

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЯКУТСКОЕ ОРДЕНА ЛЕНИНА ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 0138

Экз. №

162

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ БОДАЙБИНСКАЯ

Лист 0-50-XXIV

Объяснительная записка

Составитель *В.В. Ляхницкий*

Редактор *Л.М. Реутов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

7 февраля 1969 г., протокол №8

МОСКВА 1981

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа 0-50-XXIV относится к Олекминскому району Якутской АССР и частично (юго-западная часть) - к Каларскому району Читинской области. Она ограничена координатами: $57^{\circ}20'$ - $58^{\circ}00'$ с.ш. и $119^{\circ}00'$ - $120^{\circ}00'$ в.д. Площадь листа располагается в пределах центральной части Олекмо-Чарского нагорья и северного склона хр. Удокан, охватывая значительную часть междуречья Чары и Токко.

Поверхность нагорья характеризуется среднегорным рельефом с абсолютными отметками водоразделов 1200 - 1300 м, возрастающими на юго-западе при приближении к хр. Кодар до 1400-1500 м. Относительные превышения водоразделов над днищами долин колеблются от 200-300 м на севере до 500-600 м на западе площади. Водоразделы представлены широкими, мягко очерченными увалами с плоскими, реже куполовидными вершинами, прямыми и изредка выпуклыми склонами крутизной $15-20^{\circ}$.

На северо-востоке площади в бассейне рек Нокит и Усуу поверхность нагорья носит характер резко расчлененного плато. Водоразделы имеют вид столовых гор с крутыми ($20-40^{\circ}$) выпуклыми склонами и гипсометрическими отметками поверхности, выдерживающимися в пределах 1200-1300 м. На юго-востоке нагорье круто обрывается к Верхне-Токкинской впадине, связанной с расположенными восточнее и юго-западнее Чароудоканской и Верхне-Чарской впадинами. Относительное превышение поверхности нагорья над дном впадины составляет 600-800 м. Поверхность впадины плоская, заболоченная. Площадь ее около 600 км^2 .

На крайнем юге территории, вдоль южной периферии впадины, в широтном направлении протягиваются северные отроги хр. Удокан, представляющие собой сильно расчлененное среднегорье альпийского типа. Абсолютные отметки водоразделов составляют 1500-1700 м, относительные превышения их поверхности над дном долин достигают 700-900 м. Для всей территории отмечается общий уклон поверхности в северном направлении.

Район дренируется густо разветвленной сетью ручьев и мелких рек, относящихся к бассейнам р.Токко (на востоке) и р.Чары (на западе). Река Токко берет свое начало в отрогах хр.Удокан и протекает в меридиональном направлении по восточной части площади. В пределах Верхне-Токкинской депрессии река обладает спокойным течением (1 м/сек), часто образует меандры и старицы. Ширина русла реки 80-100 м, глубина до 1-1,5 м, перекаты крайне редки. Входя в область нагорья, река резко меняет свой характер, ширина русла уменьшается до 40-70 м, скорость течения увеличивается до 2-2,5 м/сек. Русло почти на всем своем протяжении порожистое, изобилует перекатами, глубина составляет 0,5-1 м. Долина реки становится узкой с крутыми нередко скалистыми склонами, круто обрывающимися в воду. Ниже устья р.Алаткит (крупного левого притока) долина реки расширяется, ширина русла реки увеличивается до 200 м, появляются острова и участки плесов с относительно спокойным течением. Река Алаткит - типичный горный поток, текущий в глубоко врезанной узкой долине. Ширина русла 40-50 м, глубина от 0,5 до 1 м, русло порожистое. Скорость течения 1,5-2 м/сек. Река Чара заходит на территорию листа лишь в его юго-западной части, где она протекает в глубоковрезанной узкой долине. Ширина русла ее 100-200 м, глубина 2-4 метра, русло порожистое, с частыми перекатами. Скорость течения 1,5-2 м/сек. Из мелких рек нужно назвать Усуу, Эвонокит, Нокит (правые притоки р.Алаткит); Тарын-Юрях; Конда, Дербергеляк (правые притоки р.Чары). Длина их от 20 до 30 км, ширина русла 6-10 м, глубина до 0,6 м, скорость течения 1-2 м/сек. Большинство мелких рек и ручьев имеют невыработанный продольный профиль, верховья их характеризуются относительно слабым эрозионным врезом, который, однако, резко усиливается вниз по течению. Наиболее отчетливо проявляется эта особенность по притокам рек Чары, Токко, Алаткита.

Все водотоки территории имеют типичный горный характер и отличаются большой изменчивостью водного режима. Весной они наиболее водообильны. Летом наблюдается значительный спад воды, однако в период дождей уровень ее испытывает очень резкие колебания. Реки района для сплава не пригодны из-за порожистости русел. На резиновых лодках сплав возможен по р.Чаре и в большую воду по р.Токко. По многим ручьям и рекам в зимнее время образуются наледи. Наиболее крупные из них отмечаются в устьях р.Тарын-Юрях, ручьев Базовского, Талу, а также в среднем течении р.Урага, ручьев Китах, Эсачи, Кудуми, Эсекенех.

В районе имеется большое количество озер. Большинство из них имеют ледниковое происхождение и располагаются в пределах Верхне-Токкинской депрессии. Размеры их ограничиваются первыми сотнями метров. Крупнейшим озером (1х3,5 км) является горное озеро (абс.отм.1023 м), расположенное на водоразделе рек Токко - Усуу. Глубина его до 10 м. Ряд более мелких озер (до 0,8 км²), представляющих собой реликты древней гидросети, наблюдаются в верховьях рек Конды, Аян-Суоллаха и в долине рек Токко, Чары, Алаткита. В пределах хр.Удокан встречаются мелкие каровые озера.

Климат района резко континентальный. По средним многолетним данным Дикимдинской метеостанции, среднегодовая температура воздуха -7,4⁰, минимальные температуры наблюдаются в декабре - январе - феврале (абс.-60⁰, средняя - 31,5⁰), максимальные - в июле (абс.+37⁰, средняя 17,4⁰). Продолжительность зимы 6-7 месяцев. Годовое количество осадков составляет около 400 мм, причем 50% из них приходится на три летних месяца (июнь - июль - август), 21% - на зиму, 11% - на осень и 8% - на весну. Снег ложится в конце сентября. Мощность снегового покрова 0,6-0,7 м. Ледостав на реках происходит в первой половине октября. Все мелкие реки и ручьи промерзают до дна. Стаивание снегового покрова и вскрытие рек наблюдается в мае. Зимой преобладают ветры северо-западного направления, летом - северо-восточного.

Растительность района бедна в видовом отношении и характеризуется весьма четкой вертикальной зональностью. Склоны водоразделов ниже абсолютных отметок 900-1000 м покрыты лиственничной тайгой с редкой примесью ели, сосны, кедра. Подлесок представлен багульниковым, кедровым стланныком. В интервале высот 1000-1200 м располагается горная тундра с труднопроходимыми зарослями кедрового стланныка, карликовой березки и ольхи. Выше встречаются лишь редкая угнетенная кустарниковая растительность и различные лишайники. Поверхность марей покрыта мохом (сфагнумом), ягелем и карликовой березкой. В долинах рек встречаются береза, рябина, тальник, изредка тополь, кедр.

Населенные пункты в районе отсутствуют. Изредка он посещается охотниками и пастухами-оленоводами. Имеющиеся на территории тропы позволяют осуществлять передвижение на вьючных оленях и лошадях. Ближайший поселок - оленеводческий колхоз "Заря" - расположен на р.Чаре, в 56 км южнее площади листа. От поселка проложена зимняя дорога (55 км) к административному центру Каларского района пос.Чара. В последнем имеется почта, больница,

аэродром для приема рейсовых самолетов АН-2, Ли-2.

Территория листа О-50-XXIV до последнего времени была очень слабо изучена. Первые исследования были проведены в 1933 г. в южной части листа Е.В.Павловским (1935). Им приводится краткое описание архейских и четвертичных образований района.

В течение ряда лет (1934-1935 гг. и 1940 г.) в междуречье Олекмы и Токко проводятся маршрутные геологические исследования А.А.Арсеньевым, И.А.Ефремовым, Е.А.Нечаевой. Работами частично затронута и описываемая территория. На основании произведенных исследований А.А.Арсеньевым (1939) была предложена первая стратиграфическая схема метаморфических и осадочных образований.

В 1943 г. на левобережье р.Токко были предприняты поиски золота П.Е.Харитоновым и И.Н.Шерсковым. Положительных результатов получено не было.

В 1945 г. описанные А.А.Арсеньевым архейские образования бассейна р.Олекмы были объединены Н.В.Фроловой (1945 г.) в олекминскую серию, помещенную ею в основание разреза архея Алданского щита.

