпадает с зоной активного проявления тектоно-магматических процессов раннего протерозоя. Основная роль в зоне раннемезозойской тектоно-магматической активизации принадлежит северо-восточным и северо-западным дисъюнктивам, определенным характером общей раннемезозойской структуры района. Большая часть этих нарушений возникла по заложившимся в раннем протерозое разломам. Северо-западные и северо-восточные разломы фиксируются выходами многофазной триасовой (?) интрузии. Триасовые (?) интрузивы подразделяются на два типа. Интрузивы первого типа развиты на левобережье р. Кадар. Они образуют крупную пластинкообразную залежь, полого падающую в юго-западных румбах и обладающую весьма неравной поверхностью вышнего борта. По-видимому, интрузивная залежь исползует сместь древнего надвига, по которому в раннем мезозое произошло возобновление движений, не сопровождавшихся, впрочем, значительными смещениями. Наибольший эрозивный срез триасовой (?) интрузии установлен в Гольцовом массиве. По мере погружения древней надвиговой поверхности к юго-западу уменьшается степень эрозивности среза интрузии. Морфология частых выходов триасовой интрузии, относящихся ко второму типу, контролируется второстепенными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Все они залегиваются апофизами, отвечающими от пластинкообразной в общем интрузивной залежи.

Для о р е д н е н о з д н е д р с к о г о т е к т о г е н е з а характерно развитие северо-восточных, северо-западных и субширотных разломов, часть которых являлась магмаподводящими. Они выражаются в общей мезозойской структуре как зоны повышенной трещиноватости. Довольно определенно можно говорить о снижении роли северо-западных разломов, так как залежившие их в триасе (?) тела батолитов и гранитоидов большей частью не подвергнуты дроблению по этим направлениям. Средне-позднеярские разломы фиксируются роями даек, иногда сопровождаемых мелкими штоками. Среди структур повышенный трещиноватости этого возраста выделяются северо-западные и северо-восточные зоны.

Среди позднемеозойских-кайнозойских структур I порядка, сформировавшихся в этот период, выделены (с севера на юг): Кадарский ступенчатый горст (южное крыло), Средне-кадарская трабен-синклиналь и Янканский ступенчатый горст.

Южное крыло Кадарского ступенчатого горста образовано серией ступенчатых сбросов по вертикальным разломам северо-восточного и субширотного простирания, заложившимся в большинстве своем на месте древних тектонических швов. Эти сбросы отличаются сложными относительно друг друга блоками, ширина отдельных сбросов относительно друг друга блоков составляет несколько сотен метров, иногда приближаясь к 1 км. Ширина всей ступенчатых сбросов, опраничиваясь Средне-кадарскую трабен-синклиналь с севера, составляет около 2,5-3 км. Смещение по субширотному разлому в замысловатой части древней Правобережной антиклинали составляет 250 м. Вероятно, прочие сбросы имеют амплитуды, приближающиеся к названной. Строение северного крыла Янканского ступенчатого горста проще. Оно образовано тремя блоками, последовательно опущенными относительно друг друга и вытянутыми в северо-восточном направлении.

Строение южного крыла Янканского ступенчатого горста расшифровывается с трудом, но, судя по густоте и обилию молодых разломов северо-восточного простирания, оно морфологически близко строению южного крыла Кадарского ступенчатого горста. Некоторые сбросы являются магмаподводящими и локализованными структурами раннемеловых диабазов и дацитовых порфиритов, образующих штоки и дайки.

Складчатость депрессионных отложений Средне-кадарской трабен-синклинали относится к типу конседиментационной.

Общая спокойная синклинальная структура депрессии с северо-восточным-субширотным простиранием оси нарушена формированием

поперечного ступенчатого горста в районе пос. Ср. Кагар. Частичное конседиментационное развитие этой структуры подтверждается сохранившимися стратиграфическими контактами мезозойских отложений с доломитовым основанием. Описанный горст разделяет структуру депрессии на две почти обособленные мульд, оси которых вытянуты в северо-восточном (западная мульда) и субширотном (восточная мульда) направлениях. Длина каждой из структур достигает 20 км, ширина западной мульды — около 10 км, восточной — около 5 км. Крылья мульд падают под углом 20-40° и менее. Максимальные падения крыльев фиксируются в прибортовой части депрессии вблизи разломов, при приближении к шарнирам структур углы падения крыльев выполаживаются.

Постседиментационный этап ознаменовался активной движением по разломам северо-западного направления. В это время произошла дифференциация района на две структуры первого порядка: Западный поперечный грабен и Восточный поперечный горст. Последующее заложение восточной структуры подтверждается сохранением на этой территории меловых осадков в грабене высокого порядка на правом берегу р. Кагар. Этот грабен, заложившийся на фоне общего возвышения, ограничен сбросами с амплитудой смещения не менее 300 м. Сохранению структуры способствовала консервация ее кайнозойскими базальтами. Вероятно, подобные структуры проявлены более широко, но отсутствие геологических разрезов затрудняет их выявление. Резкое увеличение площади выходов триасовых (?) гранитоидов в пределах Восточного горста также подтверждает вывод о возвышении этого блока. Западный грабен подвержен поперечными горстами, порядок которых отвечает рангу описанного частотного грабена в пределах Восточного горста. Выявление их возможно только в пределах Средне-Кагарской впадины. Ступенчатая горстозан структура в районе пос. Ср. Кагар, воздымающие которой наметились в конседиментационный период (см. выше), судя по тектоническим контактам между отдельными блоками, наследовала просторный стиль развития и в послеразломовое время. К неолиту дифференцирование блоковые движения в районе в основном закончилось. На это указывает выдержанность типометрического уровня подошвы неоген-нижнетерцетовых отложений высокой террасы р. Кагар. В кайнозое крупные относительные смещения отдельных блоков не установлены, хотя отдельные незначительные по амплитуде движения, носившие унаследованный характер, возможны. Это отличает описываемый район от более северных, прилегающих к осе-

вой части Байкальского свода, в которых кайнозойские глыбовые движения сопровождалось значительными амплитудами (Л. И. Сапоп, 1967 г.).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Основные черты рельефа исследованной территории сформировались под воздействием тектонических, вулканогенных, аккумулятивных, эрозийных и денудационных процессов, проявившихся в мезо-кайнозойский этап геологического развития района. Дифференцированные блоковые движения значительных амплитуд в районе закончились в начале неолена, а основные движения, в результате которых были сформированы главные морфоструктуры района, прекратились еще ранее — до начала седиментации в Средне-Кагарской депрессии. Кайнозойское развитие рельефа определяется общим воздыманием территории при вероятных унаследованных от мезозойского этапа тектонических движениях незначительных амплитуд. В это время происходит модификация рельефа под селективным воздействием эрозийно-денудационных процессов, скорость и направление которых определяется взаимным соотношением мезозойских структур. По преобладающим тех или иных факторов в истории развития поверхности района выделено пять морфогенетических типов рельефа (рис. 4).

