

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

Уч. № 087

Экз. №
00104

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ БОДАЙВИНСКАЯ

Лист О-50-XXX

Объяснительная записка

Составитель *М.Э.Глуховский*

Редактор *В.В.Архангельская*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
4 апреля 1968 г., протокол № 11

МОСКВА 1978

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа 0-50-XXX относится к Кемеровскому району Читинской области РСФСР и Оленегинскому району ЯАССР. Она отрезана координатами $119^{\circ}00' - 120^{\circ}00'$ в.д. и $56^{\circ}40' - 57^{\circ}20'$ с.ш.

Территория расположена в центральной части Оленегинско-Витимской горной страны. Северо-восточные отроги хребта Улокан, занимающие большую половину территории, характеризуются альпийскими формами рельефа. Максимальные абсолютные отметки достигают здесь 2515 м, минимальные высоты 1400 м (долина р. Андурса). Рельеф части территории, занимаемой бассейном верховьев рек Олонцо, Та-рин-Урхт, Токко, Камкада, орографически сходен с рельефом северо-восточных отрогов хр. Улокан. Максимальные абсолютные отметки этой части района достигают 2215 м (водораздел Токко - Эвонокит), минимальные доходят до 800-900 м (долина р. Токко). Юго-восточная часть территории (бассейны рек Хани и Ис-Тельдь) и часть северных предгорий хр. Улокан (бассейны рек Олукид, Камкан-да, Кургут-Урхт) имеют ступенчатый рельеф с плоскими широкими водоразделами и сравнительно пологими склонами. Максимальные высоты достигают здесь 1900-2000 м, минимальные - 700-800 м. Длинный шифр относительно пониженной (900-1200 м) северо-восточной части района создает палолопистый моренный рельеф, на фоне которого выступают отдельные подплато с незначительными урочищами водоразделов до 1545 м (верховья р. Эдлах).

Территория листа 0-50-XXX расположена в бассейне р. Делны и занимает часть водораздельного пространства рек Чары, Витима, Оленги. Бассейны р. Чары принадлежат реке Ел. Икабэк, Сакуган, Икабэкан и Куругиню, Кургут-Урхт с Эвокиширом, Эболах, Тарки-Урхт, Токко. К бассейну р. Витим относятся притоки р. Калар-Лалакан и Читканда. В р. Олонцо впадают р. Хани с притоками Олонцо и Саку. Реки Хани, Саку, Читканда, Бог. Икабэк, Сакуган, Икабэкан, Кургут-Урхт берут свое начало в центральной части северо-восточ-

ных отрогов хр. Улокан. В пределах высокогорного массива они характеризируются каменным руслом глубиной до 1,5-2 м, порогами, водопадами и быстрым (до 3 м/сек) течением. В устьях боковых притоков и на многих участках тротоных долин в результате современного вреза возникли каньонобразные ущелья шириной до 20-30 м и высотой до 100 м. Аналогичны по характеру долины верховий рек, дренирующих высокогорный массив в северной части района (Верховья рек Зобгалир, Зобгах, Тарн-Фрех, Токко, Иччилик, Кам-Канда, Олондо). При выходе в районе среднегорья либо в депрессии долины рек приобретает трилопцоподобную форму и расширяется до 2 км (реки Курунг-Фрех, Ханг, ниже оз. Чаткалда, Камкалда). Ширина дна долины этих рек от 100 до 700 м, ширина русла 40-50 м, глубина до 3 м, скорость течения до 2 м/сек. Реки относительно пониженной части района (большая часть р. Зобгах, Мурурин, частично Курунг-Фрех с Кокоринном) протекают в широких (до 3-5 км) корытообразных, пологосклонных долинах. Дна долины имеют ширину 1-1,5 км. Ширина русла достигает 40-50 м, глубина - 3 м, скорость течения - 0,5-1 м/сек. В районе имеют многочисленные озера ледникового происхождения. Наиболее крупные из них - Чаткалда (1х4 км), Кизалта (0,5х4 км) и Камкалда (0,8х3 км).

Климат района резко континентальный. По данным метеостанции, расположенной в пос. Чара, среднегодовая температура равна -8,7°C. Зима малоснежная, продолжительная (октябрь - апрель). Средняя температура января -36,1°C, минимальная - 50°C. Лето короткое (июль - август). Средняя температура июля +15,7°C; максимальная - +31,2°C. Разница средних температур в году составляет 51°C, а среднемесячных - 15°C. Среднемесячное количество осадков - 306 мм, из них 70% приходится на июль - август. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развитие многолетней мерзлоты.

В пределах крупных речных долин преобладает умеренная листовидная тайга с кустарниковым подлеском (ерник, ботульник). В долинах, защищенных от оуровых ветров, произрастают тополь, ольха, береза, Верхняя граница леса поднимается до абс. высоты 1400-1600 м, выше располагается высокогорная тундра.

Постоянного населения в районе нет. Ближайшие населенные пункты: колхоз "Заря", расположенный в 12 км западнее района, и пос. Чара - в 60-65 км к юго-западу от него. Поселок Чара является административным центром Кагарского района. Здесь ведется постоянно действующий аэродром, принимающий самолеты типа Ил-2.

По долинам всех крупных рек района много вырубных троп. В период с 1928 по 1930 г. в бассейнах рек Оленки, Калдара и Чарн силами Всесоюзного геологоразведочного объединения (ВГРО) проводились геолого-геоморфологические исследования. Партий под руководством Е.С. Родина (1933), занимавшегося геологическими исследованиями масштаба 1:1 000 000, в верховьях рек Читканда, Ханг и Сакху впервые были выявлены и описаны возвыские (протерозойские) отложения, по р. Ханг - архейские кристаллические сланцы, по р. Сакху - массив шлопчих и нефелиновых сланцев. Чарская партия под руководством Я.В. Лавровского (1933) совершила пересечение территории по маршруту Калар - Читканда - верховья Ханг - Икабьекан - Мурурин. Возвыские (протерозойские) образования хр. Улокан отнесены Е.В. Лавровским к улуканской свите, а кристаллические сланцы бассейна Икабьекан и Мурурин - к архею.

В 1947 г. была издана геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-50. Автор В.Г. Дитмар (1947). Губокомета-морфологические толпы, развитые на севере территории листа 0-50-XXX, отнесены им к верхнему архею, а метаморфизованные осадочные породы хр. Улокан - к свите далайских нижнего протерозоя.

С 1949 по 1952 гг. силами Леной экспедиции (Б.Е. Бурова, И.Ф. Трапезек, К.К. Денисов, В.Г. Дитмар, В.П. Долганов и др.) проводились поисково-оценочные работы масштабов 1:100 000, 1:10 000. Геологическое руководство этих исследований осуществлял И.И. Саломов, который впоследствии разработал схему стратегий, металлотизма и тектоники Байкальской горной области (Салом, 1964, 1967). В центральной части Олекмо-Вяткинской горной страны И.И. Саломов выделены Чарская гряда архея, сложенная разнообразными гнейсами и сланцами (чарская и торская толпы). Отложения нижнего протерозоя объединены им в улуканскую свиту, в составе которой выделены: икабийская, аянская, ипирская, читкандинская, александровская, бутунская, сакхунская и наминтокая свиты. Раннепротерозойские гранитоиды отнесены к кузильинскому и чуйско-коларскому комплексам.

В 1960 г. были завершены проводившиеся партией ВЛКСМ (Ботанов и др., 1960) тематические исследования рудопроявлений меди, приуроченных к медистым песчаникам нижнего протерозоя (кв. Красный).

В 1961-1962 гг. под руководством Е.М. Фелькина (1963) проведена геологическая съемка масштаба 1:50 000, в результате которой была составлена геологическая карта листов 0-50-119 "а" и "г".

В период с 1962 по 1965 г. на территории листа 0-50-XXX геологическую съемку масштаба 1:200 000 проводила партия № 8 Аэрогеологической экспедиции № 8 ВАГТА (нач. партии М.З. Луговский, 1963-1966ф).

В 1964 г. на площади Юго-восточной части листов 0-50-119 "а" и "б" силами партии № 18 экспедиции № 8 ВАГТА под руководством Д.Ф. Найденкова (1965ф) велась геологосъемочные работы масштаба 1:50 000. В результате было уточнено геологическое строение территории, ранее заснятой в масштабе 1:200 000.

Одновременно со съемочными работами на территории листа проводилась тематические исследования партиями экспедиции № 8 ВАГТА под руководством Д.С. Перфильева (1963ф, 1964ф) и В.Т. Голубова (1964ф), А.И. Музика (1966ф) и К.А. Чернявской (1967ф), которые изучали соответственно стратиграфию нижнего протерозоя, торие изотопы соответственно стратиграфии нижнего протерозоя, магнетизм, четвертичные образования и подземные воды.

С 1963 по 1965 г. в верховьях рек Хани, Саку, Камканды и бассейне р. Оджоно Читкангиской партией Южно-Якутской комплексной экспедиции под руководством Т.М. Сарченко (1965ф) проводились разведочные и поисковые работы масштабов 1:50 000 и 1:10 000 на мусковит. В результате этих исследований получены данные о закономерностях размещения и условий залегания петматитовых жил; конформности размещения и условий залегания петматитовых жил; их морфологии и строения, дана их промышленная оценка. Выявлены и предварительно оценены проявления бериллия и лития в петматитах.

Площадь листа 0-50-XXX покрыта аэромагнитной съемкой (см. рис. 2). Промышленная карта магнитного поля территории листа 0-50-XXX составлена в Западном геофизическом тресте в 1965 г. на основе материалов Закаркальской аэромагнитной партии (Оуслеников, 1953ф).

На смежных площадях проводились геологосъемочные работы масштаба 1:200 000. Они осуществлялись партиями экспедиции № 8 ВАГТА и Южно-Якутской комплексной экспедиции ПГУ (Шульгина, 1963ф, 1965ф; Федоровская, 1963ф, 1964ф; Немик, 1965ф; Липиничкина, 1965ф; Киселев, 1966ф). Геологические карты листов 0-50-XXIX, XXXVI подготовлены к изданию и языка геологических траект с этими листами произведена. Северная и восточная границы листа 0-50-XXX свободны от уязвки.

В основу геологической карты ССР листа 0-50-XXX масштаба 1:200 000 положены материалы геологических съемок того же масштаба (Луговский и др., 1963ф; 1964ф; 1965ф; 1966ф). Кроме того, были использованы материалы геологических съемок масштаба 1:50 000 (Фалькен, 1963ф; Найденков, 1965ф) и данные вы-

перечисленных тематических партий. При всех геологических исследованиях широко использовались аэрофотоснимки масштаба 1:63 000. Площадное дешифрирование позволило уточнить границы и стратиграфическую последовательность четвертичных образований, детально описать контуры развития пород уюканской серии, расшифровать элементы складчатых и разрывных структур в архее и нижнем протерозе.

СТРАТИГРАФИЯ

Геологическое строение района представлено породами чарской серии архея, уюканской серии нижнего протерозоя, палеозойской серии верхнего протерозоя, а также рифтинич четвертичными отложениями.

А Р Х Е Й

ч а р с к а я с е р и я

Породы чарской серии складчат около 30% площади района и представлены давачанской, имангской, калаканской и эвококской сериями.

Д а в а ч а н с к а я с е р и я (*А d v*) облекается в небольшие разрозненные выходы по левобережью р. Икабека, в таве давачанской свиты выделяются гранат-олигитовые, гранат-кордиерит-олигитовые, гранат-силлиманит-биотитовые тейси и кристаллические сланцы, олигитовые, амфибол-олигитовые, олигит-амфиоловые и амфиоловые кристаллические сланцы и тейси, диопсидные амфиолиты.

В верховьях р. Пурчикан и в бассейне р. Обатах устаналгва-етсы примерно следующий разрез давачанской свиты. В нижней части залегают гранат-кордиерит-олигитовые и гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-олигитовые тейси с прослоями амфибол-олигитовых кристаллических сланцев. Вышина мощность 500-600 м. Выше находится пачка переслаивающихся олигитовых, амфибол-олигитовых, био-

гит-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, с прослоями липолиновых амфиболитов и гранит-бюкситовых гнейсов. Мощность папки 600-700 м. Венаер разрез свиты папка переслаивалась гранит-бюкситовых, гранит-кордиерит-бюкситовых гнейсов и бюкситовых, бюксит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. Мощность верхней папки, наиболее полно обнажающейся на междуречье Муррудин - Исабьекан и по р. Исабьекан, равна призматителю по 200-300 м. Видная мощность даччанской свиты 1300-1600 м.

Этот разрез аналогичен стратиграфическому разрезу даччанской свиты в районе оз. Давачан (лист 0-50-XXXXI, Федоровский, 1964ф).

И м а н т р с к а я (A ' g). Порода имантроской свиты обнажается в бассейнах рек Турчикан, Эбгах, Куруп-Брак, Муррудин и Исабьекан, на междуречье Тарин-Брак-Тюкю и в бассейне р. Юс-Кюэль. Имантроская свита согласно перекрывает даччанскую свитку (междуречье Исабьекан - Муррудин) и состоит из амфиболовых, бюксит-амфиболовых, бюксит-амфиболовых с гипертеном, двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов. Свита оглеивается однообразным составом и меланократовым обликом слатящихся ее пород. Для нижних и верхних частей свиты (мощность около 1000 м каждая) характерно преобладание амфиболовых и бюксит-амфиболовых разновидностей гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов (бассейн рек Эбгах, Юс-Кюэль, Турчикан, Куруп-Брак, Исабьекан). В средней части разреза (мощность 1500-2000 м) свиты, кроме того, отмечаются бюксит-амфиболовые с гипертеном и двупироксеновые кристаллические сланцы (крайний юго-восток района, р. Куруп-Брак в районе устья р. Эбгах). Предполагаемая мощность имантроской свиты 3500-4000 м.

По составу слатящихся свиты пород и по ее положению в разрезе архейских толщ района она сопоставляется со стратолитом, выделенным в бассейне р. Имантра (лист 0-50-XXXXI, Федоровский, 1964ф).

К а л а к а н с к а я (A ' h). Порода калаканской свиты слатяст обширные простирания междуречья Тарин-Брак - Эбгахлир, левобережья р. Олондо и верховьев р. Калакана. Фрагменты свиты отмечаются в "окнах" среди интрузивных образований на междуречье Олондо-Эвонокит, в бассейнах рек Хани, Юс-Кюэля и Муррудин. Калаканская свита согласно перекрывает имантроскую свитку (бассейны рек Эбгахлир, Куруп-Брак) и предельна бюкситовыми, бюксит-амфиболовыми (иногда с гипертеном), амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами.

Стратиграфический разрез свиты восстанавливается по лезовому борту

длины р. Куруп-Брак. Здесь непосредственно на меланократовых амфиболовых кристаллических сланцах имантроской свиты залегает (снизу вверх):

1. Гнейсы бюкситовые и амфибол-бюкситовые с реликтами мелкозернистых прослоев амфиболитов, кристаллических сланцев 300 м
 2. Кристаллические сланцы амфиболовые, меланократовые, массивные, иногда тонколитчатые и полосчатые 400 "
 3. Гнейсы бюкситовые с частыми, но маломощными (0,3-1 м) прослоями амфиболитов и бюксит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев 500 "
 4. Кристаллические сланцы амфиболовые, местами перекрывающие массивные амфиболиты 400 "
 5. Гнейсы бюкситовые с реликтами меланократовых прослоев амфиболовых гнейсов 1500 "
 6. Гнейсы бюкситовые магматизированные 500 "
 7. Кристаллические сланцы амфиболовые 250 "
 8. Гнейсы бюкситовые, чередующиеся с мелкозернистыми амфиболовыми кристаллическими сланцами 1150 "
- Мощность калаканской свиты по разрезу составляет 5000 м.
- В верховьях р. Калакан среди магматизированных бюкситовых и амфибол-бюкситовых гнейсов калаканской свиты устанавливается три горизонты меланократовых амфиболитов, амфиболовых и бюксит-амфиболовых, иногда содержащих гипертен, кристаллических сланцев. Мощность этих горизонтов от 200 до 400 м. Предполагаемая мощность калаканской свиты колеблется от 3000 м на юго-востоке района до 5000 м на севере и северо-востоке территории.
- Э в о н о к и т с к а я (A ' e v). Порода эвонокитской свиты обнажается по обоим бортам долины р. Эвонокит, протягиваясь вдоль восточной границы района на юг. В бассейне р. Хани прослеживаются небольшие выходы и ископаемые эвонокитской свиты среди интрузивных образований. Свита согласно залегает на породах калаканской свиты (левобережье р. Хани, правобережье р. Эвонокит) и слатяется бюкситовыми и амфибол-бюкситовыми гнейсами с прослоями амфиболовых, магнетит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, а также амфиболитов. В основании свиты залегает горизонт гранит-бюкситовых, гранит-кордиерит-бюкситовых (иногда гипертеноносных) гнейсов и гранатовых гнейсов.

Таблица I

№ п/п	Характеристика образца и место взятия	Местопределение	Возраст, млн. лет
1	Орбит из микратеридовых гнейсов калканской свиты, Устье р. Саку	Свинцовый	3010 А. И. Тутерингов (1967)
2	То же	"	3000 А. И. Тутерингов (1967)
3	Мусковит из петматовской или, дущей амфиболовые гнейсы имантурской свиты Вершина р. Тарин-Драк	Калий - аргоновый	2935 ± 70 Л. И. Шанин (ИТЭМ)
4	То же	"	3100 З. К. Терзинт (ЛПЭУ)

НИЖНИЙ ПОТЕРЗОВИ
УЛОКАНСКАЯ СЕРИЯ

Метаморфизованные осадочные породы нижнего Протерозоя относятся к Улоканской серии и слоятся около 25% площади района. Элеоз впервые выделены и описаны: Икабийская, алексаки, ижерская, чатканинская, алексакировская бутунская и сакунская свиты (Салон, 1964). Указанные свиты по общему для них составу и структуре, обусловленным разлитыми условиями формирования, структурированы в полсерии: нижняя (икабийская и алексаки свиты), средняя (ижерская, чатканинская, алексакировская и бутунская свиты) и верхняя (сакунская свита).

Нижняя полсерия

И к а б и с к а я с в и т а. Породы свиты распространены в верховьях рек Сакун, Бог, Икабий, Икабийская, Хань, в бассейне р. Чаткани на междуречье Хань и Сакун, Сакун и Ю-Кюель, а также по рекам Олюнго, Тарин-Драк, Токко и в бассейне р. Эво-

Стратошическое разрезе эвоноктской свиты вскрываются в долине правых притоков р. Эвонокт. В устьевой части р. Ичч-лик на биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсах калканской свиты залегает (снизу вверх):

1. Гнейсы гранат-биотитовые, гранат-кордирит-биотитовые, бурые, плойчатые, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами 200 м
2. Гнейсы биотитовые тонкопослаивчатые 150 м
3. Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы 300 м
4. Гнейсы биотитовые и амфиболо-биотитовые с реликтами прослоями (до 10 м) магнетитосодержащих амфиболитов и магнетит-амфиболовых гнейсов 700-800 м

Далее описанного разреза по р. Камкани в основании свиты среди высокоглиноземистых гнейсов отмечается прослой гранатовых гранулитов, а на биотитовых гнейсах верхней пачки залегает горизонт амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев мощностью около 300 м. Мощность горизонтов гранатосодержащих гнейсов, мар-карушского основания эвоноктской свиты, возрастает с севера на юг от 200 м (устье р. Иччлик) до 600 м (правое и левобережье р. Хань, бассейн р. Агтуаль), где в его составе отмечается типертенсодержащие гранат-кордирит-биотитовые гнейсы. Видимая мощность эвоноктской свиты 2500 м.

В целом порода чарской архан метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фазы. По минеральным парагенезисам выделяются две группы пород. Первая группа - породы богатые известью, характерными парагенезисами: амфибол + биотит + андезит, амфибол + диорит, типерстен + амфибол + биотит и т.д. Вторая группа - породы богатые глиноземом и относительно бедные известью с парагенезисами гранат + кордирит + биотит + типерстен, гранат + силиманит + биотит, гранат + кордирит + биотит.

Верхняя возрастная граница метаморфизованных пород чарской серии определяется тем, что они стратиграфически несогласно перекрываются нижнепротерозойскими образцовыми улуканской серии (эти соотношения будут рассмотрены ниже). Арханский возраст чарской серии подтверждается данными радиоуглеродного определения возраста, которые приведены в табл. I.

ножеть. Икабейская свита подразделяется на две подсвиты, стратиграфическое разделение которых изучены соответственно в верховьях р.Бод.Икабей и по р.Дельгута.

Нижняя подсвита (Et₁ h₁) икабейской свиты состоит из фидлитов, слоистизированных песчанников и алевролитов, кварц-сланцевых и доломитовых сланцев с трахитом, кордиеритом, андалузитом, силлиманитом, мрамором, жемчуга о актинолитом, тремолитом и диопсидом, кварцитами, кварцевыми конгломератами, паразитическими и редкие - медистых песчанников.

Выявляя самой нижней частью упомянутой свиты, икабейская свита повсеместно трахитует с архайскими образцовыми и раннепротерозойскими трахито-гнейсами либо по телонитовым контактам (реки Олонго, Токко, Тарин-Друн, Эвономит, верховья Икабейки и Читканди, междуручье Читкаки - Камына, верховья р.Лу-Кюль), либо имеет выжимки оглашенные соотношения с трахитизированными породами в зонах интенсивной раннепротерозойской трахитизации архайского цикла (Междуречье Тани - Сакту, верховья рек До-Кюль и Сакту). Икабейская свита, вероятно, ложилась на архайские толщи с разрывом; в одном случае она находится в непосредственном контакте с трахитизированными породами калаканской свиты архая (Междуречье Хани и Сакту, верховья рек Сакту и До-Кюль); в другом случае (бассейн р.Хани у восточной границы района) с трахитизированными породами эвономитской свиты.

В основании икабейской свиты выделяется торизонт, состоящий из переслаиванных кварцитов, глиноземистых сланцев и метаморфозованных известняков. Мощность базального торизонта от 1,75 до 105 м.

В районе перевала Бол.Икабей - Икабейск устанавливается следующий разрез базального торизонта икабейской свиты (контакты с раннепротерозойскими трахито-гнейсами и митматитами, разбитыми по архайским гнейсам - тектонический) (снизу вверх):

1. Серпент-кварцевые сланцы 20 м
 2. Кварциты серые 5 "
 3. Мраморы, переходящие в кальцит-диопсидовые породы 15 "
 4. Переслаивавшиеся (0,1-0,2 м) слюдистые кварциты и кальцит-диопсид-актинолитовые породы 10 "
 5. Кальцит-актинолитовые и кальцит-тремолитовые породы 5 "
- Общая выжимная мощность 55 м.

Восточнее (в верховьях р.Икабейск) мощность этого торизонта возрастает до 105 м; здесь отмечаются (снизу вверх):

1. Кварциты и кварцитовидные породы, в верховьях слагившиеся метаморфизованными конгломератами, с рассеянными галькой кварца размером 1-5 см 25 м
2. Андалузит-кварцевые породы 10 "
3. Черепованье (1,0 м) серых мраморов и кальцит-диопсид-актинолитовых пород 30 "
4. Переслаивавшиеся (0,5-1 м) слюдистые кварциты и актинолит-кварцевые породы 40 "

В бассейне р.Читканди в II-мечуровом базальном торизонте икабейской свиты, контактирующем с метасоматическими осадочными раннепротерозойскими трахитами, отмечаются:

1. Диопсид-тремолитовая порода микролитинг-зриваннан 2,5 м
2. Мрамор диопсидокордиеритовый 5 "
3. Кварц-актинолит-диопсидовая порода 2 "
4. Кварциты серые 1,5 "

Соотношение между упомянутым базальным торизонтом икабейской свиты и вышележащим подпочетом метасоматическая трахитовидная здесь несомненное. Это объясняется тем, что последние разбивались по архайскому циклу, угасая на северные пределы зоны катклага. Породы икабейской свиты выклинываются в направлении на седе лишь контактовые возмущения, характерные для ролитизации кварцитов и окварцованных мраморов.

В бассейне р.Лу-Кюль в основании икабейской свиты, с выжимки согласен перекрывающей трахитизированные породы калаканской свиты архая, прослеживаются (снизу вверх):

1. Кварциты слюдистые 0,6 м
2. Толстое переслаивание слюдистых кварцитов и окварцованных мраморов 0,8 "
3. Кварциты 0,3 "
4. Мрамор окварцованный (линзовидноосчатые кварц-диопсид-микросиликоновые породы) 1,0 "
5. Кварциты 0,6 "
6. Сланцы кварц-кордиерит-слоистовые 1,0 "
7. Мрамор окварцованный 0,2 "
8. Сланцы кварц-кордиерит-слоистовые 2,0 "

9. Тонкое переслаивание (0,1-0,2 м) кварцовых и кордиерит-биотитовых сланцев 5,0 м
Общая мощность II,5 м

К северу от описанного разреза в бассейне р. Саку на транзитированных породах, развитых по каляканской свите архей, с выделением согласно залегает пачка пород мощностью от 1,75 до 8 м (снизу вверх):

1. Кварциты и кварц-биотитовые сланцы 5,0-0,25 м
2. Липсид-тремолитовая порода 1,0-0,50 "
3. Кварциты, переслаивающиеся с мраморами 2,0-1,0 "

Отмечается изменение состава базальных слоев каюбейской свиты с дна на север с возрастанием в этом направлении роли кварцитов и исчезновением карбонатных пород. Так, в основании каюбейской свиты, вскрывающейся в долине первого левого притока р. Саку, карбонатные породы не установлены. Здесь с транзитированными породами, развитыми по каляканской свите архей, согласно сопрягаются 300-400-метровая пачка кварц-биотитовых и кварц-двуслидных сланцев, содержащих от одного до трех 40-50-метровых прослоев светло-серых кварцитов. Еще севернее для нижней половины каюбейской свиты, сохраняющейся в узких линейных теснинах (реки Олондо, Тарын-Юрак, Токо, Звонюкит), характерно присутствие в основании разреза двух 15-70-метровых горизонтов белых и серых мономинальных и олигистых кварцитов, разделенных пачкой кварц-биотитов, двуслидных сланцев с гранатом и ставролитом. Мощность этой пачки изменяется от 40 до 220 м. Выделяем мощности базального горизонта каюбейской свиты обусловлены, вероятно, раннепротерозойской транзитацией, закрывшей, наряду с архейскими, частично и породы основания каюбейской свиты. В случае, когда базальный горизонт полностью транзитируется, выделяется установленный лишь реликты (кварциты и карбонатные породы в гранитовых свитах (верховья р. Икабежан, бассейн р. Уани). В основном же транзитация не закрывает каюбейскую свиту, как бы экранирует ее. В юго-западной части района (реки Сакукан, Вод. Икабья, Икабежан, Чуккандя) выше базального горизонта залегает однообразная и монотонная толща кварц-биотитовых и двуслидных сланцев, часто содержащих гранат, кордиерит, андалузит и силлиманит. Отмечается прослой и горизонты (до 250 м) биотитизированных песчаников и алевролитов. В верхах нижней половины каюбейской свиты присутствуют фидлиты, тонкопереслаивающиеся с кварц-олигистыми сланцами, и единичные прослой мелистых песчаников (верховья р. Уани). Несколько иной состав нижней половины каюбейской свиты отмечается

се на севере района. Здесь, в пределах теснин выше второго горизонта кварцитов базальной пачки залегает, как правило, биотитизированные песчанники и перламутролиты.

Мощность нижней половины каюбейской свиты 1000 м.

Верхняя половина (P₁, P₂) каюбейской свиты согласно залегает на нижней поросле и состоит из биотитизированных алевролитов и песчанников, двуслидных и кварц-биотитовых сланцев, прослоев кварц-доломитовых пород с актинолитом и гранатом кварц-повидных и карбонатных песчанников. В верхах отмечаются небольшие прослой и линзы мелкозернистых конгломератов с кварцевой пачкой, травертинов и мелистых песчанников.

В бассейне р. Жалтуга (левый приток р. Чуккандя) вскрывается наиболее полный разрез этой части каюбейской свиты (снизу вверх):

1. Переслаивающаяся олигистые сланцы, алевролиты и алевропесчанники 600 м
2. Песчанники мелкозернистые 10 "
3. Песчанники олигистые 10 "
4. Песчанники мелкозернистые с тонкими прослоями карбонатных пород 10 "
5. Слипистые сланцы 70 "
6. Песчанники грубо- и неравнозернистые и кварцевые травертины 50 "
7. Песчанники кварцтовидные и песчанники карбонатными цементом 40 "
8. Переслаивающиеся алевролиты и алевропесчанники 200 "
9. Сланцы биотитовые, иногда со ставролитом, перламутровые 110 "

Общая мощность 1100 м.

Выше по разрезу отмечаются линзы и прослой метаморфизованных кварцевых конгломератов и травертинов, залегающих среди биотитизированных песчанников и биотитовых сланцев. Верхняя половина каюбейской свиты отличается фидлитской внешнерявностью, выходящейся в выклиниваниях по прослаиванию травертинов, конгломератов, кварцтовидных песчанников, переслоях песчанников в алевролитах, в поведении и исчезновении метаморфизованных мелкозернистых прослоев карбонатных пород (кварц-актинолит-гранит-кальцитовые породы). Мощность верхней половины каюбейской свиты изменяется от 800 до 1500 м.

А н н о с к а я с в и т а (Pt_1, n) развита в верховьях р. Сакукан, Бол. Икабья и в бассейне р. Читкаца. Аляская свита связана с известнякой свитой постеленными переходными и сложенными конгломератами метаморфизованными алевролитами, алевропесчаниками, окотитизированными песчаниками, иногда мелкими песчаниками, слюдястыми сланцами, окотит-кварцевыми и кварц-окотитовыми сланцами с гранатом.

В районе большой залучины р. Сакукан около ур. Ани ("Большая нагель") вырывается стратотипический разрез аляскай свиты (снизу вверх):

1. Тонкое переслаивание (от 0,5 до 5-7 см) песчаников мелкозернистых, окотитизированных, олигомитовых и полимитовых, алевродевичных, алевролитов со слюдястыми сланцами - серцит-окотит-кварцевыми, окотит-серцитовыми, кварц-хлорит-окотит-серцитовыми и кварц-окотитовыми сланцами с гранатом 400-500 м
 2. Тонкое переслаивание алевролитов и алевропесчаников окотитизированных, серых и черных 480 "
 3. Алевролиты окотитизированные, черные 470 "
 4. Тонкое переслаивание алевролитов и алевропесчаников, тонкозернистых песчаников полимитовых, окотитизированных 350 "
- Маломощный пласт (0,5 м) мелистых песчаников отмечается в верхах свиты (междуречье Бол. Икабья - Сакукан).
- Состав аляскай свиты выдержан по всей площади, а ее мощность равна 1800-1900 м.