С 1949 г. начались геологосъемочные работы масштаба 1:100 000 на площадях листов О-50 и О-51 Читинским геологическим управлением. В бассейне р.Олекмы производились геологические съемки масштаба 1:200 000 геологами Г.Ю.Лагединой (1950 г.), В.А.Луконой (1950 г.), С.П.Смеловским, О.М.Сартаковым, А.С.Телегой (1950 г.). В 1953 г. в бассейне рек Чары и Витима производились геологосъемочные работы масштаба 1:500 000 под руководством Л.И.Салопы при участии А.И.Бильтаева, Е.И.Буровой, А.Е.Дербиной. Площадь съемки полностью захватывает территорию листа О-50-XXIV. В предложенной Л.И.Салопом (1964) схеме стратиграфии метаморфические породы бассейна р.Чары расчленяются на чарскую и торскую толщи и относятся к архею. Осадочные образования слабой и средней степеней метаморфизма, выполняющие удоканский прогиб и грабен-синклинальные структуры в бассейнах рек Хани и Олдонгсо, объединяются им в удоканскую серию, датируемую нижним протерозоем, а слабо метаморфизованные красноцветные песчаники междуречья Токко - Чарода отнесены к жербинской и тиновской свитам нижнего кембрия. В структурном отношении территория, сложенная метаморфическими породами чарской и торской толщ, выделяется автором в чарскую глыбу (типа срединного массива), окаймляющуюся с юга удоканской мигеоинклинальной зоной, а с востока отделенную от Алданского щита Олекминской ветвью протерозоя.

Л.И.Салопом высказывается точка зрения о возможной сопоставимости чарской толщи с метаморфическими образованиями бассейна р.Олекмы.

В 1955 г. В.Г.Тарасовой и Е.П.Миرونюком проводились редакционно-увязочные маршруты в западной части листа О-51 на площади, примыкающей к описываемой. Метаморфические породы отнесены ими к олекминской серии и расчленяются на свиты: олдонсинскую (амфиболовые, биотит-амфиболовые, реже биотитовые гнейсы), тунгурчинскую (биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые гнейсы, мраморы, кальцифиры), хойкинскую (биотит-амфиболовые гнейсы), крестяхскую (биотитовые гнейсы, пласты амфиболитов). В бассейне рек Олдонгсо и Хани ими описаны также слабо метаморфизованные зокембрийские (синийские) отложения, расчлененные (снизу вверх) на чародоканскую, намсалинскую и ханинскую свиты.

В 1959 г. В.К.Солецкая и С.Е.Карпов на основании геологосъемочных работ масштаба 1:200 000, проведенных в 1956-1957 гг. в бассейне р.Олекмы, выделяют в основании олекминской серии под олдонсинской свитой еще одну свиту - кудуликанскую, представленную преимущественно амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, иногда содержащими гранат и пироксен.

В 1958 г. Ю.К.Дзевановский (1958) на основании своих собственных наблюдений и данных других исследователей приходит к выводу о более молодом возрасте олекминской серии по сравнению с менгрской, тимптонской и желтулинской, относя ее к нижнему протерозою.

В 1958 г. на Олекмо-Чарском водоразделе (захватывая территорию листа) проводит аэромагнитную съемку масштаба 1:200 000 Забайкальская экспедиция под руководством В.В.Сусленикова. Аэромагнитные карты, составленные в результате работ, характеризуются весьма однообразным магнитным полем, что обусловлено, по-видимому, слабой магнитностью комплекса архейских и протерозойских пород.

В 1959 г. в бассейне нижнего и среднего течения рек Чары и Токко проводится специализированное опробование для выяснения перспектив алмазности территории партией № 294 Ботубинской экспедиции. Результаты работ оказались отрицательными.

В 1960-1962 гг. А.Ф.Петровым (1961ф, 1966) проводятся геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 на площади листа О-50-ХУШ. Метаморфические породы отнесены им к олекминской серии (в составе олдонсинской, хойкинской, крестяхской и мордженской свит) и нерасчлененной борсалинской серии. В бассейне р.Кебекте А.Ф.Петровым была описана толща красноцветных песча-

ников, которую он считает среднепротерозойской и выделяет в кебектинскую свиту.

Начиная с 1960 г., в бассейнах рек Олекмы и Чары велись тематические работы под руководством Е.П.Миронюка и при участии Э.Л.Магнушевского, М.И.Литвака и В.М.Борисова, в процессе которых стратиграфия докембрия западной части Алданского щита подверглась ряду существенных дополнений и уточнений (Миронюк, 1963ф). В олекминскую серию Е.П.Миронюком объединены метаморфические породы бассейнов рек Олекмы, Чары и западных склонов Становика. Из состава олекминской серии выделена кудуликанская и тунгурчинская свиты. Первая параллелизуется со свитой Зверева и впервые выделяется под названием курультинской серии, вторая включена в состав борсалинской серии.

Начиная с 1962 г. в междуречье Чары и Олекмы проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 геологами Южно-Якутской комплексной экспедиции Л.М.Реутовым (1964ф) - листы 0-5I-XIII, 0-5I-XIX, В.В.Ляхницким (1964ф, 1966ф) - лист 0-50-XXIU и О.Т.Князевым (1964-1965 гг.) - лист 0-5I-XXU, а также представителями Всесоюзного аэрогеологического треста М.З.Глуховским (1962-1965 гг.) - лист 0-50-XXX и В.И.Колесниковым (1964-1965 гг.) - лист 0-50-XXXI. Стратиграфическая схема, принятая тремя первыми авторами, сохраняет в основном последовательность и номенклатуру схемы Е.П.Миронюка. Осадочные образования Чародо-Тонкинское, Олдонсинское и Нижне-Ханинское грабен, включая кебектинскую свиту, коррелируются с верхней половиной разреза удоканской серии. Архейские образования отнесены этими авторами к чарской серии.

В настоящее время разновозрастность пород чарской и олекминской серий принципиально следует считать доказанной, однако вопрос более точной корреляции этих образований нуждается в дальнейшем изучении. Заслуживает внимания точка зрения А.Ф.Петрова (1966) о том, что олекминская серия может быть сопоставима лишь с верхней частью чарской серии, а вся нижележащая часть разреза чарской серии отвечает курультинской серии.

В 1967 г. Е.П. Миронюк в обобщающей работе "Геология докембрия западной части Алданского щита", развивая свои прежние представления о структурной связи олекминской и курультинской серий, приходит к выводу о принадлежности их к единому вулканогенно-осадочному геосинклинальному комплексу верхнеархейского времени. Различия в метаморфизме пород этих серий объясняются автором метаморфической зональностью. Обе серии объединяются им в олекмо-

становой комплекс, являющийся аналогом чарской серии. Выводы Е.П.Миронюка устраняют противоречие, связанное с понятием "чарская серия", объединяющим, как могло показаться прежде, разновозрастные образования.

Для составления геологической карты листа 0-50-XXIU использованы материалы геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 В.В.Ляхницкого (1964ф, 1966ф), а также результаты контрольно-уязвочных маршрутов, проведенных на территории листа в количестве 300 км. При геологосъемочных работах применялось дешифрирование аэрофотоснимков масштаба 1:60 000. Степень дешифрируемости неравноценна для различных геологических элементов. Сравнительно хорошо дешифрируются ледниковые формы, речные террасы, молодые и омоложенные разрывные нарушения, структурные уступы, плохо дешифрируются складчатые структуры метаморфических пород, древние разломы, различные гранитоиды. В период картосоставления произведена геологическая увязка листа 0-50-XXIU с уже изданными листами 0-50-XXUI и 0-50-XXX и листами 0-50-XXXI и 0-5I-XIX, на которых геологосъемочные работы закончены.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа принимают участие метаморфические образования архейского и нижнепротерозойского возраста, осадочные породы верхнего протерозоя, рыхлые четвертичные отложения, а также изверженные породы архейского, нижнепротерозойского, верхнепротерозойского и раннемелового возраста.