Среднеторный эрозийно-тектонический крутосклонный рельеф на интрузивных и метаморфических породах, образовавшийся в результате длительного значительного воздымания и глубокого эрозийного расчленения, связанного с резким понижением местного базиса эрозии, при отставании денудационных процессов, развит на правобережье р. Кагар и ограничивается р. Биримьян на востоке и Средне-Кагарской депрессией на юге. Прямолинейные текущие в восточном направлении реки правобережья р. Кагар имеют у-образные долины с крутыми (30-40°) склонами и разделены узкими слабо расчлененными водоразделами. Исключением предстает р. Делго, имеющая корытообразную долину. Огнотельные притоки не имеют обрывов приротов, которые наблюдаются лишь в верховьях и представляют собой элементарные водотоки длиной 2-3 км. Ширина водораздельных програвьев ограничивается 3-5 км. Склоны долины покрыты активными круумами. На водоразделах развиты поверхности



Рис.4. Геоморфологическая схема

1 - среднегорный эрозивно-тектонический рельеф, образовавшийся в результате длительного значительного воздымания и глубокого эрозийного расчленения при отставании денудационных процессов, с широким развитием денниковых форм; 2 - среднегорный эрозивно-тектонический рельеф, образовавшийся в результате длительного значительного воздымания и глубокого эрозийного расчленения, сопровождавшегося более интенсивными процессами плоскостной денудации; 3 - денудационно-эрозийный тектонический рельеф, образовавшийся в результате длительного значительного воздымания и эрозийного расчленения, сопровождавшегося интенсивными процессами плоскостной денудации; 4 - вулкано-тектонический эрозийный рельеф; 5 - аккумулятивно-денудационный комплекс речных террас рек Калдара и Калакана; 6-7 - нивальные и мерзлотно-солифлюкционные формы рельефа; 8 - поверхность выветривания; 9 - тупик и натеррасы; 8-9 - ледниковые формы рельефа; 8 - карн, 9 - скульптурные ступени на склонах (плечи трогов)

альтипланации, имевшие узкую (до 2 км шириной) вытянутую форму. При переходе в склон они усложнены натеррасными террасами. Сравнительно редки останцы выветривания и тупики. Характерны денниковые формы рельефа: кары, плечи трогов, моренные тупики. Хорошо сохранились кары и плечи трогов наблюдаются в верховьях рек Каладара, Олтур, Плав, Юмрчен. Кары расположены на высоте 1500-1600 м.

Среднегорный эрозийно-тектонический крутоуклонный рельеф на интрузивных и метаморфических породах, образовавшихся в результате длительного значительного воздымания и глубокого эрозийного расчленения, связанного с резким понижением местного базиса эрозии и сопровождавшегося более интенсивными процессами плоскостной денудации, распространен на северном склоне хр. Янкан, а также на южном его склоне в бассейне рек Буларихча-2 и Аку. Рельеф характеризуется довольно развитой речной сетью пористого типа, главные артерии которой, являясь реками четвертого порядка, текут в северо-западном и южном направлениях. Абсолютные высоты водоразделов составляют 1300-1800 м. Средние относительные превышения дна долины над хребтами равняются 400-500 м, но минимальные всегда составляют не менее 200 м. Длинные реки имеют на большей части своего протяжения V-образную форму, но в верховьях нередко характеризуются чашеобразным, трапециевидным и корытообразным поперечным профилем. Некоторые реки (Иманлпчакит, Талакит, Калдур) в таких участках долины имеют довольно протяженные (первые километры) надпойменные террасы высотой 2-2,5 м. Для крупных рек характерны меандры, врезанные в коренное ложе.

Уклон склонов водоразделов не превышает 20-25°. Водораздельные пространства имеют ширину 5-10 км. Части неглубокие с пологими склонами седловины. На водоразделах, имеющих извилистую по сравнению с выше охарактеризованным типом рельефа форму, развиты поверхности альтипланации, усложненные натеррасными террасами, тупиками и останцами выветривания. Широко представлены другие нивальные и мерзлотно-солифлюкционные формы рельефа, солифлюкционные террасы, курганы, каменные полосы, воронки, котлаца, полигональные грунты. В отличие от рельефа первого типа здесь лишь местами сохранились реликты ледниковых форм рельефа: полуразрушенные кары на высоте около 1500 м.

Денудационно-эрозивный подорожонный тектонический рельеф на метаморфических и интрузивных породах, образовавшийся в результате длительного значительного воздымания и глубокого эрозивного расчленения, сопровождается интенсивными процессами плоскостной денудации, при продолжительном относительно стабильном положении местного базиса эрозии, характерен для бассейнов правых притоков р. Калакана, Умуга, Туликачи и Маректа. Речная сеть этого района имеет древовидный рисунок без ясно выраженного направления главных водотоков. Лишь на плечо южное направление основных рек выражено отчетливо. Наиболее высокие части водораздельных просторств достигают высоты 1500 м. Средние отметки восточной части района и уменьшаются до 100 м на западе. Долины главных (четвертый порядок) рек имеют корытообразную (р. Туликачи) и трапециевидную форму, которая на коротких участках комбинируется с U-образной формой. Прочие реки имеют U-образный поперечный профиль. В долинах рек Сивалитчи и Калыркачи на многих участках наблюдаются нагроможденные террасы высотой 2,5-3 м. Верховья рек отграничиваются широкими заболоченными водосборными воронками. Широкие (до 15 км) изрезанные водоразделы имеют пологие (до 15°, редко более) склоны и многочисленные низкие пологие седловины. Склоны и поверхности водоразделов заболочены. Поверхности альпиданации и связанное с ними широкое развитие натерных террас и тумгов установлены только для водораздела р. Сивалитчи и правых притоков р. Калакана. Плоские заболоченные водоразделы нередко увенчаны останцами выветривания. Они особенно широко развиты на триасовых (?) гранитоидах. В нижнем течении р. Туликачи в правом борту долины на высоте 880-920 м наблюдается широкие площадки плечей трога. Для северных притоков рек широтного направления характерен более интенсивный врез, что выражается в значительной длине и разветвленности их по сравнению с неразвитыми речными (правыми) притоками. Такая направленность в развитии речной сети привела к боковым перехватам.