С р е д н я я п о д е р ж и

И н н р о с к а я с в и т а (Pt_1, n) развита в бассейнах рек Сакукан, Бол. Икабья, Читкаца. Она согласно перекрывает аляскай свиту и представляется метаморфизованными песчаниками олигомитовыми, известковистыми алевролитами с прослойками кварц-пигментных песчаников. Наиболее типичный разрез аляскай свиты наблюдается в бассейне р. Читкаца (снизу вверх):

1. Переслаивание (1-1,5 м) песчаников мелкозернистых, серых, буровато-серых и алевролитов массивных, темно-серых 16 м

2. Алевролиты массивные, серые 20 м
3. Переслаивание (1-1,5 м) песчаники мелкозернистые и алевролиты массивные, темно-серые 64 "
4. Песчаники крупнозернистые, буровато-серые и серые, массивные, часто неслоистые 40 "
5. Переслаивание (0,5-1,0 м) песчаники средне- и мелкозернистые 60 "
6. Переслаивание (0,5-1,5 м) песчаников мелкозернистых и алевролитов массивных, темно-серых 90 "
7. Песчаники серые, среднезернистые, массивные, прослой (0,3-0,4 м) алевролитов 30 "
8. Алевролиты темно-серые 10 "
9. Песчаники мелкозернистые, массивные, буровато-серые 10 "

Общая мощность 340 м.

Характерной особенностью аляскай свиты является наличие розеткообразных песчаников (слои толщиной до 1,0-1,5 м). В песчаных верхах части свиты нередко отмечается волнообразный разрыв в целом постоянный на всей площади ее развития, а мощность колеблется от 300 до 500 м.

Ч и т к а ц а с в и т а (Pt_1, n) широко развита в бассейнах рек Читкаца и Бол. Икабья. Она согласно залегает на аляскай свите, связана с ней постеленными переходными и представляется метаморфизованными песчаниками олигомитовыми и полимитовыми, иногда кварцитовыми, известковистыми и железистыми песчаниками, алевролитами, мелистыми песчаниками.

В нижней части читкацкой свиты отмечается нарядельно, редко коралловидные, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, но известковые и олигомитовые, иногда известковистые, песчаники со значимым рифом, который получен прослой и небольшие участки темно-серых алевролитов. Мощность этой части свиты 300-600 м.

Средняя часть свиты мощностью 370-600 м состоит из переслаивания серых, темно-серых, мелкозернистых, полимитовых, реже карбонатных и розовато-серых, кварцитовидных песчаников с хорошо выраженной слоистостью и со значимым рифом, который получен прослой темно-серых алевролитов. В верхах и основании горизонты мелистых песчаников.

Верхняя часть свиты сложена розоватыми, светло-серыми, мелкозернистыми, кварцитовидными и олигомитовыми песчаниками с подчиненными прослойками серых, известковистых и полимитовых песчаников и темно-серых алевролитов и железистых (магнезитовых)

песчанников. В верхах редкие невидимые пластины медистых песчанников. Слоистость пород отчетливая, отмечается многочисленными волновыми рядами и рядами теченки, редко - косая слоистость. Мощность верхней части свиты 180-350 м.

Мощность всей чукоткинской свиты изменяется от 850 до 1550 м. Минимальные мощности отмечаются на междуречье Бол. Икабды и Сакукана, а также в районе левого берега р. Чуканда. Мощность свиты закономерно возрастает к юго-востоку и северо-западу от указанных площадей.

А л е к с а н д р о в с к а я о в е т в а ($Pt_1^{a,b}$) развита на междуречье Чуканда - Бол. Икабды и Бол. Икабды - Сакукан. Она органоно перекрывает чукоткинский свиту и сложена тереславидскими метаморфизованными алевролитами, флинтами, песчаниками олигомитовыми и известковистыми, известняками, кварцитами, мелистыми песчаниками и алевролитами. Один из наиболее типичных разрезов Александровской свиты выклинивается в верховьях кп. Горки (левый приток р. Бол. Икабды) (снизу вверх):

1. Алевролиты массивные, темно-серые 42 м
2. Песчаники мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами 38 "
3. Алевролиты и мелкозернистые песчаники, зеленоватые-серые с примесками желухта 5,0 "
4. Песчаники карбонатные, мелкозернистые и алевролиты 4,0 "
5. Алевролиты известковистые 13,0 "
6. Песчаники серые, мелкозернистые 10,5 "
7. Переслаивающиеся алевролиты темно-серые и серые, мелкозернистые песчаники 8,0 "
8. Переслаивающиеся песчаники массивные, серые и песчаники известковистые, зеленоватые-серые 25,5 "
9. Переслаивающиеся алевролиты темно-серые и песчаники серые, мелкозернистые 6,0 "
10. Алевролиты серые, известковистые, массивные 20,0 "
11. Переслаивающиеся песчаники зеленоватые-серые, известковистые, известняки и алевролиты 20,0 "
12. Песчаники розовые, мелкозернистые 25,5 "
13. Песчаники серые, мелкозернистые 12,5 "
14. Песчаники кварцитоносные 6,0 "
15. Песчаники серые, известковистые 13,0 "
16. Песчаники серые, известковистые, переслаивающиеся с алевролитами 30,0 "

17. Переслаивающиеся песчаники серые, мелкозернистые, известковистые с доломитовыми известняками и алевролитами 18,0 м

Выше разрез Александровской свиты 20-40-метровый горизонт белых и розовато-белых кварцитов, иногда выклинивающийся в кварц-альбитовую породу. Мощность свиты по разрезу 327-347 м.

Маломощные (0,8-1,5 м), иногда достаточно протяженные (до 7 км) пластины медистых песчанников и алевролитов приурочены к низам свиты (50-70 м от основания) либо к ее верхам (45-60 м от кровли). Меденосные горизонты известны в бассейнах рек Бол. Икабды и Чуканда.

Типичным для песчанников и алевролитов Александровской свиты является обилие знаков ряби и трещин усадки. Состав пород и характер их чередования выдержаны на всей площади разветвленной свиты. Мощность свиты 160 м (междуречье Бол. Икабды - Сакукан) - 360 м (междуречье Бол. Икабды - Чуканда).

Б у т у н с к а я о в е т в а (Pt_1^{b}) согласно перекрывает александровскую свиту и развита на тех же площадях. В ее составе отмечаются метаморфизованные алевролиты и песчаники, часто известковистые, доломитизированные и метаморфизованные известняки, строматолитовые известняки и доломиты, конгломераты-брекчии.

Разрез свиты на водоразделе кп. Икар и Красногорского на междуречье Бол. Икабды - Сакукан следующий (снизу вверх):

1. Алевролиты глиново-серые, неслоистые, массивные, иногда известковистые и песчаники тонкозернистые с выклинивающимся гематитом 270 м
2. Нижний горизонт доломитов. Доломиты и доломитовые известняки светло-серые, на выветрелой поверхности красно-бурые или кремово-желтые с листовато-скульптурными остатками строматолитов 90 "
3. Брекчия с обломками алевролитов и доломитовых известняков, сцементированных алевролитами с гематитовой слюдой 50 "
4. Алевролиты глиново-серые, массивные, известковистые 220 "
5. Верхний горизонт доломитов. Доломиты и доломитовые известняки, выветрившиеся на известняк, но без строматолитов 150 "

6. Алевролиты и тонкозернистые песчаники, аналогичные нижеописанным 150 м

Общая мощность 930 м.

На юго-востоке площади распространены микропротерозойских толщ в бассейне р.Талыкан Е.М.Фальклинн (1963г) описан аномальный разрез бутуноской свиты, но с несколько другими мощностями.

Так, нижний горизонт алевролитов и тонкозернистых песчанников имеет здесь мощность 200 м; промежуточный с брекчией - 70 м, в верхний - 75 м. Нижний и верхний горизонты доломитов имеют мощность соответственно 190 и 115 м, причем в верхнем горизонте найдены остатки строматолитов. Общая мощность свиты здесь равна 650 м. Характерной особенностью бутуноской свиты является наличие двух горизонтов доломитов мощностью от 20 до 200 м, которые имеют важное значение для выявления несогласия и чередования между вышележащей сакукянской свитой и нижеописанными свитами удюкянской серии.

Как уже указывалось выше, в карбонатных породах бутуноской свиты сохранились остатки строматолитных построек. Образцы с хорошей сохранным обнаружены Ю.С.Перфильевым (1963г) и Е.М.Фальклинн (1963г) в бассейне кл.Бутуи и р.Талыкан. По определению И.К.Королик, эти постройки представляют триаги группы строматолитов: *Sporodontia bagginsicus* Korol., *Sporodontia frequens* Walcott, *Stratosporolithon*.

Мощность бутуноской свиты изменяется от 250 до 950 м, что связано, так же как и вышеописанные в некоторых местах Верхнего Горнозонта доломитов, скорее всего, с размытой частью бутуноской свиты, которая несогласно перекрывается сакукянской свитой.

Верхняя подсерия

С а к у к я н с к а я с в и т а. Породы этой свиты занимают площадь между речья Талыкан - Бол.Икадыя - Чаткандя. На территории дельты между речья Талыкан - Бол.Икадыя и водораздела дельты сакукянской свиты представлена первая, вторая и третья подсерии (из пяти подовит, известных в Колпоро-Удюкянской районе). Кроме того, выделены небольшие площади разветви пород, отнесенных к неразличимой сакукянской свите.

Первая подсерия (P₁, K₁) сакукянской свиты сложена метаморфизованными песчаниками олигоценными и подмиктовыми, частью известковыми, железистыми песчаниками. Отмечаются прослоки

алевролитов, аргиллитов, мелистых песчаников, грубозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов, конгломерато-брекчией. Сакукянская свита с размытом, в местах с угловым несогласием налегает на нижеописанные свиты удюкянской серии. Так, в бассейне р.Сред.Талыкан, в районе высоты 2009,4 м и в 2 км к юго-востоку от высоты 2096,6 м, породы сакукянской свиты налегают на разветву и поверхность верхнего горизонта доломитов бутуноской свиты. На поверхности доломитов отмечаются многочисленные "кайманы", выполненные осадочной брекчией, состоящей из осколков доломитов, розовых песчаников (типичных для чаткандянской свиты) и алевролитов, сложенных адуванских песчано-карибонатных цементом. Далее следует переделанные гравелиты, иногда содержащие осколки фиделитовых аргиллитов, с песчаниками и конгломератами сакукянской свиты налегает на ледовато-серые известкоистые алевролиты более верхних частей бутуноской свиты; затем (в верховьях р.Сред.Талыкан) породы сакукянской свиты налегают на известкоистые алевролиты, занимающие промежуточное положение в разрезе бутуноской свиты между верхним и нижним горизонтами доломитов. В основании сакукянской свиты по правобережью верхнего течения р.Сред.Талыкан отмечаются гравелиты и мелкозернистые конгломераты с осколками бутуноских доломитов и с галькой розовых кварцевидных песчаников, встречающихся в чаткандянской свите. К юго-востоку от описанного контакта, на водоразделе р.Сред.Талыкан и Чаткандя, в районе высоты 2002,9 м, доломиты р.Сред.Талыкан и Чаткандя, в районе высоты 2002,9 м, сакукянская свита несогласно налегает на бутуноскую, алеврандровскую и чаткандяскую, породы которых падают на юго-запад (210-215°) под углом 60-80°, а породы сакукянской свиты - на северо-запад (280-320°) под углом 50-30°. Удуболенка, "кайманы" и западные районы поверхности выполняют конгломерато-брекчия, выше которых облегует 5-10-метровый горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов с галькой и гравелем подстилающих пород: розовых кварцевидных песчаников, черных алевролитов, иногда карбонатных песчаников, темно-серых и черных алевролитов и фиделитов аргиллитов.

В верховьях р.Талыкан и в долинах левых притоков р.Талыкан песчаники и алевролиты сакукянской свиты с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании залегают с разрыв угловым несогласием, почти горизонтально или слабо наклонно (5-10°) на доломиты и гравелиты осадочных карбонатных алевролитов бутуноской свиты, которые имеют широкое простирание и крутые углы падения (до 70-80°); они интенсивно катаклазмированы, мелкоизмельчены,

вплотняющиеся и окварцованы. Местами развиты брекчия и конгломерато-брекчия с карбонатным цементом. Породы сакукянской свиты не несут каких-либо существенных изменений, связанных с разломом, и характерных для дислоцированных образований ниже лежащей бутунской свиты. К северо-западу от верховьев р. Талаякан, на водоразделе Талаякан - Горки сакукянская свита с угловыми несогласием залегает на бутунской свите. Здесь доломиты бутунской свиты образуют синклиналидную складку с азимутом падения пород 0-20°, углом 50° на юго-восточном фланге, и азимутом падения -100°, углом 45° на северном фланге ступенчатая. Песчанники сакукянской свиты с травертинами и мелкогалечными конгломератами в основании, несогласно перекрытые доломиты бутунской свиты, имеют азимут падения 160°, угол 45°. К северу на водоразделе также отчетливо наблюдается угловое несогласие между указанными свитами (аз. падения гор. род сакукянской свиты - 0-20°, угол 30-30° и 50-40°, угол 20°; аз. падения пород бутунской свиты непосредственно у линии контакта 110°, угол 45°) и песчанников сакукянской свиты (падения на север - 0-20°, угол - 20-30°) хорошо видны в стенке кара, образованной в сторону р. Камуствак. В верховьях р. Страт, Талаякан и кл. Бутун в непосредственном контакте сакукянской и бутунской свит углового несогласия не наблюдается, хотя следы явного разрыва имеются.

Типичный разрез базальтного горизонта нижней подосвиты сакукянской свиты, залегающего на карбонатных алевролитах бутунской свиты в верховьях кл. Бутун, следующий (снизу вверх):

1. Конгломерато-брекчия: обломки доломитов, песчанников, алевролитов в песчано-кварцоватном цементе	10,0 м
2. Песчанники массивные, карбонатные	12,0 "
3. Травертины и мелкогалечные конгломераты с мелкой плохо окатанной галькой (до 1,5 см) доломитов и алевролитов	5,0 "
4. Песчанники мелкозернистые, массивные	1,0 "
5. Песчанники среднезернистые с прослойками травертин	1,0 "
6. Травертины с обломками алевролитов	1,0 "
7. Переделывание травертин, средне- и мелкозернистых песчанников	5,0 "

Общая мощность 35,0 м.
Мощность базальтного горизонта для различных частей района колеблется от 35 до 5 м.

Выше базальтного горизонта залегает пачка переделывающихся песчанников полимиктовых, серых, мелкозернистых и темных, почти черных алевролитов. Мощность этой пачки колеблется от 450 до 300 м. Далее следует пачка полимиктовых и олигомиктовых песчанников, розовато-серых, мелкозернистых, иногда известковистых, с тонкими прослойками магнетита. Ее мощность достигает 150 м. Залегает разрез первой подосвиты сакукянской свиты 800-метровая пачка, сложенная олигомиктовыми и полимиктовыми песчанниками, розовато-серыми, иногда слабоизвестковистыми, с редкими прослойками темно-серых алевролитов. На левобережье верховьев р. Амударья (крайний юго-запад района) в составе первой подосвиты отмечается мелкозернистый, быстро выклинивающийся горизонт медистых песчанников. Мощность первой подосвиты сакукянской свиты 1150-1300 м.

Вторая подосвита (Рт₁, № 2). В составе этой подосвиты выделяется метаморфизованные песчанники, олигомиктовые и полимиктовые, железистые песчанники, алевролиты. Песчанники имеют серую и розовато-серую окраску; в основном мелкозернистые. Второй подосвита сакукянской свиты характеризуется наличием железистых (магнетит- и маргитсодержащих песчанников). Очень тонкие итервальные прослойки магнетита и маргита иногда достигают I см мощности. В верхах подосвиты и ее основания отмечаются коассоциативные песчанники, в средней части выделяется 350-метровая пачка песчанников с прослойками темно-серых алевролитов. Мощность второй подосвиты сакукянской свиты равна 700-1200 м.

Третья подосвита (Рт₁, № 3) сложена метаморфизованными песчанниками, олигомиктовыми и полимиктовыми, кварцитоидными и известковистыми, песчанниками железистыми (маргит- и магнетитсодержащими) и песчанниками с редкой галькой, отмечаются линзы и прослойки алевролитов. Песчанники этой подосвиты отличаются серым цветом, средне- и крупнозернистым строением, повсеместным разветвлением магнетит- и маргитсодержащих разностей (прослойки до 2-3 см), часто косою слоистостью. В основании подосвиты залегает маркирующийся горизонт песчанников с очень редкой, хорошо окатанной галькой (до 5 см), чуждый данному району флюидогенных отложений, яши, кварцитов, кварца и гранитоидов. Этот горизонт имеет мощность около 80-100 м и прослежен на всем протяжении основания третьей подосвиты. В верхах подосвиты отмечаются 150-200-метровая пачка песчанников, содержащих линзы и прослойки черных алевролитов. Мощность третьей подосвиты сакукянской свиты равна 1500-1600 м.

С а к у к а н с к а я с в и т а н е р а з о ч д е -
 н а н а н (Рт₁ $\frac{1}{2}$). В массивах раннепротерозойских гранит-
 толов чукско-коларского комплекса, расположенных среди архейских
 метаморфических образований в бассейне рек Иабыркан и Хани, от-
 мечается большое количество конглоатов метаморфизованных пород
 удюканской серии. Наиболее крупные из них представляют собой, ве-
 роятно, провалы кровли и сложенные метаморфизованными серыми, сред-
 не- и мелкозернистыми, кварцитовидными, иногда железистыми пес-
 чаниками, сходными с песчаниками второй и третьей подгруппы саку-
 канской свиты. Учитывая это сходство, указанные песчаники отне-
 сены условно к сакуканской свите. Плотный выхоллов нерасчлененной
 сакуканской свиты расположен за пределами современного тундра
 прогиба, выполненного породами удюканской серии, поэтому можно
 предположить более широкое развитие сакуканской свиты в прошлом
 и ее трансгрессивное выделение не только на более древние свиты
 удюканской серии, но и на архейские образования.

Наивысший метаморфизм в удюканской серии претерпели осадоч-
 ные породы кварцевой свиты, преобразованные в равнооситовые сланцы,
 для которых характерны следующие основные парагенетические мине-
 ральные ассоциации: биотит + кварц + (альбит-олигоклаз); биотит + мусковит + кварц + (альбит-олигоклаз); биотит + мусковит + гранат + кварц + (альбит-олигоклаз); биотит + гранат + мусковит + кварц + (альбит-олигоклаз); биотит + гранат + слюда + кварц + (альбит-олигоклаз). Метаморфизм первой группы пород соответствует высокотемпературным субфациям зелено-сланцевой фации, а второй - элиот-эмфидолитовой фации метаморфизма. Степень метаморфизма пород удюканской серии постепенно затухает к верхам разреза, где породы метаморфизованы в низших ступенях зеленосланцевой фации. Таким образом, метаморфизм пород удюканской серии в целом значительно ниже, чем архейской чарской серии, и связан как с региональными процессами (глубина, давность, температура), так и с контактово-метасоматическими воздействиями раннепротерозойских гранито-гнейсов кварцевой свиты на породы основания удюканской серии.

Нижепротерозойский возраст удюканской серии доказывается тем, что она со структурнофациальными перепадами залегает на архейских кристаллических образованиях, отличаясь от них меньшим метаморфизмом. По отношению к структурам архей структуры нижнего протерозоя характеризуются иными планами и стилями складчатости. К тому же от границ района, по кл. Угольному, сельская свита верхнего протерозоя с различным и угловым несоответствием перегибает сакуканскую свиту, что и определяет верхний возрастную границу удюканской свиты на хр. Удокан (Федоровский, 1963Ф). Нижепротерозойский

возраст удюканской свиты подтверждается данными радиологического определения возраста, которые сведены в табл. 2.

Таблица 2

№ п/п	Характеристика образца и место взятия	Метод определения	Возраст, млн. лет
1	Биотит из слюдяных сланцев кварцевой свиты, Вержовья р. Вол. Иабыркан	Калие-аргоновый	1940 В.М. Комарова, ВАТ
2	То же, Междуручье Хани - Саку	"	1866 В.М. Комарова, ВАТ
3	Браннерит из песчаников	Свинцовый	1950 И.В. Мещин, МГУ

Цифры радиологического возраста отвечают, вероятно, не времени sedimentации пород удюканской свиты, а их метаморфизму, связанному с раннепротерозойской гранитизацией и частично с недавним раннепротерозойским гранитоидов чукско-коларского комплекса. Эти процессы охватывают интервал времени от 2330 до 2000 млн. лет (данные определения возраста раннепротерозойских интрузий приведены ниже).

В Е Р Х Н И Й П Р О Т Е Р О З О Й

П а т о м о к а я с е р и я

Средняя подсерия

С е н ь с к а я с в и т а (Рт₃ $\frac{1}{2}$). Верхнепротерозойские образования сельской свиты занимают незначительные площади в верховьях Р. Амудыя (крайней юго-запад района), где залегают в двух небольших несогласованных тектонических блоках. Они представляют серые, мелко-серые доломиты, иногда с прослоями и включениями известняков; кварцевиты, аркозовые и полужелезные песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты. В 300-400 метрах к западу от границ района сельская свита с различным залегает на выветрелой поверхности раннепротерозойских гранитов чукско-колар-

ского комплекса. Нижняя часть сеньской свиты с кварцевыми конгломератами и гравелинами в основании представляется переслаиванием буроватых, серых и зеленовато-серых, часто коколоскопных песчаников и зеленовато-серых алевролитов. Мощность 37 м. Верхняя часть разреза существенно карбонатная и ее мощность - 52 м. Базальная мощность сеньской свиты 89 м. Часть доломитов сеньской свиты содержит остатки водорослей (катаграфиды), которые определены И.К.Кородем как *Vesiculolites flexuosus Reite*. По составу и характеру разреза описанные отложения сопоставляются с сеньской свитой, распространяющейся в бассейне среднего течения р.Цары (Перфильев, 1963б). Эта свита относится к верхнему протерозою и для нее характерны те же формы катаграфиды, которые, по данным Э.А.Курьяновой (1963б), типичны для среднего комплекса рифей (Верхнего протерозоя). Непосредственно ниже терригорды лежит 0-30-XXX сеньская свита с размытым перекрывается в южской и пестроцветной свиты нижнего кембрия (Федоровской, 1963б).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения занимают около 20% площади района. Среди них выделяются среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные отложения.

Среднечетвертичные отложения (Q_{1т})

Описываемые отложения представлены ледниковыми валунными суплинками и супесками и водно-ледниковыми валунными, галечными, песчаными и гравелистыми и слагают обширную площадь моренного покрова в бассейне рек Зюратыр, Олондо, Разлики Средне-четвертичной морены сохранились в верховьях рек Иччилик, Камында, Атугай, Казакан и в других широких тропях рек Читканда, Амулка и Талыкан. Ледниковые валунные суплики состоят из валунов (2-5 см, редко до 50 см) и мелкой щебенки, количество которых непостоянно (2-22%). Окатанность мелкообломочного метабазита слабей (коэффициент окатанности 26, реже 30). В составе обломков преобладают местные породы. Количество гравия и песка в валунистых морены невелико (3-7, редко 15.). Белесо-серый мелкосветлый флювиальный флювиальный мелкосветлый песок, алевроитов, илов и глини, составляет подавляющую часть валунитов морены (80-90%). Предполагается мощность морены 30-50 м.

Среднечетвертичные водно-ледниковые образования представлены нерасчлененной массой различно окатанных (коэффициент 30-45) мелких валунов, гальки, гравия, на долге которых присутствуют 40-50% объема породы и валунитов, состоящего из крупнозернистого и мелкозернистого песка и илов. Предполагается мощность их достигает 20-30 м.

Описанные ледниковые и водно-ледниковые отложения местами залегают на доломитовой поверхности выравнивания и перекрываются озерными супесками и песками, а также альвиальными песчаными, галечными отложениями нижней части верхнечетвертичных отложений, содержащими пыльную растительности казанцевского межледниковья (междуречье Мурулин - Куруп - Бурх, бассейн р.Зюратыр). Кроме этого, в бассейнах рек Мурулин, Олондо, Камында и других местах они перекрываются верхнечетвертичными ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, чем определяется их среднечетвертичный возраст.

Верхнечетвертичные отложения

Нижняя часть (Q_{1т1})

Верхнечетвертичные отложения нижней части представлены альвиальными валунными, галечными, гравелистыми, песчаными, супесками, а также озерными песками, супесками, глинами и торфяниками. Озерные отложения выполняют небольшие овально-угловатые, реже изометричные ямки, вложенные в среднечетвертичные ледниковые и водно-ледниковые отложения по правобережью р.Мурулин, на водоразделе Мурулин - Куруп - Бурх, в бассейнах рек Зюратыр, Алдыкент, Олондо и Камында. Различаются две фации озерных отложений: фация проточной части, представленная мелкозернистыми песками, и фация застойного бассейна, сложенная супесками, глинами, суплинками, потребными почвами и торфяниками. Опорный разрез песков проточной части озерного бассейна выкрывается на правобережье р.Мурулин в районе надели. Здесь, на среднечетвертичной морене залегают (снизу вверх):

1. Песок серый и темно-серый, мелкозернистый, со слоистиками (1-3 м) среднечетвертичного 1,37 м.
2. Песок тонкозернистый со слоистиками крупнозернистого 0,66 "
3. Песок мелкозернистый, глинистый 0,28 "

4. Песок мелкозернистый со слюйками круп-

нозернистого 0,22 м

5. Песок токо- и мелкозернистый 0,47 "

6. Почва, супеси глинистые 0,32 "

В бортовых песках притоков р. Мурури встречаются фрагменты антропогенного разреза мощностью 0,3-1,0 м. Озерные пески погребены за возраста (что свидетельствует о наличии двух горизонтов в нижней части верхнечетвертичных отложений) и содержат пылеву взвесных (от 85 до 108 зерен), сосны (от 31 до 46 зерен) и березы (2 зерна). Отложения vzdольной части озерного бассейна мощностью до 2 м вскрыты на правобережье р. Мурури в 1,5 км ниже наледь и на междуручье Мурури - Кокорин. Суглинки и супеси, слагающие 0,5-метровые олож озерных террас, разлагаются, глинками образуют, но изменены цвета: желто-бурого, палево-серого, темно-серого. Отмечаются также погребенные почвы с бурыми глинами, торфяники. Супеси и торфяники содержат (в %) пылеву: березы - 55, ольхи - 41, сосны - 4, лвы - 1; на доль мхов прижолотся 15% от общего количества спор и пылин.

Антропогенные образования, составляющие верхний горизонт нижней части верхнечетвертичных отложений, представляются узкой полосой вдоль долины р. Кокорин и занимают небольшие площади на правобережье р. Мурури и в устье р. Зотья, представляя как отдельные четвертичные морены, так и частично озерные отложения. Наиболее полный разрез антропогенных отложений вскрыт в террасовидном уступе в устьевой части р. Кокорин (см. рис. 1):

1. Песок коссоложский, мелкозернистый, с гравием 3 м
2. Песок мелкозернистый, серый, с глинками 0,25 "
3. Чередушка глина и песок 0,15 "
4. Песок разнозернистый, светло-серый 0,38 "
5. Валунно-галеично-песчаные отложения

(коэффициент окатанности гальки до 50) 8,0 "

Антропогенные отложения, как и озерные пески и супеси, перекрыты тугоосрожденными суглинками, содержащими (в %): пылеву сосны - 73-80, березы - 10-11, ольхи - 5-8 и лвы - 4. В бортовых р. Мурури озерные и антропогенные образования междунаковья перекрыты мореной и водно-ледниковыми отложениями гомогенного верхнечетвертичного оледенения, что и определяет их верхний возрастную границу.

Верхняя часть (q₁₁₁')

Названные отложения представлены ледниковыми валунными сугленими и суглинками и водно-ледниковыми валунными, галеичными, глинами и песками. Ледниковые верхнечетвертичные отложения выполнят днаде многочисленных проловых долины торно-леднико-го оледенения, которые располагаются в пределах торного массива северо-восточных отрогов хр. Удокан, а также в бассейнах рек Зотьяхир, Олондо, Курган-Юрик, Тарн-Юрик, Токко, Звонский. Кроме того, ледниковые отложения слагают обширные поля конечных морен в депрессионных частях района: оз. Питканиа, бассейн рек Мурури, Зотьяхир, Тарн-Юрик. Верхнечетвертичная морена сложена, в основном, белесо-серыми, пылеватыми валунными суглинками; валуны (15-20 см - 1,0 м) составляют от 18 до 40% объема породы. Окатанность слабая (коэффициент окатанности 25-28%). Гравий и песок в заполнителе морены составляют 10-30% объема. Мелкозем, глинками образом ледниковый ил - от 30 до 70%. Максимальная мощность ледниковых образований в конечных моренах достигает предположительно 50-70 м.

Водно-ледниковые верхнечетвертичные отложения располагаются по периферии конечных морен в бассейнах рек Мурури, Тарн-Юрик, Токко, слагают значительные поля площади около 10 км². В их составе преобладают разнозернистые пески (до 45%) и слабо сортированный гравийно-галеичный материал (18-72%). На доль мелкоземная составляющая от 3 до 28% объема породы. Окатанность гравия и гальки 30-40%. Водно-ледниковые образования у края заповрового поля образуют сложность, вырванной чередованием слоев песка разной зернистости. Видимая мощность водно-ледниковых отложений не превышает 10 м. Верхнечетвертичный возраст описанных отложений определяется как нагляднее на среднечетвертичную морену, а также на озерные и антропогенные образования ранневерхнечетвертичного возраста (казанцевское межледниковье).

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я

Современные отложения занимают незначительные площади. Среди них выделены современные антропогенные отложения верхней части и современные несортированные ледовально-проливальные отложения.

Верхняя часть (Q_{IV}^2)

Современные выходы отложения верхней части представляются русловым и поймаемым аллювием всех рек района - валунистыми, галечными, песчаными, супесными и суглинками. Мощность руслового аллювия 2-4 м. Поймаемые отложения слагают низкие (до 2 м) пойменные террасы таких рек как Эбгах, Эбгадир, Муруди, Курунп-Брах. Помимо галечников, валунов, травя и песка, в составе верхней части поймаемого аллювия отмечаются супеси, илистые суглинки, перекрытые тонким (0,2 м) торфяником.

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

К современным отложениям отнесены делювиально-пролювиальные шестисто-глибовые образования, которые располагаются сравнительно широкой (до 1 км) полосой вдоль подложки тектонических уступов. Мощность этих отложений достигает 30-40 м. Нижний возрастной предел делювиально-пролювиальных шестисто-глибовых образований определяется их выделением на верхнечетвертичные делювиальные и водо-ледниковые отложения. Формирование описанных образований продолжается и в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы подразделяются на архейские, раннепротерозойские, позднепротерозойские (?) и палеозойские.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВЫ

Архейские интрузивные породы представлены гиперотеноним и роговообманковыми гранитами ($г^2 А$), которые обнажаются в бассейне р. До-Кюэль (площадь выхода более 4 км²), на водоразделе До-Кюэль - Калкан (15 км²) и в бассейне р. Эбгах (площадь выхода около 5 км²).