А Р Х Е Й

Архейские образования широко распространены на площади листа и за его пределами. Разрез их отличается значительным литологическим разнообразием. Он представлен биотитовыми, амфибол-биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами (56%), амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами (30%), амфибол-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (10%), диопсидсодержащими амфибол-плагиоклазовыми и диопсидовыми кристаллическими сланцами (2-3%), гранатсодержащими гнейсами (2%); силлиманитовыми и двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами (1%). Маркирующие горизонты в составе толщи архейских пород

отсутствуют, тем не менее относительно неравномерное распределение в разрезе амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев создает удовлетворительные условия для стратификации. Общая мощность архейских образований территории на листе около 13 км. Прогрессивный метаморфизм пород повсеместно отвечает амфиболитовой фации. Для основных типов пород характерны следующие парагенетические ассоциации минералов: 1) диопсид - синие-зеленая роговая обманка - плагиоклаз - кварц; 2) гранат - синие-зеленая роговая обманка - биотит - плагиоклаз - кварц; 3) синие-зеленая роговая обманка - бурый биотит - плагиоклаз - кварц - микроклин; 4) силлиманит - биотит - мусковит - плагиоклаз - кварц - микроклин. В вышеперечисленных минеральных ассоциациях имеет место в целом слабое, но резко возрастающее в зонах разрывных дислокаций, развитие минералов, характерных для эпидот-амфиболитовой фации и фации зеленых сланцев. К числу их относятся эпидот, серицит, вторичный биотит буро-зеленой окраски, реже хлорит и актинолит. Для разреза архейских пород характерна очень грубая (в объеме свит) ритмичность, выражающаяся в чередовании толщ, представленных существенно биотитовыми и амфиболовыми породами. Отмечается сокращение объема ритмов в верхней части разреза. Первичный состав архейских осадков отвечал, по-видимому, главным образом, песчано-глинистым, в меньшей степени - вулканогенным и в незначительном количестве - карбонатным и мергелистым фациям.

В толще архея широко проявлены процессы ультраметаморфизма, выраженные в образовании послойных и теневых мигматитов и гранитизированных пород. Ультраметаморфические процессы в большинстве случаев характеризуются увеличением интенсивности к основанию разреза.

Архейские породы Олекмо-Становой складчатой области образуют стантовую виргацию, которая обрамляет раннеархейское "ингерское ядро" Алданского щита. По отношению к последнему рассматриваемые породы являются, вероятно, более молодыми образованиями. Возраст их датировался Л.И.Салопом (1964) и рядом других исследователей как архейский, а в последнее время Е.П. Миронюком (1963ф) как верхнеархейский. Эти выводы согласуются с геохронологическими данными. Архейский возраст чарской серии в пределах хр. Удокан подтверждается результатами определений абсолютного возраста ортита из мигматитов в 2600 ± 100 млн. лет и мусковита из мусковит-кварцевой жилы в кристаллических сланцах имангрской свиты в 2939 ± 70 млн. лет (Тугаринов и др. 1965). Определения абсолютного возраста гнейсов олекминской серии в междуречье Чары

и Токко калий-аргоновым методом по биотиту дают значения 2445 млн. лет, 2181 млн. лет (Петров, 1966). На территории рассматриваемого листа произведены определения абсолютного возраста биотитовых гнейсов олекминской серии на правобережье р. Чары и пород группы метагаббро, залегающих среди образований борсалинской свиты на правобережье р. Токко. Полученные значения абсолютного возраста составляют для гнейсов (по биотиту) - 2000 млн. лет, а для метагаббро (по амфиболу) 2450 и 3150 млн. лет (определения Ю.А. Шуколыкова, лаборатория ЛАИЭД АН СССР, 1966).

Неустойчивость и нередко противоречивость цифр абсолютного возраста заведомо геологически одновозрастных образований следует, по-видимому, связывать с явлениями повторного постаршегского метаморфизма пород. Архейские образования, выделяемые ранее Л.И. Салопом (1958, 1964) в чарскую толщу (серии), уверенно стратифицируются в единицах, принятых для олекминской серии. Стратиграфически выше олекминской серии выделяется борсалинская свита, соответствующая борсалинской серии в стратиграфической схеме Миронюка (1963ф).

О л е к м и н с к а я с е р и я

На территории листа образования олекминской серии слагают кристаллический фундамент. В крупных глубоко эродированных структурах последнего обнажается весь четырехчленный разрез олекминской серии в составе (снизу) олдонсинской, хойкинской, крестянской и морженской свит.

О л д о н с и н с к а я с в и т а (Aod) является самой нижней в разрезе олекминской серии. На территории листа породы олдонсинской свиты обнажаются в ядрах крупных антиклинальных структур. Они образуют четыре изолированных выхода. Два из них, наиболее значительных по размерам, прослеживаются по одной линии в виде полосы северо-западного простирания через всю западную часть листа от долины р. Чары на юге, до верховьев ручья Эксачи на севере. Меньшие по площади выходы пород олдонсинской свиты, в ядрах складок с резко ундулирующими осями, находятся в южной части площади листа, на левобережье среднего течения р. Конды и в верховьях руч. Талу.

На последнем участке в ядре крупной антиклинали (Западно-Токкинской) обнажаются породы, относимые предположительно к наиболее нижней части разреза олдонсинской свиты. Они представ-

лены амфиболовыми, биотит-амфиболовыми (иногда диопсидсодержащими) и биотитовыми гнейсами и менее кристаллическими сланцами. Мощность этих образований по разрезу составляет 600-700 м. Выше-лежащая часть свиты представлена здесь преимущественно биотитовыми гнейсами.

На территории, смежной с юга с описываемой, приведенные части разреза олдонсинской свиты относятся М.З.Гдуховским, соответственно к имангрской и калаканской свитам чарской серии. Эти данные должны представлять несомненный интерес для корреляции образований чарской и олекминской серий.

В юго-западной части территории листа в обнажениях по долине руч. Чопкокто, левого притока р.Чары, в разрезе олдонсинской свиты толща амфиболовых пород отсутствует. Здесь обнажаются (снизу):

1. Мигматизированные биотитовые гнейсы грубополосчатые, мелко- и среднезернистые, с прослоями амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев в верхней части пачки . . . 530 м
2. Мигматизированные и биотитовые гнейсы грубополосчатые, мелкозернистые, с прослоями (0,2-2 м) амфибол-биотитовых гнейсов 120 "
3. Мигматизированные биотитовые гнейсы грубополосчатые, мелкозернистые 250 "
4. Переслаивание мигматизированных биотитовых гнейсов мелкозернистых с амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами и в подчиненном количестве амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. Мощность прослоев варьирует от 0,1 до 4,5 м 450 "
5. Мигматизированные биотитовые гнейсы среднезернистые, содержащие в нижней и средней частях пачки мелкие (0,1-0,5 м) прослои амфибол-биотитовых гнейсов 630 "
6. Мигматизированные биотитовые гнейсы мелкозернистые, с прослоями (1-2 м) амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов 80 "
7. Амфиболиты массивные, крупнозернистые и амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, образующие взаимопереходы 40 "
8. Мигматизированные биотитовые гнейсы мелкозернистые, с прослоями (1,5-3 м) амфиболовых гнейсов и амфиболитов 35 "
9. Мигматизированные биотитовые гнейсы мелкозернистые 190 "

Общая мощность обнажающейся части разреза свиты 2350 м, а общая мощность свиты оценивается предположительно в 3000-3100 м. Состав олдонсинской свиты в пределах исследованной территории характеризуется относительной выдержанностью. Установленные колебания выражаются в уменьшении удельного веса амфиболовых пород при движении с юга на север и в появлении в северной части территории в заметном количестве гранатсодержащих плагиогнейсов. Анализ разреза олдонсинской свиты на площади свидетельствует, кроме того, о следующем:

1) в разрезе свиты преобладают биотитовые гнейсы, преимущественно грубополосчатой текстуры, средне- и мелкозернистые; 2) амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы играют подчиненную роль в разрезе свиты, слагая маломощные (0,1-5 м) прослои в толще биотитовых гнейсов; 3) в верхней части свиты количество амфиболовых пород несколько увеличивается, что косвенным образом свидетельствует о постепенной смене фациальной обстановки, существовавшей до образования осадков хойкинской свиты; 4) породы свиты в большинстве случаев подвержены очень сильной гранитизации.

Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы представляют собой породы преимущественно серой окраски с полосчатой, реже грубополосчатой, нередко порфиробластовой текстурой и слабо выраженной сланцеватостью. Под микроскопом в них наблюдается гранобластовая, лепидогранобластовая, нематолепидогранобластовая структура. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (35-60%), кварцем (15-35%), биотитом (5-25%), амфиболом (0-15%), микроклином (0-15%). Плагиоклаз наблюдается в виде неправильных изометричных зерен размером 0,5-1, редко 2 мм в основной массе и до 9 мм в порфиробластах. В большинстве случаев плагиоклаз полисинтетически двойникован. По составу он отвечает олигоклаз-андезину № 28-30 и андезину № 32-34 (замеры максимального симметричного погасания в зоне O10). Плагиоклаз обычно подвержен существенной серицитизации или соскритизации. На последние изменения нередко накладывается раскисление плагиоклаза до альбит-олигоклаза, весьма отчетливо проявляющееся в виде неправильной формы участков молочно-белой окраски, располагающихся преимущественно в периферийной части зерен. Когда в породе присутствует микроклин, отмечается замещение им плагиоклаза, в том числе раскисленных участков. Кварц интенсивно корродирует плагиоклаз и образует в последнем мirmekитовые вроски. Он обычно распределен в породе в виде мелких (0,05-1 мм) ксенобластических зерен, слагающих