Вулканический стратиграфический рельеф с элементами эрозивной и вершинной крутосклонной рельефе на кристаллических и осадочных породах с бронзирующим покровом базальтов, сформировавшийся при длительном воздымании и глубоком расчленении окраины базальтового плато при ведущей роли процес-

сов глубинной эрозии, развит в северо-восточной части района, прилегающей к долине р. Калар. Выделяется два подтипа рельефа: рельеф предгорий Каларского хребта, частично перекутых базальтовыми покровами, и рельеф долины р. Калар и крутых его притоков, в построении древних террас которых принимают участие базальты. Для рельефа предгорий характерны глубокие узкие U-образные приемы лишние боковых притоков долины и высокие приподнятые почти не подвергнутые поперечному расчленению водоразделы. Относительно превышения на участках развития этого типа рельефа достигают 500-600 м. Углы наклона бортов долин нередко достигают 45°. В случае развития базальтов на водоразделе нижняя часть покрова ограничена почти вертикальной стенкой высотой несколько десятков метров, иногда менее. Чаще трапидца выражается несколькими крутыми высокими (10-15 м) уступами. Склоны покрыты активными курумами. Поверхности водоразделов подразделяются на три группы:

1) плоские широкие покрытые базальтами поверхности, слабо (менее 10°) наклоненные к югу, лишние выходов коренных пород, с широким развитием глыбового эльвия;

2) широкие куполовидные в поперечном сечении поверхности, лишние базальтового покрова и признаков его былого развития, довольные крутые (до 20°) опущившиеся к югу и углубленно (30-35°) обрывавшиеся к долине р. Калар. Останцов выветривания на поверхности этого типа не установлено;

3) узкие пилообразные изобильные эрозивными останцами офрагментарным развитием базальтового покрова, иногда прислоненного к останцам, водораздельные поверхности, вероятно, в недавнем геологическом прошлом освободившиеся от площади базальтового покрова небольшой мощностью.

На водораздельных поверхностях второй группы также, по-видимому, существовал покров базальтов незначительной мощности, возможно, неповсеместно развитый.

Долина р. Калар в районе развития описываемого типа рельефа имеет ширину около 5 км. Особенности ее морфологии определяются базальтовыми покровами, излившимися в древней долине реки. Базальты складывают верхний горизонт разреза и площадь эрозивно-аккумулятивной террасы высотой 270-280 м. Терраса развития главным образом по правому берегу реки и имеет широкую (2-3 км) очень полого (1-3°) наклоненную в сторону современного русла площадку. Из более молодых террас в этом районе известны 20-метровая и 40-метровая эрозивно-аккумулятивные террасы напротив устья

р. Катель. На участке между устьями рек Катель и Станьяк на протяжении и долом Беретах р. Катар установлены террасы 7-метрового, 12-метрового, 20-метрового, 40-метрового и 80-метрового уровней. Местами морфологические элементы террас выражены довольно четко. Чаще же надпочвенные отложения их фрагменты на фоне общего холмисто-увалистого слабо расчлененного рельефа этой территории. Как показало изучение опорово-пыльцевых спектров, отложения, слагающие холмы и увалы, нередко принадлежат разным уровням 80-метровой террасы ранне-позднеплейстоценового возраста. Вниз устья р. Катель это эрозивная терраса, на которой лишь в выемках по долине сохранились рыхлые отложения. К востоку поколь террасы резко погружается и она становится аккумулятивной, а для устья р. Станьяк нижнеплейстоценовые отложения залегают ниже уровня современного русла. Морфологический терраса близка, таким образом, к террасо-увалям. Рельеф, сформированный на ее поверхности, может быть определен как холмисто-увалистый, сформировавшийся в результате кинетической аккумуляции и последующего неглубокого эрозивного расчленения, одним из механизмов которого являлось оврагообразование.

А К К У М У Д Н Т М Д Н О - Д Е Н У Д А П И О Н Н И
Р е д ь ф е на кристаллических и осадочных породах, образующихся в относительно опущенных на фоне общего возвышения долинах в результате кинетической аккумуляции с последующим неглубоким эрозивным расчленением, выделен в пределах Средне-Катарской депрессии и в долине р. Катель в до-восточной части района. Рельеф характеризуется незначительными преимущественно долинами разлолов над линиями долин (первые сотни метров), широкими разлолами холмисто-увалистыми и образно-увалистыми формами. Поверхности аккумулятивных террас часто расчленены и разрушены, что весьма затрудняет корреляцию их по типометрии. В восточной части Средне-Катарской депрессии установлены колебания типометрического подолжения поверхности покола 80-метровых террас, аналогичные вышесказанным. Наблюдается здесь значительная перестройка в западной границе долинного базальтового покрова непосредственно после излияния эффузивов. Типометрическое преобразование русла в восточной части долины, выполненной базальтами, как западной частью, не затронутой эффузивными потоками, составляло не менее 150 м (мощность долинного базальтового покрова).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В геологической истории района насчитывается четыре металлогенических эпохи: архейская, раннепротерозойская, мезозойская и кайнозойская, но ни с одной из них не связано сколько-нибудь значительного практического важного оруденения. Особенно беден комплекс полезных ископаемых мезозойской эпохи - времени, с которым в Забайкалье связаны основные месторождения золота и молибдена. В то же время структурно-геологическая позиция исследованной площади говорит о потенциальных перспективах района, ибо области сочленения архейских и раннепротерозойских структур являются в мезозое ареной интенсивной тектоно-магматической активизации и сопровождаемого ее рудоотложения. Возможно, отсутствие мезозойского оруденения есть следствие специфики последующих этапов развития района, не способствовавших вскрытию тех горизонтов зоны мезозойской тектоно-магматической активизации, в пределах которых локалируются рудные тела.

ГОРЮЧИЕ ПОДЗЕМНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Бурый уголь

Прослои бурого угля содержатся в средней части разреза нижнемоловых отложений. В коренном выходе бурый уголь изучался в левом борту долины р. Капшаляк в 2 км от устья (7). Мощность пластов песчаников, содержащих несколько прослоев бурого угля, составляет около 70 м. Мощность прослоев угля 1-20 см. Восточнее устья левая пачка сброшена по разлому. Направление смещения не установлено. Выработка, пройденные в 0,5 км западнее по простиранию, вскрыли песчанники без угольных прослоев. По-видимому, последние не выдержаны по простиранию. Угли буровато-коричневые и черные, блестящие и матовые.

Близ левото борта в районе устья р. Дерянт (6) обнаружены обломки таких же углей размером до 15 см в поперецике. По геологической обстановке здесь можно ожидать выход той же пачки, что и в низовье р. Капшаляк.

Выявленные прослои угля практического значения не имеют. Тем не менее, учитывая крайне плохую обнаженность депрессии-

ных отложений и практически не изученность центральной впадины, фактически состав отложений в которой указывается на благоприятные для угленосности условия, оценивать депрессионные отложения как бесперспективные нельзя. Угленосные пласты, имеющие практический интерес, могут быть обнаружены при дальнейшем изучении отложений с применением бурения.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОДЗЕМНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

Известные в районе рудопроявления железа относятся к метаморфогенному типу и сосредоточены в архейском и нижнепротерозойском разрезах. Параметры рудных тел исключают их практическую значимость. В архейских толщах рудопроявления железа локализованы в верхней половине разреза средней оксидной посылки в трубоподосчатых мелко- и крупнозернистых амфибол-двуликровен-платнокисловых кристаллических сланцах.

Наиболее крупное рудопроявление этого типа установлено на правобережье р. Кадлар в 2,5 км ниже устья р. Тостур (20). Шпинель-магнетитовые породы в этом пункте слагают серию линз мощностью 0,4-1 м и протяженностью до 30 м. В ожельных из них содержание магнетита достигает 60%.