Архейские граниты располагались среди гнейсов даваканской, ямангурской и камаканской свит архей и выкливаются с ними согласно контактам и постепенные переходы, осуществляемые через сравнительно неширокие (до 500 м) зоны развитых солончатых известняков.

Гиперотеноним и роговообманковые граниты - бурые, средне- и реже крупнозернистые породы, состоящие (в %) из железного полевого шпата (микроклин-перлита, реже реликтовых микроклина и ортоклаза) - 30-40, плагиоклаза (андезин-алгоклаза и 28-32) - 26-43, кварца - 20-42, гипертена (показатель преломления по $n_{D1728-1,730}$ - железистость 47-50%) - до 3, дикальцита ($27-40$) - до 3, роговой обманки (показатель преломления по n_D более 1,700 - железистость более 55%) - до 7, биотита - до 3,9, акцессорных минералов (ангидрита, широна, орта, сфена, магнетита) - до 1%. В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов среди архейских гранитов выделяются двупородные-роговообманковые и пироксен-роговообманковые граниты, а также граниты, отвечающие по составу граносиенитам. Текстура массивная, у контактов гнейсовидная. Структура гранитная, гнейсовидная, у контактов микрогнейсовая, миктектоничная.

Наличие в гранитоидах двух разновидей калиевого полевого шпата (ортоклаза и микроклина), высокотемпературной роговой обманки (железистость более 55%), а также отсутствия реликтовой каймы в гипертене и дикальце, выделенных в крупных выделениях микроклина, свидетельствует о их формировании в условиях гранулитовой фазы метаморфизма. Архейский возраст описанных гранитов определяется их тесной пространственной связью с архейскими гнейсами.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВЫ

Т е п р а к а н с к и й к о м п л е к с

О р т о в а м ф и б о л и т н (НР₁¹ / n) и м е т а г л и н е р о б а з и т н (ЛР₁¹ / n). Ортоамфиболиты выкливаются на поверхность в долине рек Олюдо и Тарын-Брах (суммарная площадь около 120 км²). Небольшие тела ортоамфиболитов отмечаются в верховьях рек Кокорун, Токко, в бассейнах Отчелак и южнее оз. Чатканда. В бассейне р. Ко-корун ортоамфиболиты прорывают гнейсы камаканской свиты архей без типичных контактных воздействий. Во всех остальных случаях ортоамфиболиты локализуются среди слюдистых сланцев и металецеваников индийской свиты нижнего протерозоя, где они образуют крупноплашные (60-80°) линейно-вытянутые тела мощностью от 5-10 м до 2-3 км, простроающиеся обычно согласно вмещающим породам вдоль контроллируемых их распространением разломов; секущие контакты ортоамфиболитов отмечаются редко.

Ортоамфиболиты - это темно-зеленые, иногда почти черные массивные, крупно-, средне- и мелкозернистые породы, переходящие

в крупных частях в расщепляющиеся, пологие, часто тонко-плитчатые амфиболиты с ориентированным расположением тонкоплатчатого амфибола. В зонах разломов ортоамфиболиты превращаются в хлоритовые сланцы. Контакты с вмещающими породами четкие и резкие.

Ортоамфиболиты состоят из амфибола (с: $\text{Mg} = 5-12\%$, показана-тель преобразования по $\text{Mg} = 1,644-1,670$) - 60-95%, плагиоклаза до 30% и кварца - 5-10%, реже присутствуют кальцит, биотит, эпидот, миттетит, иногда гранат (до 10%). Текстуры массивные, сланцеватые, иногда пятнистые, структура гранобластные, гетеробластные, нематобластные, иногда псевдоморфные. В этом случае наблюдаются крупные, одновременно увесившие зерна минералов группы эпидота, кварца которого как бы просвечивает реликтовый сетчатая структура, характерная для оливина. Совместно с эпидотом развивается кальцит. В крупных выделенных амфибола часто отмечаются пойкилопловые вросстки плагиоклаза.

Металлперовскит встречается в ксенолитах в массиве палеозойских сменит-диоритов (верховья Хани, площадь выхода 1 км²) и нефелиновых сменитов (верховья правого безымянного притока р. Саку, площадь выхода 50х350 м). Ксенолит в верховьях р. Хани имеет экзотрихную форму и сложен в центральной части пироксенитам, ближе к периферии оливиновым табором, а на контакте с сменит-диоритами амфиболитовыми и биотитизированными габбро. Другой ксенолит сложен пироксенитам, подвергшимся сильному контажно-метасоматическому воздействию и частично преобразованными в шонкитовые породы. Отмечается также окситизация, кальцитизация, сменяющаяся на контактах мощной зоной фенитов с реликтами окситизированного пироксенита.

Металлперовскит - зеленовато-серые, средне- и крупнозернистые породы, состоящие (в %) из моноклинного пироксена (ангит и ферроангит - $2\text{V} = \text{от } 53-56$ до $65-70^\circ$, с: $\text{Mg} = \text{от } 40-42^\circ$ до 60°) - 45-75, плагиоклаза (набор $\text{K} \text{ и } 58-65$) - до 40, оливина - до 10, амфибола - до 5-10, биотита - до 5, апатита - до 8. Вторичные процессы проявляются в сосуществовании плагиоклаза, развитых амфибола - до 35, биотита - до 15, серпентина, лейкоксена, минералов эпидот-диазитовой группы, а также микроклина (до 10). Текстуры пород массивные, пятнистые, структура панцикоморфозернистые, дислопационные в микроклинизированных зонах и гетерозернистые на контактах.

Возраст ортоамфиболитов определяется тем, что они прорывают песчанники и сланцы икабильской свиты нижнего протерозоя и, в свою очередь, прорываются и магнетитизуются (с образованием алмагитов) раннепротерозойскими гранитоидами кувандицкого комплекса (вер-

ховья р. Олди). Радиометрическое определение возраста окситизированного амфиболита в палеозойской интрузии в верховьях р. Саку (калий-аргоновый метод, В.М. Комарова, ВЛТ) равен 2070 млн. лет. Учитывая, что анализированная порода подверглась контактовому воздействию со стороны палеозойской интрузии, ее возраст может быть более древним.

Кувандицкий комплекс

Иваза - гранито-гнейсы, анатектонические гнейсы, граниты ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$), гранитизированные породы ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$). Гранито-гнейсы и анатектонические гнейсовидные граниты занимают около 5% площади листа, образуя в одних случаях субмеридионально вытянутые массивы (северная и северо-западная части района), в других глыбы изогнутые, овальные гранито-гнейсовые купола и синклинальные структуры (чаши) в верховьях рек Хани и Икабилькана, Ю-Юкэи и Калакана. Подверженные большому трансформированию и гнейсовидных гранитов развивается по архейскому субстрату. Внутри этих массивов отмечаются многочисленные реликты и гены миттиты архейских пород, сохранившиеся ориентировку, согласную с вмещающими архейскими толщами. Контакты гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов с архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами, как правило, постепенные, осуществляемые через широкую зону разнообразных миттитов. По амфиболовым кристаллическим сланцам архей, а также по раннепротерозойским ортоамфиболитам обычно развивается сеть многочисленных секущих инъекций (алмагиты) гнейсовидных гранитов. Контакты гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов с раннепротерозойской толщей Икабильской свиты, хотя в основном и тектонические (верховья рек Хани, Икабилькан, Чаткалца), однако элементы гнейсовидности в гранитах, обусловленные ориентированным расположением биотита и линзовидных осослоевидных кварца и полевого шпата, здесь все же согласны с простиранием и падением базальных слоев икабильской свиты.

Гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты - лейкократовые средне- и мелкозернистые, светло-серые, розовато-серые породы. Порообразующие минералы представлены (в %) плагиоклазом (олитоклаз и 15-25, реже андезин и 34-35) - 35-60, микроклином - 5-15, кварцем - 30-35, биотитом (с пока выделен преобразованием $\text{Mg} = \text{от } 1,630$ до $1,654$, что отвечает железистости 35-45%) - до 3, акцессорными

минералами (офен, апатит, ортит, ширкон, монацит, рутил) - до 3. Характерно, что состав андезита и биотита идентичен с составом этих же минералов во вмещающих архейских гнейсах. Текстуры гнейсовидные, структуры гранобластные, гетеробластные, гетерогранныбластные, реже гранитные, участками петлеватые.

Транзитивные породы темнеющим образом пространствовано и генетически связаны с гранито-гнейсами и анатектичными гранитами. Они повсеместно встречаются внутри полей гранито-гнейсов на их контактах, в зонах мигматитов и, кроме того, образуют самостоятельное поле, обрамляющее выход пород кябейской свиты в центральной и юго-восточной частях района. Отличие транзитивных пород от гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов заключается в насыщенности их темнопигментными минералами (амфиболом и биотитом - 15-20%), присутствии вмещающим архейским породам, в наличии многочисленных темных мигматитов, а также оксидитов как архейских гнейсов, так и нижепротерозойских пород базальнотого горизонта кябейской свиты (бассейн р. Хана, верховья р. Икюбькан). Правда, в большинстве случаев контакты транзитивных пород с образующими кябейской свиты чешки, солдские, что, вероятно всего, связано с акриллившим воздействием сланцев новейших удоканской серии на фронт транзитивации, которая развядась в основном по архейскому субстрату. Процесс гранитизации, вероятно, сопровождался структурной перестройкой архейского субстрата, чем и можно объяснить наличие солдские соотношения между контактово-метаморфизованными породами основными кябейской свиты и транзитивными породами архей.

П ф а з а - м е т а с о м а т и ч е с к и е о ч к о в н ы е г н е й с о в ы д н ы е и м а с с и в н ы е г р а н и т ы и г р а н о к е н и т ы (Г₂Р₁К_п). Эти гранитоиды развиты в восточной части района, где они слагают средние архейские образований субмеридиональный массив протяженностью около 62 км, шириной от 3 км на ште до 13 км в центральной части и 8-5 км на северном фланге. Линейно-вытянутая форма массива обусловлена его пророченностью к мощной зоне катаклизма и микротектоникой. Рельефы катаклизмов и микротектоник отмечаются в теле массива и фиксируются вдоль его контактов. На северо-востоке района массив по тектоническим контактам соприкасается с породами кябейской свиты нижнего протерозоя. Менее значительные по масштабу выходы метасоматических очковых гнейсовидных гранитов отмечаются вдоль тектонического контакта архей с породами удоканской серии, в бассейне р. Чатканда, в центральной и северо-западной час-

тах района. Метасоматические граниты не проникают в толщу удоканской серии; они метаморфизируют ее основание, что выражается в микроклинизации кварцитов, мраморов и слюдистых сланцев основными кябейской свиты.

Наиболее полно метасоматические гранитоиды II фазы хуантинского комплекса изучены в восточной части района. Массив их включает здесь зональное строение. Центральные части массива сложены крупнозернистыми массивными розовыми гранитами и граносенитовыми биотитовыми и амфиболо-биотитовыми, содержащими 3-5% темнопигментных минералов. Слегучшая, ближе к периферии, зона характеризуется преобладанием розовых порфиробластических гранитов и транзитивных с характерной очково-полосчатой текстурой, обусловленной преобладанием очковых выделений розовых и серых полевых шпатов, между которыми располагаются преимущественно мелко- и обособленные темнопигментных минералов (до 10% объема породы). Ширина этой зоны, облегающей центральную часть массива, изменяется от 1 до 4-5 км. Третья зона - зона эфдоконтакта сложена очковыми гнейсовидными гранитами и граносенитовыми, отличающимися наличием порфиробласт розовых полевых шпатов, обтекаемых ветвящим темнопигментных минералов (биотит и амфиболо), которые слагают до 15-20% породы. Контакты массива с вмещающими гнейсами архей характеризуются постепенным переходом от очковых гнейсовидных гранитов до очковых гнейсов на сравнительно коротком (20-100 м) отрезке. Контакты очковых гранитоидов второй фазы с гнейсовидными гранитами первой фазы менее четкие (бассейн р. Чатканда) и характеризуются широкими зонами перехода: в гранито-гнейсах понылаются мелкие включения микроклина, а они постепенно сменяются крупнопочковыми гнейсовидными гранитами. Широкая зона микроклинизации с отдельными телами метасоматических очковых гранитоидов фиксируется вдоль меридиональных разломов в бассейне рек Куунг-Фрак, Эртах и Эртакляра.

Метасоматические гнейсовидные очковые и массивные гранитоиды состоят (в %) из микроклина - 30-65, плагиоклаза - 10-30, кварца - 10-25, биотита и амфибола - 3-20, акцессорных минералов (офен, лейкоксен, монацит, ортит, ширкон, поликрас, зксенит, мигматит, ильменит, фидерит, апатит) - до 1. Текстуры гнейсовидные, такситовые и массивные, структура бласогранитные, гетеробластные, гранобластные, порфиробластные с участками монотиповой. Намечается следующая закономерность образования основных породобразующих минералов. Повсеместно в эфдоконтактах, в фельдшпатизированных очковых гнейсах, развиты крупные коенобла-

основные выделения альбита, который включает реликтовые минералы субстрата. По мере увеличения степени фельдшпатизации, то есть в сторону массива, наблюдается микроклинизация пород, выраженной в развитии псевдоэпидеритов, замещения пидроклитов по периферии микроклина и в появлении линзовидных агрегатов микроклина. Крупные порфиробласты позднего грубообъемчатого микроклина, найденные на первично метасоматически измененные (альбитизированные) меньшие породы, резко преобладают в зоне непосредственного контакта массива с очками гнейсами. В зоне эндоконтакта грубообъемчатые коенобласты и реже идиобласты зерна (до 1 мм) позднего микроклина, ассоциируемые с поздним же альбитом (№ 5-8), содержат многочисленные реликты замещенных агрегатов раннего плагиоклаза (олгоклаз № 20-27), тонкообъемчатого микроклина, биотита, амфибола и кварца. Ближе к ядру массива роль позднего микроклина в составе пород возрастает (до 65%) за счет уменьшения количества плагиоклаза, кварца и темнопетельных минералов. Все они слагают интрузивы между порфиробластами микроклина, который иногда образует каемой более позднего альбита, а также содержит его в порфиритах замещения. Совместно с альбитизацией происходит и окварцевание; агрегаты кварца размером до 3,5 мм секут все минералы.

Химический состав пород ряда: а) биотитовый гнейс, б) очковый гнейсовидный амфибол-олигоновый гранит зоны эндоконтакта, в) очково-пеллосчатый, гнейсовидный гранит, г) массивный метасоматический щелочной гранит центральной части массива приведен в табл. 3.

При формировании метасоматических транзитионов происходила примерно щелочай (главным образом калия) и вынос магния. В эндоконтактных зонах отмечается увеличение содержания железа, кальция и алюминия, возможно, за счет их выноса из центральных частей зоны метасоматоза. Незначительный прирост натрия связан с центральными частями зон метасоматоза. Возможно, что микроклинизация раннего плагиоклаза и альбитизация микроклина привели к выводу из раствора таких элементов примесей, входивших в кристаллические решетки полейк шпатов, как цирконий, титрий, ванадий, ниобий, тантан и бериллий. Это подтверждается наличием таких ассоциаций как олигит и ширкон (в протоколках до 140 г/т), а также монашита, поликруза и эвкселита. По своей геохимической характеристике (данные спектрального анализа 380 спектров проб) метасоматическое транзитионное кварцевание отличается повышенными

Таблица 3

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	Сумма
а)	71,20	0,38	13,88	0,51	2,22	0,03	сл.	1,48	1,96	4,00	3,50	0,10	0,68	99,94
б)	68,23	0,47	14,82	1,71	3,88	0,18	0,09	2,54	0,30	3,70	3,70	0,15	0,78	100,55
в)	71,0	0,32	13,29	0,94	3,23	0,11	0,052	2,21	0,20	4,69	3,52	0,03	0,14	99,63
г)	70,08	0,31	14,13	0,71	3,01	0,087	0,026	0,76	0,08	5,08	3,74	0,21	0,28	99,51

(по отношению к кварцам для данного типа пород) содержаниями (в %): никеля - 0,001, кобальта - 0,001, хрома - 0,003. На отдельных площадях, сложенных массивными гранитоидами, выявляются повышенные содержания (в %): цинка - 0,03-0,06, ванадия - 0,004-0,01, вольфрама - до 0,001, ниобия - 0,003-0,03, лантана - 0,01, бериллия - 0,001.

Ж и л ь н а я ф а з а - п е г м а т и т н (P₂P₁fn).
 Раннепротерозойские пегматиты кварцитского комплекса встречаются повсеместно вблизи полей метасоматических тейсовидных гранитоидов и зон микроглинизации. Мощность этих жил колеблется от нескольких сантиметров до 4-5 м. Жилы с максимальной мощностью обычно прурочены к более трещиноватым амфиболовым тейсам р-Хен и амфиболитам. Их морфология разнообразна - это солончатые и секущие линзовидные жилы и прожилки. Представляются они крупными тейнтозермистыми, розоватыми и серыми породами, состоящими из кварца, полевого шпата и подчиненных им биотита, роговой обманки и магнезита, присутствующего в виде мелкой рассеянной акриллиноста и жидраков (до 3 см в поперечнике). Минералогическим анализом протолючек в пегматитах установлены: климента, офен, пидрит, таленит, халькопидрит, подкрас и энсевит, ортит (иногда до 2%), циркон, шпегит, иногда флюорит, тринат и молибденит. Пространственная связь этих пегматитов с метасоматическими гранитоидами кварцитского комплекса, близость состава акцессориев свидетельствует от их генетическом родстве.

Как видно из вышесказанного, формирования гранитоидов кварцитского комплекса происходило в несколько последовательных стадий, среди которых наиболее четко выделяются: I) стадии региональной павлоградитизации, охватывавшей большие площади восточного субстрата и экранную выделенную нижнепротерозойскими толщами; 2) стадии каленового метасоматоза, проявленная в широких тектонически ослабленных зонах в восточном субстрате.

Раннепротерозойский возраст гранитоидов кварцитского комплекса определяется как гранитизациями и метасоматическим воздействием на пошву кварцитской свиты нижнего протерозоя, также проявляем их следующими по возрасту раннепротерозойскими гранитоидами чуйско-кодарского комплекса (бассейн р.Хены). Помимо этих геологических факторов имеется ряд радиологических определений возраста кварцитских гранитоидов и пегматитовых жил, с ними связанных (табл.4).

Таблица 4

№ п/п	Характеристика образца и место взятия	Метод определения	Возраст, млн. лет
1	2	3	4
1	Биотит из гранито-тейсов I фазы. Верхняя р.Хены	Калий-аргоновый	1770 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
2	Биотит из гранито-тейсов I фазы. Дерховья р.Хены	"	1683 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
3	Валовая проба из тейсовидных гранитов I фазы. Водораздел Бол.Икабья-Икабьяекан	"	1422 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
4	Биотит из зоны гранитизированных пород. Левобережье р.Саку, в 3 км от устья	"	1945 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
5	То же. Левобережье р.Хены, в 5 км ниже устья р.Саку	"	1798 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
6	То же. Левобережье р.Саку, в 7 км выше устья	"	1893 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
7	Циркон из гранитизированных пород I фазы. Устье р.Саку	Свинцовый	1890 А.И.Тугаринов (1967)
8	То же	"	2330 А.И.Тугаринов (1967)
9	Валовая проба из метасоматических тейсовидных гранитов второй фазы. Ог.Читканца	"	1770 В.М.Комаров, Ва, ВаГТ
10	Ортит из метасоматических тейсовидных гранитов II фазы. Водораздел Болгах-Кудунг-Юрах	"	1950 И.В.Михин, МГТ

1	2	3	4
I			
II	Монацит из микроклинизированных гнейсов и кварц-полево-шпатовых прожилков в зоне экзоконтакта гранитоидов П фазы. Левобережье р. Хани	Связно-вый	2130 А.И. Тургердинов (1967)

Ч у й с к о - к о д а р с к и й к о м п л е к с

I ф а з а - г р а н и т н ы и г р а н о д и о р и т н ы б и о т л и т о в н ы е и р о г о в о в о б м а к н о в о б и о т л и т о в н ы е , к р у п н о з е р н и с т н ы е , п о р ф и р о в д и н н ы е ($1_{1-7}Pt_1, c/h$). Э т и г р а н и т о и д н ы с л а б ы в т р и к р у п н ы х м а с с и в а х : К а б а к а н с к и й (в о с с е д н е р . К а б а к а н) - п л о щ а д ь 110 км², К а б а к а н с к и й (м е ж д у р е ч ь е Х а н и - К а м к а н д а) - п л о щ а д ь б о л ь ш е 70 км², А л т у а л ь с к и й (в о с с е д н е р . Х а н и и р . А л т у а л ь) - з а к а р т и р о в а н н а я п л о щ а д ь 30 км². П о м и м о э т о г о н а т е р р и т о р и и о б н а ж е н ы ч а с т и К а м е н с к о г о (к р а й н и й и п о - з а п а д р а й о н а) и С а к у к а н с к о г о м а с с и в о в (р . С а к у) . Г р а н и т о и д н ы I ф а з ы п р о - д л а в л я ю т н и ж н е п р о т е р о з о й с к и е т о л щ и , а р х а е й с к и е о б р а з о в а н и я и г р а н и - т о и д н ы к в а н д и н с к о г о к о м п л е к с а . У к а з а н н ы е м а с с и в ы с л о ж е н ы т е м н о - с е - р ы м и , с е р м и , р о з о в а т о - с е р ы м и г р а н и т а м и и т р а н о д и о р и т а м и . К а б а к а н - с к и й , К а б а к а н с к и й и А л т у а л ь с к и й м а с с и в ы н а в с е й п л о щ а д и к х в а н с к и й , К а б а к а н с к и й и А л т у а л ь с к и й м а с с и в ы н а в с е й п л о щ а д и к х в а н с к и й , К а б а к а н с к и й и м е л ь к и м и к с е н о л и т а м и а р х а е й с к и х и н и ж - н е п р о т е р о з о й с к и х п о р о д , ч т о м о ж е т с в и д е т е л ь с т в о в а т ь о с р а в н и т е л ь - н о н е г л у б о к о м э р о з и о н н о м с р е з е а т л и н т р а н з и , к о т о р ы м е ж е т д л я б о - к р у п н ы е , д л я б о к р у п н о д а к ш и е (д о 50°) в с т о р о н у м а с с и в о в к о н т а к т ы . В а н д и о н т а к т а х м а с с и в о в о т м е ч а е т с я п р е о б л а д а н и е т р а н о д и о р и т о в . Н о г д а б о л ь ш е м е л ь з е р н и с т о е с т р о е н и е п о р о д и о б л и ж е к с е н о л и т о в . В э к з о к о н т а к т а х , в н и ж н е п р о т е р о з о й с к и х п о р о д а х у д о л я н о с к о й с е р м и р а з в и в а ю т с я к в а р ц - о л и г о к л а з о в ы е р о г о в и ш ы , а в а р х а е й с к и х г н е й с а х н а б л ю д а ю т с я с л а б ы е к а л ь с и я т и з а ц и я и о к в а р ц е в а н и е .

Г р а н и т ы с о с т о я т (в %) и з п л а г и о к л а з а (о л и г о к л а з № 20-27) - 18-30, м и к р о к л и н а - 25-40, к в а р ц а - 25-30, б и о т л и т а - 4-8, е д л и н ч - н ы х з е р е н р о г о в о й о б м а н к и . А к ц е с о о р н ы е м и н е р а л ы (о ф е н , р у т и л , л е й к о с е н , ц и р к о н , о р т и т , а п а т и т , м а г н е т и т) . В т р а н о д и о р и т а х у в е л и ч и в а ю т с я к о л и ч е с т в о п л а г и о к л а з а (н о г д а а н д е з и н а № 32) д о 53%, у м е н ь ш а ю т с я к о л и ч е с т в о м и к р о к л и н а д о 15%, к в а р ц а д о 20%, у в е л и ч и в а ю т с я п р о ц е н т р о г о в о й о б м а н к и д о 8% и б и о т л и т а д о 15%. Т е к с т у р ы м а с с и в ы н е , п о р ф и р о в а н н ы е , с т р у к т у р ы г и п с и д и о м о р ф о з е р - н и с т ы е , с у ч а с т ь к а м и (в г р а н и т а х) м о н о ц и т о в о й , м и к р о п е г м а т и т о в о й

и г р а н о ф и р о в о й .

П ф а з а - г р а н и т н ы б и о т л и т о в н ы е , д в у - с л о д н ы н ы е , м е л ь к о з е р н и с т н ы е ($1_{2-7}Pt_1, c/h$). Г р а - н и т ы П ф а з ы с т а т а ю т р а з о б щ е н н ы е т е л а р а з л и ч н о й ф о р м ы . Н а б л ю д а ю т - к р у п н ы й Х а н и н с к и й м а с с и в э т и х г р а н и т о в (50 км²) , р а с п о л о ж а ю т - с я н а м е ж д у р е ч ь е Х а н и - С а к у . М а с с и в и м е е т с л о ж н у ю к о н - ф и г у р а ц и ю , о б у с л о в л е н н у ю н а л и ч и е м м н о г о ч и с л е н н ы х а л ь ф и з , л о - п о л и т о п о д о б н у ю ф о р м у и , б о ь ш е й ч а с т ь ю , с о л д а т с я к о н т а к т а м с в ы - ш е м и е г о п о р о д а м и к а б а к а н с к о й с в ы т ы . Б о ь ш о е к о л и ч е с т в о м е л - к и х т е л г р а н и т о в П ф а з ы р а с п о л о ж а ю т с я к и л у о т Х а н и н с к о г о м а с - с и в а , а т а к ж е с р е д и К а б а к а н с к о г о и А л т у а л ь с к о г о м а с с и в о в г р а н и - т о в о в I ф а з ы . В н у т р е н н е е с т р о е н и е Х а н и н с к о г о м а с с и в а и б о л ь - ш е м ы х т е л о т м е ч а ю т с я о д н о о б р а з а ю щ и е с л а б ы ш и х и х п о р о д , н а л и ч и е м м е л ь к и х т е л о т м е ч а ю т с я о д н о о б р а з а ю щ и е с л а б ы ш и х и х п о р о д , н а л и ч и е м к с е н о л и т о в к а к м е л ь к и х , т а к и к р у п н ы х (д о 0,5 км²) . С у щ е с т в е н н ы х в ы д о к о н т а к т о в ы х и з м е н е н и й в г р а н и т а х н е н а б л ю д а ю т с я . В э к з о к о н - т а к т а х с а р х а е й с к и м и г н е й с о м и и б о л ь ш е р а н н ы м и г р а н и т о и д а м и о т м е ч а - ю т с я н е з н а ч и т е ь н ы е п о м о щ н о с т и (п е р ы е с а н т и м е т р ы) з о н ы о к в а р - ц е в а н и я . П о р о д ы у д о л я н с к о й с е р м и н а к о н т а к т е с г р а н и т а м и П ф а з ы п р е т е р п е в а ю т б о л ь ш е с у щ е с т в е н н ы е и з м е н е н и я , н а б л ю д а ю щ и е с я в п о л о - с е ш и р и н о й д о 2,5 км и в ы р ы в а ю щ и е с я в н а с л ы ш е н и я и х с е к у н д а м и и о о г л а с н о в ы м и ж и л ь м и г р а н и т о в , в б и о т л и т а ц и я м и , м у с к о в и т а ц и я м и и о к в а р ц е в а н и я м - в л ю т ь д о п е р е х о д а п о р о д в н е п о с р е д с т в е н н о м к о н т а к - т е с г р а н и т а м и в м и к р о т л е ж е н .

Б и о т л и т о в ы е и д в у с л о д н ы е г р а н и т ы с о с т о я т (в %) и з п л а г и о - к л а з а (о л и г о к л а з № 16-19 д о а л ь б и т - о л и г о к л а з а № 8-19) - 25-40, м и к р о к л и н а т о н к о р е ш е т ч а т о г о ч а с т о а л ь б и т и з и р о в а н н о г о - 20-40, к в а р ц а - 23-45, б и о т л и т а - 1-6, м у с к о в и т а - 1-7 и а к ц е с о о р н ы х м и - н е р а л о в (о р т и т , ц и р к о н , а п а т и т , м о н а ц и т , г р а н а т , о ф е н , о р а н и т , т о р т , п о л и к р а з , к с е н о л и т , м а г н е т и т , к л и м е н и т , г е л ь м и т , п и р и т , т у т м а л и н , ф л и д о р т) . Т е к с т у р ы м а с с и в ы н е , р е ж е г н е й с о в и д н ы е ; с т р у к т у р ы г и п с и д и о м о р ф о з е р н и с т ы е .

Ж и л ь н ы е с е р и я . П е т м а т и т н ы ($P_2Pt_1, c/h$) П е т м а т и т о в ы е ж и л ы ч у й с к о - к о л д а р с к о г о к о м п л е к с а п р о с т р а н с л о ж е н о т н - т о г о л е т к м а с с и в а м и и о т д е л ь н ы м и в ы х о д а м г р а н и т о в П ф а з ы э т о г о ж е к о м п л е к с а . Н е р е д к о п е т м а т и т ы в в и д е ж и л ь н ы х о т ш е л ь н ы х о т в е т - в л я ю т с я о т г р а н и т о в в о в м е ш а ю щ и е п о р о д ы . Б о ь ш а я ч а с т ь ж и л с к о н - ц е н т р и р о в а н а в п е т м а т и т о в ы х п о л я х , д о к а з ы в а ю щ и е с я с р е д и с л ы с т ы х с л а н ц е в к а б а к а н с к о й с в ы т ы н и ж н е г о п р о т е р о з о в . В п р е д е л а х р а й о н а в ы д е л я ю т с я т р и п е т м а т и т о в ы х п о л я : Ч и т к а н д и н с к о е - н а м е ж д у р е ч ь е в е р х о в ь е в р . Х а н и и С а к у к а н , п о п р а в о - и л е в о б е р е ж ь ю р . С а к у к а н (п л о щ а д ь о н о л о 55 км² - б о л ь ш е 200 км²) , С а к у к а н с к о е - л е в о б е р е ж ь ю р . С а к у к а н о - в о с т о к у о т Х а н и н с к о г о м а с с и в а (п л о щ а д ь 16 км² -

64 млн) и Горное - в верховьях левого безымянного притока р. Саку в зоне северо-западного экзоконтакта Ханьинского массива (площадь 15 км² - 64 млн). Отдельные жилы и группы жил отмечены в бассейне рек Олондо, Камканд, на междуречье Ю-Хельд - Сакуян, в верховьях рек Бол.Икербя, Уйткандя. Пегматитовые жилы образуют куполопадающие (50-90°) согласно тела, выположенные пологости исследованы в замке антиклиналей второго порядка, в так же сухие тела, приуроченные к трещинам, опрыским крупные разрывные нарушения. Среди соляных жил отмечаются маломощные (от первых сантиметров до 1-2 м) прожилки и линзы, плотные чистые тела как с раздуралж, так и без них. Сухие жилы обходятся большими размерами (мощность до 110 м, протяженность до 1000 м), этого четкой формы, многочисленными впадинами.