межгранулярные пространства, и в виде зернистых агрегатов мозаичного сложения, образующих мелкие и крупные гнезда и линзы. Кварц корродирует все минералы, он весьма неравномерно распределен в породе, часто обладает волнистым погасанием. Биотит образует преимущественно мелкие (0,01-0,05 мм) вытянутые чешуи, неравномерно распределенные в породе. Он обладает отчетливым плеохроизмом: от коричневого с зеленым оттенком по Ng до желтовато-бледно-зеленого по Np. Биотит замещается эпидотом, хлоритом, серицитом, часто гидротизирован, что выражается в помутнении окраски до зеленовато-бурой и грязно-зеленой, нередко он полностью разложен с образованием рудной пыли и лимонита.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, наблюдаемой обычно в виде неправильных зерен призматического габитуса размером 0,5-1,5 мм. Плеохроизм отчетливый: по Ng - густо-зеленый часто с синеватым оттенком, по Np - буро-зеленый, по Nm - светло-коричневый с зеленоватым оттенком, c:Ng = 12-23⁰. Амфибол изредка образует простые двойники. Зерна его нередко содержат пойкилитовые вростки кварца и плагиоклаза. Амфибол замещается биотитом зелено-бурой окраски, мелкоагрегатным эпидотом и хлоритом (пенином). Микроклин наблюдается в виде ксеноморфных изометричных зерен размером 0,1 до 1 мм, он представлен преимущественно микропертитом, часто обладает решетчатым строением. Содержит реликты плагиоклаза и развивается по последнему, образуя четкие структуры замещения. Корродирует все минералы, исключая кварц. Характерна весьма слабая пелитизация.

Из аксессуарных минералов присутствуют: рудный, сфен, лейкоксен, реже циркон и ортит. Рудный представлен ксеноморфными зернами магнетита и титаномагнетита (до 1%). Вокруг зерен циркона в темноцветных минералах изредка наблюдаются плеохроичные дворники.

Для амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов характерна серая, часто с зеленоватым оттенком окраска, плоско-параллельная, полосчатая, нередко сланцеватая текстура. Структура нематогранобластовая, гранонематобластовая, лепидогранобластовая, иногда с элементами бластокатакlastической. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (45-60%), кварцем, роговой обманкой (15-25%), биотитом (5-15%), микроклином (0-15%). Плагиоклаз по форме зерен, размерам и характеру вторичных изменений не отличается от описанного выше плагиоклаза биотитовых гнейсов. По составу он отвечает андезину № 30-31, реже № 37-40. Кварц имеет характер удлиненных неправильных зерен, заполняющих межгрануляр-

ное пространство, часто образует гнезда и линзы мозаичного сложения, ориентированные в соответствии с текстурными элементами породы. Он образует пойкилитовые вростки чаще всего в роговой обманке, реже в плагиоклазе, корродирует все минералы, нередко обладает волнистым погасанием. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей призматические, часто удлиненные зерна размером до 1-2 мм, относительно равномерно распределенные в породе и обычно ориентированные по гнейсовидности. Плеохроизм резкий и стабильный: Ng - синевато-зеленый, Np - густо-зеленый с желтоватым оттенком, Nm - светло-коричневый с зеленоватым оттенком, c:Ng = 12-25⁰. Изредка наблюдаются простые двойники. Весьма часто имеет место замещение роговой обманки тонкочешуйчатым зеленовато-бурым, мелкоагрегатным эпидотом и хлоритом. Биотит присутствует в породе в виде мелких (0,1-1 мм) удлиненных чешуй, ориентированных по гнейсовидности. Плеохроизм резкий: Ng - коричневый, Np - светло-желтый, часто с зеленоватым оттенком. Характерно развитие биотита по роговой обманке. Вторичные изменения биотита проявляются в гидратизации (помутнение окраски), замещении пенином, эпидотом, серицитом, магнетитом, лимонитом. Микроклин, там где он присутствует, представлен неправильными ксеноморфными зернами, корродирующими все остальные минералы.

Акцессории представлены титаномагнетитом, магнетитом, сфеном, апатитом. Наибольшим распространением пользуются титаномагнетит и сфен, содержание которых нередко достигает первых процентов.

Амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты характеризуются серой до темно-серой окраской, гнейсовидной, реже массивной текстурой, мелко- и среднезернистым сложением. Структура этих пород нематобластовая, нематогранобластовая, гранобластовая, гетеробластовая, изредка с переходами к габбро-офитовой. Амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы состоят из плагиоклаза (45-75%), амфибола (15-45%), кварца (5-15%), в амфиболитах содержание этих же минералов составляет соответственно 50-90%; 45-90% и 0-5%. Плагиоклаз представлен обычно ксеноморфными, изометричными зернами размером от 0,5 до 2 мм. В амфиболитах зерна плагиоклаза, как правило, располагаются между зернами роговой обманки. По составу плагиоклаз отвечает в кристаллических сланцах андезину № 34-39-44, в амфиболитах - андезину № 40-50. В большинстве зерен плагиоклаз полисинтетически сдвойникован. Характерны соспиритизация андезина и образование по пе-

риферии его зерен оторочек состава олигоклаза. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей зерна призматической и реже неправильной формы размером от 0,2 до 2-4 мм. Плеохроизм отчетливый: Ng - синевато-зеленый, Np - густо-зеленый с бурым оттенком, Nm - светло-коричневый с зеленоватым оттенком, c:Ng = 16-24°. Отмечаются изредка простые двойники по 100. Нередко имеют место пойкилитовые вросстки кварца и плагиоклаза. Наблюдается замещение роговой обманки бледно-зеленой слабо двупреломляющей роговой обманкой (c:Ng 7-13°), биотитом, эпидотом, актинолитом, пенином. Кварц отличается ксеноморфизмом, выполняет межгранулярное пространство, изредка образует линзы и прослойки мозаичного сложения. Корродирует все остальные минералы, обладает нередко волнистым погасанием.

Акцессории представлены обычно титаномagnetитом, магнетитом, сфеном, апатитом. Количественные соотношения этих минералов аналогичны приведенным выше.

Биотит-амфибол-плагиоклазовые и амфибол-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы отличаются от вышеописанных амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев присутствием биотита (до 30%). Биотит образует чешуи удлиненной формы размером от 0,1 до 1-2 мм, характеризуется отчетливым плеохроизмом от бурого по Ng до соломенно-желтого по Np. Отмечается замещение роговой обманки биотитом и развитие по последнему серицита и в меньшей степени хлорита.

Диопсидсодержащие породы отличаются присутствием диопсида в следующем количестве: диопсид-амфиболовые гнейсы и амфиболиты (3-10%), диопсид-амфибол- и амфибол-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы (5-20%), диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы 15-45%.

Диопсид образует неправильные и короткопризматические зерна размером от 0,3 до 2,5 мм с хорошо выраженной спайностью, параллельной 001. В большинстве шлифов диопсид обладает слабым плеохроизмом: от бледно-зеленого до желтовато-зеленого, угол c:Ng = 40-44°. Нередко диопсид наблюдается в виде едва заметных реликтовых участков в массе роговой обманки. Последняя имеет c:Ng = 18-19° и голубовато-зеленую окраску.

Гранатсодержащие биотитовые, амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы не обнаруживают никаких различий с вышеописанными породами, за исключением содержания в них граната группы альмандина в количестве 1-5%. Распределение его в массе породы, как правило, неравномер-

ное. Форма зерен неправильная, изометричная, размер от 0,1 до 1-1,5 мм. Гранат в шлифе бесцветен, изотропен, разбит трещинками, изредка прорастает кварцем, замещается хлоритом.

Хойкинская свита. Толща преимущественно биотитовых гнейсов олонсинской свиты согласно перекрывается породами хойкинской свиты. Состав последней определяется резким преобладанием биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, благодаря чему она отчетливо выделяется среди остальных свит олекминской серии, являясь, своего рода маркирующей толщей. Образования хойкинской свиты пользуются на территории листа наибольшим площадным распространением. Границы хойкинской свиты выражены достаточно отчетливо резким изменением существенно амфиболового состава пород на биотитовый в подстилающей и перекрывающей свитах. Мощность хойкинской свиты возрастает с севера на юг от 3,7 до 4,1 км. Значительно большая мощность свиты на изученной территории по сравнению с ее мощностью в бассейне р.Олекмы (Фрумкин и др., 1962г) обусловлена, по-видимому, различием структурно-фациальной обстановки внутри Чаро-Олекминской подвижной зоны. В разрезе хойкинской свиты выделяются две подсвиты: нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита ($A\bar{h}h_1$) обнажается на крыльях и реке в ядрах антиклинальных структур в западной половине территории. Небольшие выходы пород имеют место на юго-востоке площади, в западном крыле Западно-Токкинской антиклинали. Наиболее полный разрез подсвиты обнажается в нижнем течении р.Конды, где на биотитовых гнейсах олонсинской свиты залегают (снизу):

1. Амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы с пластами амфиболитов и прослоями (0,5-2 м) биотитовых гнейсов 45 м
2. Переслаивающиеся мигматизированные биотит-амфиболовые и в подчиненном количестве биотитовые гнейсы, прослой (0,5-1 м) амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев 450 "
3. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями биотитовых гнейсов и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, изредка диопсидсодержащих 230 "
4. Переслаивающиеся амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы (25-50 м) и амфиболиты, изредка

диопсидсодержащие (10-15 м), с прослоями (10,5-3 м)
 биотитовых гнейсов 520 м
 Общая мощность разреза I245 м.