Более мелкие рудопроявления железа локализируются в пацке магнетитообердящих пород средней посылки и в низях разреза верхней посылки тулинской свиты. Наиболее крупные линзы железистых кварцитов и актинолит-магнетитовых сланцев этого типа обнаружены в верховье р. Катэль (17). Рудные тела при мощности 10-70 см прослеживаются на несколько метров. Количество магнетита в них достигает 50%. По данным спектральных анализов в руде содержится 0,1-0,2% титана. Все железистые кварциты опробовались на золото, которое пробирным анализом не обнаружено.

Ванадий

Ванадий спорадически встречается в металогеотрических породах по всей территории (0,015-0,03%). Площадь ореол рассеяния его с такими же содержаниями выявлен в бассейне р. Катэль (16).

Он выявлен узкой полосой вдоль реки и имеет площадь около 20 км². Источник повышенного содержания ванадия в ледовых неустоявлен. Можно предположить, что местами ванадий поступает из магнетитов, обогащенных редкими землями, которые, по данным спектральных анализов, имеют несколько повышенное для данного района содержание ванадия - до 0,01%. Минералы ванадия не обнаружены ни в естественных, ни в искусственных шихтах.

Цветные металлы

Медь

Металогеотрическими опробованиями в северо-западной части исследуемой территории выявлен ореол рассеяния меди (8) площадью около 400 км² с минимальным аномальным для данного района содержанием меди 0,004-0,009%. Площадь ореола совпадает с территорией развития транзитивированных метаморфических пород нижнего протерозоя. Значительная часть ореола на правом и левом берегах р. Кадлар приурочена к покрытиям каменноэоценовых базальтов и интрузии раннепротерозойских габбро и диоритов. Все эти породы характеризуются повышенным содержанием меди (до первых сотых промента). Раннепротерозойские габбро и диориты постоянно содержат медь в количестве обычно - первые сотые доли промента.

Среди габброидов встречаются линзы рудных габбро с крупной титановой включенностью пирита и халькопирита. Длина орудуемых габбро на правом берегу р. Кадлар (15), наблюдаемая в южном направлении, имеет мощность около 5 м и прослежена в северо-западном направлении до выклинивания на расстоянии около 60 м. По данным химических анализов штифных проб, содержание меди в орудуемых габбро колеблется от сотых долей до 1%, в среднем не превышая первых десятых долей промента. Распределение титан халькопирита крайне неравномерно. Подобные рудопроявления, не относясь к объектам, представляющим практический интерес, выявляются тем не менее вполне достаточными источниками повышенного содержания меди в рудных четвертичных отложениях. Ореол рассеяния меди отражает особенность геохимической специализации пород, на площади развития которых он выявлен. Наибольшей ореол рассеяния меди в низовье р. Тостур (4) с такими же содержаниями меди приурочен к транзитивированным кристаллическим сланцам верхней посылки оксидной свиты.

Цинк и свинец

Два ореола рассеяния цинка (5,12) с содержанием 0,01-0,03% выявлены внутри контура охарактеризованного выше крупного ореола меди. Ореол (5) на западе несколько выходит за пределы ореола меди. Ореол цинка охватывает правобережье и левобережье р.Каждар восточнее р.Пескачан. Все породы, развитые на площади ореола, по данным спектральных анализов штурфов, содержат цинк в количестве от тысячных до первых сотых долей процента. По-видимому, повышенные содержания цинка имеют катаклазированные породы лаванкитивных зон. В искусственном шликте, отобранном на катаклазированных гранитизированных габброидов правобережья р.Каждар, обнаружены единичные зерна офаэритита. Тапелит в виде нескольких зерен зафиксирован лишь в одном шликте на руслевых отложениях р.Кимецак. Природа его не установлена. Река несколько выше пропигливет мощную зону катаклазитов субширотного простирания.

Кобальт

Небольшой ореол рассеяния кобальта с содержанием металла 0,004-0,009% установлен в бассейне нижнего течения р.Постур(19). Ореол приурочен к основным кристаллическим сланцам октоитской свиты, содержащим пирит и пирротин. По данным спектральных анализов, содержание кобальта в кристаллических сланцах составляет тысячные - первые сотые доли процента.

Мышьяк

Небольшой (около 4 км²) ореол рассеяния мышьяка с содержанием 0,001-0,003% выявлен на левом берегу р.Постур (3). Отдельные пробы обнаруживают содержания мышьяка в пределах 0,003-0,006%, 0,006-0,015% и 0,015-0,03%. Некоторые пробы содержат висмут в количестве 0,01-0,03% и сурьму в количестве 0,001-0,015%. В одной пробе установлено серебро 0,0003-0,0006%.

Ореол приурочен к узлу сочленения северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных разломов. С целью установления природы ореола на площади его были проведены канальные работы объе-

мом 70 м³. В результате были вскрыты габброиды и кристаллические сланцы, содержащие пилевитиды сульфидов вкрапленность. Минералогическими анализами искусственных шликтов из этих пород выявлены средние сульфидов пирит (2,2 кг/т), халькопирит (0,1 кг/т), пирротин (0,0014 кг/т) и молибденит (единичные знаки). Анализа борозловых проб установили только не превышающие практического минтереса (сотые - тысячные доли процента) содержания меди и молибдена. Пробурные анализы показали следы золота и до 1 т/т серебра. Присутствия мышьяка, сурьмы и висмута не установлено. По-видимому, на этой площади, кроме вскрытого оруждения, можно предположить присутствие рудных тел, представляющих, судя по комплексу элементов в ореоле, золото-арсенопиритовой формации.

Б л а т о р д и н о м е т а л л ы

Золото

Золото в единичных знаках присутствует в 22 пробах, отобранных из современных русловых отложений. Большинство их тяготеет к площади зоны мезозойской активизации. Шликовые ореолы, выделенные по 2-3 пробам с золотом, установлены в среднем течении р.Сивалгичи (28) и на правобережье р.Каждар (10). Золото в шликтах комковатое, пластинчатое и фигурное. Максимальный размер золотинок - 0,5 мм.

Данные шликового опробования террасовых отложений показали отсутствие золота в большей части разреза древнего аллювия.

В бассейне р.Каждар слабой закономерности ожидают только аллювиальные галечники средне-верхнечетвертных отложений 35-40-метрового террасы. В пяти пробах из них установлены знаки мелкого золота (до 0,1 мм). Практического значения золотоносность этих отложений не имеет.

Аллювий террас р.Каждар был подвергнут опробованию на всем протяжении. Золото в большинстве террас отсутствует. Уточненное знаковое содержание золота зафиксировано только в одном месте западнее устья р.Станяк. Развитые там аллювиальные отложения раннего - позднего плейстоцена скалают террасу высотой 70 м, в которую врезан ряд эпигенетических террас. В них установлено присутствие единичных знаков золота по всему разрезу (14). Золото мелкое комковатое, размер золотинок - 0,1-0,2 мм. Полученные результаты не позволяют рассмотреть в эти отложения

как вероятно россыль. Тем не менее данные опробования неустойчивы для окончательной оценки. При мощности аллювия около 70 м в этом разрезе могут залегать пласты с промышленно интересными содержаниями золота. Для проверки такого предположения требуется детальное изучение и опробование разреза террасы.