Пегматиты сложены (в %): серым кварцем - 20-25, розовым микроклином - 50-70, альбитом до 5, олигином и мусковитом до 15. Повсеместно отмечается туфельки (шерш и реже индигиты). В отдельных жилах (р.Олондо) встречен сподумен (20-80% объема) и берил (Читкандинское пегматитовое поле). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, монацитом, ксенотимом, торитом, эвксенит-тонкитом, домоновокитом, самарскитом, пирохлором, сфеном, рутилом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, аргентом, флюоритом. В экзоконтактах жил отмечаются коунин, топаз, энгидит. Большая часть жил имеет зональное строение: кварцевое ядро-кварцево-микроклиновый оловяный пегматит с мусковитом и, в отдельных случаях, с бериллом - крупнокристаллический пегматит плагио-микроклинового состава с участками туфологической ступкатуры и блоками (10-12 см) кварц-мусковитового замещения - плагио-микроклиновый пегматит трещинной ступкатуры с ксенотимом и энгидитом пород - энгидитовая зона пегматита с унаследованной пологостной ступкатурой. Мощности зон непостоянны и часто по простиранию или отдельные зоны выклиниваются.

Магматическое и жильное образование чуйско-кодарского комплекса прорывают и метаморфизуют нижнепротерозойские отложения Уловянской серии. На юго-западе района на размытой повзвухости трещинок первой фазы, прорывающих сакуянскую свиту, задевают верхнепротерозойские отложения сеньской свиты, а трещинок Икербяканского массива, содержащего многочисленные ксенотимы пород Уловянской серии, прорывались позднепротерозойскими (?) гранитами. Данные радиологических определений возраста трещинок и пегматитов чуйско-кодарского комплекса приведены в табл.5.

Становление раннепротерозойских магматических пород объясняется большой интервал времени, который по радиологическим определениям возраст изменяется от 2330 млн. лет (тепханский и куандинский комплексы) до 2000-150 млн. лет (чуйско-кодарский комплекс).

Таблица 5

№ п/п	Характеристика образцов и место взятия	Метод определения	Возраст, млн. лет
1	Блокит из трещинок I фазы Икербяканского массива	Калий-аргоновый	1676
2	То же	"	1727
3	Мусковит из пегматитовой жилы, водораздел рек Хани и Агуаль	"	1930±50
4	Блокит из пегматитовой жилы. Водораздел рек Хани - Саку	"	1832
5	Калиевый полевой шпат из пегматитовой жилы. Водораздел р. Хани	Свинцовый	2000

С раннепротерозойскими метасоматическими трещинокными породами куандинского комплекса связана рассеянная (акцессорная) гранито-диоритовая (поликристаллическая) и роговооблачная (орбитально-пироклиновая и орбитально-монацитовая) минерализация. Попадения локализуются как в связи с южными трещинокными, так и в зоне их экзотектуры (см.гл. "Полезные ископаемые"). С этими же трещинокными контактами связаны оруденные пегматиты. С трещиновыми породами чуйско-кодарского комплекса тесно связаны и простиранием связаны мусковитовые и оловянные роговооблачные (натро-литиевые, мусковит-берилловые и шери-мусковитовые) пегматиты формирования средних глубин. Самы трещинокные рассечены (акцессорные) роговооблачные (ксенотим) минерализация.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ИТРУЗИИ

Д о р о с с к и й к о м п л е к с

Г а б б р о и г а б б р о - д и а б а з и (V.Pt₃d)
и у л ь т р а с о н о в н ы е п о р о д ы (V.Pt₃d). Г а б б р о
и г а б б р о - д и а б а з ы с л а г а ю т м н о г о ч и с л е н н ы е д а ж к и п р о т я ж е н н о с т ь о т
500 м до 15 км и м о щ н о с т ь о т 2-5 до 40-50 м. Э т и д а ж к и р а з ы т ы
п о в с е й п л о ш а д и и х а р а к т е р и з у ю т с я в ы д е р ж а н н о й м о щ н о с т ь ю , п р я м о -
л и н е й н ы м и к о н т а к т а м и , н а л и ч и е м а н о ф и з , к р у т ы м и (50-70°) и р е ж е
п о л о г ы м и (до 25°) у г л а м и п а д е н и я . Б о л ь ш а я ч а с т ь н а б л о д а е т с я п р о т я -
ж е н н ы х д а е к в ы п о л н я е т ш е р о т ы н е р а з ы т ы , м е н е е о б ы ч н ы с е в е р о - з а -
п а д ы н е , с е в е р о - з а с т о ч ы н ы е и м е р и д и о н а л ь н ы е п р о с т ы р а н ы , х а р а к т е р -
н ы е д л я н е п р о т а ж е н н ы х д а е к и а н о ф и з . Д а ж к и г а б б р о и г а б б р о - д и а -
б а з ы п р о к ы в а ю т г о л ы ш и а р х а е т , н и ж н е г о п р о т е р о з о и и р а н н е п р о т е -
р о з о й с к и е и т р у з и и .

Г а б б р о и г а б б р о - д и а б а з ы - с е р ь е , т е м ь о - с е р ь е с з е л е н о в а т ы м
о т т е н к о м , с р е д ь н е - и м е л ь к о з е р ь н ы е п о р о д ы . В п о л ь с е а к з о к о н т а к т -
т о в м о щ н о с т ь д о 1 м н е п о в о с м о т ь н о н а б л ю д я т с я я в л е н и я з и л ь н о т ы -
з а щ и т ы , а в в ы д ы к о н т а к т а х - з о н а (до 20-30 см) з а к а л ь к и . П о р о д о -
о б р а з у ю щ и е м и н е р а л ы п р е д с т а в л е н ы (в %): п л а т ь к о в ы м (о т а н ь е з ы н а
№ 40 до д а б р а д о р а № 50-58) - 40-65, а в ы т ы с ь - 25-35 л ь в о в ы т ы -
т о м и г л и ц е р о т е н ы - в с у щ ь е 30-45, к а р ь к а п р и с у т ь о т с т у е т к ы в р ы -
1-5, а к с е с о о р ь н ы е - ш п а т ы т и м а г н е т ы т - д о 7. Т е к с т у р а п о р о д м ь о -
с ы н ь е , с т р у к т у р а г а б б р о в ы е и г а б б р о - о ф и т о в ы е . Х а р а к т е р н о й о с о -
б е н н о с т ь ю г а б б р о и г а б б р о - д и а б а з ы в ы д ы т ы с я п о в с е м е с т ь ю п р о а в -
л е н ы е в ы о р ь н ы е к а м е н ь к и , в ы р а ж е н ы е в а м ф и б о л ь з а щ и т ы п е р о к с -
н о в , в ы г л ь т ь д о п о л ь н ы п е с ь о м о р ь о в , с о с ь р ь р ь т ь з а щ и т ы п л а т ь к о в ы х з о в ,
б и о т ы т ь з а щ и т ы , в ы д ы к ы з ы с ь н ы и х л о р ь т ы з ы с ь н ы .

У л ь т р а с о н о в ы е п о р о д ы н е з ь н а ч и т е л ь н о р а с п р о с т ь р а н ы . О н и п р е д -
с т а в л ь ю т д у н ы т а м и , о л ь в ь н ы т а м , с е р п е н т и н ы т а м , т а л ь к - к а р б о н а т -
с е р п е н т и н о в ы т а м , к а р б о н а т - т а л ь к о в ы м , к а р б о н а т - д ь о р и т - т а л ь к о в ы м
с л а н ь ц а м . У л ь т р а с о н о в ы е п о р о д ы с л а г а ю т т р и н е б о л ь ш ы х ш т о к а н а
м е ж д у р е ч ь е Г у р ь м ы к а н - З о г а х л ь р р а з м е р о м о к о л о 30x30 м , а т а к ж е
т р и ш т о к о о б р а з ы в а ю т т е д и д а е к в з о н е р а з ь н ы х г л у б о к и х р а с о -
д о в в в е р х о в ь х р е к О л о н ь о , Т о к ь о и Т а р ы н - К ы р ь . Д а ж к и х а р а к т е р -
н ы т ы с я к а к к р у т ы м и (50-70°) у г л а м и п а д е н и я , т а к и б о д ь е п о л о г ы м и
п а д е н и я м и . У л ь т р а с о н о в ы е п о р о д ы п р о к ы в а ю т с л ы щ ы с ь н ы е с л а н ь ц и и
ж е т а п е с ь ч ы н ы к и к р а с ь н ы х с ь в ь т а н и ж ь н е г о п р о т е р о з о в , а р х а е с к ы е
т ь е н ы , р а н ь н е п р о т е р о з о й с к и е о т ь о м а й с ь о л ь т ы и г р а н и т о - г л ь н ы м , б е з
в ы д ы м ы х с л е д о в к о н т а к т о в о г о в о з д ь е й с т ь в и .

Д у н ы т ы - п л о т ь н ы е т е м ь о - з е л е н ы е п о р о д ы , с п о в е р х н о с т ь ю п о -
к р ы т ы х а р а к т е р н о й к о р ь н ы з ь а т о - о б у р ь н о з ь д ь е в а т о й к о р ь ч ь к о й . О н и
с о с т о я т (в %) из о л ь в ь н а - 90 (100% - о л ь в ь н ы т ы) , с е р п е н т и н а -
до 10, м а г ь н е т ы т а и х р о м ь т а - до 2-3. Т е к с т у р а м а с с ы в ь н а , с т р у к -
т у р а п е н ь к и о м о р ь н о з е р ь н ы с т ь . С у в е л ь ч ь е н и е м с т е п е н и с е р п е н т и н ы -
з а щ и т ы д у н ы т ы п р е в р а щ а ю т с я в з е л е н о в а т ы е с е р п е н т и н ы (с е р п е -
т ы н - 60-70, о л ь в ь н а в р е л ь к а х - 10-20, к а л ь ц и т - 20-25, м а г ь н е -
т ы т - 2-5, т а л ь к) . Р а з ь н ы ч ь е с л а н ь ц и , в о з ь н и к ы ш ы е в р е з ь л ь т а т ь е и з -
м е н ь е н ы д у н ы т о в , и м е ю т н е о ь н о л о г ы с т а т у р ь с ь л ы ц ь з ь а т ь у т ь т е к с т у р у и
с о с т о я т (в %) из х л о р ь т а - 5-50, т а л ь к а - 5-75, к а р б о н а т а -
20-30, с е р п е н т ы н а - до 30, м а г ь н е т ы т а - до 3.

Х ь м ь ч е с ь к и й а н а л ь з п р о б (в к о л ь ч е с т ь е 10, к а ж д а я из к о т о р ы х
о ь е д ь н я е т 10 т о ч е ч ь н ы х) , о т о б ь р а н ы х из д у н ы т о в в в е р х о в ь х
р . О л о н ь о , п о к а з а л , ч т о к о л ь ч е с т ь ю н и к е л ь в п о р о д а х и з м ь е н я е т с я
о т 0,07 до 0,29%, а к о б а л ь т а о т 0,01 до 0,015% (х ь м . л ь о б о р а т о р ь я
В ь м ь с ь я) . П о л ь н ы м с п е к т р а л ь н ы м а н а л ь з о м 130 с ь к о л ь ч ь н ы х п р о б , п о м ь н ь о
э т о г о , у с т а н о в ь ч ь е н о п р и с у т ь в ь е х р о м а в к о л ь ч е с т ь я х о т 0,4 до 1%.
Т а к ы м о б р а з о м , в д у н ы т а х о т м ь ч а е т с я н е р ь д ь к о п о ь н ы е (о т ь н о с ь -
т е л ь н о к ь л ь р о в д л я д а н ь о г о т ы п а п о р о д) с о д е р ж а н ь е н и к е л ь (в 2 р ь -
з а) . М и н е р а л о г ы ч е с ь к и м а н а л ь з о м п р о т ь o л ь ч ь н ы х п р о б в д у н ы т а х с у л ь -
ф и д о в н и к е л ь н е о б ь а р ь ж ь н ь о . Э т о п о з ь в ь л я е т п р е д ь л о ж ь т ь , ч т о н и -
к е л ь в с р ь д ь н ы т е л ь н о п о ь н ы е н ы х к о л ь ч е с т ь я х с о д е р ж ь т с я в о л ь в ь -
н а х , т ь е о н п р и с у т ь в ь е т в к а ч ь е с т ь в ь з ь o м о р ь н о й п р ь м е с ь к .

Г а б б р о , г а б б р о - д и а б а з ы и у л ь т р а с о н о в ы е п о р о д ы с о с т а в л я -
ю т с я с а н а л ь о г ы ч ь н ы м и о б р а з о в а н ы м и , р а з ь н ы т ы м и н а т е р ь т о р ь ю д ь л ь с ь
0-50-XXXVI, т ь е о н и о т ь н о с я т к д о р о с с ь к о м у к о м п ь л е к с у (р . Д о р о с с ,
п р ь в ь н ы п р ь т о к р . Ч ы н ь) . В о з ь р а с т д о р о с с ь к о г о к о м п ь л е к с а о п ь р ь д е л ь к е т -
с я у с л о в ь н о . П о р о д ы к о м п ь л е к с а п р о к ы в а ю т в с ь н ь н ь н е п р о т е р о з о й с к ы е
о с а д ь ч ь н ы е т о л ы ш и р а н ь н е п р о т е р о з о й с к ы е и т р у з и и , а в б а с ь с ь е н ь е
р . К ь м ь е н (д ь л ь с ь 0-50-XXXV), п о д а н ы м Д . И . С а л о ь а (1967), д а ж ь к а
г а б б р о - д и а б а з ы в ы п е р ь к ы в а ю т с я о б р а з о в а н ы м и н ь ж ь н е г о к ь м ь o б ь р ь я .

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (?) ИТРУЗИИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Б ь o т ь н ы т ь о в ы е и ь o т ь н ы т ь - а м ф и ь o л ь o -
в ь н ь е г р а н ь и т ы (V.Pt₃d). Э т и г р а н ь и т ы с л а г а ю т т р и р а з ь o б -
л е н ы х н е о ь л ь н ы х т е д и м а с с ы в ь o в . М а с с ы в ь в в е р х о в ь х р . З о г а х з а -
н ь м а е т п л о ш а д ь 36 км². В б а с ь с ь е н ь е р . Т о к ь o о ь n а з ь а ю т с я д ь в а м а с с ы в ь а
п л о ш а д ь 30 и 4,5 км². В в е р х о в ь х р . К ь o - К ь o ь д ь л ь п л о ш а д ь в ь х о д а т р а -
н ы т о в с о с т а в л я е т 4 км². А н а л ь o г ы ч ь н ы е п о р а з м е р а м т е л а о ь р ь м ь л я ю т
п л о ш а д ь в ь х о д а К ь o ь б ь e н ь с ь к о г о м а с с ы в ь а р а н ь н е п р о т е р о з о й с к ы х г р а н ь -

только. Наибольшие интрузии описываемых гранитов отмечаются в бассейне р. Мурурги и в верховьях р. Икэбэкан. Устанавливается четкая преемственность биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов к зонам разломов северо-западного и меридионального простирания, что подчеркивается как положением интрузий в указанных структурах, так и их линейно-вытянутой формой. Позднепротерозойские (?) граниты проявляют нежпротерозойские и архейские толши и раннепротерозойские гранитоиды куандинского и чульско-кодарского комплексов. Порода в центре массивов представлена средне- и крупнозернистыми, иногда порфиридными биотитовыми гранитами серо-розового, розового и краснового-розового цвета. Эпидоконтакты интрузий сложены среднезернистыми слабогликофильными биотит-амфиболовыми гранитами и содержат конглолиты вмещающих пород размером от 0,5 до нескольких десятков метров. В эвакоктатках отмечаются фельдшпатизация и окварцевание. Наиболее характерны многоочисленные кварц-полюсовитовые розовые жилы и прожилки, которые вмещают меньшие породы эвакоктатка.

Никитовые и биотит-амфиболовые граниты состоят (в %) из плагиоклаза (раннего альбита и 18-22 и альбита и 13-17) - 20-35 и позднего альбита и 1-8 - до 10. Последний, как правило, развивается по неокорретному микроклину, составляющему в среднем 25-40% породы, кварца - 20-35%, до альбитизированных износостатков 25-40% породы, кварца - 20-35%, биотита - 0,5-6%, амфибола - до 2%. Акцессорные минералы - ортит, циркон, рутил, сфен, турмалин, апатит, молибденит, теллурид, халькопирит, пирит, не все они связаны с биотитом. Вторичные минералы - эпидот, мусковит, пеннин, соосидит, гематит. Текстуры массивные, иногда слабопорфироидные, структура гипидиоморфнозернистые, гранитные, местами катекластические.

Д и а б а з и к и в а з о н е п о р ф и р и т н (в р. р.?). Даны этих пород проявляют позднепротерозойские (?) граниты либо локализируются в неокорретивной области от массивов. Мощность даек от 1-2 до 15-20 м. Протяженность до 300-500 м. Дивизия - черные афгитовые породы, состоящие (в %) из лабрадора 55-58 - 45-55, авгита - 25-30, редко гиперстена - до 15, магнетита - до 5. Текстура массивная, структура дивизивная, афгитовая. В дивизивных породах встречаются включения до 5% породин, представляющие полевые шпаты. Вторичные изменения в этих породах проявляются в слабой соосидитизации плагиоклаза. Отмечается незначительная хлоритизация, эпидотизация. Каким-либо достоверных данных, свидетельствующих о позднепротерозойском возрасте гранитов, не имеется. Их более молодой,

чем раннепротерозойский, возраст определяется только тем, что они вступают чульско-кодарские гранитоиды и отключаются от последних внешним обломом, составом включенных минералов, среди которых отмечаются халькопирит, теллурид, молибденит, базовые мугит, и структурами полевых. Радиогеохимические определения возраста биотитовых и амфибол-биотитовых гранитов, приведенные в табл. 6, свидетельствуют, скорее всего, в пользу позднепротерозойского возраста этих интрузий (определены В.М. Комаровой, ВАГТ).

Таблица 6

№ п/п	Характеристика образца и место взятия	Метод определения	Возраст, млн. лет
1	Взрослая проба из среднезернистых гранитов, Верховья р. Хани	Калий-аргоновый	876
2	То же	"	865
3	Взрослая проба из эвакоктатка среднезернистых гранитов, Верховья р. Токко	"	986
4	Взрослая проба из гранитов в верховьях р. Хани	"	954
5	То же	"	1007

С позднепротерозойскими ультраосновными породами связаны проявляемые галька. С гранитами и зонами контролирующих их разломов протерозойского связаны шихоние ореолы молибденита и теллурида.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

С а к у н с к и й к о м п л е к с

Палеозойские интрузивные образования сложены Сакунский массив (откуда и дано название комплексу) и Мурургинский массив Сакунский массив (площадь 150 км²) занимает водораздел в верховьях рек Сакунана, Хани, Сакун и водораздел рек Сакун и Чун-

канда. Прядучеенность Сакунского массива к глущокому расколу предопределяла линейно-вытянутую форму интрузии, характерную для извилистых в плане, крутопадающими контактами. Мутурдинский шток (около 4 км²) располагается в верховьях р. Мутурдин в зоне субширотных разломов. Большая часть его перекрыта рыхлыми отложениями. Интерпретация карты магнитного поля (гл. "Тектоника") позволила классифицировать эту интрузию как изометричный шток. Наиболее полно выделенные фазы и фации на геологических интрузиях изучены в Сакунском массиве.

I ф а з а - с и е н и т и к н е ф е л и н о - в н е о к е н и т н (ϵ_1, Pz_1). Эти породы занимают около 50% площади Сакунского массива, распространяясь в его центральной части и на южном фланге. В экзоконтактах шлочных оженитов вмещающие их метапесчаники и слюдястые сланцы икардийской свиты микроклиматизированы и ожелезнены. Ширина этой измененной зоны 30-50 м. В краевой части тела шлочных оженитов в зоне шириной от 50-70 до 500 м развивается фенит. Это - зеленоватое-серое, купино- и титаноподобноцветное породы, связанные постепенными переходами с породами экзоконтакта. Среди фенитов ожелезняется редики вмещающих пород. В остове фенитов преобладает микроклин 70-80%. Между ориентированными согласно контактам клявизмами микроклина (размером до 10-15 см) располагается мелкокристовый изобластовый, порфиробластовый, титанобластовый и пойкилобластовый агурет (20-30%), состоящий из пироксена, биотита, граната, кальцита, апатита, магнетита, титаноманганита, иногда кварца и плагиоклаза. Спорадически встречается наложенный, часто канкрипитизированный нефелин (до 5%) в пространствах с мелкими зернами микроклина, а также альбит. Фениты краевой зоны постепенно сменяются серыми трихитовыми агурит-аглитовыми и аглитовыми сменитами, занимающими центральные части массива. Шлочные смениты крупно-среднезернистые и порфиробластные породы, состоящие на 90% из климорифных выделений микроклинопегрита, ориентированное расположение кристаллов которого создает трихитовидный облик пород. Темноцветные минералы, на долю которых приходится около 10% объема породы, представлены агурит-аглитом, агуритом, полумелочной или мелочной роговой обманкой и биотитом. Изредка отмечается плагиоклаз (олигоклаз-андезит № 25-32). Повсеместно развивается альбит в пегритах замещения, в реакционных камях по микроклину и в интрузивных. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом (до 2,3 кг/т³), ортитом, рутилом, торитом, пирроном, магнетитом (до 40 кг/т³), халькопиритом, таленитом, шедитом,

молибденитом. Вблизи с зоной фенитизации отмечается широкое развитие процессов более позднего метасоматоза, приведшего к появлению нефелиновых сменитов с пойкилитовой структурой, которые имеют постепенные переходы со шлочными сменитами и фенитами.

Нефелиновые смениты отличаются от шлочных сменитов наличием новообразованных агуритов ортоклаза, клянофилита (?), а также часто канкрипитизированного нефелина (до 5-10%) с характерными симплектитовыми структурами. Темноцветные замещающие агуритом бурого биотита и граната. Помимо нефелинизации и альбитизации отмечается, видимо, более низкотемпературные процессы метасоматоза, проявленные в локальных зонах с образующим крупнозернистых слабо дисгенерализированных красных аглитовых микроклинов с кварцем (каньон р. Сакун, Мутурдинский шток). Дисгенерализированные смениты состоят (в %) из пелитизированного микроклина-пегрита - 95, лимонита - до 1, альбита - до 1, аглитов и аглитов-аглитов - 1-2, кварца - 1-2. Акцессорные минералы: ортит, пиррон, рутил, сфен, апатит, флюорит, гранат, магнетит (до 120 кг/т³), ильменит.

II ф а з а - д и о р и т н (δ_2, Pz_2). Дюриты II фазы Сакунского комплекса встречаются в виде небольших штокообразных тел вдоль западного контакта Сакунского массива. На южном фланге массива дюриты пронизаны шлочными сменитами и фенитами I фазы, а также риннотрогерозовидские гранитоиды кувдинского комплекса. Дюриты отличаются и в пределах Мутурдинского штока. Дюриты - темно-серые и серые породы, мелко-, даже среднезернистые. Они состоят из плагиоклаза (андезит-лабрадор № 50-65), зеленой и ожне-зеленой роговой обманки - 15-25%, редко отмечается гиперстен и хлоритизированный и аглитизированный биотит. В небольших количествах (до 5%) наблюдаются коенормальные выделения кварца и микроклина. Акцессорные минералы: сфен, апатит, ортит, пиррон, магнетит.

III ф а з а - т р а н о д и о р и т н (γ_2, Pz_3), сие-нитов-дюриты (ϵ_2, Pz_3). Эти породы занимают около 40% площади Сакунского массива, обнажаясь на его южном и на северо-западном флангах, и отличаются в Мутурдинском штоке. Гранодюриты и сие-нитов-дюриты либо связаны постепенными переходами (верховья р. Сакун, либо между ними отмечается более резкие, вероятно, интрузивные, контакты (верховья р. Хани). В экзоконтактах тринодюритов и сиенитов-дюритов Сакунского массива с метасоматитами и слюдястыми сланцами улокянской серии нижнего протерозоя наблюдается ореол ортоволюваных пород шириной 200 м и повсеместно проявленная, острое всего наложенная, сульфидная минерализация прокляково-

вкрапленного типа. В андлоконтактах отмечается обилие коеноидов и мелких пород, обогащенные темнопигментными минералами и сравнительно более мелкозернистое сложение. Трансидиориты и сиенитидиориты проявляют шлошные и нефелиновые сиениты I фазы, мелкозернистые диориты II фазы и содержат в себе их ксенолиты.

Породы третьей фазы включают в себя целую гамму переходных между трансидиоритами - сиенитидиоритами разновидностей; кроме трансидиоритов и сиенитидиоритов отмечаются кварцевые сиенитидиориты, кварцевые диориты, транссиениты как мелкозернистые (до 25% темнопигментов) в андлоконтактах, так и лейкократовые в центральных частях массива. Все вышеназванные разновидности серого, розоватосерого цвета, среднезернистого сложения с неравномерным распределением темнопигментных минералов. Породообразующие минералы (в %): зональный плагиоклаз (от андизина № 40-50 до олигоклаза № 20) - 40-65, микроперлитовый калиевый полевой шпат - 20-35, кварц - 1,5-20, злирши и злирши-эвгит - 1-13, роговая обманка - до 10, биоксит - до 10, акцессорные минералы (апатит, магнетит, сфен, пиррон, ортит, флюорит) - до 3. Вторичные минералы - апатит, серпидит. Текстуры массивные, структуры типичноморфнозернистые с изменениями моноклиновой, трахтоидной, самшитовой.

IV фаза. Гранозиты (гт рз.) Трансидиориты IV фазы наблюдаются в пределах Сакунского массива, где они проявляют фениты, шлошные и нефелиновые сиениты I фазы (среднее течение р.Саку), а также сиенитидиориты и трансидиориты III фазы (верховья притока безымянных притоков р.Саку). Тела трансидиоритов сложены лейкократовыми, розовыми, мелкозернистыми породами, в акзоконтактах которых отмечается слабое окварцевание и пелитизация вмещающих сиенитов. В андлоконтактах выделены изменения не установлено. Трансидиориты состоят (в %) из микроклин-перуитового полевика и роговой обманки - 3-5. Акцессорные минералы представлены апатитом, пирроном, ортитом, магнетитом. Вторичные минералы - апатит и кальцит. Текстура массивная, структура равномернозернистая, гранулитовая и типичноморфнозернистая.

Жидкая фаза - сиенитидиориты (гт рз.) и гт рз. (гт рз.) слыват дайки, пространным образом пророченные к массивам палеозойских шлошчатых интрузий. Большая часть протяженных даек расположена в окрестностях Мурудинского шлока, некоторые из них контролируются мезокристаллическими разломами в 12 км к северу от него. Маломощные дайки сиенитидиоритов

фигур выполняют субширотные трещины в зоне западного контакта Сакунского массива.

Дайки сиенитидиоритов и гт рз. имеют протяженность до 40 м и протяженность до 2-3 км имеют призматические контакты с породами архея и раннепротерозойскими гранито-гнейсами.

Сиенитидиориты - розовые порфиритовые породы с основной массой трахитовой структуры, сложной агрегатом микролитов полевого шпата, ничтожным количеством апатита, магнетита и сфена. Вкрапленники, составляющие 15-20% породы, представлены крупными (5 мм) розовыми выделенными нерешетчатого и левого полевого шпата.

Пегматиты - порфиритовые породы с плотной, зеленоватосерой, тонкозернистой основной массой, состоящей из олигоклаза (?), нефелина, канкрита и значительного количества тонкокристаллического злирши. В порфиритовых выделенках, составляющих 3-5% породы, отмечаются крупные (5-7 мм), таблитчатые выделенки розового цвета этого микроклина.

Палеозойский возраст Сакунского комплекса установлен на территории, расположенной к югу от границы территории джета, где шлошные породы, выделенные описанным, проявляют отложения кембрий, в контактах с нижней кры содержат их галекку. Рядомолитическое определение возраста пород Сакунского массива (В.М. Комарова, В.И. Сивилев) свидетельствуют о его палеозойском возрасте табл. 7.

Таблица 7

№ п/п	Характеристика пород и место взятия выделенных проб	Метод определения	Возраст, млн. лет
1	Микроклиниты I фазы, р.Саку	Калий-аргонный	268
2	Сиениты I фазы, верховья р.Саку (три определены)	"	283
3	Сиенитидиориты III фазы, верховья р.Хани	"	252
4	"	"	329
5	" (для определения)	"	344
6	Трансидиориты IV фазы, р.Саку	"	329

Породы Сакунского массива, образовавшиеся в результате многообразных метасоматических и магматических процессов, проявившихся в тектонически освоенной зоне, относятся к гранитоидной щелочной фации. Метаморфические особенности щелочных и нефелиновых снгитов (альбитизация и флюоритизация, наличие редких земельных апгесордов — таких как торит и царкон) в целом благоприятны для заключения о возможной локализации как в самых щелочных породах, так и за их пределами рудопроизводительных редкородных руд, так и за их пределами рудопроизводительных редкородных руд. С гипотетической фазой, завершающей становление Сакунского массива, связано образование небольших по размерам прожилково-вкрапленных сульфидных зон, несущих неравномерную медь и, менее-моллибденовую и бедную золото-сульфидную минерализацию.

К в а р ц в е ж и л д н

Эти жилы развиты среди нижнепротерозойских гоним удоканской серии. Мощность жил до 2 м, длина до 10 м. Некоторое количество халькопирит, телурит, молибденит, пирит. Кварцевые жилы содержат раннепротерозойские пермита чуйско-кодарского комплекса (Верховья р. Хани); кварцевые прожилки локализованы в экзоконтактах палеозойского Сакунского массива или вблизи его, что в какой-то мере свидетельствует об их палеозойском возрасте.

ТЕКТОНИКА

Территория листа 0-50-XXX расположена в южной части Сибирской платформы на стыке ступеней, образующих чарской серии архея и удоканской серии нижнего протерозоя. Обширная площадь, сложившаяся удоканской серии, выделена в Кадаро-Удоканскую ступенчатую-формационную зону (Салоп, 1967). В настоящее время существует две тектонические схемы региона. Согласно первой (Салоп, 1964, 1967), Кадаро-Удоканская зона входит в состав Байкальской складчатой области, обрамляющей с юга Чарско-Алданский шит, причем удоканская серия складывается в неотектоническом поясе Байкалца. А.М. Лейтес (1965) кроме архея ступеней, сформировавшихся в прототектоническом этапе развития, выделяет область нижнепротерозойской складчатости, обрамляющей Алданский шит, а также область Байкалца, расположенную лишь западнее Байкала. Он считает нижнепротерозойские отложения удоканской серии протоплатформен-

ными образованиями, локализованными в пределах Кадаро-Удоканской то эпиплатформенного прогиба.