Литологический состав подsvиты в пределах площади листа испытывает заметные колебания, которые проявляются обычно в изменении количественных соотношений между отдельными литологическими разностями при сохранении общего характера разреза. Иллюстрируя сказанное, приводим разрез подsvиты на правом берегу р. Чары в 15 км к западу от предыдущего (снизу):

1. Переслаивание амфиболитов с амфиболовыми и биотитовыми гнейсами	130 м
2. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с редкими прослоями биотитовых гнейсов	100 "
3. Мигматизированные амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с амфибол-биотитовыми гнейсами	140 "
4. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с подчиненными прослоями амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов	430 "
5. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с пластами амфиболитов (5-15 м) и амфибол-биотитовых гнейсов	250 "
6. Переслаивающиеся биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы, прослой диопсид-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев	100 "
7. Мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с пластами амфиболитов	100 "
8. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов	80 "
Общая мощность разреза I380 м.	

Из приведенных описаний видно, что наибольшей невыдержанностью в разрезах отличаются амфиболиты и в несколько меньшей степени амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Протяженность пластов амфиболитов по простиранию ограничивается обычно в зависимости от их мощности первыми десятками метров и первыми километрами. Отмеченные особенности амфиболитов наряду с часто встречающимися в них реликтами структур магматических пород позволяют сделать заключение, что, по крайней мере, часть амфиболитов является первично-магматическими. Для подsvиты отмечается общая тенденция уменьшения роли амфиболитов при движении на север за счет увеличения объема амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев. Весьма стабильным является содержание в средней

и нижней частях подsvиты диопсидсодержащих амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев. Наблюдаемое местами (бассейн руч. Дербегеляк, левобережье руч. Учужук) значительное повышение количества биотита в породах подsvиты объясняется не столько фациальной изменчивостью пород, сколько биотитизацией амфибола в связи с интенсивным проявлением процессов гранитизации. Анализ таких косвенных данных, как ширина выхода пород на крыльях структур, а также элементов их залегания, позволяет предполагать незначительное наращивание мощности подsvиты с юга на север примерно до 1500-1600 м.

Верхняя подsvита (A_{H_2}) обнажается в западной части территории листа в виде широкой полосы субмеридионального простирания в ядре Чарской синклинали, а также несколько восточнее на левобережье р. Токко, где породы ее представлены цепочкой мелких выходов того же простирания в восточном крыле Западно-Токкинской антиклинали. Неполный разрез подsvиты наблюдается в береговых обнажениях в нижнем течении р. Конды (снизу):

1. Мигматизированные биотитовые гнейсы	440 м
2. Мигматизированные биотитовые гнейсы с прослоями амфибол-биотитовых гнейсов и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев	470 "
3. Мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы с отдельными пластами амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев	225 "
4. Мигматизированные амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые и в подчиненном количестве биотит-амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы	250 "
5. Мигматизированные биотитовые гнейсы с редкими прослоями амфибол-биотитовых гнейсов	200 "
6. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы	300 "
7. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с пластами (до 10 м) амфиболитов и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, нередко диопсидсодержащих, и диопсидовых кристаллических сланцев	200 "
8. Мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, нередко диопсидсодержащих в верхней части пачки	400 "
9. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы	150 "
10. Мигматизированные амфибол-биотитовые гнейсы	60 "
Мощность подsvиты составляет 2695 м.	

В приведенном разрезе четко выделяются две пачки: нижняя, представленная биотитовыми гнейсами, и верхняя, состоящая преимущественно из амфиболосодержащих и нередко диопсидсодержащих пород. Полная мощность подsvиты на юге территории оценивается приблизительно в 2700–2800 м. По простиранию в направлении на север состав подsvиты испытывает значительные фашиальные изменения. В нижней "биотитовой" пачке в заметном количестве проявляются амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсы, одновременно в этом же направлении уменьшается и мощность свиты. В верхней пачке, наоборот, увеличивается содержание биотитовых гнейсов, уменьшается удельный вес амфиболитов и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. На северной границе площади общая мощность подsvиты измеряется приблизительно в 2000–2100 м, характер разреза близок по составу к верхней пачке, отличаясь несколько большей ролью биотитовых гнейсов.

Фактором, в значительной степени изменяющим первичный состав пород подsvиты, является гранитизация, в результате которой имеет место весьма интенсивная биотитизация амфибола, способствующая нивелированию особенностей разреза подsvиты.

По своим петрографическим особенностям породы хойкинской свиты аналогичны одноименным породам, описанным для олдонсинской свиты.

К р е с т я х с к а я с в и т а (А_h). Образования крестяхской свиты выходят на дневную поверхность на крыльях токинской синклинали по обоим берегам р.Токко и в замковой части усуйской синклинали в бассейне верхнего течения рек Эвонокит и Усуу. Непрерывность выходов крестяхской свиты нарушается многочисленными разломами и массивами гранитов.

Для крестяхской свиты характерно исключительное однообразие и монотонность состава, представленного почти полностью биотитовыми гнейсами. Эта особенность свиты делает совершенно невозможным ее более дробное подразделение. Все исследователи, проводившие работы в бассейнах рек Олекмы и Чары (Петров, 1961ф; Фрумкин и др., 1962ф; Реутов, 1964ф; Миронюк, 1966 и др.) выделяют крестяхскую свиту нерасчлененной. При всем своем однообразии состав и мощность крестяхской свиты в пределах территории листа подвержены некоторым колебаниям. В южной половине территории разрез свиты характеризуется неполной мощностью в 2200–2400 м. Среди слагающих ее биотитовых гнейсов строго эпизодически встречаются мелкие (2–10 м) линзы и прослои амфиболитов, амфиболовых гнейсов и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. В бас-

сейне р.Усуу в восточном и западном крыльях усуйской синклинали приблизительно на одном стратиграфическом уровне в верхней части свиты отмечаются линзы двуслюдяных силлиманитовых кристаллических сланцев мощностью 10–15 м. Последние по направлению к северу постепенно исчезают из разреза, наряду с чем для свиты имеет место незначительное повышение роли амфиболитов и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, достигающих 7–10% от общего объема пород. Мощность свиты в северном направлении постепенно уменьшается, составляя у границы листа не более 1900–2000 м. В разрезе свиты повсеместно встречаются эпидот-биотитовые гнейсы, причем количество эпидота достигает 8–10%. В гнейсах обычно широко проявлены ультраметаморфические изменения, выражающиеся в образовании послойных мигматитов и в меньшей степени анатектитов, характеризующихся взаимопереходами с ультраметакристаллическими гранитами. Значительные ультраметаморфические изменения способствуют нивелированию и упрощению состава свиты.

К текстурным особенностям гнейсов крестяхской свиты относится в большинстве случаев хорошо выраженная полосчатость, нередко широкое развитие порфириобласт плаггиоклаза, преимущественно тонкочешуйчатый характер биотита. Наблюдаемые только в крестяхской свите двуслюдяные силлиманитовые кристаллические сланцы представляют собой среднезернистые породы с хорошо заметными на плоскостях кристаллизационной сланцеватости удлиненно-призматическими кристаллами силлиманита. Структура этих пород лепидонематобластовая, состав: силлиманит (40–60%), биотит (10–20%), мусковит (2–10%), кварц (5–20%). Силлиманит образует кристаллы размером от 1 до 8 мм, интенсивно замещаемые мусковитом. Мусковит и биотит представлены чешуями размером до 2–3 мм, причем первый часто развивается по второму. Из аксессуарных минералов наблюдаются мелкие неправильные образования магнетита, сфена и изометричные зерна апатита, преимущественно в биотите.