В районе устья р. Станная под воздействием боковой эрозии произошло интенсивное разрушение древней террасы, переходной базальтами. Значительная часть местного обломочного материала в таких условиях захоронилась на месте разрушения на участке переульденения продольного профиля реки. Отсутствие золота в террасах на других участках долины р. Какар, в том числе и в аллювии нижнего — верхнего племени, указывает на вероятный местный его источник в районе устья р. Станная. Таким источником мог быть золотоносный подбазальтовый аллювий неоген-нижнеплейстоценового возраста. Вышеупомянутое опробование последнего в трех пересечениях явно недостаточно для оценки золотоносности отложений, площадь которых приближается к 30 км².

Р е д к и е М е т а л л и н

Олово

Обширный ореол рассеяния олова с содержанием металла

0,001-0,003% выявлен металлогенетической съемкой в бассейне рек Катрырачи, Умун, Намнатляк, Тулани и Катель на востоке исследованной территории (23). Отдельные пробы в пределах ореола обнаруживали содержание от 0,004-0,009% до 0,03-0,2%. В последнем случае высокое содержание олова подтверждается наличием касситерита в шликке, отобранном вблизи взятия металлогенетической пробы на современном аллювии. Внутри контура ореола рассеяния выделено два шликовых ореола касситерита (24, 25) незначительной площади. Кроме того, касситерит присутствует в единичных шликках, отобранных с площади ореола рассеяния и вблизи него. Все ореолы приурочены к выходу интрузии гранитоидов второй фазы триасового (?) интрузивного комплекса. Породы эти по данным спектрального анализа содержат олово в количестве десятизначных — первых тысячных долей процента. Данные анализов искусственных шликхов указывают на присутствие касситерита как акцессорного минерала в гранитоидах. В кроуде интрузии на площади ореола рассеяния развиты нижнепротерозойские метаморфические гранитизированные

породы, обогащенные редкими землями. Последние, по данным анализа искусственных шликхов, сопровождаются касситеритом, но образуются засудживавших внимания концентрации. По-видимому, этими геохимическими особенностями развитых на территории описанных ореолов геологических комплексов и объясняется обогащение оловом рудных сплывов. Отсутствие каких-либо признаков околорудных изменений и характерных минералов-спутников олова в аллювии позволяет довольно определенно говорить о малой вероятности связи описанных ореолов с рудопронизляющими олова кварц-касситеритовой или сульфидно-касситеритовой формаций.

Вольфрам

Шелит в знаковых количествах присутствует в большом количестве проб. Пробы приурочены к полям развитых гранитоидов, в которых шелит содержится как акцессорный минерал. Общим является его присутствие в шликках, отобранных вблизи выходов гранитоидов поздних фаз триасового (?) комплекса. В верхнем течении небольших рек в районе Тольцового массива в отдельных пробах содержание шелита достигает 100 г/т. Отсутствие достаточных площадей развитых аллювиальных отложений в таких местах не позволяет говорить о возможности выделения вольфрамовых россыпей.

Вольфрамит встречается в трех шликках в среднем течении р. Тулани, в среднем течении р. Катрырачи и в низовье р. Биримын. Содержание — единичные знаки. Природа вольфрамита в современном аллювии не установлена, но приуроченность данных проб к районам развитых триасовых (?) гранитоидов дает основание предполагать, что он также содержится в последних как акцессорный минерал. Шелит и вольфрамит обычны в искусственных шликках из магматитов, обогащенных редкими землями.

Молибден

Молибден в металлогенетических пробах в количестве 0,0003-0,0006% и молибденит в отдельных шликках в единичных случаях встречается по всему району. Обычно такие пробы приурочены к участкам развитых раннепротерозойских и мезозойских гранитоидов, в составе которых молибденит присутствует как акцессорный ми-

Рудные тела Правово-Кмурченского рудогорня (2), расположенного на водоразделе рек Прав.Кмурчен и Джемку, приурочены к названной продуктивной пачке и представлены среднезернистыми до грубозернистыми гранитами и гнейсо-гранитами синклинального раннепротерозойского комплекса, образующими согласные тела в метаморфических породах. Мощность их составляет 0,5-1 м, а протяженность ограничивается 10 м. Иногда встречаются тела несколько более значительных размеров. Сумма редких земель в породах колеблется от 0,3 до 0,8%. Для большинства проб содержание редких земель первичной группы, по данным спектрального анализа, колеблется в пределах 0,05-0,1%, самариевой группы - 0,01-0,05%, диспрозиевой группы - 0,01-0,05%. Спектральные и химические анализы установили в рудных телах молибден, медь (до первых сотых процента), тантал, ниобий (тысячные - первые сотые доли процента), скандий, церий, гафний (тысячные доли процента).

Из редкоземельных минералов самым распространенным в рудных телах является монацит (100 г/т-4,5 кг/т). Кроме него, присутствуют ортит, циркон, торит. В количествах, не достигающих весомых значений, обычно присутствуют ксенотим, анатаз, гаццит, халькопирит, молибденит, таленит, касситерит, вольфрамит, шеддит, титберит, самарскит, флюорит.

Приблизительно такую же характеристику имеет рудопроявление I, расположенное несколько севернее Правово-Кмурченского.

Повышенное содержание лантаноидов обнаруживают гранитизированные плагиогнейсы и жильный материал мигматитов, локализуемых в пределах горизонта магнетитосодержащих пород средней толщины под свиты нижнего протерозоя. Морфологическая и качественная характеристика этого оруднения аналогичны разобранному выше, но содержания полезных компонентов в них значительно меньше, но содержания полезных компонентов в них значительно меньше, но содержания полезных компонентов в них значительно меньше. Поэтому на карте полезных ископаемых они не показаны как рудопроявления. Наиболее часто порода этого комплекса, обладающие повышенным содержанием редких земель, встречается на правобережье и левобережье р.Кадар в бассейнах рек Татынака, Джеланджика, Станяка, Кател, Талги. Комплекс рудных минералов в них тот же, что и в мигматитах архайского возраста. На тангало-ниобатов, кроме постоянно присутствующего самарскита, установлен татгалит.

Петлятиты с редкоземельной минерализацией, связанные с раннепротерозойскими и мезозойскими интрузивными гранитоидами, довольно часто встречаются в районе. Обычно повышенные содержания

лантаноидов в них связаны с присутствием ортита, кристаллы которого иногда достигают размера до 5 см² по [100]. Наиболее интересное рудопроявление этого типа установлено на левом берегу р.Кадар в бассейне нижнего течения р.Сугунурт (II). В этом районе обнаружена жила петлятитов мощностью около 1 м, залегающая в трансформированных вторых фазах амфиболитов комплекса. По простиранию жила не прослежена. Кроме ортита, в петлятите, по данным минералогических анализов, присутствует самарскит (2 кг/т), ксенотим (350 г/т), циркон и монацит в незначительных количествах. Сумма редких земель в петлятите, по данным спектрального анализа, достигает 0,2%.

Все описанные рудопроявления не представляют практического интереса.