В соответствии со взглядами А.М. Лейтеса в рассматриваемом районе выделяются структуры архея прототектонической эпохи (нижний структурный комплекс) и нижнепротерозойского прогиба (верхний структурный комплекс), которые соответственно с раннепротерозойскими интрузивными формированиями складчатые структуры фундамента эпиплатформенной протерозойской платформы. Помимо этого выделяются фрагменты верхнепротерозойского платформенного чехла, интрузивные массивы позднепротерозойского и палеозойского тектоно-магматических этапов аккумуляции платформ (рис. 1).

С к л а д ч а т н е с т р у к т у р н ы ф у н д а м е н т а в п и р а н н е п р о т е р о з о й с к о й п л а т ф о р м е

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы к о м п л е к с
объединяет глубокотектонические породо чарской серии архея, слагающие в крутые субмеридиональные линейные складки.

В районе выделяются две антиклинали: Турчанская, ядро которой сложено давачанской свитой (бассейн рек Эбгахлар, Изабкан, Мурган), и Токканская, ядро которой слагает массивная свита (междуречье Токко — Таран-Драх). Ось Турчанской антиклинали имеет меридиональное простирание, а ее ширину поперечается к северу и югу. Видимая протяженность складки 40 км. Восточное крыло антиклинали осложнено линейными, часто свитыми синклиналями и антиклиналями шириной от 4 до 12-15 км и падением крыльев от 30 до 70° (междуречье Эбгахлар — Таран-Драх). Турчанская антиклиналь отдалена от расположенной восточнее Токканской антиклинали грабеном, выполненным нижнепротерозойскими отложениями. В ядре антиклинали развиты свитые и неотектонические антиклинали и синклинали второго порядка с падением крыльев 50-70°. К востоку от Токканской антиклинали расположена моно-клиналь, наклоненная на восток под углом 50-60°. В бассейне р. Но-Кель простирание архея ступеней север-северо-западное; здесь обнаружены фрагменты ядра антиклинальной складки, основная часть которой расположена за пределами территории.

Архея ступеней сформировались, скорее всего, в результате наиболее ранних складчатых движений. В нижней ступенчатой комплексе выделяются граниты, образовавшиеся в результате гранитизации и ультраметаморфизма.

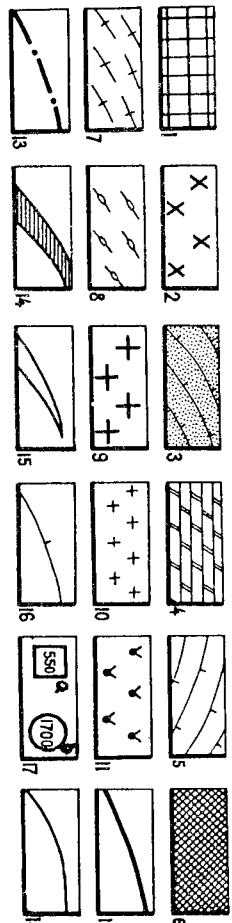
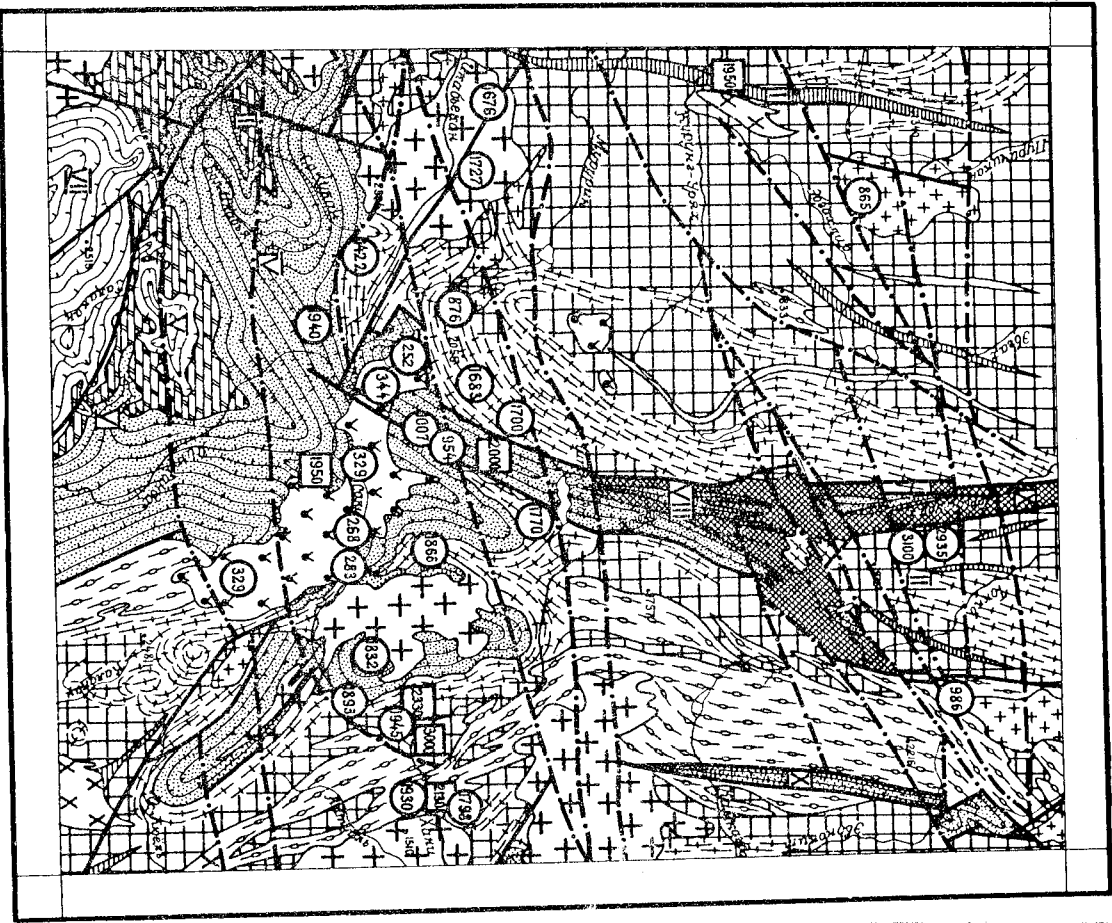


Рис. 1. Тектоническая схема

Складчатое основание эоценопротерозойской платформы. Нижний структурный комплекс: 1 - крупные субэридинальные линейные складки в глубокометаморфизованных породах чарской серии архей. В зонах интенсивной раннепротерозойской гранитизации - митатитовые купола, "чаши", межкупольные килевидные синклинали и гребневидные антиклинали; 2 - синклинальные архейские граниты. Верхний структурный комплекс: 3 - Простые, открытые, симметричные брахиантиклинальные складки, образованные породами глинисто-песчаной формации иквобской-чигаянской свит. В зонах разломов узкие линейные синклинали и антиклинали; 4 - те же складчатые формы, образованные породами терригенно-карбонатной формации александровской и бутуновской свит; 5 - широкая мультисубразная синклиналь, образованная породами песчаной формации сахалинской свиты; 6 - раннекладчатые раннепротерозойские интрузивы ортоамфиболитов тепранского комплекса; 7 - гранито-гнейсы, гнейсо-видные граниты и гранитизированные породы раннепротерозойского этапа гранитизации и ремобилизации архейского кристаллического щита (1-й фаза куандинского комплекса); 8 - раннепротерозойские метасоматические гранитоиды (2-й фаза куандинского комплекса в зонах диванометаморфизма); 9 - посткладчатые интрузивы гранитоидов чуйско-коларского комплекса. Интрузивные "часовые пояса" протерозойского и палеозойского этапов тектоническо-активизации платформ; 10 - приразломные позднепротерозойские (?) интрузивы гранитов; 11 - приразломные палеозойские интрузивы шелочных и нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов. Прочие обозначения: 12 - разломы архейского времени заложения, долгие ложущие, местами отраженные в верхнем структурном комплексе; 13 - разломы раннепротерозойского времени заложения, долгие; 14 - ось антиклиналей архейских складок; 15 - ось синклинали архейских складок; 16 - структурные линии (стратосиолисы) в нижнепротерозойских породах; 17 - места отбора проб на определение абсолютного возраста. Методы определения: в) свинцовый и б) калий-аргоновый. 18 - геологические границы. Римскими цифрами на схеме обозначены структурные антиклинали: I - Пурчиканская, II - Токканская, III - Иквобская, IV - Чигаянская. Синклинали: V - Сахалинская, VI - Бутуновская, VII - Валканская. Траппы: VIII - Оюндинский, IX - Тарым-Юрхский, X - Ичгалинский.

Археюские структуры, переработанные в эпоху раннепротерозойской гранитизации, в современном своем виде сохранили структуру раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов и "чаш" (гранито-гнейсовые купола - структуры антиклинальной формы, в "чашах" - синклиналиподобной формы). Структуры, созданные митматизированными и трансформированными гнейсами архея, развиты, главным образом, на юго-востоке района и в его центральных частях, вплоть до границы с прогибом, сложным нижепротерозойскими породами Удунканской седали. Митматитовые купола и "чаша" имеют в плане овальные очертания и большей частью пологие падения (10-30°) гнейсовидности. Отдельные купола, иногда вытягивались, переходят по простиранию в преобладающие антиклинали (митматитовые валы) либо кидвидные синклинали с крутыми (до 70°) углами падения гнейсовидности.

Наиболее крупный митматитовый купол с радиусом 6 км располагается в верховьях рек Хани, Икабэкен и Муудун. Внешняя (южная) часть купола, сложенная раннепротерозойскими гранито-гнейсами и трансформированными породами, принаклет к тектоническому шву, являющемуся в пределах рассматриваемого района северной границей Коларо-Удоканского прогиба. В северной части купола располагается митматизированные гнейсы архея, элементы залегания которых подчинены внешнему гранито-гнейсовому оформлению. На юго-востоке района на водоразделе Калакан - Ю-Кюэль отмечаются две изометричные "чаша" диаметром 1,5-2 км, смежные вытнуты в северо-западном направлении (параллельно долине р. Ю-Кюэль) антиклиналь в. Падения гнейсов в "чашах" 30-35°, в антиклинали от горизонтальных в замке до 35-40° на крыльях. От вершины р. Калакан к северу-северо-западу протягивается еще одна вытянутая структура, в пределах которой (междуречье Калакан - Ю-Кюэль и Калакан - Саку) фиксируется две изометричные (кольцевые) синклиналиподобные складки с наклоном гнейсовидности 30°. В крыльях и ядрах описанных структур располагается раннепротерозойские гранито-гнейсы с элементами гнейсовидности, андологичной митматитовым куполам и "чашам". Оригинальной структурой является синклинали, протягивавшаяся от р. Ю-Кюэль на северо-запад до широтного участка р. Хани. Длина структуры по оси 28-30 км, размах крыльев от 10 до 8 км. Ее крылья образованы трансформированными породами каляканской свиты архея, ядро складчат метаморфизованные породы кидвидской свиты нижнего протерозоя.

Заложены в археюскую эпоху тектогенеза разрывные нарушения образуют две системы: субмеридиональную и северо-запад-

ную. Субмеридиональные нарушения возникли, вероятно, одновременно с субмеридиональными складчатыми структурами архея и являются протяженными круглоцилиндрическими разломами. Последствия по этим нарушениям развивалась зона дислокационного метаморфизма шириной от 50 и до 8-14 км. Глубинный и долговременный характер субмеридиональных разрывов подтверждается тем, что часть их ограничивает грабени, выполнение нижепротерозойскими отложениями, и контролирует выделение раннепротерозойских ультрабазитов и позднепротерозойских (?) гнейсовидностей и гранитов. Помимо динамометаморфизма в зонах субмеридиональных разломов широко проявился процесс раннепротерозойского метасоматоза, выразившись в микроклинизации мигматов и катаклизмов вплоть до образования метасоматических гранитоидов. Северо-западные разрывы отщипываются от вышеописанных нарушений меньшими размерами зон митматизации и катаклиза (до 100 м). Эти разломы сопровождаются тектонитами и мелкими святими, иногда опрокнутыми окладками, чем и доказывается древний возраст их заложения. Наиболее крупный разлом северо-западного направления проходит вдоль долины р. Ю-Кюэль. Здесь отмечается зона (до 2,5 км ширины) субпараллельных оближенных (0,3-1,5 км) разрывов круглоцилиндрических (70-80°) на шп. Крайний северо-восточный шов зоны Ю-Кюэльского разлома разгрягивает трансформированные породы архея и метаморфизованные нижепротерозойские породы кидвидской свиты. Северо-западное продолжение зоны Ю-Кюэльского разлома заложено позднее протерозойскими (?) гранитами и палеозойскими шлочными и субшлочными породами Сакунского массива. Большинство из заложенных в архея разрывов сохранили овод мобильность и в последующие периоды геологической истории. Поэтому те из них, которые фиксируются в верхнем структурном комплексе и имеют северо-западное и субмеридиональное простирание, могут рассматриваться в качестве отраженных разломов археюского цикла.

Большая мощность и первично линейные протяженные складчатые структуры архея свидетельствуют о возможно протогоеоинклинальном (по терминологии Е.В. Лавловского) характере его развития. Археюский этап развития (накопление эффузивно-осадочных и осадочных толщ, которые в результате метаморфизма были превращены в амфиболиты, амфибол-пиперитовые, биотит-амфиболиты, биотитовые и гранатосодержащие слитковые гнейсы и кристаллические сланцы; складчатость, палингено-метасоматические граниты) завершился на рубеже 3000-3100 млн. лет.

Верхний структурный комплекс оформлен породами нижнепротерозойской улуканской серии, залегающей со стратиграфическим несогласием на архейских толщах. Накопление многокилометровой толщи улуканской серии произошло в двух структурно-формационных зонах, образовавшие которых связано с этапом мощных дифференциальных движений архейского кристаллического покрова. Первая структурно-формационная зона - зона устойчивого прогиба, вторая - зона относительно устойчивых поднятий.

Зона устойчивого прогиба охватывает площади бассейнов рек Бол.Икюбья, Сакукан и Чиккандя и относится к северо-восточной части обширного Колдиро-Улуканского прогиба (по Лейтесу) прогиба, простирающегося далеко на юг и юго-запад за пределы района. Отложения улуканской серии представлены здесь всеми подержными и имеют суммарную мощность около 12 тыс. м. В пределах района северная и восточная границы прогиба с архейскими структурами, большей частью переработанными раннепротерозойской трансформацией - тектоническое (р.Сакукан, верховья рек Икюбьякан и Чиккандя). Северо-восточная граница прогиба залечена интрузивной палеозойских щелочных и субщелочных пород и частично раннепротерозойскими метасоматическими трансформациями II фазы куандинского комплекса.

Зона относительно устойчивых поднятий располагается к северу и северо-востоку от указанных трендов и охватывает более 75% площади района. В этой зоне образованы, формируются верхний структурный комплекс, располагаются ядро в локальных вложенных синклиналях (междуречье Ко-Кюэль - Саку - Хани), ядро в тектонических трендах (река Олондо, Тарын-Юрх, левобережье р.Эвонокит) и представлены только икюбийской свитой мощностью до 2500 м.

В Колдиро-Улуканском прогибе преобладают простые симметричные брахиоклиналильные складки, образованные породами лингистопеушной формации икюбийско-чиккандинской свиты, терригенно-карбонатной формации александровской и бутунской свит, а также выделены широкая мультисубразная синклиналь, образованная породами песчаной формации сакуканской свиты. В зонах разломов, большая часть которых является структурными расколами кристаллического покрова, формируются узкие линейные синклинали и антиклинали, которые наиболее типичны для зоны устойчивых поднятий.

Ядро тектонических контактов окраины прогиба обычно моноклиналиные (в сторону от контактов) наклоняются над углом 50-70°. Ближе к центральной части прогиба отмечается усложнение складчатости. Здесь наблюдаются три открытые синклинали (Сакуканская, Бутунская и Талаканская) и две приразломные антиклиналильные складки (Икюбийская и Чиккандинская). Сакуканская синклиналь осложнена синклиналями второго порядка, большая часть которых располагается вдоль ее индентурирующей шариры северо-восточного (правобережье р.Бол.Икюбья), субширотного (междуречье Бол. Икюбья - Сакукан) и вновь северо-восточного (на месте воздымания шариры, верховья р.Сакукан) простирания. Крылья Сакуканской синклинали, сложенные породами икюбийской - икюбской свит, падены под углами от 50° до 60° (северное и северо-восточное крылья), до 40-45° (южное и юго-восточное крылья). Синклинали второго порядка, образованные породами чиккандинской - бутунской свит, выделены центральную часть основной структуры, имеют линейную протяженность оси до 8 км) и брахиформную конфигурацию, падены (протяженность оси до 60°). Сакуканская синклиналь на юго-востоке соприкасается с Икюбийской антиклиной. Периглициальный замок этой антиклинали располагается в месте резкого изгиба р.Бол.Икюбья, где складка имеет складку узкую линейную форму (40-60°). Икюбийская антиклиналь, ось которой совпадает с северо-восточным разломом, залеченным дайкой позднепротерозойских (?) гранитоидов, расширяется к северо-востоку и на участке воздымания шариры (верховья р.Бол.Икюбья) переходит в моноклинали (30-70°) северной окраины прогиба.

Икюбийская антиклиналь разделяет Сакуканскую и Бутунскую синклинали. Последняя занимает междуречье Бол.Икюбья, Талакана и Чиккандя. Ось этой широкой структуры протягивается от верховьев р.Талакан на северо-восток к верховьям р.Саку. В том же направлении происходит и воздымание ее шариры. Северо-западнее крыла синклинали, образованное породами чиккандинской свиты, падены под углом 30-45°. Местами отмечается усложнение крыла более мелкими складками. На участке воздымания шариры углы падения складки - 35-20°. Восточное крыло структуры осложнено ядром поперечными складками, углы падения крыльев, образованных здесь икюбийско-чиккандинской свитами, колеблется от 30° до 60°. Центральная часть Бутунской синклинали имеет сложное строение. Породы бутунской и александровской свит образуют здесь ряд мелких, часто поперечных основному направлению, крутых (50-60°) складок, которые срезаются ориентально пологими (от 5-10° - верховья р.Та-

дажен до 20-30°) структурами, образующими несвязными скаученской свиты; последние заходят со стратиграфическим, в местами и с угловым несогласием на подстилающих породах.

Читкинская интрузивная пророчка к зоне северо-западного разлома, проходящего поперечно всем основным направленным просириями, выше охарактеризованных складок, от Верховьев рек Сред. Талыкан и Талыкан в долину р. Бог. Кюель. Ось складки согласна на контрполюсному разлому. Ее северо-восточное крыло является одновременно крылом Бутунской синклинали. Юго-западное крыло образуют породы Бутунской, александровской и читкинской свиты, которые имеют подчиненное разлому просириями. Вблизи тектонического шва указанные породы падает на юго-запад (50-80°). Они интенсивно дислоцированы, микротектонизированы и каталогизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и окварцованы. Среди доломитов и известковистых известняков Бутунской свиты в зоне разлома развиты сингенетические брекчии и конгломерато-брекчии, которые свидетельствуют о долгоживущем характере нарушения, вплоть которого безразлично происходила дивергенция, достигшие своей кульминации в предскаучканское время. Скаучканская свита, которая образует крылья разложенной ниже Талыканской синклинали, в зоне разлома нарушена сравнительно слабо; заметна она почти горизонтально (5-10°), либо под небольшими углами (30°) на дислоцированных ниже нижележащих Бутунской и отчасти александровской и читкинской свит. Читкинская интрузивная разширяется к востоку, ее крылья выдвигаются (40-50°) и сдвигаются со структурами юго-восточного крыла Бутунской синклинали. К западу же Читкинская интрузивная суживается, углы падения слоев достигают 60-80°, иногда вертикальные. Нередко наблюдаются и опрокинутые залегания слоев. Фрагменты этой поперечной, предразломной структуры отмечены в Верховьях кп. Торки и р. Амудуша.

Широкая мультисубразная Талыканская синклинали образована породами скаучканской свиты. Талыканская синклинали, которая выходит далеко за пределы района, имеет брахиформные очертания, умеренные углы падения крыльев (25-45°). Вблизи с разломом отменяется более крутые (до 70°) залегания слоев.

Нижепротерозойские структуры в зоне относительно устойчивой полилитической платформы либо синклиналими, вложенными в тело триасово-юрского и мелово-палеогенового архейского фундамента, либо узкими линейными складками приразломными складками в пределах ограниченных швами глубокими разломами.

Структуры первого типа представляются несколькими синклиналими, расположенными на юго-востоке района. Наиболее крупные синклинали, сложенная породами кыбикской свиты, располагается на междуречье Юс-Кюель - Хани - Сяку. Ось ее протягивается с юго-востока на северо-запад на 28-30 км. Ширина складки от 3 до 8 км. В зоне возмущения шарира этой структуры (р. Юс-Кюель) падения слоев не превышают 30°, к северо-западу крылья синклинали сорваны по разломам, причем склоны, слагающие северо-восточное крыло, падает на юго-запад под углами 40-45°, в юго-западное крыло подвинуто по линии взброса, а слой здесь имеет либо почти вертикальное, либо юго-западное крутые (70-80°) углы падения. Осевая часть синклинали нарушена многочисленными согласными разломами, контролируемыми раннепротерозойские интрузии. К северо-западу, на междуречье Хани - Сяку, окривляется синклинали из средне-таежно узкой линейной структуры превращается в брахисинклинали (падения крыльев 20-30°), центральная часть которой занята кыбикской осью и последним массивом раннепротерозойских гранитов. Западнее фиксируется еще одна синклинали с северо-восточным просириями осей и падениями крыльев от 30 до 40° (правый водопад р. Сякукин, к юго-востоку от оз. Читкинка). Характерной особенностью синклинали в зоне устойчивых поднятий является их падение согласно с подстилающими триасово-юрскими породами архея.

К структурам второго типа относятся: Олондинский, Тарын-Юрхский и Итчиликский. Олондинский тесно протягивается от вершины Хани и Скаучана, где его ширина равна 2,5 км, на северо-северо-востоке. Вдоль долины р. Оюндю в Верховья р. Токко. Максимальная ширина тесны - 11 км (в районе водопада Оюндюсеверу (вершина р. Токко) тесны выклинивается, переходя в меридиональную тектоническую зону. Тарын-Юрхский тесны ответвляется от Олондинского и протягивается от водопада Оюндюсеверу-Юрх, где имеет ширину 11 км, на север вдоль долины р. Тарын-Юрх, суживаясь здесь до 2-3 км. Протяженность Олондинского тесны - 45 км, Тарын-Юрхского - 20 км. Отдельный тесны протяженности на 22 км от р. Каминда на север до вершины р. Эвонокит, суживается на 0,8-1,5 км. На северном фланге он резко расширяется шириной 3-5 км и имеет в плане многоугольную конфигурацию. Породы кыбикской свиты, выходящие тесны, сбиты в крутые симметричные (45-80°) синклиналиные складки (Олондинский, Итчиликский тесны) либо образуют опрокинутые синклинали с крутым (до 80°) падением осевой плоскости (Итчиликский, Тарын-Юрхский тесны), реже

отмечается сочетание сжатых крутых (60-80°) синглинажей и анти-клиналей с размахом крыльев 0,5-2 км (северный фланг Инчуйского-го грабена). Складчатые структуры грабенов осложнены параллельными и секущими разломами, в пороги, их выполняющие, пронизаны телами раннепротерозойских ороанфиболитов.

Разрывные нарушения нижепротерозойской эпохи тектонеза подразделяются на субмеридиональные и северо-западные разломы, которые являются отрезанными расколами ардейского цоколя, и субширотные и северо-восточные разломы, видимо, протерозойского заложения. Субмеридиональные и близкие к ним отрезанные расколы в пределах Кодаро-Дюканского прогиба развиты слабо. Один из них (бассейн р. Джелтукта) ориентирован прогиб с востока, имеет крутое западное падение (30°) и сопровождается довольно широкой (1-1,5 км) зоной расчленения. Ряд крутопадающих субмеридиональных разломов располагается на крайнем западе района и сопровождается среднеглыбокими узкими (15-150 м) зонами катякдзыа, мелко-нелазивши и расчленения. Амплитуды перемещений по отрезанным разломам, видимо, не превышали первых сотен метров.

Северо-восточные и субширотные разломы развиты широко. Часть их осложняют структуры грабенов и сопровождаются зонами миконитов, в один разлом отрезывается с севера нижепротерозойский прогиб от выступа архейских образований и зон гранитизации. Он представляет собой крутопадающий (70°) на юг сброс с амплитудой не более 100-150 м. Как правило, северо-восточные и субширотные разломы имеют крутые углы падения плоскости смещения и сопровождаются среднеглыбокими узкими (50-100 м) зонами катякдзыа и миконитизации. Эти разломы контролируют внедрение раннепротерозойских (?) даек габбро-диабазов.

Из приведенной характеристике всех разломов видно, что они являются долгоживущими, в многие из них проявились и в каменноугольном периоде. Долгожизненно существовала современная рельефа. Судя по мере, в основном вертлжкыныне, амплитуды смещения по некоторым долгоживущим разломам достигают 1000-1500 м.

Согласное положение линейно-выступов, крутопадающих тел раннекаледонских ороанфиболитов тепранского комплекса во вращающихся в грабенах обусловлено совпадением простираний вращающихся пород с направлением основных контролируемых разломов.

Большую роль в формировании структур района сыграли раннепротерозойские гранитоиды I фазы куандицкого комплекса, которые возникли в результате ультраметаморфизма и анатексиса в ардейском кристаллическом цоколе. При этом породы ардейского цокола претер-

пели пластичные деформации, выраженные в образовании гранитогнейсовых куполов и "чаш". Выявленное соподчинение структур ороановия нижепротерозойских толщ локальным вторичным структурам ремоделированного яруса, при явном стратиграфическом и региональном структурном несогласии этих комплексов, характеризует специфику их структурно-стратиграфических взаимоотношений. Можно предположить возможность взаимосвязь процессов становления Кодаро-Дюканского прогиба и гранитизации, которая, зародившись в кристаллическом основании, может пройти все стадии от анатексиса, палингенеза (I фаза куандицкого комплекса) и метасоматоза, прорывленного вдоль мощных зон дислокационного метаморфизма (II фаза куандицкого комплекса), до образования магматического интрузивного расплава и внедрения его в верхние горизонты земной коры (шкорообразные и внедрения по форме, реже линейные трещинные тела чужко-кодарских гранитов). После внедрения чужко-кодарских гранитов (1850-2000 млн. лет) структуры яруса и нижнего протерозона приобрели жесткость, образовав гетерогенный фундамент эли-раннепротерозойской платформы.

Верхнепротерозойский платформенный чехол, образованный подогладевшими карбонатно-терригенными отложениями сельской свиты, сохранился в двух небольших изолированных тектонических блоках. На тектонической схеме эти фрагменты чехла не показаны из-за очень небольших размеров.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО И ПАЛПРОЗОЙСКОГО ТИПА - МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМЫ

Предполагается, что активизация тектонической деятельности в верхнем протерозое связана с формированием в это время определенной с широты Верхне-Калдарской депрессии. Все позднепротерозойские (?) интрузивы, известные в районе (дайки габбро и гитеробазитов доорского комплекса и трещинные интрузивы гранитоидов), располагаются в теле платформенного основания, используя для своего внедрения ожилы в верхнем протерозое разломы и тектонически ослабленные зоны более древнего заложения. Этап позднепротерозойской активизации платформ завершился на рубеже 1000-1100 млн. лет.

Палеозойские шедочные и субшедочные интрузивы, внедрились по наиболее ослабленным зонам глубоких разломов на рубеже 340-250 млн. лет.

Муруринского штока, большая часть которого перекрыта рыхлыми отложениями.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф района представляет собой сочетание двух основных тегетических групп: скульптурной и аккумулятивной (рис. 3).

Скульптурный рельеф

Дополненная денудационная поверхность в равнинной части — это слабая наклонная (5-8°) равнина, в пределах которой отмечаются небольшие куполообразные возвышенности высотой 40-50 м. Поверхность плоских водоразделов покрыта крупнолыбыми валунами, на фоне которого выступают редкие денудационные останцы коренных пород. Эта поверхность в результате новейших движений была переделана на различные гипсометрические уровни.

На относительно стабильных участках на северо-западе района (междуречье Мурурин — Эгтахлир) реликты денудационной поверхности сохранились на сравнительно широких площадях водоразделов. Здесь она располагается на абсолютных уровнях 1000-1300 м и местами погребена под средневетеручными рыхлыми отложениями. Минимальные абсолютные уровни выровненной поверхности (1000 м) отмечены в аналогичном уровне неогеновых (а, возможно, и верхнемезозойских) поверхностей Байкало-Татского нагорья (Золотарев, 1964), которые маркируют относительно стабильное соотношение региона к началу плицена. На участках относительно умеренных поднятий (верховье рек Эгтахлир, Курун-Арак, бассейн рек Ондон, Хани, Камканд) реликты этой поверхности располагаются на высотах 1300-1800 м. На участках максимальных поднятий реликты выровненной поверхности располагаются на высотах 1800-2300 м (бассейны рек Чатканд, Ю-Кюль). Помимо этих переделаний, связанных со значительными деформациями коры (вплоть до 1000-1200 м), на отдельных плоских водоразделах отмечаются и более мелкие локальные поверхности выравнивания, в результате чего создаются многоступенчатые строение водоразделов при высоте тектонических ступеней от 15-20 до 100-150 м. Дополненная возрост выровненных поверхностей водоразделов определяется тем, что к западу от района, в пределах хр. Улокан, аналогичные поверхности перекрыты плиценовыми базальтами (Буфеев, 1965б).

Плиоцен-нижнечетвертичный возростной денудационный рельеф на северо-западе района занимает площадь междуречья Мурурин — Эгтахлир, в центральной и юго-восточной частях района — бассейны рек Ондон, Хани и Ю-Кюль, а на юге территории — бассейн р. Чатканд. На северо-западе района на относительно стабильном участке развит в основном эрозивно-денудационный низкотеррасный слабообширенный рельеф, морфологически приближающийся к пологосклонному нагорью. Крутизна склонов здесь не превышает 20°, а энергия рельефа не более 300 м. Большая часть центрального и юго-восточного района относится к участку относительно умеренных поднятий. Здесь наиболее широко развит среднегорный рельеф расчлененный рельеф, который характеризуется более крутыми (до 30°) склонами. Относительные превышения достигают 500-600 м. На участке максимальных поднятий (бассейн р. Чатканд) развит высокогорный острый расчлененный рельеф. Реликты доплиценовой денудационной поверхности, поднятые здесь до уровня 2200 м, отмечаются в крайних редко. Расчленение интенсивное, относительные превышения достигают 800 м, склоны крутые (до 40°), иногда образуются водоразделы узкие.