М о р д ж е н с к а я с в и т а (А_m). Породы свиты выходят в ядре токинской синклинали на левобережье р.Токко в виде узкой, изменяющейся по ширине полосы субмеридионального простирания. В составе свиты наблюдается весьма частое чередование биотит-амфиболовых, биотитовых гнейсов и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. На территории листа сохранилась только нижняя часть свиты, характеризующаяся резким преобладанием амфиболосодержащих пород. Неполный разрез свиты представлен в береговых обнажениях руч.Базовского (левого притока р.Токко),

где обнажаются (снизу):

1. Амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями (0,05-0,5 м) амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов и биотитовых гнейсов	100 м
2. Биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями (1-2 м) биотитовых гнейсов и в подчиненном количестве амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	170 "
3. Чередование биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов	70 "
4. Биотитовые гнейсы с редкими прослоями (0,02-0,5 м) биотит-амфиболовых гнейсов и амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев	100 "
5. Амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов	60 "

Выше по разрезу в составе свиты увеличивается содержание биотитовых гнейсов. Общая неполная мощность обнажающихся образований мордженской свиты составляет 600-700 м, причем характер разреза относительно выдержан на всей площади.

Петрографическая характеристика пород мордженской свиты обычна для образований олекминской серии. Часто в значительном количестве (5-11%) в породах присутствует эпидот.

Борсалинская свита (Аб?). В 1962 г. в междуречье Олекмы и Чуги Е.П. Миронюком (1963ф) была выделена борсалинская серия, метаморфические образования которой рассматривались им в дальнейшем как верхнеархейские. В структурном отношении породы борсалинской свиты связаны, по мнению Е.П. Миронюка, с приразломными рифтоподобными прогибами, тяготеющими к долгоживущим глубинным разломам.

На территории листа к борсалинской свите условно отнесены метаморфические образования, обнажающиеся на водоразделе р.Токко и верхнего течения р. Ураги. Они заключены в блоковую структуру субмеридионального простираения размером 2,5x15км, вложенную в ядерную часть Токкинской синклинали и срезающую под очень небольшим углом структурные элементы последней. Крупные нарушения, ограничивающие блок, принадлежат к западному крылу Токкинской зоны разломов; они представлены сбросами с амплитудой смещения по ним не менее 1000 м. По своему структурному плану и степени метаморфизма образования, выделяемые в борсалинскую свиту, весьма близки к породам олекминской серии, отличаясь от последних нес-

колько меньшей интенсивностью ультраметаморфических изменений, большей распространенностью такого минерала как эпидот, присутствием изредка актинолита и насыщенностью разреза согласными пластовыми телами амфиболитованных основных пород, превращенных в ортоамфиболиты и ортосланцы. Последние, по данным Н.П. Миронюка (1966), встречаются в образованиях олекминской серии преимущественно в виде секущих тел; собственными достоверными данными по этому вопросу мы не располагаем. Метаморфические породы, слагающие описываемый тектонический блок, по своей литологии и присутствию в разрезе пластовых тел ортоамфиболитов могут быть сопоставимы с нижней частью разреза борсалинской свиты бассейна р.Чара (Миронюк, 1963ф; Петров, 1966) и р.Олекмы (Реутов, 1964ф). На территории листа детально изучен разрез борсалинской свиты, вскрывающийся в береговых обнажениях Безымянного ручья на левобережье р.Токко (снизу):

1. Амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы полосчатые, среднезернистые, подвергшиеся будинажу, мигматизированные, с прослоями мигматизированных эпидот-биотитовых гнейсов	200 м
2. Переслаивание (5-25 м) пластов мигматизированных биотитовых гнейсов с более редкими подчиненными пластами будинированных амфиболитов, амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и отдельными согласными пластовыми телами (до 25 м) тонкозернистых ортоамфиболитов и ортосланцев	160 "
3. Согласное пластовое тело тонкозернистого ортосланца	40 "
4. Переслаивание мигматизированных биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов	45 "
5. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы и плаггиоклаз-амфиболовые кристаллические сланцы с прослоями мигматизированных эпидот-биотитовых гнейсов	200 "
6. Чередование пластов (10-40 м) амфибол-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с согласными телами (5-30 м) тонкозернистых амфиболовых ортосланцев и ортоамфиболитов	160 "
7. Согласное пластовое тело тонкозернистого ортоамфиболита	135 "
8. Мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы с согласными телами (10-15 м) тонкозернистых амфиболовых ортосланцев	400 "

9. Согласно пластовое тело среднезернисто-го метагабро 45 м
10. Мигматизированные биотитовые гнейсы и эпидот-биотитовые гнейсы с мелкими (5-15 м) согласными пластовыми телами тонкозернистых амфиболовых ортосланцев и отдельными телами (до 50 м) среднезернистого метагабро 700 "
- Общая мощность обнажающегося разреза 2100-2200 м.

Ортопороды залегают согласно как по простиранию, так и по падению вмещающих их гнейсов и кристаллических сланцев и лишь неровностями контактов и мелкими апофизами срезают текстурные элементы последних. Гнейсы и кристаллические сланцы борсадинской свиты близки по своим петрографическим особенностям соответствующим породам нижележащих свит олекминской серии. Однако от последних их отличает присутствие парагенезиса минералов (эпидот - биотит - актинолит), характерного для эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации.

ПРОТЕРОЗОЙ

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К нижнему протерозою условно относится комплекс пород, характеризующийся близкой тектонической позицией и сходными литолого-фациальными признаками с выделенными в западной части Алданского щита образованиями Тас-Мизляхского, Субганского, Ярогинского, Чульманского и ряда других грабен. Заклученные в грабенах породы представляют собой, по-видимому, реликты некогда широко развитых образований, связываемых Л.И.Салопом с Олекминской побочной ветвью Байкалид (Салоп, 1960, 1964, 1967) и объединяются Е.П.Миронюком (1966) в субганскую серию. Последняя, по данным Е.П.Миронюка, удовлетворительно коррелируется с нижней половиной чинейской подсерии удоканской серии. Новая точка зрения была высказана В.С.Федоровским и А.М.Летесом (1968), связывающими аналогичные образования с раннепротерозойскими доудоканскими шовными прогибами типа наложенных геосинклинальных трогов. Концепция этих исследователей требует дальнейшего изучения. Придерживаясь в данном вопросе позиции Л.И.Салопы, выделившего еще в 1953 г. на территории листа образования кодарской подсерии, мы условно относим последние к нижней нерасчлененной подсерии удо-

канской серии (Pt₁ud[?]). Рассматриваемые породы встречены на юго-востоке территории в районе озера с абс.отметкой 1023,5 м в узком клиновидном блоке, протягивающемся в субмеридиональном направлении вдоль восточного контакта токкинской зоны разломов. Блок имеет протяженность 15 км, максимальную ширину - 1 км. Породы, заключенные внутри блока, подверглись низкотемпературному прогрессивному метаморфизму, в результате чего они превращены в зеленые сланцы, в которых лишь изредка улавливается первичная структура осадочных пород. Резкое различие степени регионально-го метаморфизма описываемых образований в сравнении, с одной стороны, с архейскими и, с другой стороны, с верхнепротерозойскими породами, является дополнительным аргументом в пользу их условно нижнепротерозойского возраста. Обнажающийся разрез представлен тесным чередованием хлоритовых, кварц-хлоритовых, изредка кварц-эпидот-хлоритовых и серицит-хлорит-кварцевых сланцев. В северной части блока в породах нередко наблюдаются тонкие (первые сантиметры) прослои магнетит-кварц-хлоритовых сланцев. Общая мощность разреза приблизительно оценивается в 400-500 м. Вышеназванные породы обладают светло-зеленой, изредка, темно-серой окраской, тонкосланцеватой, полосчато-параллельной, нередко пльчатой текстурой, гранобластовой, лепидогранобластовой и лепидобластовой структурой. Нередко наблюдаются элементы бластоцсаммитовой структуры. В состав пород входят: кварц (40-60%), хлорит-пенин (10-90%), эпидот (0-15%), серицит (2-15%), магнетит и гематит (1-3%). Кварц представлен обычно мелкими (0,05-0,5 мм) зернами с удлиненозубчатыми извилистыми ограничениями и значительно реже зернами изометричной формы с сохранившейся местами первичной угловатостью или окатанностью. Зерна кварца распределены в породе или равномерно или концентрируются в отдельные полосы. Последние нередко различаются лишь крупностью слагающих их кварцевых зерен, что является, вероятно, отражением первичной слоистой текстуры пород. В массе кварцевых зерен иногда наблюдаются постепенные переходы к линзовидным обособлениям тонкозернистого строения, что связано, по-видимому, с дроблением и последующей грануляцией кварца. Повсеместно кварц характеризуется более или менее выраженным волнистым погасанием. Хлорит и серицит представлены обычно очень мелкими (0,05-0,2 мм) удлиненными листочками, в большинстве случаев образующими совместно с зернами кварца тонкую полосчатость в существенно кварцевой массе пород. Изредка чешуи хлорита и серицита окаймляют зерна кварца, что создает подобие бластоцементной структуры в песчаниках. Маг-