Руды

Киноварь в единичных знаках встречена в трех шликерах. Один из них отобран из рудового алдыня верховий р.Гылакита, другой - в верховье р.Биткона, третий - в верховье р.Намдатыника. Связь их с какими-либо рудопроявлениями не установлена.

Висмут

В большом количестве шликерных проб установлены единичные знаки висмутитов. Устойчивое присутствие висмутитов в современном алдыне на протяжении 1-1,5 км (в 3-5 шликерах подряд) отмечено только в верховье правого притока р.Аку и по р.Намдатыник. В обоих случаях в области питания современного алдыня распространены висмутитовые (?) интрузии гранитоидов. Природа висмутитов в современном алдыне не выявлена.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Химические сырьё

Флюорит (флюс, химическое сырьё)

Флюорит присутствует в небольшом количестве шликерных проб, отобранных на алдыни правых притоков р.Кадар. Содержа-

ние — единичные знаки. По данным анализа искусственных шихов флюорит в качестве акцессорного минерала установлен в средне-подкавказских субэолочных гранитах и встречается в метамелтах, обогатенных редкими землями. Эти породы, по-видимому, и являются поставщиками его в современный аллювий. Шиховой ороел флюорита в бассейне рек Станная и Джеланджик (13), вероятно, имеет индус природу. В этом районе откартированы крупные разрывные нарушения субширотного простирания,ходящие в систему разломов, ориентированных с севера Средне-Кавказской депрессии. Возможно, в этом районе локализуется кварцево-флюоритовые жилы.

Барит

Барит в шихах (единичные знаки) довольно обичен в составе мелких аллювий рек Талкакита, Тагакана, Калгара, Постура. Пробит, содержащие барит, отобраны в различных местах бассейна этих рек и не образуют площадного ореола. Природа барита в современном аллювии не установлена.

С и д и к а т и н е

Слюда-флогопит

В районе с 1943 г. известно Джурченское непромышленное месторождение флогопита (22). Месторождение расположено на водоразделе левых притоков р. Казар — Лев. Джурчена и Кукиляк в районе среднего их течения. В 1945 г. разведочными было исследовано и оценено под руководством Н. К. Дорощенко. В районе разведочных работ образованы верхней подосветы октокинской свиты архей, содержащие горизонты мраморов и кальцифиров, в пределах которых концентрируются слюдяносные тела. Породы слиты в антиклинальную складку с субширотным простиранием оси, входящую в систему наклоненных на артековидную структуру в раннем протерозое поперечных складок. Размах крыльев складки около 1 км, длина — несколько более. Восточный фланг структуры унычтостен интрузивной раннепротерозойских таборитов. Крылья складки построены симметрично и круто погружаются к северу и югу. Породы, развитые в районе разведочных работ, гранитизированы в связи с формированием раннепротерозойской интрузии. Наиболее интенсивно гранитизиру-

ваны породы северного крыла, к которому приурочено оруденение. Слюдяносные тела представляют диспозитивные породы с тиздами флогопита, локализующимися в горизонтальных карбонатных породах. Рудные тела согласны с общей структурой и имеют длину 30-40 м при мощности около 1 м. Зеленый и коричневый прозрачный в тонких пластинках флогопит образует неправильные гнезда и линзы среди диспозитивных пород. Максимальные размеры отдельных кристаллов достигают 30-40 см в поперечнике, размеры рудных кристаллов гораздо меньше, но в большинстве случаев они отвечают требованиям 1-5 стандартных номеров товарной слюды. Практического значения месторождение не имеет.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Перспективы выявления строительных материалов обусловлены особенностями геологического строения исследованной территории. Обилие интрузивных пород кимолитового состава позволяет говорить о практически неограниченном запасах сырья для производства буттового камня и щебня. Мезозойские граниты и граносyenиты, а также некоторые разномодальности таборитов могут быть использованы в качестве облицовочных и подложочных камней.

Все аллювиальные отложения террас и русел рек Казара и Калакана являются объектами, в пределах которых возможно выявление месторождений гравия для производства бетона, строительства балластного слоя железнодорожных путей и автомобильных дорог. Мощность гравийно-галечных отложений террас р. Казара составляет 20-40 м и более. Площадь террас обычно ограничивается 1-2 км².

Горизонты песчаных отложений, которые могут являться месторождениями строительных песков, менее широко распространены в разрезах аллювия рек Калгара и Калаканы. Тем не менее они содержат в ряде мест достаточно мощные плашки. Так, в верхней части средне-верхнечетвертичных отложений 70-80-метровый террасы р. Калгара в районе устьевых частей рек Туналачи, Сутундуртута и Станная мощность песков составляет около 20 м. Площадь распространения песчаных отложений в низовьях рек Туналачи и Сутундуртута приближается к 4 км².

Горизонты глины в аллювиальных разрезах обычно маломощны, а глины характеризуются высокой примесью грубообломочного материала. Глинистые отложения, представляющие интерес как потенциальный строительный материал, обнаружены в верхней части

разреза 20-метровой террасы р. Калакан в районе устья р. Дылучи (32). Горизонт глины проследен горными выработками на расстоянии около 2 км. Мощность горизонта изменяется от 1 до 3 м. Ширина выхода — 250-300 м. Красноцвето-бурые и бурые глины содержат включения щебня и гравия, количество которых незначительно (единичные обломки). Глина относится к группе грубодисперсных с высоким (13,5%) содержанием частиц со средними размерами от 0,5 до 5 мм. Они могут быть использованы как сырье для производства кирпича разных видов и строительных керамических камней. При средней мощности горизонта 2 м запасы глины могут быть оценены в 1-1,2 млн. м³.

Вероятность выявления в районе месторождений карбонатного сырья мала, поскольку горизонты мраморов в разрезах докембрийских метаморфических пород маломощны и не выдержаны по простиранию. Кроме того, карбонатные породы района содержат значительное количество силикатных примесей.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