Плиоцен-нижнечетвертичный рельеф в среднечетвертичное время подвергся денниковой обработке. Наиболее пониженные участки пологосклонного нагорья перекрыты рыхлыми средневетеручными отложениями, а на склонах и водоразделах отмечаются следы денниковой экзарзации и отдельные денниковые валуны. В пределах высокогорья наиболее крупные речные долины, такие как Чатканд, Та-дван, верховья Амудиса совместно с кл. Индр, приближались по своим формам к тротоям, а дна их были выполнены средневетеручными денниковыми отложениями. Средневетеручная денниковая обработка плиоцен-нижнечетвертичного рельефа имеет драматичный облик, является наложенной и не может рассматриваться как самостоятельный тип рельефа.

Возрост эрозивно-денудационного рельефа определяется по аналогии с морфологически оплотненным рельефом, развитым к западу от района в бассейне рек Курун и Эманх (лист 0-50-XXXIV). В долинах рек Курун и Эманх известны кораллитные ступени рельефу плиоцен-нижнечетвертичные аллювиальные отложения (Музис, 1964ф).

Верхнечетвертичные возростной денудационный рельеф на востоке, юго-востоке и северо-западе района. К ним относятся меркциональный отрезок долины р. Хани,

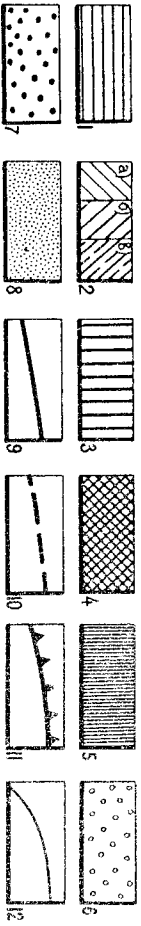


Рис. 3. Геоморфологическая схема

Скульптурный рельеф: 1 - долинкованная поверхность эрозионными; 2 - плоскоплато-капчеватый типичный эрозионно-ледниковый рельеф; 3 - низкотеррасный слабо развитый на участках отложениях отвалов; 4) средний типичный умеренно расчлененный на участках отвалов; 5) умеренно умеренный покатый; 6) высокогорный сильно расчлененный на участках отвалов; 7 - высокогорный покатый; 8 - долинкованная поверхность эрозионно-ледниковый типичный; 9 - долинкованная поверхность эрозионно-ледниковый типичный; 10 - долинкованная поверхность эрозионно-ледниковый типичный; 11 - долинкованная поверхность эрозионно-ледниковый типичный; 12 - долинкованная поверхность эрозионно-ледниковый типичный.

р.Юз-Кыль, р.Эвонokit и верховья р.Курунт-Юрэх. Все эти долины врезаны в доплищенную денудационную поверхность вырванных-ния и пикопен-нижнечетвертичный среднегорный рельеф. Они характерны глуконным врезом (до 600 м), имеют круглые склоны и иногда каньонобразные формы. Возраст перенесенных долин определяется по комплексу сложенных в них рыхлых отложений, которые содержат в себе образованные древние верхнечетвертичные. Корректные описанию рельефу аллювиальные верхнечетвертичные отложения известны на рассматриваемой площади.

Верхнечетвертичный эрозивный рельеф денудационный в высокогорных районах приурочен к участкам максимальных поднятий: между реками Амудия и Талкан; водораздельное пространство рек Читканда, Талкан, Амудия, Мурун, Курунт-Юрэх, Хани и Саку; водораздел рек Эвонokit, Олондо, Токко, Тарын-Юрэх, Эбгах, Курунт-Юрэх. Абсолютные максимальные уровни водоразделов этого рельефа снижаются с запада на северо-восток от 2500 до 2200 м. Как правило, верхнечетвертичный денудационный рельеф развивается по эрозивно-денудационному плиоцен-нижнечетвертичному высокогорному и отчасти среднегорному рельефу, при этом площади, занятые денудационным рельефом, занимают северные склоны поднятий. В результате дополнительного эрозивного расчленения и интенсификации переделки каровыми и горно-долинными денудациями был создан альпийский рельеф с относительной энергией до 1000-1200 м. Основные формы рельефа - кары, каровые трещины, пики, карлики, тропи. К этому же типу рельефа отнесены тундровые троповые долины, пересекающие участки более древнего рельефа.

Современные эрозивные долины доминируют в области формирования новейших блоковых перемещениями. Наиболее крупными эрозивными долинами этого возраста являются долины на перехватах в верховьях р.Сакукан и протяженный каньон р.Юз. Инабы. Повсеместно отмечаются также отдельные мелкие эрозивные каньоны, борозды, цирки, которые резко наложены на все более древние аккумулятивные формы. Глубина современного врезания составляет 50-100 м. Корректные описанию долинам современные отложения выстилают днища всех крупных рек района.

Общие положения в аккумулятивном рельефе занимают следующие участки, перемещенные относительно друг друга на различные геоморфологические уровни. Они являются наиболее яркими геоморфологическими выражением новейших движений. Тектонический уступ, расположенный

шился вдоль северной границы территории, ограничивается с запада Токкинской котловиной, выходя к западу за пределы района, к востоку этот уступ индифицируется верхнечетвертичной мореной. Бровка уступа выражена четко, ее превышение над подножием достигает 360 м, крутизна склона 45-60°. К югу от этого уступа на расстоянии 30 км - Турпакан располагаются два горных поднятия, водораздел которых занимает абсолютные уровни 1360 и 1548 м. Морфология уступов аналогична описанному выше, высота их колеблется от 200 до 400 м, крутизна склонов 40-60°, протяженность от 2 до 8 км. Крупный тектонический уступ располагается в бассейне р.Мурун. Он разграничивает депрессионную северо-западную часть территории от наиболее поднятой высокогорной юго-западной части. По геоморфологии и основным параметрам он аналогичен вышеописанным. Склоны всех тектонических уступов прогибаны современными эрозивными долинами, верхнечетвертичными троповыми и у подножья этих уступов формируются конусы выносов и денудационно-проливиальные предгорные шлейфы. В формировании тектонических уступов принимала участие движением разного времени. Поскольку на рассматриваемой площади разделение уступов по возрасту не представляется возможным, их возраст определяется как до верхнечетвертичный.

Аккумулятивный рельеф

Среднечетвертичная моренная равнина развитая главным образом на северо-западе района, в бассейне р.Курунт-Юрэх. Моренная равнина располагается на покое доплищенную поверхность выравнивания и пикопен-нижнечетвертичного пологоосклонного нагорья. Основными формами моренной равнины являются бесплурально развитые холмы высотой 3-4, реже до 10-12 м и западины - плоские участки до 2-3 км ширины. Вершины холмов уплощенные, склоны пологие, углы незначительные, редко достигают 10°. Время формирования моренной равнины определяется возрастом слагающих ее среднечетвертичных отложений.

Верхнечетвертичный холмистый трапециевидный рельеф конических стадий в верховьях и боковых морен наиболее отчетливо выражен по периферии крупных поднятий. Наиболее крупные моренные валы наблюдаются в долинах рек Токко, Тарын-Юрэх, по р.Олондо, у оз. Читканда и в бассейне р.Мурун. Рассматриваемый рельеф представляет собой окончание бесплурально развитых

холмов и гряд высотой от 4-6 до 100 м и более. В некоторых случаях валы сглаживаются, образуя моренный шлейф подолья. Подложки между моренными холмами и грядами, как правило, заболочены или заняты небольшими озерами. Другое отличие конечно-моренные валы обычно имеют крутой (до 20°) внутренний склон прилегающего контакта и несколько более пологий (до 15°) лобовой уступ. Возраст рельефа определяется по возрасту формирующих его образований (второй половина верхнечетвертичного времени).

С о в р е м е н н ы й р е л ь е ф в л т о в а л ь н о й п о й м е развит вдоль русла основных водотоков. Пойма высотой до 2 м, как правило, очень узкая, но на отдельных участках встречается расширение, обзанные озонами пропихожденем развитий наделен.

В геоморфологическом развитии района можно наметить четыре основных этапа. Первый относится к допликционного времени (верхний мел - палеоген), когда происходило формирование поверхности выравнивания. Второй этап охватывает период от начала неогена до конца среднечетвертичного времени; он характеризуется первоначально сводовыми, а затем блоковыми движениями, разрывными по интенсивности расчленением участков и формированием эрозивно-денудационного среднегорного и высокогорного рельефа. На заключительной стадии этого этапа наиболее возвышенные аккумулятивные формы рельефа подвергались денудационной обработке, а на пониженных участках накапливались ледниково-аккумулятивные образования и формировалась моренная равнина. Третий этап характеризуется новыми интенсивными олоковыми движениями, оживлением линейной грядовой эрозии и локальным для района верхнечетвертичным оледенением. Происходило образование альпийских форм рельефа и холмисто-грядового рельефа моренных валов. Заключительный, четвертый этап относится к послеледниковому времени. Здесь отмечаются продолжающиеся сейсмическая активность, широкий комплекс эрозивных процессов и незначительная аккумулятивная роль материала в долинах современных долин.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа С-50-XXX известно 120 проявлений и месторождений полезных ископаемых.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Медь

Коренные проявления меди связаны с медистыми песчаниками и алевролитами удюканской серии нижнего протерозоя, а также с сульфидной гидротермальной минерализацией, приуроченной к разломам и кварцевым жилам.

Пласты медистых песчаников и алевролитов известны в Икандийской, Янжской, Читкандийской, Ялксандировской, Стунской и Сакуканской свитах.

Медистые песчаники отмечаются в нижней и в верхней половинах Икандийской свиты, в верхних р.Хани (49) и в верхних р.Сакукан (52). В первом случае оруденение приурочено к пласту мелкозернистых метаморфизованных медистых песчаников мощностью 9,2 м и прослеженной протяженностью 30 м. Песчаники содержат между кристаллической борнита и ковеллита и залегают среди метаморфизованных, биотитизированных алевролитов и песчаников. Содержание меди - 0,1%. Во втором случае песчаники с кристаллической халькопирита, халькозина, пирита, реже телурита и молибденита залегают пласт мощностью до 1,5 м, который прослежен по простиранию на 150 м, а по падению (аз.пад. 70°, угол 45°) - на 50 м. Среднее содержание меди (по 40 спектральным анализам скелетных проб) - 1%, максимальное (по данным хим.анализа ступенной пробы) - 1,69%.

Проявление меди в Янжской свите расположено в верхних р.Бол.Икандья (33). Здесь прослежен пласт алевролитов мощностью 0,5 м и протяженностью 30 м с тонкими прослойками выделенными, налетами и привазами махаита и азурита. Спектральный анализ ступенной пробы показал содержание меди 0,1-0,6%.

В Читкандийской свите установлено 12 проявлений меди. Наиболее крупное из них (95) расположено в нижнем течении кл.Красного, правого притока р.Бол.Икандья. Медистые песчаники, обнажившиеся в правом борту каньона кл.Красного, приурочены к верхним средней части разреза Читкандийской свиты. Медленосная гонша мощностью 200 м и протяженностью 1000-1200 м состоит из ритмично чередующихся песчаников, коссолокостых, волнистослоистых и торсионных осадочных, олигомитовых и известковистых и яввролитов. В них

Таблица 8

№ п/п	№ про-явления	Местонахождение проявления	Мощность пластов, м	Протя-женность пластов, м	Содержание меди, %
1	35	р. Бол. Исады, Верховья	0,5	400	До 2,9, ср. 0,8
2	98	кл. Скалистый	0,5-2,0	1500	0,4
3	100	р. Камустях	0,5	Первые метры	0,07
4	102	р. Бол. Исады, левый берег	0,4	200	0,4
5	103	кл. Торки, правый водораздел	0,5-1,0	1000	0,1-0,2
6	104	Левобережье кл. Камустях	0,5-1,0	600	0,1-0,2
7	105	кл. Торки, правый водораздел	0,5-0,1	1500	0,1-0,2
8	107	кл. Торки, верховья	1,0	1500	0,1
9	110	кл. Торки, верховья	15,0	50	0,15
10	112	кл. Долгий	1,8	2000	0,05-0,07
11	113	кл. Грымной	1,0	3500	0,2-0,5

Коренные проявления меди, связанные с нижним меденосным

горизонтом, известны в бассейне р. Сакунян (94), в верховьях кл. Бугун (114), в истоках кл. Камустях (115), в бассейне р. Бол. Исады (106). Во всех случаях меденосные горизонты сложены тонкопелерскалькшисля (мощность слоёв от 0,5 до 5-10 см) розовато-серыми и серыми карбонатными (до 30% карбоната) песчаниками и алевролитами. Мощность меденосных пластов невелика - 0,20-0,35 м. Руды бедные (содержания меди 0,2%, редко до 0,35%), что обусловлено убогой выщелоченностью халькопирита и борнита с примесью пирита. Протяженность меденосных пластов значительна: от рудопоявления р. Сакунян (94) меденосный пласт прослежен на 7 км.

зах толщи (80 м) отмечается переслаивание песчаников и алевролитов. В верхах (120 м) преобладают песчаники. Песчаники с выщелоченной халькопирита и борнита, реже пирита, арсенопирита, пирротина и легкой руды слатаги 17 кудиообразно расположенных горизонтов различной мощности и протяженности. Верхний - семнадцатый горизонт, имеющий мощность 25 м, и прослеженную протяженностью 100 м, опробован на всю мощность по 5 профилям через 20 метров. Средневыщелоченное содержание меди 1,48-3,34%. Медленосная пачка, включающая 11-16 горизонты, характеризуется средневыщелоченным содержанием меди, равным 0,26%. Содержание меди для 38,5-метровой пачки, объединяющей горизонты 7-10, равно 0,17%. Нижняя часть разреза сплошному опробованию не подвергалась. Максимальные содержания меди достигают здесь первых десятков долей процента. Ориентировочные запасы по кл. Красному оцениваются в 50-100 тыс. тонн металла (Богданов, 1960ф). По простейшему округлению же прослеживается, но предполагается продолжение рудной залежи на глубину. Другое проявление меди, локализуемая в чукчандинской свите, пророчены либо к верхам средней части ее разреза, то есть занимают тот же стратиграфический уровень, что и вышеописанное проявление (98 100), либо к низам этой же части ее разреза (103, 104, 105, 107, 113). Ряд проявлений отмечается в нижней части разреза чукчандинской свиты (102, 110, 112). Реже пласты мелистых песчаников отмечаются в верхах свиты (35). Для всех проявлений характерно наличие пластов мелистых карбонатных метазернистых песчаников и реже - мелистых алевролитов. Основные рудные минералы халькопирит, борнит, халькозин. Текстуры руд выщелоченные, прожилково-выщелоченные. Оруденение неравномерное. Основные параметры этих проявлений и содержания меди следующие (табл. 8).

Проявления меди в песчаниках и алевролитах меденосной свиты пророчены к двум стратиграфическим уровням. Нижний меденосный горизонт залегает в 50-70 м от основания свиты и представлен одним, реже двумя пластами мелистых песчаников и алевролитов. В последнем случае пласты разделены 15-20-метровой пачкой безрудных пачек. Верхний меденосный горизонт залегает в 45-60 м от кровли свиты и представлен одним, реже двумя пластами мелистых песчаников и алевролитов. В последнем случае пласты разделены 35-метровой пачкой безрудных пород.

Медноосный пласт в кд. Перевальном (114) протягивается на запад до истоков кд. Камустях (115) на 6 км и на восток до устья кд. Бугун на 4 км. Распределение сингенетичной медной минерализации внутри протяженных пластов крайне неравномерное, прерывистое, вплоть до полного ее исчезновения.

Наиболее богатые проявления меди в Верхнем медноосном горизонте известны в бассейне р. Бол. Икбады, на водоразделе кд. Индр и кд. Домомитового (97 и 99). Здесь александровская свита залегает в кряжях синклинали. Протяженность пласта - 6 км. В восточной части северного крыла синклинали (97) мощность пласта равна 0,8 м. Руды вскрыленные (халькопирит, борнит, халькозин), убогие. Наблюдается ветка малыхита по трещинам и пласкостям напластования. Содержание меди на всю мощность пласта - 1,5%. В 400 метрах западнее содержание меди падает до 0,42%, еще в 1,5 км западнее при мощности пласта 1,5 м содержание меди равно 0,5%. На центри-клинальном замкнутый складки мощность пласта равна 40 см, а содержание меди изменяется от первых сотых процента до 1,69%. На этом крыле синклинали отмечается крайне убогие руды с содержанием меди от 0,1% до 0,2%, редко 0,43%.

Менее значительные проявления меди, связанные с верхним горизонтом александровской свиты, отмечаются по р. Бол. Икбады (96, 101, 106) и в истоках р. Амудиса (109). Мощность пластов здесь варьирует от 0,5 до 1,0 м, протяженность их составляет 1300 м, а содержание меди, при крайне неравномерном оруденении, колеблется от 0,09 до 0,88%.

Проявление меди, связанное с породами бугунской свиты.

Известно на водоразделе рек Бол. Икбады и Талыкан (108). В пласте доломитовых известняков отмечается крайне убогая и неравномерная вскрыленная халькопирита и борнита. Мощность доломитовых известняков - 200 м, мощность оруденелых пород - 50-100 м. Средняя содержание меди 0,1%.

В сакуханской свите (первой подсвите) известно одно проявление осадочных медных руд (111). Оно расположено в левом борту долины верховьев р. Амудиса. Здесь, в одной из промыв борта долины, обнажается меридионально простирившийся пласт медистых песчаников и алеролитов, содержащих неравномерную вскрыленную халькопирита, борнита и халькозина. Породы с поверхности покрываются налетом малыхита и азурита. Мощность оруденелых пород - 100 м. По простиранию к югу пласт перекрывает медниковыми отложениями, к северу оруденение отсутствует. Содержание меди, по данным спектральных анализов, достигает 1% и более.

Для всех осадочных медных руд характерно почти повсеместное присутствие серебра (до 10 г/т), висмута (0,001%), реже олова (0,003%) и молибдена (до 0,06%).

Медная минерализация тигротермальное типа, приуроченная к разрывным нарушениям, известна в бассейнах рр. Токко, Икбадыкан, в верховьях рек Ханк. Сакухан, Саку, Талыкан. В бассейне р. Токко отмечаются два проявления (14, 17), которые тяготеют к меридиональному разлому. Оруденение представлено вскрыленной сульфидной минерализацией (халькопирит, пирит, галенит), наложенной на миконитизированные тейсы арха (14) и раннепротерозойские ортоамфиболиты, на выветрелой поверхности которых фиксируются лимонитизация и примазки медной зелени (17). Ширина оруденелых зон 10 м, протяженность - первые метры. Содержание меди, по данным спектральных анализов точечных проб, в обломках руды равно 0,3%. Аналогичное по типу проявление меди располагается и в истоках р. Сакухан (26), где в зоне субширотного разлома на площади 30 м² встречены глины катаклазированных и окварцованных тринто-тейсов с вскрыленностью халькопирита и пирита. Спектральный анализ точечных проб показывает здесь содержание: меди - до 1%, серебра - 0,001%, висмута - 0,01%. С зоной северо-восточного разлома связано проявление меди, расположенное в истоках кд. Березового - левый составляющей р. Хани (44). Здесь встречаются таклазурованные, лимонитизированные ильменитовидные грениты. Ширина измененных пород 0,3 м, протяженность 10 м. Породы содержат мало молибда (до 2 см) прожилками молочно-белого кварца. По данным спектральных анализов лимонитизированных пород (3 точечных проб), содержание меди достигает 1% и более. Сопутствующим элементом - серебром до 0,001%, золотом - 0,005 г/т.

Коренные проявления меди в верховьях р. Талыкан (116, 117) приурочены к северо-западному разлому. На всем протяжении тектонической зоны (около 4 км) между проявлениями 116 и 117 опорами отмечаются примазки медной зелени. В местах максимального дробления, на пересечении зоны разлома с дикими позднепротерозойскими (?) тавбур, отмечается наибольшее обогащение халькопиритом и борнитом, образующими неравномерную вскрыленность. Мощность оруденелой зоны от 0,1 м до 50 м. Содержание меди, по данным химических анализов, колеблется от первых десятых долей процента до 0,5%.

Большая группа проявлений меди, связанных с зонами сульфидной минерализации, располагается в окрестностях палеозойского шельфового Сакуханского массива, внутри его, в тавке в его экзо-

и экзоконтактах. Проведения 50, 56, 61 приурочены к северо-восточному разлому. В левом борту канонической долины р. Сакукан на протяжении 100 м в каталогизированных песчанниках кварцевой свиты отмечаются примазки медной зелени, линзовидные выделения халькопирита, кварца, малахита и азурита (50). Мощность зоны - первые метры. Содержание меди, по данным химического анализа штучной пробы из центральной части зоны, равно 0,6%, оцинца - 0,06%.

Сопутствующие элементы: серебро - 0,001%, висмут - 0,001%, золото - 0,01 г/т. В районе проведения 56 указанная тектоническая зона прослежена на протяжении 1500 м. Мощность зоны кровленки и окварцевания равна 10 м. Рудное тело представляло окварцованными микронитами с окремленностью халькопирита, халькозина, пирита, таленита, примазками малахита, азурита. Мощность его 2 м, протяженность по простиранию 45 м, по падению 12 м. Содержание меди, по данным спектрального анализа 20 точечных проб, равно 0,3-1%, среднее - 0,7%. Химический анализ штучной пробы показал содержание меди - 2,9%. Сопутствующие элементы: молибден до 0,03%, серебро - 0,001%, висмут - 0,001%, золото до 0,1 г/т.

Проведение 61 расположено среди каталогизированных трианглов, которые на площади около 400 м² несут опордическую мелку вкрапленность халькопирита, молибденита и пирита. Содержание меди, по данным спектральных анализов 4 проб, составляет 0,6%, молибдена - 0,01%, серебра - 0,001%. С другими разломом северо-восточного направления и параллельными ему трещинами связаны проявления меди: 58, 60, 64, 66, 67, 68, 81. Это проявления локализованы в оном Сакуканском массиве (58, 60), либо в его экзоконтактах (64, 66, 81), либо в ориентальной флюидности от них (67, 68). Во всех случаях вмещающие породы интенсивно микронитизированы, каталогизированы, окварцованы и несут мелкую рассеянную вкрапленность халькопирита, пирита, иногда пирротина, борнита и ковеллина, отмечаются примазки малахита. Протяженность измененных образных пород составляет 70 м при ширине 3-15 м, иногда прожилково-вкрапленное обнаружение отмечается на площади до 4250 м² (81). Содержание меди, по данным спектральных анализов штучных и точечных проб, колеблется от 1 до 0,01%. Сопутствующие элементы: серебро - 0,001%, иногда золото - 0,01 г/т, редко 0,5 г/т (64). В бассейне р. Саку известны три коренных проявления меди (82, 83, 84), которые приурочены к разрывным нарушениям. Вмещающие слениты каталогизированы и несут мелкую рассеянную вкрапленность халькопирита, пирита (83, 84) и иногда пронизаны сетью кварцево-карбонатных прожилков, содержащих сульфиды меди (82). Мощность обнаруженных зон колеблется от 5 до 20-30 м. Протяженность - первые сотни метров.

Содержание меди, по данным спектральных анализов точечных проб, колеблется от 0,1 до 1%. Одна из благоприятных рудовмещающих структур, помимо указанных выше, является тектоническая зона Брекчид, которая иногда отмечается вдоль контакта палеозойского среднего массива. К такой структуре приурочено коренное проявление меди в потоках р. Уни (54). Здесь вдоль контакта интрузии на протяжении 60 м прослеживался брекчия, состоящая из обломков вмещающих пород докембрийской серии и триангловитов. Обломки окварцованы и пиритизированы, цемент - кварцевый. Среди сватов брекчий на площади 500 м² встречается глыба (0,3 м) с густой вкрапленностью халькопирита, борнита, пирита и примазками малахита в кварцевом цементе. Размер рудных выделений составляет 2 см. Химический анализ штучной пробы показал содержание меди, равное 0,79%. Сопутствующие элементы: серебро - 0,001%, золото - до 0,5 г/т.

Кварцевые жилы, несущие бедную сульфидную минерализацию, известны в верховьях р. Терин-Брах (7, 10), в верховьях р. Лондо (20), в верховьях р. Уни (39) и в верховьях р. Бол. Икабья (93). В проявлениях 7 и 20 кварцевые жилы несут раннепротерозойские хлоритизированные сульфидоболиты. Мощность кварцевых жил от 0,5 до 3 м, протяженность от 5 до 12 м. Жильный кварц несет вкрапленность халькопирита, пирита и примазки малахита. Химическим анализом штучных проб установлено содержание меди 0,15 и 0,06%. Проявление 10 представлено крупноплакицей кварцевой жилой (мощность 4 м, протяженность 13 м), двусей метаморфизованные песчанники кварцевой свиты. Кварц несет вкрапленность халькопирита, пирита. Отмечается малахит. Содержание меди, по данным химического анализа штучной пробы - 0,15%. Сопутствующие элементы: цинк - 0,03%, серебро - 0,001%. Серия сопутствующие элементы: цинк - мощность до 1 см и протяженность 4 м, несущих примазки малахита, отмечается в песчанниках кварцевых прожилков меди, по данным химического анализа штучной пробы, составляет 8,32%. В верховьях р. Бол. Икабья (93) установлена штокерковая зона на площади 3000 м². Вмещающие породы - окварцованные и пиритизированные песчанники чукотинской свиты. Отдельные кварцевые жилы прослежены по простиранию на 3 м, максимальная мощность 5 см. Жилы, прожилки несут вкрапленность халькопирита, таленита, пирита. Спектральным анализом точечных проб установлено присутствие меди - до 1%. Сопутствующие элементы: серебро - 0,001%, висмут - 0,001% и ртуть - 0,058%.

В районе выделены четыре шликерных ореола, внутри которых отмечаются халькопирит, ковеллин, малахит в основной ассоциации с шеллитом, монашитоом, ортитом. Шликерной ореол меди (4) охватывает

ет долину р.Тарлы-Юрты. Совместно с минеральными медями здесь помещено перечисленных минералов изредка отмечается молибденит. Предположительно коренные источники - кварц-сульфидные жилы и, возможно, медистые песчаники известковой свиты. Шлиховой ореол меди (5) обнаруживается в верховьях р.Токко. Совместно с минеральными медями в шлихах иногда отмечается молибденит и галенит. Предполагаемые коренные источники - оруденные зоны разломов. Шлиховой ореол меди (42) обнаруживается в верховьях рек Хани, Сакукан и Саку. В шлихах минералы меди ассоциируются иногда с галенитом, молибденитом, флюоритом, очень редко с касситеритом и кинноварью. Все эти минералы попадают в аллювий из кварцевых жил, зон кварцотермальномасляных пород, обрематых палеозойской шелочной Сакунской массой, и из самого массива (флюорит). Шлиховой ореол меди (92) обнаруживается в бассейне р.Бог.Икарья. В шлихах неповсеместно отмечается также галенит, арсенопирит, золото (редкие единичные знаки), касситерит, молибденит. Коренными источниками минералов меди, а также галенита, арсенопирита и молибденита являются медистые песчаники и алевролиты члнкандиной и алеосидированной свиты и члстично кварцево-сульфидные жилы. С последними, вероятно все-го, связан касситерит и золото.

Свинец

В районе известно два шлиховых ореола галенита. Ореол (3) охватывает долину р.Пурчикан и верховья р.Сотях. Совместно с галенитом в шлихах встречаются минералы из группы танталю-ниобатов (поликрез-эксенит), шезит, иногда молибденит, флюорит и ортит. Коренным источником является массив позднепротерозойских (?) гранитов, где галенит и часть сопутствующих минералов отмечается как акцессорные. Ореол галенита (28) охватывает площадь развития пород удоканской серии. В ассоциации с галенитом (не во всех шлихах) отмечается вульфенит, халькопирит, арсенопирит, молибденит, редко золото, очень редко касситерит. Коренными источниками сноса служат, в основном, песчаники члнкандиной и алеосидированной свиты (галенит, вульфенит, халькопирит, арсенопирит, молибденит - встречаются в искусственных шлихах из протодочек этих пород). Золото, касситерит, а также часть сульфидов попадает в аллювий при разрушении кварцевых и кварцево-карбонатных жил, несущих крайне обогатив сульфидную минерализацию.

Цинк

Проявление цинка (62) расположено в верховьях р.Икарьякан. Оно приурочено к скандированным массивам известковой свиты, состоящими из большой тектонической блок свиты гранито-гнейсов. Массивы проявляются в виде солончатых кварцевых жилами мощностью 0,5 м каждая. Протяженность жил 15-25 м, ширина жидной зоны - 10-15 м. В экзоконтактах жил массивы интенсивно антимонизированы, отмечается кристаллы лимонита (до 3 см) и выщелаченность кристаллов (до 0,5 см) бурого сфалерита. Спектральный анализ 2 шлифовых проб показал содержание цинка более 1%, меди - 0,01%, свинца - 0,03%, кадмия - 0,06%, серебра - 0,001%. Вероятнее всего, с этим проявлением связано присутствие сфалерита совместно с молибденитом и галенитом в шлихе в верховьях р.Икарьякан.

Благородные металлы

Золото

Все коренные проявления золота, известные в районе, преимущественно тяготеют к кварцотермальномасляным зонам разломов. Проявление золота (25) в бассейне р.Муртин приурочено к зоне тектонического контакта архейских гнейсов и позднепротерозойских (?) гранитов. Передобренные гнейсы архей интенсивно пиритизированы, лимонитизированы. Ширина зоны жемчужных пород - 1 м, прослежена протяженность - 5 м. Пробы анализом штифной пробы установили содержание золота 0,6 г/т, серебра - 5,9 г/т. Сопутствующий элемент - медь 0,6%. Проявление золота (46) известно на левобережье р.Сакукан, в зоне северо-восточного разлома. Парциализация и окварцование, местами карбонатизированные раннепротерозойские граниты содержат, по данным спектрального метода, золото анализая, до 0,1 г/т золота. Подобного же типа проявления золота отмечаются в верховьях р.Саку (63) и в верховьях правого берега притока р.Хани (74). Оба проявления расположены в зоне северо-восточного разлома. В первом случае зона притягивания шириной 3-5 м и протяженностью 10 м тяготеет к экзоконтакту палеозойских трансформитов, во втором (параметры те же) - к гранитизированным гнейсам архей. Содержание золота, по данным спектрального метода, колеблется от 0,1 (63) до 0,5 г/т (4).

С зонами гидротермальной связи проявления золота на правобережье р. Уэни (70) и в верховьях левого безымянного притока р. Сяку (78). Ширина этих зон — первые метры, протяженность до 10 м. Содержания золота, по данным спектроскопических анализов точечных проб, в обоях проявлений 0,5 г/т.

Помимо указанных проявлений, незначительные содержания золота (по данным спектроскопического анализа) установлены в вышеописанных проявлениях меди (44, 50, 56, 64, 66, 68, 81), которые в большинстве случаев контролируются теми же разрывными нарушениями, что и проявления золота. Во всех случаях в зонах сульфидной минерализации видимого золота не обнаружено, что может свидетельствовать о его преимущественно дисперсном характере. По данным Е. М. Фалькина (1963 г.), в кварц-кварцоватных жилах, развитых в пределах толщ удюканской серии, отмечаются крайне высокие содержания золота.