нетит представлен преимущественно неправильными зернами, реже кристаллами октаэдрической и кубической формы размером до 1 мм. Он встречается либо в виде отдельных зерен, либо концентрируется в тонкие прослоечки, в которых содержится в равном соотношении с кварцем.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

П а т о м с к а я с е р и я

Выделяемые на территории листа осадочные образования кебектинской и сеньской свит объединяются в патомскую серию и датируются верхним протерозоем. Отнесение кебектинской свиты к патомской серии является весьма условным, так как имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет сопоставлять эту свиту с сакуканской свитой удоканской серии, нижнепротерозойский возраст которой можно считать установленным. Возможность такого сопоставления подтверждается следующими соображениями: территориальной приуроченностью осадков кебектинской свиты к Олекминской побочной ветви Байкалид (Салоп, 1964); отсутствием в пределах последней какого-либо другого аналога (кроме кебектинской свиты) сакуканской свиты; залеганием как сакуканской, так и кебектинской свит с разрывом и местами угловым несогласием на породах чинейской подсерии и синхронных с ней образований чародоканской, намсалинской и ханинской свит; принадлежностью осадков обеих свит к фациям мелководного морского бассейна и идентичностью состава специфических обломочных частиц песчаников (магнетит, кислые эффузивы) в этих свитах. Мнение об одновозрастности образований кебектинской и сакуканской свит отстаивается В.Т.Работновым (1962ф), А.Ф.Петровым (1961), Л.М.Реутовым (1964ф), в последнее время к этому склоняется и Е.П.Миронюк (1966). Рассмотрение вопроса корреляции кебектинской свиты со средне- и верхнепротерозойскими образованиями краевого Байкало-Патомского прогиба показывает, что сопоставляемые комплексы характеризуются несовместимой тектонической позицией и отсутствием фациальной связи.

Отложения сеньской свиты связаны с крупной морской трансгрессией, распространившейся в верхнем протерозое от Байкало-Патомского краевого прогиба на северо-западную часть Алданского щита до Тимптонского поднятия (междуречье Олекмы и Алдана).

Разрез протерозойских отложений в юго-восточном направлении испытывает значительное уменьшение мощности и изменение фациального состава осадков. По материалам З.А.Журавлевой (1948 г.), В.Т.Работнова (1962ф), А.Ф.Петрова (1963ф) и др., сеньская свита хорошо коррелируется с отложениями Байкало-Патомского краевого прогиба (валухтинская свита) на западе, а на востоке, в бассейне р.Олекмы - с дикимдинской свитой.

Кебектинская свита (Рt₃^{bb}) впервые выделена в 1960 г. А.Ф.Петровым. Она представлена монотонной толщей красноцветных песчаников. Преимущественное распространение породы свиты имеют на северо-востоке площади, в бассейне р.Нонит, где они слагают западную часть Чародо-Токкинской грабен-синклинали, распространенной и на территории соседних листов. Максимальная мощность осадков в грабене составляет 1100-1200 м. На остальной части территории свита сохранилась в виде маломощных останцов (от 50 до 200 м) на вершинах некоторых водоразделов. Залегание пород близкое к горизонтальному. В пределах площади листа породы свиты ложатся с резким структурным несогласием на кристаллический фундамент, а восточнее, на площади смежного листа, - с разрывом и угловым несогласием последовательно на образования ханинской, намсалинской и чародоканской свит. Наиболее полный разрез свиты представлен у северной границы территории в бассейне руч.Джага (снизу):

1. Валунно-галечные конгломераты с линзами гравелитов и неравномернозернистых песчаников часто косослоистых со следами волноприбойной ряби 120 м
 2. Галечные конгломераты, сменяющиеся выше по разрезу гравелитами и гравелитистыми песчаниками. . . 100 "
 3. Вишнево-красные среднезернистые и мелкозернистые песчаники, изредка косослоистые, со знаками симметричной волноприбойной ряби; сортировка материала песчаников в большинстве случаев плохая. В основании пачки залегает пласт (20 м) алевролитов . 500 "
 4. Темно-малиновые преимущественно мелкозернистые песчаники массивной и тонкослоистой текстуры, сложенные удовлетворительно сортированными частицами 200-250"
- Общая мощность разреза свиты 1000-1100 м.

В пределах площади листа разрез кебектинской свиты характеризуется обычно фациальной неустойчивостью, невыдержанностью по простиранию и частыми взаимопереходами одних литологических

разновидностей пород в другие. Наряду с указанными особенностями отмечаются и определенные закономерности в ее строении. Установлено резкое сокращение мощности отложений свиты за пределами Чародо-Токкинской грабен-синклинали, устойчивое уменьшение мощности базального горизонта с севера на юг, уменьшение в том же направлении крупности обломочного материала и улучшение степени окатанности его, увеличение в разрезе удельного веса мелкозернистых песчаников и изменение цвета песчаников от ярких и малиновых тонов в сторону серой и темно-серой окраски. Так, в 45 км к юго-западу от северной границы территории, на водоразделе рек Ураги и Аян-Суоллаха, в разрезе свиты преобладают мелкозернистые песчаники серо-бурой окраски. В основании разреза залегают валунно-галечные и галечно-гравийные конгломераты, переходящие выше в гравелиты и гравелитистые песчаники. Мощность базального горизонта составляет около 60 м. У южной границы площади, в верхнем течении руч.Талу, в изолированном выходе свиты преобладают мелкозернистые удовлетворительно сортированные песчаники темно-серой окраски, подстилаемые гравелитами, переходящими ниже в мелкогалечные конгломераты (мощность 20 м). Микроскопическое изучение песчаников кебектинской свиты показывает, что в верхних частях ее преобладают песчаники с хорошей сортировкой и с лучшей степенью окатанности частиц и, наоборот, к низам свиты чаще приурочены песчаники с плохой степенью окатанности частиц. Состав песчаников преимущественно кварц-полевошпатовый, реже полевошпат-кварцевый, кварцевый и полимиктовый. Постоянным минералом в песчаниках является магнетит, содержание обломочных зерен которого достигает нередко 5-8%. В отдельных случаях в полимиктовых песчаниках встречены обломки средней и хорошей степени окатанности эффузивных пород с микролитовой структурой. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, турмалином, монацитом, эпидотом, сфеном. Цемент по форме заполнения - контактовый, поровый, переходящий иногда в базальный. Состав цемента - кремнистый, лимонит-кремнистый, глинистый и карбонатный. Имеет место полная перекристаллизация цемента, нередко сопровождающаяся регенерацией кварцевых зерен.

Конгломераты представляют собой насыщенные псаммиты с содержанием обломочной фракции свыше 50%. Грубый обломочный материал представлен валунами (до 1 м), галькой и гравием биотитовых гранитов, реже биотитовых, амфиболовых гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов пород. Часто наблюдается горизонтальная ориентировка уплощенных окатышей, что, по-видимому, отражает по-

ложение поверхностей напластования. Длинные оси "окатышей" имеют преимущественную ориентировку СВ 35°. Наполняющая масса конгломератов представлена гравелитом, разнозернистым песчаником полевошпат-кварцевого состава. Состав и характер цемента идентичен вышеописанному. Для цемента песчаников и конгломератов характерно наличие мельчайших рассеянных зерен халькопирита, борнита, халькозина. Признаков концентрации последних на каком-либо стратиграфическом уровне не установлено. Спектрозолотометрическим анализом фиксируется устойчивое содержание золота в базальном горизонте свиты в количестве 0,01-0,3 г/м³.

Анализ проведенного материала указывает на формирование осадков кебектинской свиты в ходе морской трансгрессии в условиях мелководного морского бассейна. В северной части территории преобладают прибрежно-морские фации осадков, что проявляется в обилии косослоистых структур, плохой сортировке обломочного материала, характерной малиновой и бурой окраске пород, определяющей окислительную среду в бассейне осадконакопления. Закономерное изменение с севера на юг окраски песчаников в сторону более темных тонов, уменьшение в том же направлении мощности базального горизонта, крупности обломочной фракции песчаников, улучшение их сортировки и окатанности дают основание предположить, что глубина бассейна осадконакопления увеличивается к югу. Сделанный вывод при наличии хорошей коррелируемости кебектинской и сакуканской свит позволяет рассматривать образование кебектинской свиты в непосредственной связи с расширением удоканской зоны седиментации в условиях периферийного субплатформенного бассейна.

С е н ь с к а я с в и т а . Выходы свиты наблюдаются лишь в северо-западной части территории, в бассейне среднего и верхнего течения руч. Кудуми и р.Хара-Юрях, в нескольких грабенах с общей площадью 33 км². Сеньская свита представлена терригенно-карбонатными платформенными осадками. Границы ее с архейскими породами в большинстве случаев тектонические, залегание пород горизонтальное, вблизи разломов осложненное флексурами с углами падения 5-10°, редко 25°. Несколько севернее описываемой площади, в бассейне р.Ималык, по данным А.Ф.Петрова (1961), сеньская свита со стратиграфическим несогласием залегает на породах кебектинской свиты и, в свою очередь, в бассейне рек Тяни и Олекмы, по данным Л.М.Реутова (1964ф) и И.М. Фрумкина (1962ф), с географическим несогласием перекрывается породами кломской свиты нижнего кембрия. Сеньская свита разделяется на две под-свиты: нижнюю - песчаниковую и верхнюю - доломитовую.