Благородная шпинель

Благородная шпинель встречается в кальцифирах октокистской свиты архая. Наибольшие ее содержания установлены в горизонте кальцифиров верхней подбиты октокистской свиты в приствольной части р. Дылучи (21). Содержание шпинели не превышает 1%. Минерал полупрозрачный, окрашен в темно-голубой и синий цвет. Очень редко встречается слабоокрашенные прозрачные разновидности, найденные по окраю аквамаринов. Размер зерен составляет 3-4 мм в поперечнике. Редко наблюдаются зерна размером до 1,5 см в поперечнике. Обычно зерна имеют неправильную форму. Окрашенные разновидности представляют, как правило, двойники по шпинелевому закону, октаэдр ретки. Размер кристаллов не превышает первых миллиметров по [111]. Обычно они трещиноваты. Последнее, а также малые размеры кристаллов при удобных содержаниях и трудном извлечении делают описанное рудопроявление типичным практического интереса.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадки, перспективные в какой-то мере на открытие полезных ископаемых, сосредоточиваются в северной части района. Важнейшие практические рекомендации связаны с возможным наличием на исследованной территории коренного и россыпного золотого оруденения. Литологический ореол рассеяния мышьяка (4) характеризуется невысокими его содержаниями, но интересным комплексом плутоников золота, указывающим на возможное наличие рудных тел золото-арсенопиритовой формации. Геологическая съемка масштаба 1:50 000, металлогенетическая и золотометрическая съемка масштаба 1:10 000 в бассейне р. Постур могут способствовать их выявлению. В бассейне р. Станнак не исключено выявление террасовой золотой россыпи в аллювиальных отложениях ранее-позднеплейстоценового возраста (14). При площади потенциального полигона около 1 км² можно ожидать наличия в разрезе аллювиальных отложений, обнаруживающих общую зауречность золотом, золотоносного пласта с минимальными промышленными содержаниями металла, что может обеспечить запасы, приближающиеся к 1 т. Вышеприведенные соображения о возможной истории формирования и локализации россыпного золота делают необходимым вскрытие и опробование на золото подбазальтового аллювия, общая площадь которого составляет около 35 км² при мощности 6 м. Предполагаемая связь Молочных россыпей Забайкалья с золотоносностью древнего аллювия, перекрывающего каменнозойскими базальтами, отмечалась еще В.А. Вильгиным (1938 г.).

Геологическая обстановка в северо-западной части территории в зоне почти неизменных и незначительно переработанных архейских структур близка к геологическим условиям локализации известных флюопитовых месторождений Алданского горнопромышленного района. Это обстоятельство при наличии в районе месторождения СПДН (22) указывает на возможность открытия в районе флюопитовых месторождений. Однако окончательно этот вопрос может быть решен при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000 с необходимым комплексом горных работ на площади развития архейских структур.

В пределах литологического ореола (9) возможно открытие кварцевых вод с молибденитом. В этом районе целесообразна постановка геологической съемки масштаба 1:50 000, сопровождающейся детальной литологической съемкой масштаба 1:10 000 в районе ореола рассеяния.

Львая часть исследуемой территории лишена прямых признаков наличия месторождений подземных ископаемых. Не благоприятны геологическая обстановка говорит о возможности наличия в пределах ее мезозойского водоного и мезозойского оруднения, не вскрытого, как уже говорилось, процессами эрозии. Для проверки этого предположения необходимо применение глубинных выходов поисков, обеспечивающих возможность обнаружения слепого оруднения.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям распределения и циркуляции подземные воды района подразделяются на надмерзлотные и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды являются водами деятельного слоя, мощность которых редко превышает 3-4 м. Поэтому водоносный горизонт приурочен к рыхлым эвдивальным, колдывальным-дальдивальным и озерно-альдивальным отложениям. Водонесущими породами представлены валуниками, галечниками, гравием, песком, песчано-глинистыми отложениями и другими продуктами разрушения осадочных и кристаллических образований. Питание надмерзлотного водоносного горизонта осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и лишь в незначительной доле за счет таяния подпочвенных льдов и частичной денудации многолетней мерзлоты. Область распространения надмерзлотных вод совпадает с областью их питания. Движение вод деятельного слоя происходит в направлении поверхности стока. Воды относятся к ультрапресным с величиной минерализации до 31-39 мг/л и обладают слабощелочной реакцией, $\text{pH} = 6,1-6,6$. Окисляемость по кислороду равна 3,2-11,52 мг/л. Воды прозрачные, без вкуса и без запаха. По химическому составу все они гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Формула Курлова для вод, циркулирующих в продуктах разрушения раннепротерозойских гранитоидов:

$\text{HCO}_3\text{71-72 Cl18-21 SO}_4\text{8-11}$ $\text{pH} = 6,1-6,3$
 $\text{H}_2\text{O,031-0,039 Na69-71 Ca14-18 NH}_4\text{5-17}$

Формула Курлова для вод, циркулирующих в продуктах разрушения нижнепротерозойских метаморфических пород:

$\text{HCO}_3\text{69-70 Cl15-18 SO}_4\text{9-14}$ $\text{pH} = 6,1-6,2$
 $\text{H}_2\text{O,031-0,037 Na69-77 Ca15-18 NH}_4\text{8-14}$

Приведенные формулы Курлова показывают, что химический состав надмерзлотных вод практически не зависит от состава водонесущих пород. Это объясняется, вероятно, весьма незначительным временным периодом их соприкосновения.

Подмерзлотные воды по условиям циркуляции подразделяются на трещинные воды кристаллических пород и пластово-поровые воды известняковых отложений Средне-Кадаарской депрессии. Глубина их залегания определяется глубиной распространения многолетней мерзлоты, которая, по данным исследователей составляет площади, составляет 80-200 м (Шпак и др., 1964). Выходы подмерзлотных вод в виде родников на исследуемой территории не отмечалось, но неоднократно наблюдавшиеся наледы и следы их указывают на наличие источников. Такие наледы известны по р. Тостуру в районе устья р. Кадаачан, по р. Джедо (среднее течение) и в верховье р. Кападыкат. Мощность наледей достигает нескольких метров. Наледей, вытнутая выоль долины р. Джемку, имеет длину около 6 км. Большие размеры наледей могут косвенно указывать на значительные запасы подмерзлотных вод. Питание и разгрузка подмерзлотных вод осуществляется через талые зоны, приуроченные к крупным тектоническим нарушениям и руслам крупных рек.

В настоящее время основным источником водоснабжения в районе является вода поверхностных водотоков. Зимой население пос. Средний Капар удовлетворяет бытовые и хозяйственные потребности в воде за счет речного льда, так как реки района промерзают до дна. Поэтому в оценке перспектив водоснабжения района нельзя ориентироваться на воды рек. В пределах Средне-Кадаарской депрессии, где расположен единственный в районе поселок, возможно выявление артезианского бассейна пластово-поровых вод и трещинных вод крупных зон тектонических нарушений. Запасы их по аналогии с подобными водоносными структурами соседних районов с избытком удовлетворят потребности, даже если они многократно возрастут в связи с предстоящим экономическим освоением севера Читинской области.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликована

Арсеньев А.А. Дюкмо-Витимская горная страна. Маршрутная геологическая карта левобережья р. Витима масштаба 1:1 000 000. Геологиздат, 1938.

Баженова Г.Н. Геологическое положение и строение Кадарского анортозитового массива. — Геология и геофизика, 1964, № 11.

Кориковские С.П. Метаморфизм, гранитизация и постметаматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. "Наука", 1967.

Мараккушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. "Наука", 1965.

Музис А.И. Древние оледенения Кадаро-Удоканского горного района. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Изд. Заб. фил. Геогр. общ-ва СССР, вып. 2 (4), Чита, 1967.

Павловские Е.В. О специфике стилей тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.

Салоп Л.И. Докембрий СССР. В кн.: Геология докембрия. — Тр. МГК, XXIII сесс. Докл. сов. геол. "Наука", 1968.

Смедовские С.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист М-50 (Среднеок). Объяснительная записка. Геологиздат, 1963.

Старченко В.В., Озерские А.Ф., Фалькинин Е.М., Шудякин В.И. Основные черты тектоники Дюкмо-Витимской горной страны. В кн.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. "Наука", 1968.