Золото в шпихлах (в знаковых количествах) отмечается в бассейнах рек Бол. Икюбья, Чикянда, Эбгата, Огондо. Коренными источниками его могут служить кварцево-сульфидные жилы и зоны пиритизации.

Р е д к и е м е т а д л и

Молибден

Коренные проявления молибдена в большинстве своем связаны с кварцевыми прожилками и жилами, часть которых несет между вкрапленность сульфидов. Проявления молибдена пологого типа известны в верховьях р. Бол. Икюбья (32 и 34). Они расположены среди силикатных сланцев и метапесчаников икюбийской (32) и янкоской (34) свит, которые секутся сериями тонких согласных кварцевых жилков без видимых следов сульфидной минерализации (мощность от 0,5 до 1 см). Протяженность штокервовых зон от 15 м (32) до 30 м (34). Эти прожилки секутся молочно-белыми кварцевыми жилами мощностью 0,5-0,7 м, протяженностью до 70 м, с вкрапленностью молибденита, халькопирита, пирита. С поверхности жилы обожжены ферриомолдинитом и лимонитом). Во вмещающих породах отмечаются вкрапленность молибденита, пирита. Спектральным анализом точечных проб установлено присутствие молибдена — 0,008-0,01%, меди — до 0,006%. Химический анализ штучной пробы показал содержание молибдена 0,005%, а в проявлениях 34 — руды — 0,029-0,038%. Видимой рудной минерализации, так же как и в проявлениях меди 93, распро-

ложенном в 2,5 км к юго-западу от проявления 34, не установлено. Отметим, что киноварь встречается в редких шпихлах в верховьях рек Икюбья и Сяку, что может служить подтверждением наличия гидротермальной рудной минерализации, видимо, не получившей в районе широкого развития.

Небольшие штокервовые зоны, несущие молибденовую и другую сульфидную минерализацию, известны в верховьях р. Сякуян (53, 55) и в верховьях р. Икюбьян (57). В проявлениях 53 и 55 прожилки молочно-белого кварца, а также измененные вмещающие породы (палеозойские трилобиты и трилобититы) содержат мелкую вкрапленность молибденита, халькопирита, пирита. Некоторые кварцевые прожилки (55) содержат гнезда молибденита размером до 1,5 см. Химическим анализом штучной пробы оруденелого кварца установлено содержание молибдена — 1,7%, меди — 0,03%. В измененных вмещающих породах (55), по данным спектрального анализа сколовых проб, содержание молибдена колеблется от 0,001 до 1%, меди до 0,06%. Параметры описанных проявлений невелики и составляют для кварцевых жил: мощность 7 см, протяженность (в делевальных тльбах) до 1 м. Площадь измененных пород изучается первыми метрами. Штокервовая зона в верховьях р. Икюбьян (57) локализуется среди раннепротерозойских гранито-гнейсов. Здесь отмечается серия из 10 тонких (2 см) прожилков кварца, протягивающихся в северо-западном направлении на 35 м. Рудная минерализация: молибденит (иноты до 20 см по простиранию прожилков), вкрапленность халькопирита, пирита. Вторичные минералы: лимонит, гематит, малахит, ферриомолдинит. Химическим анализом 2 штучных проб установлено содержание молибдена 0,004% и 2,48%, меди — 0,04 и 0,06%, свинца — 0,06%. Вмещающие породы практически безрудные.

Проявления молибдена кварцево-вкрапленного типа известны в бассейне р. Сякуян (28, 30, 31) и в верховьях р. Икюбьян (51). Прурочены они к разрывным тектоническим нарушениям (окаймленные зоны дробления). Пролегенные параметры оруденелых зон не превышают 7 м по ширине, 50 м по простиранию и 20 м по падению (51). Оруденение представлено вкрапленностью и мелкими прожилками молибденита, халькопирита, галенита, ковеллина и борнита; гипсережные — ферриомолдинит, малахит, лимонит. Содержание молибдена, по данным спектральных анализов точечных проб, не превышает 0,01%, меди — 0,06%.

Коренные гидротермальные проявления молибдена пространственно связаны как с позднепротерозойскими (?) гранитами, где отмечается вкислосорный молибденит, так и с палеозойскими шесточными по-

родами Сакунского массива. Шлиховые ореолы молибденита, а также отдельные шлихи, содержащие молибденит, преимущественно приурочены к долинам рек, дренажных зон и разрывных нарушений, которые контролируют либо палеозойские и позднепротерозойские (?) интрузии в бассейне рек Саяку и Ю-Квель (П18), либо только позднотерозойские интрузии (шлиховой ореол № 15 - долина р. Эвонокит).

Бериллий

Все известные в районе коренные проявления бериллия генетически связаны с раннепротерозойскими пегматитами Чуйско-коларского комплекса, причем 5 проявлений из 9 распространены в пределах Читкинского пегматитового поля, охватывающего между реками Верхневз рр. Хани и Сакукан, правую и левобережье р. Сакукан.

Наиболее крупные проявления бериллия расположено на северном фланге Читкинского пегматитового поля на правом склоне долины р. Хани, в 1,5 км к югу от оз. Читкиндя (Читкиндское промышленное месторождение мусковита 69). Пегматитовая жила протяженностью 170 м и мощностью до 20 м простирается на $033 - 345^\circ$, падает на СВ под углом 50° . Внешние породы - раннепротерозойские ультрабазальты и метапесчаники. Жила имеет сложную форму и зональное строение. Крутильды берилля размером от 1 до 15 см по длине оси и до 3 см в поперечнике образуют радиально-лучистые агрегаты, локализуемые в зоне контакта кварцевого ядра и кварц-микроклинитового блокового пегматита с мусковитом. Мусковит образует пластинки площадью от 20 до 100 см². Средняя толщина крутильды мусковита до 1,5 см. Мусковит естественный флюоресцент, андалузитом, магна, акцессорные минералы представлены флюоритом, андалузитом, сфеном, рутилом, пироксом, шпинелью, самарскитом, хальколпритом, мнгалитом. Жила вскрыта 9 канавами (Савченко, 1965ф). Протяженность рудной зоны - 160 м, средняя мощность ее 2 м. Среднее содержание Be_2O_3 , по данным полуколичественного анализа 4 бороздочных проб - 0,0075%. На предполагаемую глубину обрушения, равную 40 м, ориентировочные запасы Be_2O_3 достигают 2,4 т. Среднее содержание мусковита по этой жиле равно 4,25 кг/м³.

В центральной части Читкинского пегматитового поля на водоразделе Хани и Сакукан, а также в долине р. Хани известны три проявления бериллия (43, 45, 48). В проявлении 43 пегматитовая жила мощностью до 3 м и протяженностью до 70 м, рудная слюдистая сланцы кварцевой свиты, не содержит никаких кристаллов бериллия, однако полным спектральным анализом штурфаж проб установлено со-

держание бериллия 0,01%, ниобия - до 0,1%. В 1,5 км южнее в проявлении 48 в пегматитовой жиле мощностью до 0,7 м и протяженностью 120 м обнаружены отдельные редкие кристаллы берилля; размеры кристаллов: по длине - 5 см, при сечении - 0,9 см. Спектральным анализом 3 бороздочных проб установлено содержание бериллия до 0,03%, ниобия до 0,06%. Химический анализ подтверждено присутствие ниобия ($Nb_2O_5 - 0,012%$), а также тантала ($Ta_2O_5 - 0,0035%$). В проявлении 45 отмечается делевидные связи либо пегматитов без видимой бериллиевой минерализации. Спектральным анализом штурфаж проб установлено содержание бериллия до 0,1%.

В Верхнечиткинском непромышленном месторождении мусковита (65), расположенном в верховьях р. Читкиндя, обнаружена серия из 12 пегматитовых жил протяженностью до 100 м и мощностью 0,3-2,5 м (аз. падения 230° , угол 60°). Внешние породы - слюдистые сланцы кварцевой свиты. Видимой бериллиевой минерализации обнаружено. По результатам спектрального анализа штурфаж проб, содержание бериллия достигает 0,01%, ниобия 0,01%, титрия - 0,01%. Химический анализ подтвердил присутствие ниобия ($Nb_2O_5 0,016%$) и тантала ($Ta_2O_5 - 0,0006%$). Помимо этого в пегматитах содержится мусковит, составляющий 3% от объема жил. Площадь его пластин достигает 4 см². Необходимо отметить, что на площади центральной части Читкинского пегматитового поля, в районе проявления 43, 45, 48, а также на его южном фланге, на площади, охватывающей истоки рек Читкиндя, Хани, Сакукан в спектрометаллометрических пробах отмечаются повышенные содержания бериллия - от 0,001 до 0,01% и ниобия - от 0,003 до 0,05% (Найденков, 1965ф).

Остальные проявления бериллия, известные на восточном фланге Читкинского пегматитового поля по р. Сакукан (76), на южном фланге Сакунского пегматитового поля, на левом склоне долины р. Саяку (85, 90), а также в бассейне р. Кыркиндя (23) представляются собой делевидные связи либо пегматитов, содержащих кристаллы желтого-зеленого берилля размером до 8 см по длине оси и до 1 см в поперечнике. Одно из проявлений бериллия (21) будет описано ниже при характеристике проявления лития.

Литий

Проявление лития распространяется в долине правого безымянного притока р. Олоццо (21). Здесь вскрыта линейчатая пегматитовая

жиды протяженностью 200 м, мощностью от 20 до 62 м (Савченко, 1965б). Внешние породы - ортоамфиболиты, амфиболитизированные песчаники икэбидской свиты. Простирание жиды северо-восточное, падение на северо-запад, угол 70-80°. Жиды зональная - в ядро контакте кварц-микроклинный пегматит (5-10 м), центральная часть сложена кварц-мусковит-сподуменовым агрегатом с участками кварц-мусковитового и альбитового замещения. Мощность центрально-го ядра 10-12 м. Сподумен составляет до 40% центральной части жиды и представлен мелкими (2х2х0,1 см), реже крупными (25х24 см) кристаллами. Длина оруденелой части жиды - 120 м, средняя мощность 30 м. Оруденение прослежено 6 канавками и охарактеризовано 19 бо-розловыми пробками. Среднее содержание лития составляет 0,13%, в отдельных блоках - до 0,85%. Ориентировочные запасы Li₂O₃ при предположительной глубине оруденения 25-30 м оцениваются в 2480 т. Кроме этого, в жиде отмечается повышенное содержание ниобия - 0,018% и бериллия - 0,0036%. При тех же параметрах оруденения ориентировочные запасы Nb₂O₅ оцениваются в 83,6 т, в Be₂O₃ - 32,5 т. Бериллиевой минерализации не обнаружено, в присутствии ниобия объясняется наличием в пегматитовой жиде минералов группы сарксита; возможно также, что ниобий входит как изоморфная примесь в мусковит, турмалин и сподумен.

Танталы и ниобий

Коренные проявления тантала и ниобия тесно связаны с ранне-протерозойскими пегматитами чуьско-кодарского комплекса, часть их встречается совместно с бериллием и литием и описана выше (21,43, 48,65). На левообережье р.Хани (38) и в истоках левого притока р.Мурудин (47) известны пегматитовые жиды мощностью от 0,3 до 2,5 м и видимой протяженностью от 5 м (47) до 80 м (38). Внешние жиды породы - раннепротерозойские гранито-твейсы. Минералогический анализом борозловых проб установлено присутствие минералов группы тантало-ниобатов (микроролита?) до 4,5 г/т, а также циркона, мона-цита, климента, сфена, рутила, магнетита, перита, флюорита. Ми-неральным анализом 3-х борозловых проб из пегматитов проведены 38 установочных содержания: Nb₂O₅ - 0,012%, Ta₂O₅ - 0,0011%, в ободх проявленных спектральным анализом штифных проб отмечается присутствие ниобия - 0,01-0,03% и титрия - до 0,01%.

В районе выделены три шликтовых ореолов, внутри которых от-мечаются минералы тантало-ниобатов и их спутников. Один шликтовой ореол (1) охватывает бассейны рек Пурчикан, Эбгэхидр, Эбгэх,

Курун-Курь, Мурудин, частично икэбидская и верхняя р.Хани. В его пределах повсеместно отмечаются значительные содержания танталов группы тантало-ниобатов как поликраз-эксенит, а по р.Хани - микролит, пироксид и берилит (?). В ассоциации с этими минералами отмечаются повсеместно циркон, монацит, шедлит, ортит, изредка флюорит, ксенотим, галенит, молибденит, халькопирит. Второй шликтовой ореол (1б) охватывает площадь бассейнов р.Игчилик, Кэжандя и меридионального отрезка р.Хани. Минералы группы тантало-ниобатов представлены поликраз-эксенитом, на юге ореола встречается климелит. Содержания этих минералов, как и ассоциируемых с ними циркона, монацита, ортита, шедлита, реже молибденита, ксенотима, халькопирита и флюорита, не превы-шает значительных. Третий шликтовой ореол (86) занимает площадь ме-ждуречья Читкандя-Саку-Юс-Кюель. В его юго-восточной части преоб-ладают минералы группы поликраз-эксенита, а в северо-западной - климелит. Постоянные спутники - циркон, монацит, ортит, ксенотим (последние два только в северной части ореола), редко галенит, флюорит. В шликах поликраз-эксенит представлен облом-ками (до 0,5 мм) кристаллов неправильной формы. Цвет медово-желтый, темно-коричневый. С поверхности зерна покрыты корочкой продуктов окисления.

Анализ пространный собственного размещения шликтовых ореолов до-статочно четко позволяет установить коренные источники сноса минералов группы тантало-ниобатов. Шликтовые ореолы I и 1б сов-падают с геологическими контурами площадей развития метасома-тических очковых и массивных раннепротерозойских гранитоидов II фазы куандинского комплекса, а также зон микроклинизации, проявившихся вдоль крупных меридиональных нарушений. Как уже от-мечалось выше (в гл. "Интрузивные породы"), указанные гранитоиды и зоны фельдшпелитизации несут рассеянную тантал-ниобидею ми-нерализацию (поликраз-эксенит). Предположительный генезис акцессориев в метасоматических гранитоидах куандинского комплекса расконт-рен при их характеристике. Напомним, что это предположение под-тверждается результатами спектральных анализов окловых проб (содержание ниобия иногда достигает 0,03%). Максимальное содер-жание ниобия в пробах отмечается на участках флюоритизации (точ-ки флюоритизации показаны на геологической карте). Коренным ис-точником пироксидов, микролита и бетейфита (?) (р.Хани) является пегматит чуьско-кодарского комплекса. Шликтовой ореол 86 охва-тывает площадь развития метасоматических гранитоидов куандин-ского комплекса, а также шедлитных и нефелиновых сменитов и гра-

носителей палеозойского Сакунского массива, с породами которого, вероятнее всего, связан Ильменорудит, ксенотим, ортит и флюорит.

Редкие земли

Коренные проявления редкоземельной минерализации генетически связаны с раннепротерозойскими метасоматическими гранитоидами II фазы Куандинского комплекса и раннепротерозойскими гранитами II фазы Чуйско-кодарского комплекса.

Проявления первой группы локализуется в самих метасоматических гранитоидах, в зонах их акзоконтактов, а также в ортитоволодожено в 4 км к северо-западу от слияния рек Курунг-Юрх и Эртах (18). Редкоземельная минерализация (тнезловыверяленные выделения оррита) приурочена к небольшому коренному останку (15х5 м) метасоматических крупнозернистых очковых гранитоидов. II фазы Куандинского комплекса, развивающихся по трапп-биститовым тнеисом давчанской свиты архей. Размер гнезд оррита от нескольких миллиметров до 5-7 см. Размер отдельных пластинчатых кристаллов оррита достигает 3 см. Оруденение крайне неравномерное. Содержание оррита в породе колеблется от 1-2 до 15-25%, реже до 30%. Сопутствующие минералы - магнетит, ильменит и циркон, образующий микроскопические сростания с орритом. В штурфной пробе наиболее руденелой породы спектральным анализом установлено присутствие (в %): церия - более 1, иттрия десятые доли процента, гадолиния - до 1, тория - более 1, циркония - более 1, таллия - 1, иттербия - 0,001. Максимальная радиоактивность - 225 мкР/час, средняя - 50-75, при фоне окружающих пород - 20-25 мкР/час.

Проявления редких земель (87) расположено на левом водоразделе р. Хуни, ниже устья р. Сяку. Приурочено оно к акзоконтакту метасоматических гранитоидов. Микроскопизированные высокоглинозистые тнеисом эвоноктокой свиты архей насыщены сложными кварц-полевшпатовыми прожилками (до 0,3 см), несущими мономинеральные скопления кристаллов монацита (до 0,5 см), который отмечен и в акзоконтактах прожилков, реже оррита, таллия и бастнезита (?). Площадь оруденения, совпадающая с радиоактивной аномалией (270 мкР/час) - 75х50 м. Спектральный анализ 2 штурфных проб показал содержание (в %): церия более 1, лантана более - 1, тория более - 1, таллия - до 0,01, бериллия - 0,01,

свинца - до 0,6. На площади аномалии метадлометрическим опробованием установлены повышенные содержания (в %): циркония - 0,03, иттрия - 0,003-0,01, иттербия до 0,003, лантана 0,003.

Проявления редкоземельной минерализации, связанные с ортитоволодоженными пегматитами, известны по р. Турчижан (2), на правом водоразделе р. Курунг-Юрх (19) и на правобережье прутьевой части р. Сяку (89,91). В левом борту долины р. Турчижан, у устья в долине, на протяжении 30-40 м выкрываются 4 пегматитовых жил мощностью 2-4 м, протяженностью до 8 м; на водоразделе р. Курунг-Юрх в коренном остатке отмечается маломощный (2 см) пегматитовый прожилок, а по р. Сяку отмечается развяди тлеб тнеисом, насыщенных 0,1-0,5-метровыми пегматитовыми жилами. Для всех проявлений характерна приуроченность жил к амфиболовым тнеисом архей и солгланне, реже секущие, контакты. Рудная минерализация представлена орритом, образующим либо неравномерную мелкую агрегатность, либо крупнее (до 3 см) выделения сростков итерратов оррита, магнетита с мелкой выкрашенностью монацита и циркона. Наиболее богаты рудная минерализация отмечается в пегматитах протяжения 91, где количество достигает (в кг/т): ортиты - 1,5, циркония - 3,9, монацита - 2,6, магнетита - 44, клинкерта - 13, энгитта - до 0,37. Спектральным анализом точечных проб в сростковонных пегматитах установлено повышенное содержание (в %): иттрия до 0,06, редко 0,1, иттербия - до 0,003, лантана обычно 0,01, редко - 0,1-1, циркония обычно 0,01, редко до 0,1-0,3, тория - 0,03-0,06; в двух случаях (89,91) отмечается присутствие церия - 0,1-0,6.

Повышенное содержание редкоземельных элементов (иттрий до 0,01%) отмечались в пегматитах чуйско-кодарского комплекса, содержащих бериллий (65), тантал и ниобий (38). С подобными пегматитами связаны редкоземельные проявления в верховьях р. Икюбежан (59). Здесь раннепротерозойские гранито-тнеисом проявляются двумя пегматитовыми жилами мощностью 0,5 м и видимой протяженностью 30 м. Кварц - микроклиновое с мусковитом пегматиты содержат мелкую выкрашенность желтовато-бурого ксенотима. Содержание иттрия, по данным спектрального анализа точечных проб, равно 0,03%, иттербия - 0,003%.

Найболее ксенотима, как акцессорного минерала, в гранитах II фазы чуйско-кодарского комплекса и в пегматитах, предопределяющих просторное размещение шиховых ореолов этого минерала. Один ореол ксенотима (36) располагается в бассейне р. Сякужан, второй (71) охватывает часть бассейна р. Сяку. В шихвах ксенотим

представлен слабоокрашенными обломками октаэдрических кристаллов (0,2 мм) медово-желтого цвета. В ассоциации с ним встречаются пирокс, шелиф, иногда климачоутиль, поликраз и эвксенит, редко галенит, молибденит.

НИМЕТА ЛИПЕВСКИЕ ИСКОПАЕМИЕ

Прочие неметаллические ископаемые

С и л и к а т н ы е

Тальк

Почти все известные в районе коренные проявления талька сосредоточены в верховьях р.Олонго, где они генетически и пространственно связаны с телами позднепротерозойских (?) ультраосновных пород (8,9, II, 12, 13). Одно проявление расположено на правом склоне долины р.Тарын-Юрх (6). Во всех случаях проявление талька тяготеет к тектоническим нарушениям, вдоль которых проявились процессы авто- и динамометаморфизма (серпентинизация и озмеевикование), в также наложенная термальная минерализация (хлоритизация, карбонатизация, оталькование).

Проявление талька в долине р.Тарын-Юрх (6) представляется собой линзообразную залежь талькового явни среди хлоритизированных и эпидотизированных раннепротерозойских ультраосновных пород. Максимальная мощность линзы 5,0 м, прослеженная протяженность по простиранию 6 м, по падению 3,5 м. Залежь почти мономинальная, с незначительной примесью актинолита, серпентина и хлорита. Остатки проявления талька - это коренные выходы и декарбонизованные развалы светло-серых, карбонат-хлорит-тальковых, декарбонизованных и тальковых сланцев (до 75% талька), проницаемых сетью тонких (до 1 см) прожилков мономинерального талька. Зоны талькодержащих сланцев достигают нескольких сотен метров ширины и прослеживаются по простиранию дайковых тел типероазитов на протяжении 0,8-2 км (8,9, II), иногда тальковые сланцы локализованы в элик зонах в виде линз, неправильных тел среди дунитов. В последних нередки гнездообразные участки (до 0,5 м²), сложенные мономинеральным тальком (13).

Мусковит

Все без исключения непромышленные месторождения мусковита связаны с раннепротерозойскими пегматитами чуйско-колдрского комплекса.

В пределах Читкинского пегматитового поля известно 5 непромышленных месторождений мусковита: Ханьское I (37), Ханьское II (40), Ханьское III (41), Читкинское (69) и Сакунское II (75). Пегматитовые жилы с мусковитом, расположенные на водоразделе рек Хани и Сакун и на правобережье р.Сакун (37, 69, 75), разведены канавами (Савченко, 1965б). Протяженность жил от 100-200 до 700 м, максимальная мощность 25 м. По данным разведки, максимальные содержания мусковита по отдельным жилам колеблется от 3,36 до 9,3 кг/м³, при балансовом показателе от 0,04 до 0,19 кг см²/м³. Мусковит обрывает гнездообразные окрестности размером до 10 см в диаметре. Мусковит едчатый, в клиновидных сростанках, с "зайром". Размер кристаллов, часто просрощих кварцем, турмалином и турнатом, от 2х2 до 5х8 см. Непромышленные месторождения мусковита, расположенные на левобережье р.Хани (40, 41), характеризуются более округлыми кристаллами пегматитовых жил (мощность 0,7-1,5 м, протяженность до 50 м) и меньшими размерами кристаллов мусковита (высота кристаллов 1,5 см, площадь до 6 см²).

В пределах Горного пегматитового поля известно 5 непромышленных месторождений мусковита: Горное I-V - 72, 73, 77, 79, 80. Протяженность круглопадающих пегматитовых жил с мусковитом не более 100 м, мощность 1-10 м. Размер пластин мусковита 1-2 см², реже до 6-9 см². Высота кристаллов до 3 см. Мусковит в клиновидных сростанках, едчатый. Большая часть жил разведена горными работами (Савченко, 1965б). Содержание мусковита от 0,85 до 2 кг/м³.

Отдельные непромышленные месторождения мусковита расположены в верховьях р.Сакун - Сакунское I (27), в бассейне р.Олонго - Олоньинское (22), на р.Камганда - Камгандинское (24), на водоразделе р.Хани и р.Алтуаль - Алтуальское (88), в верховьях р.Читканды - Верхнечиткандинское (65), в бассейне р.Сакун - Сакунское (119) и на Ю-Кудель - Ю-Кудельское (120). Все они по типу минерализации, характеристике мусковита и параметрам эндогенных процессов в пределах от 0,2 до 3 м, в прослеженная

протяженность от 5-10 до 50 м. Высота кристаллов мусковита достигает 3 см, площадь пластин от 2 до 25 см². Эти мусковитовосные пематитовые жилы залегают среди слюдястых сланцев льябидийской свиты (22, 24, 119, 120), либо среди раннепротерозойских тринитов чуйско-колларского комплекса (27) или в их экзоконтактах (38).

Анализ результатов валового опробования и технологических исследований мусковита (38 проб из 13 жил) показывает, что содержание мусковита в жилах района обычно не превышает 5 кг/м³. Выход обогащенного сырья в этих пробах от валового составил всего 0,3%, а выход коллоид слюды 0,02%. В связи с низким качеством и небольшими размерами кристаллов балансовые показатели в пробах не превышают 1 кг см²/м³. То есть ни в одной из пематитовых жил района промышленной концентрации мусковита не установлено (Завенко, 1965б).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Тринитовый район обладает всеми внешними качествами облицовочных камней. Они характеризуются выдержанностью внешнего вида на больших площадях, естественной огледеленостью, превышающей по объему 0,5 м³. Изверженные и метаморфические породы могут быть использованы в качестве бута; щебень, полученный путем дробления этих пород (ввиду отсутствия в их составе аморфного кремнезема и пирита в неприкритизированных зонах), годится для заполнения тяжелых бетонов. Доломитизированные известняки булунокской свиты, по данным лабораторных исследований, обладают высоким содержанием MgCO₃ (до 20%). По замечению Челябинской областной лабораторий строительных материалов (Фалькин, 1963б), эти породы годятся для изготовления гидравлической извести низкого качества, некоторые разновидности могут быть использованы для изготовления воздушной извести III сорта, что не удовлетворяет современным требованиям к качеству этого вида сырья.

Альпидальные, озерные, ледниковые и водо-ледниковые образования могут являться сырьевой базой валуно-галечниково-гравийно-песчаного материала. Альпидальные отложения рек, разлаварших вихревые топи и тринитоиды, по своему петрографическому и петрометрическому составу отвечают требованиям для заполнения тяжелой бетонной смеси и также для дорожных покрытий и балластных железнодорожных путей. Аналогичное применение могут найти и ледниковые отложения, содержащие пески (0,1-3 мм) в количестве 54-78% и гравий (до 100 мм) - 22-46% (без учета валунов).

В качестве строительных песков могут быть использованы кварц-полевошпатовые пески водо-ледниковых, альпидальных и озерных отложений (реки Муруди, Копорин). Повышенные содержания мелкого зема (более 5%) в ледниковых отложениях не позволяют использовать их в качестве заполнителя тяжелых бетонов без предварительного обогащения.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Подводящее большинство проявлений осадочных мелких руд, известных в районе, характеризуются незначительными масштабами и содержатными меди. Среди пород Удонской свиты района могут быть можно выделить богатых протажных и мощных горизонтов медистых песчаников, хотя не исключена возможность обогащения осадочных пород с участками богатых медных руд. Подобное предложение известно в г. Кураган (95). Однако масштабы рудной минерализации, а также горнотехнические условия не позволяют оценивать это проявление как промышленно-перспективное.

С раннепротерозойскими метасоматическими тринитоидными куандинского комплекса связана рассеянная (эпидотитовая) тантал-ниобиевая (поликристаллическая) и редкоземельная (независимая) лентная ортит-циркониевая, ортит-монацитовая минерализация. С этими же тринитоидными связанны ортитовые пематиты, относящиеся к непродуктивному типу редкоземельной минерализации. В связи с этим можно предположить, что в пределах массива метасоматических раннепротерозойских тринитоидов куандинского комплекса возможны концентрации минералов редких земель и тантал-ниобия. Выявленные проявления редкоземельной минерализации из-за небольшого масштабов не имеют промышленной ценности, однако положительное значение, так же как и слюдяных ореолов тантал-ниобия обусловлено. Раннепротерозойские пематиты, с которыми связаны проявления бериллия, лития, тантал-ниобия и непромывленные месторождения мусковита, представляют собой ценный минеральный источник сырья. Однако наличие пематитов этих пематитов является перспективным на поиски комплексных месторождений бериллия, лития, мусковита и сопутствующих им редкоземельной и тантал-ниобиевой минерализаций.

С позднепротерозойской (?) метаматической деятельностью связаны проявления тальца (в гиперазитах дооросского комплекса),

когда в настоящее время не представляется промышленной ценности, однако при дальнейшей доработке здесь возможно открытие мелких месторождений талька и, возможно, провалений асбеста. Необходимо также отметить присутствие в дунитах никеля. Однако его низкие и неравномерные содержания и небольшие масштабы тел гиперфизитов не позволяют рассматривать их в качестве перспективных объектов для поисков силикатных никелевых руд. Пространственная связь провалений молибдена прожилково-вкрапленного типа, а также шихтовых ореолов молибдена с позднепротерозойскими (?) гранитами и зонами контролирующих их разломов свидетельствует о возможности обнаружения подобных провалений в этих зонах, а также на площадях развития указанных гранитов. Известные прожилково-вкрапленные проявления молибденовой минерализации из-за небольших содержания и размеров оруденения промышленной ценности не представляются.

С палеозойскими этапом тектонической активизации района связано становление многофазной интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов, транссиенитов и гранодиоритов (Сахунский массив). Хотя в пределах Сахунского массива не обнаружено каких-либо редких металлов рудопромысловый, его площадь все же следует рассмотреть как благоприятную для обнаружения различных генетических типов редкометалльной минерализации. С гипотетической фазой, завершающей становление палеозойской интрузии, связано образование оруденительно небольших по размерам прожилково-вкрапленных сульфидных зон, неущих медную, медно-молибденовую и золотосульфидную минерализацию. С этой же фазой, вероятно всего, связаны небольшие проявления молибденовой минерализации штокерского типа, а также отдельные кварцевые жилы с золотом. Все эти проявления, из-за небольших содержания и ограниченных размеров, не представляются промышленной ценности, хотя не исключено обнаружение более богатых прожилково-вкрапленных медноколчеданных зон с дисперсным золотом, которые могут локализоваться, как и большинство выявленных проявлений, по разломам, близки с контактом Сахунского палеозойского массива.

Оценивая в целом площадь листа 0-50-XXX, следует отметить возможность обнаружения здесь: 1) комплексов месторождений бериллиевых, литиевых, мусковитовых, редких земель и керамического сырья, связанных с раннепротерозойскими пермитами Чуйско-колчарского комплекса; 2) редкоземельной и тантал-ниобиевой минерализации особенно магматического и пневматолито-гидротермального типа, связанной с раннепротерозойскими метасоматическими гранитоидами

Куандицкого комплекса; 3) редкоземельно-тантал-ниобиевой минерализации в альпидных в связи с палеозойскими щелочными и нефелиновыми сиенитами и транссиенитами.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Среди подземных вод района выделяются порово-глистовые и трещинные воды, которые по отношению к многолетнемерзлотным породам подразделяются на над- и полмерзлотные (рис. 4).

П о р о в о - г л и с т о в ы е в о д ы

Порово-глистовые воды выделяются надмерзлотными и циркулируют в рыхлых отложениях: современных аллювиальных, средне-верхне-четвертичных ледниковых, волю-ледниковых.