Фондова Н.Х./

Дорошенко Н.К. Полюково-разведочные работы (Дюкмо-реченское месторождение флогопита). 1945.

Х/ Урагитса в геологических фондах Читинского промышленно-геологического объединения.

Колесников В.И., Степанова Н.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Биримьян, Эймдах и Станнак. 1962.

Колесников В.И., Степанова Н.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Дзюдо и нижнего течения Эймдах. 1963.

Кузнецов В.А., Дорошенко Н.К. Отчет Кадарского партии по геологическим исследованиям в Кадаро-Кадарканском районе, 1945.

Огородников В.Д., Мاستюлин Д.А. Отчет по теме: "Обобщение и анализ материалов региональных геофизических работ для составления протозоно-металлогенической карты Юго-Восточного Забайкалья масштаба 1:200 000". 1965.

Смедовские С.П., Дмитриев А.И. и др. Объяснительная записка к геологической карте северной части Читинской области масштаба 1:500 000. 1965.

Смоляк П.А. Результаты геологических исследований в районе среднего течения р. Витима. 1945.

Соснинский О.В., Шимов А.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Кадар и Талсинка. 1965.

Фалькинин Е.М. Окончательный отчет по теме "Стратиграфия докембрийских образований северной части Читинской области". 1966.

Федоровские В.С., Немных Г.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа О-50-XXXXI. 1964.

Хачкевич К.Ф., Сачунов Н.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Верхнего Кадара и Кадаркана. 1967.

Чернышкин В.И. Отчет по реконструированным исследованиям Кадарканского варианта трассы на участке р. Витим, 1939.

Штак А.А., Скляревский Д.П., Устругов Н.Г. Гидрогеологические условия района Удоканского месторождения медистых песчаников. Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 и 1:500 000, проведенной Кадарской партией в 1961-1963 гг. 1964.

Шудякин В.И., Василевский В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Тундак. 1967.

Приложение 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год издания или для его фонда	Место нахождения материала, вид фонда, номер
1	Дорошенко Н.К.	Поисково-разведочные работы (Джурченское месторождение флюорита)	1945	Фонд ЧТУ
2	Кузнецов В.А., Дорошенко Н.К.	Отчет Кадарской партии по геологическим исследованиям в Кадаро-Каванском районе	1945	Там же
3	Фалькин Е.М., Фалькина Н.А.	Геологическое строение и полезныя ископаемыя бассейна среднего течения рек Кадар и Кадакан	1969	"

Приложение 2

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по карте	Индекс карты	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-континентальное, Р-русское, С-сыпное)	№ использования месторождения по списку (прилож. 1)
22	П-2	НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ С и л и к а т н ы е Слюда-флогопит	Не эксплуатируется	К	1,2
32	IV-4	ЛЕЗОБЕРЕЖЬЕ р.Кадакан в районе устья р.Талочи	Не эксплуатируется	К	3
		СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ Глины кирпичные			

Приложение 3
СПИСОК ПРОВЕДЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-1У КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по кар-те	Линейка клетка на карте	Название (Ме-сто нахождения) провинция и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ иполь-зованного материала по списку (прилож. 1)
1	2	3	4	5
ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Бурые угли				
6	I-2	р. Деранг	Доломитовые обломки угля до 15 см в поперечнике	3
7	I-2	р. Капалыкал	Маломощные прослои угля (I-20 см)	3
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Магнетитовые руды				
17	I-4	р. Катель	Линзы железистых кварцитов и актинолит-магнетитовых сланцев мощностью до 10-70 см	3
20	II-1	р. Тосгур	Серия линз шпинель-магнетитовых пород. Магнетита около 60%	3

1	2	3	4	5
Ванadium				
16	I-4	р. Катель	Литогеохимический ореол с содержанием 0,015-0,03%	4 3
Цветные металлы				
Медь				
4	I-1	р. Тосгур	Литогеохимический ореол с содержанием 0,004-0,009%	3
8	I-3, I-4, II-3, II-4, III-2	Бассейн рек Кагар и Усуги	То же	3
15	I-4	г. Кагар	Линза габбро с вкрапленностью пирита и халькопирита	3
Цинк				
5	I-2	р. Кагар	Литогеохимический ореол с содержанием 0,01-0,03%	3
12	I-4	р. Кагар	То же	3
Кобальт				
19	II-1	р. Тосгур	Литогеохимический ореол с содержанием 0,004-0,009%	3
18	II-1	Бас. р. Тосгур	То же	3

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

3	I-1	р. Постур	Медьник	3
			Литогеохимический ореол с содержанием 0,001-0,003% до 0,015-0,03%. Ненотонные пробы содержат висмут (0,01-0,03%), сурьму (0,001-0,015%). Одна проба - серебро (0,0003-0,0006%)	

Б л а т о р о д н н е м е т а л л и

Золото

10	I-3	р. Калдар	Шиховой ореол, Со- держание золота зна- ковое	3
28	Ш-3	р. Сивалгичи	То же	3
14	I-4	р. Станнак	"	3

Р е д н и е м е т а л л и

Олово

23	I-3	Бассейн рек Ка- тырчачи, Усмуи, Намнатчанк, Ту- лани и Кэгель	Литогеохимический ореол с содержанием 0,001-0,003%	3
24	I-4	р. Катгучачи	Шиховой ореол, Со- держание висмуте- та знаковое	3
25	I-4	Водораздел рек Силунак и Нам- натчанк	То же	3

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

9	I-3	р. Калдар	Молибден	3
			Литогеохимический ореол с содержанием 0,0003-0,0006%	

Бериллий

26	Ш-1	р. Тагикан	Литогеохимический ореол с содержанием 0,001-0,003%	3
27	Ш-1	р. Тагикан	То же	3
29	IY-1	р. Бугтарихта-2	"	3
30	IY-3	р. Маректа	"	3
31	IY-4	р. Калакан	"	3

Редкие земли

2	I-1	Право-Амурчен- ское	В границах содержа- ние суммы лантаноидов 0,3-0,8%	3
1	I-1	Водораздел рек Джамгу и Прэв-Амурчен	То же	3
11	I-3	р. Калдар	Петвагитовая шиха, со- держание лантаноидов до 0,2%. Присутствуют гадталл (0,3%) и нио- бий (1%)	3

1	2	3	4	5
		<p>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ</p> <p>У м м ч е с к о е о н ь р ь е</p> <p>Фидорит (фидо, хлмсырьё)</p>		
18	Г-4	<p>Бассейн рек Стан- нак и Джеленджик</p> <p>ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ</p> <p>Благородная шпинель</p>	<p>Шлиховой оруд. Содержание фидо- рита знаковое</p>	3
21	Г-4	<p>р. Тадакит</p>	<p>Неправильные зер- на и кристалли (3-4 мм) благород- ной шпинели в каль- цифторах</p>	3

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	7
Литургические образования	33
Тектоника	66
Геоморфология	75
Полезные ископаемые	81
Подземные воды	96
Литература	98
Приложения	100