В о д о н о с н ы й г о р и з о н т с о в р е м е н н ы х а л л у в и а л ь н ы х о т л о ж е н и й п р у р о ч е н к р у с л а м и п о й м а м к р у п н ы х р е к р а й о н а. В о д о в м е ш а в ш и е п о р о д ы п р е д с т а в л е н ы в а л у н о - г л и с т ы н ы м и о т л о ж е н и я м и, и м е ю щ и м х о р о ш и е ф и л ь т р а ц и о н н ы е с в о й с т в а и н е б о л ь ш у ю (д о 2-4 м) м о щ н о с т ь. В о д ы э т о г о г о р и з о н т а ч а с т и ч н о д р е н и р у ю т с я н а у р о в н е н и з к о й п о й м ы л и у р е з а в о д ы. М о щ н о с т ь г о р и з о н т а с о о т в е т с т в у е т м о щ н о с т и с e з о н н о г о п р о т а в н я н и я и р а в н а 1,5-2 м, а е г о в о д ы и м е ю т г л у б о к а р б о н а т н ы й л и х л о р и д н о - г л и к р о к а р б о н а т н ы й к а л ь ц и е в ы й, н а т р и е в ы й л и м а г н е з - в о - к а л ь ц и е в ы й с о с т а в. В о д ы ч и с т ы е, п р о з р а ч н ы е, б е з в к у с а и з а п а х а, у л ь т р а п р е с с и о н ы, м а г н и е (ж е с т к о с т ь 0,3-2,8 м г · э к в), р е а к ц и я с л а б о к и с л о в ы м и л и н е й т р а л ь н а я.

В о д о н о с н ы й к о м п л е к с о р е д н е - в е р х н е ч е т в е р т и ч н ы х л е д н и к о в ы х и в о д н о - л е д н и к о в ы х о т л о ж е н и й р а з - в и т г л а в н ы м о б р а з о м н а с е в е р о - з а п а д е р а й о н а. С о с т а в в о д о в м е ш а в - ш и х п о р о д: п р е д м и ш е с т в е н н о, в а л у н ы е с у т л и н ы и с у п л е с и, р е ж е в а - л у н ы е г а л е ч н и к и. В о д ы э т о г о к о м п л е к с а п р о м о р о ж е н ы н а в с ю м о щ - н о с т ь в о д о в м е ш а в ш и х о т л о ж е н и й (д о 40-50 м). М о щ н о с т ь н а д м е р з л о т - н о г о д е т е л ь н о г о г о р и з о н т а 1-2 м. В о д ы э т о д р е н и р у ю т с я в п о н и - ж е н ы х ч а с т я х р е л ь е ф а, г д е о б р а з у ю т с я н е б о л ь ш и е о з е р а; р о д н и - к и р е д к и, о н и, в о с н о в н о м, н и с х о д я щ и е с р а с х о д о м 0,3-0,4 л / с е к. М и н е р а л и з а ц и я э т и х в о д н и з к а я (20-30 м г / л), р е а к ц и я с л а б о к и - л ь н а; в о д ы м а г н и е (д о 0,5 м г · э к в), г л и к р о к а р б о н а т н ы е; к а к п р а в и л о, о н и с о д е р ж а т и о н а м о н и я д о 1 м г / л (25 м г · э к в), ж е л е з а д о

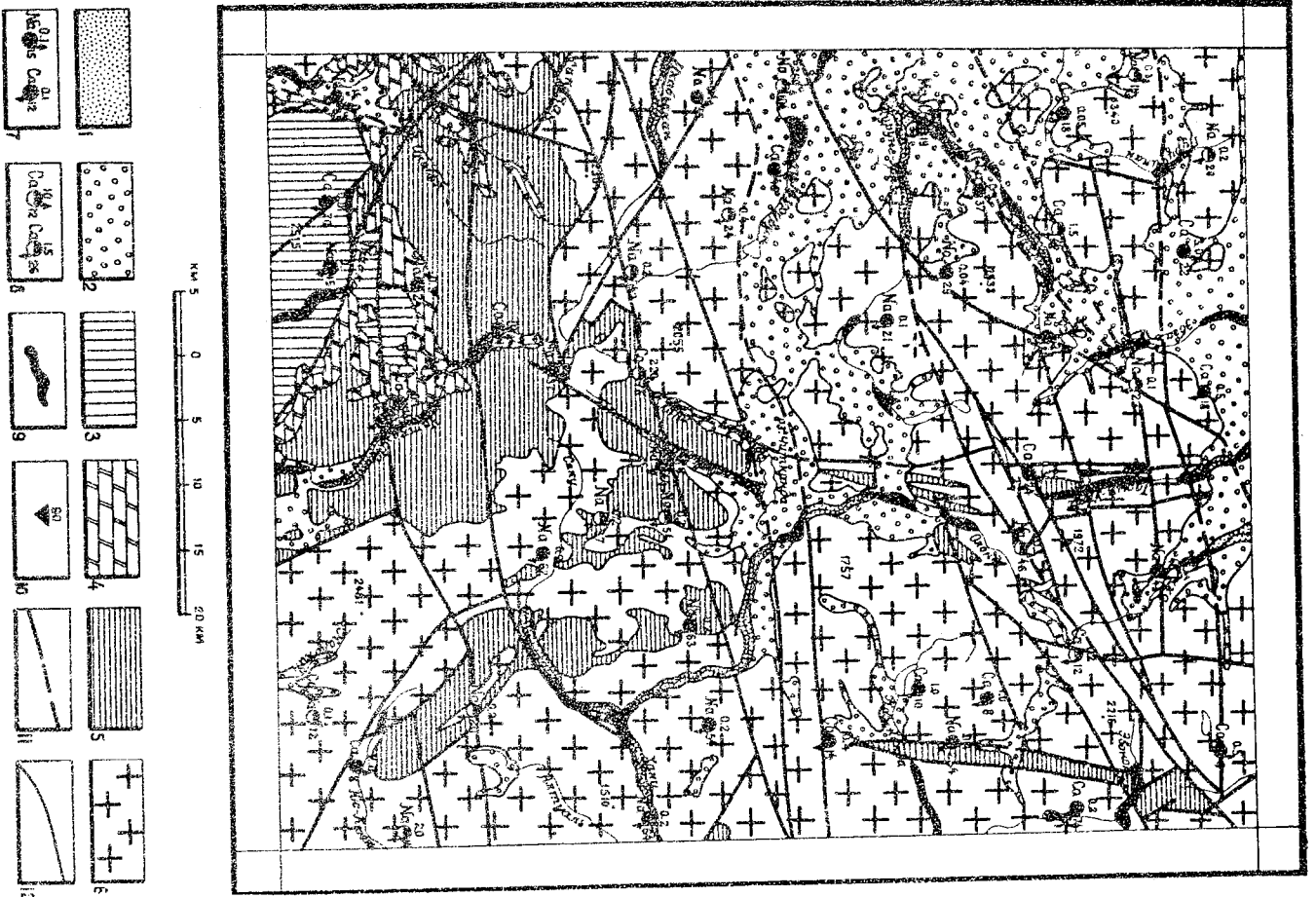


Рис. 4. Гидрогеологическая схема

Порово-Пластовые вольты: 1 - вулканический горизонт современных андизитовых отложений; 2 - вулканический комплекс средне- и верхне-четвертичных лавных и рогово-лаваковых отложений. Трещинные вольты: 3 - вулканический комплекс метаморфизованных песчаных пород сваянской свиты уюкянской серии нижнего протерозоя; 4 - вулканический комплекс метаморфизованных терригенно-карбонатных пород александровской и бутунской свит уюкянской серии нижнего протерозоя; 5 - вулканический комплекс метаморфизованных песчано-глинистых пород икайской, чаткалинской свит уюкянской серии нижнего протерозоя; 6 - вулканический комплекс архейских кристаллических и разновозрастных магматических пород. Проведения подземных вод и мерзлоты: 7 - восходящие и нисходящие родники с преобладающим гидрокарбонатного аниона (слева преобладающий катион, сверху расход в л/сек, справа минерализация в мг/л); 8 - то же для родников со смешанным (гидрокарбонатно-сульфатным) составом анионов; 9 - надели подземных вод; 10 - пункт установления мощности мерзлоты (в м); 11 - разлом, установленные и перекрытые рыхлыми четвертичными отложениями; 12 - границы вулканических комплексов

2 мг/л (33 мг.экв). Цвет желтоватый, отмечается зветхлость. Температура в родниках +10°C, в озерах и мочажинах до +7°C.

Т р е ш и н н ы е в о д ы

Трещинные воды надмерзлотные циркулируют в верхней зоне трещиноватых коренных пород. Подмерзлотные напорные воды циркулируют в зонах разломов. Трещинные воды приурочены к водоносным комплексам: а) архейских кристаллических и разновозрастных магматических пород, б) метаморфизованных песчано-глинистых пород икарбонатных пород александровской и бутунской свиты и г) метаморфизованных песчаных пород сакуканской свиты нижнего протерозоя.

Водоносный комплекс архейских кристаллических и разновозрастных магматических пород распространен на большей части территории. Водоносные породы - разновозрастные, кристаллические сланцы, трептиолиты и т.п., обычно хорошо трещиноватые с удельно-объемными коллекторскими свойствами. Надмерзлотные воды этого комплекса выходят на поверхность в виде преимущественно нисходящих родников с дебитом до 2 л/сек. Воды этих родников чистые, прозрачные, без цвета и запаха, приятные на вкус. По составу гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатно-натриевые, кальциево-натриевые и натриевые. По минерализации - ультрапониной протажненности до 3,5 км (р.Токко) и наледя с объемом льда от сотни тысяч до первых миллионов кубических метров. Наиболее крупная наледь на р.Мурудин имеет объем льда 9 млн.м³, что соответствует суммарному расходу питающих источников (при 6-7-месячном периоде образования) - 670 л/сек. В районе наледя имеется ряд восходящих родников с расходом от 1,9 до 270 л/сек. Минерализация вод слабая (не более 70 мг/л), состав гидрокарбонатный или сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, реакция слабощелочная и нейтральная. В воде присутствуют: ион аммония 2,5 мг.экв), железа (до 3 мг.экв), хлор (до 14 мг.экв), кон магния (до 16 мг.экв). В одном из родников, по р.Мурудин с расходом 260 л/сек, полным спектральным анализом сухого остатка установлены следующие (в%): кремния - более 1, алюминия - 0,03, магния - 1, кальция - более 1, железа - 0,006, марганца - 0,03,

лития - 0,01, ванадия - 0,001, молибдена - 0,03, циркония - 0,001, лантана - 0,01, натрия - 1.

Водоносный комплекс метаморфизованных песчано-глинистых пород и кварцевых пород - чистый и слабощелочной реакции. Вод.Икабья, Хани. Водовмещающие породы слабощелочноватые, с плохими коллекторскими свойствами - песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и т.п. Надмерзлотные воды дренируются нисходящими и восходящими малобитыми (0,1-1,0 л/сек) источниками. Минерализация вод низкая, состав гидрокарбонатный или хлоридно-сульфатно-натриевый кальциево-натриевый. Реакция слабощелочная. Подмерзлотные воды проявляются в виде наледей с объемом льда до 3000 м³, что соответствует расходу питающего источника 0,3-0,4 л/сек. Кроме того, отмечается ряд более водообильных восходящих источников по р.Хани (22 л/сек) по р.Читкандя (10 л/сек). Химический состав подмерзлотных вод сульфатно-карбонатный кальциевый или натриево-кальциевый, минерализация от 16 до 76 мг/л, реакция нейтральная. Воды чистые, прозрачные, без вкуса и запаха, температура +2,3°C.

Водоносный комплекс метаморфизованных терригенно-кварцевых пород - чистый и слабощелочной реакции. Вод.Икабья, Хани. Водовмещающие породы трещиноватые, часто известковистые песчаники и алевролиты, кварцевые и трещиноватые известняки и доломиты. Надмерзлотные воды этого комплекса на поверхности встречаются в редких нисходящих малобитных (0,3-0,1 л/сек) родниках. Воды чистые, прозрачные, без вкуса и запаха. Температура +1,5°C. Воды этого комплекса характеризуются относительно несколько повышенной минерализацией от 24 до 84 мг/л, малой жесткостью (0,1-1,4 мг.экв), нейтральной реакцией, гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. Подмерзлотные воды, как правило, приурочены к разломам или к структурно-физическим контактам. Выходы незначительны и представлены небольшими наледями по р.Читкандя.

Водоносный комплекс метаморфизованных песчаных пород кварцевых пород - чистый и слабощелочной реакции. Вод.Икабья, Хани. Водовмещающие породы - преимущественно массивные трещиноватые песчаники. Воды надмерзлотного горизонта циркулируют по тонким

трещинам, затухающим в зоне мерзлых пород. Этот горизонт дренируется в основном низкоходящими рондниками с дебитом 0,01-0,1 л/сек. Воды гидроразрушающие калциево-натриевые. Реакция воды слабощелочная, температура до +3°C. Выходы подмерзлотных вод прурочены к разломам и фиксируются в виде наледей протяженностью до 5 км, шириной до 150 м (верховья р.Талыкан). При средней мощности льда 1 м, в первом формировании 7 месяцев, расход питающего наледь (750 000 м³) источника составляет 40 л/сек.

Питание подземных вод района осуществляется атмосферными осадками, поверхностными водами, частично за счет конденсации паров. Все воды взаимосвязаны, трещинные, над-, и подмерзлотные воды питают порово-пластовые воды рыхлых отложений, нерельефообразующие, порово-пластовые и трещинные воды через поглощающие толщи (уч.Бутун) питают подмерзлотные трещинные воды и т.д.

Для бытового и промышленного водоснабжения наиболее пригодны подмерзлотные трещинные воды водоносного комплекса архейских кристаллических и разновозрастных магматических пород, отличающегося высокой водообильностью. Эти воды могут эксплуатироваться открытым способом в долинах рек, при этом в летний период попутно могут быть использованы надмерзлотные воды водоносного горизонта современных аллювиальных отложений. Указанные воды отличаются удовлетворительными физическими и химическими свойствами. Воды острых водоносных комплексов практического интереса не представляли из-за сравнительно более высокой обильности и частично из-за плохих физических свойств (воды ледниковых и водно-ледниковых отложений)

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н Н А Я

Б о б и н Е.С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. Тр.Всес.геологической экспедиции. Вып.271, 1933.

Д и т м а р В.Г. Геологическая карта СССР, лист 0-50. Объяснительная записка. Геологический институт, 1947.

Ж у р а в л е в а З.А. Онколиты и катеплазмы рифей и нижнего кембрия Сибири и Южного Урала и их стратиграфическое значение. Автореферат диссертации, 1963.

З о л о т а р е в А.Г. К вопросу о поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и Байкало-Патом-

ского нагорья. Тезисы докл. I научн. конф. геол. секции им.В.А.Обручева. Чита, 1964.

Д е й т е с А.М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Из-во "Наука", 1965.

П а в л о в с к и й Е.В. Геологический очерк района Верхней чары. (Олекмо-Витимская горная страна). Тр.Всес.геол.-развед.обледи., вып.271, 1933.

С а л о п Д.И. Геология Байкальской горной области, т.1, Изд-во "Недра", 1964.

С а л о п Д.И. Геология Байкальской горной области, т.1. Изд-во "Недра", 1967.

С о л о н е н к о В.П. и др. Жизнь тектоника, вулканизма и сейсмичность Станового нагорья. "Наука", 1966.

Т у т а р к и н о в А.И. О протерозойском возрасте пород Алданского щита, Геохимия, № 3, 1967.

Ф О Н Д О В А Я

Б о г д а н о в Ю.В. и др. Окончательный отчет по теме: "Геология и закономерности распределения месторождений нефти Удоканского района. 1960.

Б у ф е е в Е.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Верховьев рр.Интамакит. Отчет о работе партии № 5 за 1964 г., 1965.

Г л у х о в с к и й М.З. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Верховьев рр.Икабьеган и Хани. Отчет о работе партии № 8 за 1962 г., 1963.

Г л у х о в с к и й М.З. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Олондо-Эвонокит и Верховьев р.Токко. Отчет о работе партии № 8 за 1963 г., 1964.

Г л у х о в с к и й М.З. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Чикканди-Юс-Кьель-Хани. Отчет о работе партии № 8 за 1964 г., 1965.

Г л у х о в с к и й М.З. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Мурдурин-Дурджикан. Геологическое строение междуручья Чикканди-Бол.Икабья. Отчет о работе партии № 8 за 1965 г., 1966.

Г о р е л о в В.Г. Предварительный отчет по теме: "Магматизм Станового хребта и Олекмо-Витимского нагорья". Отчет о работе партии № 17 за 1963 г., 1964.

Князев О.Т. и др. Геологическое строение листа 0-51-XXV. Отчет Ханнинской партии за 1964-1964 гг., 1966.
Лянник И. В.В. и др. Геологическое строение листа 0-50-XXIV. Отчет Верхне-Токкинской партии, 1966.

Музис А.И. и др. Промежуточный отчет по теме "Стратиграфия кайнозойских отложений и геоморфология Олекмо-Витимской горной страны". Отчет по полевым работам 1963 г., 1964.

Музис А.И. и др. Промежуточный отчет по теме: "Стратиграфия кайнозойских отложений и геоморфология Олекмо-Витимской горной страны". Отчет по полевым работам 1965 г., 1966.

Найденков Ю.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Икабьякан, Хани, Читканды. Отчет о работе партии № 18 за 1964 г., 1965.

Немих Г.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа 0-50-XXXVI (бассейн рр.Кадар и Китемакчи). Отчет о работе партии № 6 за 1964 г., 1965.

Перфильев Ю.С. и др. Промежуточный отчет по теме: "Стратиграфия докембрийской палеозой Олекмо-Витимской горной страны". Отчет о работе партии № 18 за 1962 г., 1963.

Перфильев Ю.С. и др. Промежуточный отчет по теме: "Стратиграфия докембрийских отложений Олекмо-Витимского нагорья". Отчет о работе партии № 18 за 1963 г., 1964.

Савченко Г.М. и др. Верхнеханнинская (Читкандинская) мусковитоносная площадь и ее перспективы. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ, проведенных Читкандинской партией ДКЗ в 1963-1965 гг., 1965.

Суденников В.В. и др. Отчет о работах Забайкальской веромагнитной партии за 1958 г., 1959.

Фалькин Е.М., Фалькина Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Икабья-Читкандинского района. Окончательный отчет Икабьинской партии по поисково-разведочным работам масштаба 1:500 000, проведенным в 1961-1962 гг., 1963.

Федоровский В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа 0-50-XXXVI (бассейн верхнего течения р.Кадар). Отчет о работе партии № 6 за 1962 г., 1963.

Федоровский В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа 0-50-XXXVI (бассейн рр.Кадарский Калвакан и Имангра). Отчет о работе партии № 6 за 1963 г., 1964.

Чернявская К.А. Подземные воды Верхне-Чарской впадины и хребтов Кадар и Удокан (отчет по результатам земных работ 1966 г.), 1967.

Шульгина В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр.Кемен и Бол.Икабья. Отчет о работе партии № 7 за 1962 г., 1963.

Шульгина В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Чара, Бол.Тора, Сакхундинр. Отчет о работе партии № 7 за 1964 г., 1965.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЪЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ п/п	Фамилия и имя автора	Название работ	Год составления или издания	Местонахождение материала - да, его фонд/номер или место издания
1	2	3	4	5
1	Богданов Ю.В. и др.	Окончательный отчет по теме: Геология и закономерности распределения месторождений меди Удоканского района	1960	0221958
2	Глуховский М.З. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Верховьев рр. Ика-бьекан и Хани	1963	0246833
3	Глуховский М.З. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Олондо-Эвонокит и Верховьев р.Токко	1964	0256132
4	Глуховский М.З. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Верховьев рр. Курунг - Урак, Эбгах, Эбгах-лир и междуручья Читкандэ - Ю-Кюэль - Хани	1965	0264636

1	2	3	4	5
5	Глуховский М.З. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Мурун - Турчикан. Геологическое строение междуручья Читкандэ - Бол. Икабья	1966	0272391
6	Найденков Ю.Ф. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые Верховьев рек Икабьекан, Хани, Читкандэ	1965	0264638
7	Перфильев Ю.С. и др.	Стратиграфия докембрических отложений Олекмо-Витимского нагорья	1966	0264453
8	Савченко Г.М. и др.	Верхнеханнинская (Читкандэ) мусковитовосная площадь и ее перспективы	1966	0267042
9	Фельдкин Е.М. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые Икабья-Читкандэского района	1963	0248093

х/
Материалы хранятся во Всероссийском геологическом фонде

Приложение 2

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ 0-50-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплу-тации	Тип место-рождения (К-корен-ное, Р-россыпное)	№ исполь-зованного матерьяла по списку (прилож.1)
1	2	3	4	5	6

НЕМЕЦЛАДЖЕВСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С и л и к а т н ы е

Слюда-мушкет

88	Ш-4	Алтувальское	Не экс-плуати-руется	К	2
65	Ш-2	Верхнечиткан-динское	"	К	6
72	Ш-3	Горное I	"	К	2
73	Ш-3	Горное II	"	К	2
77	Ш-3	Горное III	"	К	8
79	Ш-3	Горное IV	"	К	8
80	Ш-3	Горное V	"	К	8
24	П-4	Камкандинское	"	К	8
22	П-3	Олондинское	"	К	8
I 19	IV-3	Сакуканское	"	К	4
27	Ш-4	Сакуканское I	"	К	6
75	Ш-3	Сакуканское II	"	К	8

1	2	3	4	5	6
37	Ш-2	Ханнинское I	Не экс-плати-руется	К	6,8
40	Ш-2	Ханнинское II	"	К	6
41	Ш-2	Ханнинское III	"	К	6
69	Ш-3	Читкандинское	"	К	8
I 20	IV-4	Юс-Крельское	"	К	4

Приложение 3

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
0-50-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по карте	Индико-кадр на карте	Название (место-нахождение) и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по описку (прилож. 1)
I	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
П р е т н е м е т а л л и				
			Мель	
III	IV-1	р.Амудиса	Мелкие песчаники сакунганской свиты	7
44	III-2	Кл.Березовый	Катраклизированные, лимонитизированные иллитовидные граниты	6
33	III-1	р.Бол.Икабья	Мелкие алевролиты аянской свиты	6
35	III-1	"	Мелкие песчаники чигандинской свиты	6
92	IV-1 IV-2	"	Шлиховый ореол	9
93	IV-1	"	Кварцевые жилы и прожилки с известностью сульфидов в песчанниках чигандинской свиты	6
96	IV-1	"	Мелкие песчаники александровской свиты	9

1	2	3	4	5
99	IV-1	р.Бол.Икабья	Мелкие песчаники александровской свиты	9
101	IV-1	"	"	9
102	IV-1	"	Мелкие песчаники чигандинской свиты	9
106	IV-1	"	Мелкие песчаники и алевролиты александровской свиты	9
103	IV-1	Кл.Горжи	Мелкие песчаники чигандинской свиты	9
105	IV-1	"	"	9
107	IV-1	"	"	9
108	IV-1	"	"	9
110	IV-1	"	"	9
113	IV-2	р.Чатканде	"	9
112	IV-2	"	"	9
109	IV-1	р.Амудиса	Мелкие песчаники александровской свиты	9
100	IV-1	р.Камустях	Мелкие песчаники чигандинской свиты	9
104	IV-1	"	То же	9
115	IV-2	"	Мелкие песчаники александровской свиты	9
95	IV-1	Кл.Красный	Мелкие песчаники чигандинской свиты	1,9
20	IV-3	р.Огондо	Кварцево-сульфидная жила в ортоамфиболитах	3
114	IV-2	Кл.Бутун	Мелкие песчаники александровской свиты	9
42	III-2	реки Сакунган и Хани	Шлиховый ореол	2,6

1	2	3	4	5
I	2	3	4	5
58	Ш-2	р.Саяку	Прожилково-вкраплен- ная сульфидная мине- рализация в палеозой- ских трансоксианитах	6
60	Ш-2	р.Саяку	Прожилково-вкраплен- ная и сульфидная ми- нерализация в палео- зойских трансоксианитах	6
64	Ш-2	"	"	6
66	Ш-2	"	"	6
67	Ш-2	"	"	6
68	Ш-2	"	"	6
82	Ш-3	"	Кварцево-карбонатные прожилки с сульфидами в палеозойских оленит- диоритах	2
83	Ш-3	"	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в палеозойских оленит- диоритах	2
84	Ш-3	"	"	2
26	Ш-1	р.Саякуан (приток р.Бол.Икабьк)	Вкрапленная сульфидная минерализация в зоне разлома	6
94	IV-1	"	Мелистые песчаники и алеволиты Александров- ской свиты	9
97	IV-1	р.Саякуан (при- ток р.Бол. Икабьк)	Мелистые песчаники и алеволиты Александров- ской свиты	9

1	2	3	4	5
50	Ш-2	р.Саякуан (при- ток Хэни)	Прожилково-вкраплен- ная сульфидная мине- рализация в песчани- ках Икабийской свиты	6
52	Ш-2	р.Саякуан (при- ток Хэни)	Мелистые песчаники Икабийской свиты	6
56	Ш-2	"	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в зоне дробления	6
61	Ш-2	"	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в палеозойских трансо- ксианитах	6
81	Ш-3	"	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в палеозойских трансо- ксианитах	2
98	IV-1	р.Бол.Икабьк	Мелистые песчаники Читкандинской свиты	9
116	IV-2	р.Сред.Талаякан	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в зоне разлома	9
117	IV-2	"	"	9
4	I-3	р.Тарын-Юрэх	Шлиховой ореол	3
7	I-3	"	Кварцево-сульфидная жиль в орсовидно-олигитах	3
10	I-3	р.Тарын-Юрэх	Кварцево-сульфидная жиль в метапесчаных шлиховой ореол	3
5	I-3	р.Токко	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в гнейсах адрях	3
14	I-4	"	Вкрапленная сульфид- ная минерализация в гнейсах адрях	3

1	2	3	4	5
17	I-4	р.Токко	Вкрапленная сульфидная минерализация в органофиолитах	3
39	Ш-2	р.Хани	Кварцево-сульфидные прожилки в песчанниках карбонийской свиты	6
49	Ш-2	р.Хани	Медистые песчанники карбонийской свиты	6
54	Ш-2	"	Тектоническая зона обречкой с вкрапленной сульфидной минерализацией	6
Свинец				
29	Ш-1	рр.Бол.Икабья, Читкандя, верховья р.Тадаякан	Шликовой ореол	8
3	I-1 I-2	р.Пурчикан	Шликовой ореол	5
Цинк				
62	Ш-2	р.Икабьекан	Вкрапленность оферрита в кварцитах ванных мраморах	2,6
Б л я т о р о д н н е м е т а л л н				
Золото				
25	Ш-1	р.Мугурин	Пиритизированная тектоническая зона	3
63	Ш-2	р.Саку	Зона пиритизации в палеозойских сленит-диоритах	6

1	2	3	4	5
78	Ш-3	р.Саку	Зона пиритизации в металеосланцах	3
46	Ш-2	р.Сакукан (приток Хани)	Пиритизированные трещины	6
70	Ш-3	р.Хани	Зона пиритизации в гранитах	3
74	Ш-3	"	Зона пиритизации в гнейсах	3
Р е д к и е м е т а л л н				
Молибден				
32	Ш-1	р.Бол.Икабья	Кварцевые жилы в сланцах и металеосланцах с вкрапленностью сульфидов	6
34	Ш-1	"	"	6
51	Ш-2	р.Икабьекан	Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в зоне дробления	6
57	Ш-2	"	Серия прожилков кварца среди гранито-гнейсов	6
30	Ш-1	кл.Нелпочно-кит	Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в зоне дробления	2
28	Ш-1	р.Сакукан (приток р.Бол.Икабья)	Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в зоне дробления	6
31	Ш-1	"	"	2
53	Ш-2	р.Сакукан (приток Хани)	Серия прожилков кварца в палеозойских триадиоритах	6

					1	2	3	4	5
1	2	3	4	5	47	Ш-2			
55	Ш-2	р.Саякжан (при-ток Хани)	Вкрапленность в песчаных	6	21	П-3	р.Олондо	Пегматит	6
15	Г-4	р.Эвонокит	Шликовой ореол	3	16	Г-4	реки Хани, Кам-кандя	Шликовой ореол	2,3
118	ПУ-3	р.Юс-Кюель	"	4		П-3	Отчильяк		
Вердильи									
23	П-4	р.Камкандя	Пегматит	8		П-4			
21	П-3	р.Олондо	"	8		Ш-4			
85	Ш-3	р.Сяку	"	8	38	Ш-2	р.Хани	Пегматит	6
90	Ш-4	р.Сяку	"	8	43	Ш-2	"	"	6
76	Ш-3	р.Саякжан (при-ток Хани)	"	8	48	Ш-2	"	"	6
43	Ш-2	р.Хани	"	6	65	Ш-2	р.Читкандя	Серия из 12 пегма-титовых жил	6
45	Ш-2	"	"	6	86	Ш-3	реки Читкандя, Каякян, Сяку	Шликовой ореол	4
48	Ш-2	"	"	6					
65	Ш-2	р.Читкандя	Серия из 12 пегма-титовых жил	6		ПУ-Ш			
69	Ш-3	Читкандяское	Пегматит	8		ПУ-4			
Редкие земли									
Литий									
21	П-3	р.Олондо	Пегматит	8	18	П-1	р.Укабьякан	Пегматитовые жилы	6
Тантал и ниобий									
1	Г-1	рр.Курунт-Юряк	Шликовой ореол	2,4	19	П-1	р.Курунт-Юряк	Пегматит	5
	Г-2	Икабьякан, Мурурди		5,6	2	Г-1	р.Путучикан	Пегматитовые жилы	5
	П-1	Пурчякян, Хани			71	Ш-3	р.Сяку	Шликовой ореол	2,4
	П-2	Эбгехлир				Ш-4			
	Ш-1					ПУ-3			

1	2	3	4	5
89	IV-4	р.Саку	Петалит	2
91	III-4	"	"	2
36	III-2 III-3	р.Сагукан (при- ток Хани)	Шликовой орсол	2,6
87	III-4	р.Хани	Кварц-полевые полевые прожилки с ортитом в тнейсах	2
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
С и л и к а т н ы е				
8	I-3	р.Оюндю	Тальк	3
9	I-3	р.Оюндю	Карбонат-хлорит-галь- ковие, карбонат-галь- ковие и тальковые стан- цы с прожилками и тес- дами мономинарельного талька	3
II	I-3	"	"	3
12	I-3	"	"	3
13	I-3	"	Линзы и гнезда моно- минарельного талька в дунгтах	3
6	I-3	р.Тарын-Крэнк	Линзообразная залежь талькового камня среди ортоамфиболитов	3

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	Стр. 3
Стратиграфия	7
Литургические образования	30
Тектоника	52
Геоморфология	66
Полезные ископаемые	72
Подземные воды	95
Литература	100
Приложения	104