Нижняя подсвета (Pt_{3np}). В основании подсветы залегает невыдержанная по мощности пачка гравелитов, гравелитовых и разнородных, нередко косослоистых песчаников серой и серо-бурой окраски, преимущественно полевошпат-кварцевого состава. Выше располагается пачка средне- и мелкозернистых олигомиктовых песчаников кварц-полевошпатового состава, бурого, буровато-серого, реже розового цвета, часто слоистых. Верхняя часть разреза подсветы представлена послойно чередующимися мелко- и тонкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Окраска пород серая, зеленовато-серая, изредка бурая. Вблизи контакта с верхней подсветой в песчаниках появляются маломощные (15-20 см) прослои аргиллитов зеленовато-серого цвета. Мощность нижней подсветы 150-200 м. Окатанность и сортировка частиц в песчаниках слабая. Акцессорные минералы представлены очень мелкими (0,05-0,1 мм) обломочными зернами магнетита, циркона, сфена, изредка монацита. Цемент контактовый, изредка базальный; состав его - кварц-серицитовый, лимонит-серицитовый, лимонит-кварцевый. В среднезернистых песчаниках в нижней части подсветы встречается карбонатный цемент.

Верхняя подсвета (Pt_{3np2}). В разрезе подсветы выделяются три пачки: нижняя - представленная доломитами серого, темно-серого цвета, массивного сложения, с часто встречающимися линзами и конкрециями кремней; средняя, сложенная массивными доломитами серой и светло-серой окраски, содержащими иногда пропластки известняка белой окраски и нередко лимонитизированных, и верхняя, состоящая из глинистых доломитов с маломощными прослоями доломитовых мергелей и линзами кремня. Мощность подсветы около 150 м. Доломиты обладают криптокристаллической, пелитоморфной, часто ступчатой структурой, изредка обнаруживают микрослоистость. Ступчатая структура обусловлена неравномерной раскристаллизацией карбоната, размер зерен которого достигает в ступках 0,1-0,25 мм на фоне основной массы породы (0,01 мм). В незначительном количестве в породах рассеяно пигментное вещество светло-бурой окраски, подчеркивающее нередко микрослоистость. В лимонитизированных разновидностях доломитов лимонит представлен скелетными образованиями неправильной формы. Кремнистые выделения в доломитах сложены обычно тонкокристаллическим кварцем и халцедоном. Доломиты с приразломных участков имеют, как правило, псевдобрекчиевую структуру, характеризующуюся залечиванием трещинок в породе мелкокристаллическим карбонатом.

Фашиальный анализ разреза свиты показывает, что она знаменует собой начало трансгрессивного цикла. Областью питания бассейна седиментации являлась, по-видимому, южная часть Чарской глыбы.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Рыхлые четвертичные отложения развиты на всей площади района, исключая участки выхода коренных пород. Они характеризуются большим генетическим разнообразием и в возрастном отношении подразделяются на средне-, верхнечетвертичные и современные отложения.

Среднечетвертичные отложения (Q_{II})

К среднечетвертичному возрасту отнесены ледниковые и водно-ледниковые отложения первого максимального полупокровного оледенения. Эти образования подверглись интенсивному размыву и к настоящему времени сохранились лишь местами на выровненных водораздельных поверхностях и участках слабого развития эрозийной деятельности. Ледниковые отложения представлены эрратическими валунами, моренными суглинками и супесями. Первые отмечаются в пределах всей территории на различных гипсометрических уровнях, но не выше 1000-1100 м. Им свойственны обычно размеры 0,6-1 м в поперечнике, хорошая и средняя окатанность и состав, часто отличающийся от пород района. Нередко они представлены порфиробластическими гранитоидами розовой и светло-малиновой окраски. Моренные суглинки и супеси наблюдались севернее озера с отметкой 1023,5 м, на правом берегу р.Тарын-Юрях, в верхнем течении р.Конды. Местами они погребены под делювиальными образованиями. Водно-ледниковые отложения максимального оледенения наблюдаются в бассейне р.Тарын-Юрях и на левобережье р. Алаткит. В долине р.Тарын-Юрях они слагают террасовидную поверхность с гипсометрическим уровнем 650-700 м и относительным превышением над урезом реки в 160-170 м. Мощность рыхлых образований достигает здесь 20 м. Разрез последних представлен грубым чередованием слоев песчаного и валунно-галечного материала. Песок полевошпат-кварцевый и полимиктовый, разнородный. Содержание гальки достигает 40%, валунов - 25%, встречается примесь гравия. В составе об-

ломочной фракции преобладают биотитовые граниты, реже наблюдаются различные гнейсы, диабазы, амфиболиты. Какие-либо находки остатков фауны и флоры в ледниковых отложениях отсутствуют. Споро-пыльцевые спектры водно-ледниковых образований, по определению палинологической лаборатории ЯФСОАН, характеризуются значительным преобладанием роли древовидных и кустарниковых растений (*Picea*, *Pinus n/p Narloxylon*, *Pinus pumila*, *Betula*, *Alnus Alnaster*) над травянистыми растениями и различными лишайниками (*Polygonaceae*, *Leguminosae*, *Primulaceae*, *Polemoniaceae*, *Bryales*, *Sphagnales*, *Polypodiaceae*, *Equisetum*, *Lycopodium appressum*, *comp-lantum*, *alpinum*, *annotinum*, *Sellagrinnella Sibirica*).

Такое соотношение отвечает, по-видимому, в целом стадии прогрессирующего потепления, хотя наличие *Lycopodium* указывает на холодные климатические условия.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Верхнечетвертичные отложения распространены главным образом на юге территории листа. К нижней части их относится аллювий II надпойменной террасы рек Чары и Токко, к верхней — ледниковые и водно-ледниковые образования второго оледенения и фациально связанные с последними озерные осадки, а также — аллювиальные образования I надпойменной террасы рек Чары и Токко и ряда более мелких рек. Отложения второй надпойменной террасы встречены только в двух пунктах территории, на юго-западе в долине р. Чары и по р. Токко, ниже устья р. Алаткит. Высота террасы 8-12 м. В долине р. Чары терраса врезана в водно-ледниковые образования среднего четвертичного возраста. Отсутствие в районе террас более высокого эрозионного уровня позволяет нам отнести время формирования данной террасы к периоду наиболее длительного постсреднечетвертичного межледниковья. Терраса сложена переслаивающимися, хорошо сортированным песчаным, песчано-галечным и валунным материалом. Песок полевошпат-кварцевый, мелко-среднезернистый. Валуны обладают хорошей окатанностью, содержание их составляет 35-40% от всей массы грунта, сложены они биотитовыми гранитами, гнейсами, амфиболитами, диабазами. Мощность аллювия достигает 5-6 м.

Ледниковые образования занимают всю южную часть Верхне-Токкинской впадины площадью 200 км², протягиваясь широкой полосой вдоль северного подножья хр. Удокан. Они представлены отложениями конечной и донной морен, максимальная мощность которых на во-

дораздельном пространстве рек Токко — Тарын-Юрях оценивается в 200 м. Площадь распространения ледниковых образований четко ограничивается валами конечных морен, характеризующихся хорошей морфологической выраженностью и удовлетворительной сохранностью.

В бассейнах ручьев Комиликан, Талу, Аргукан, гипсометрически выше и ниже конечноморенных валов расположены зандровые поля, причем зандровые отложения местами перекрывают также и конечноморенные валы. Все это вместе взятое указывает на двухфазовый характер оледенения, разделяемого межстадиалом. Моренные образования представлены несортированной массой, состоящей из бурой вязкой глины, тяжелых суглинков (30%) и разнозернистого полимиктового песка (20%), цементирующих гальку (20%), валуны (20%), гравий (10%). Галька и валуны характеризуются слабой окатанностью, состоят они из биотитовых гранитов, гнейсов, амфиболитов, изредка сиенит-порфиров. Размер валунов достигает I м в поперечнике. На правом берегу р. Токко и на левом берегу р. Тарын-Юрях моренные глины приобретают зеленовато-синий цвет, изредка отмечаются маломощные прослои ленточных глин. В ледниковых образованиях не обнаружено животных остатков и каких-либо характерных споро-пыльцевых комплексов.

С мореной генетически связаны водно-ледниковые отложения зандровых полей, располагающиеся вдоль внешнего края конечноморенных валов первой и второй стадии оледенения. Они представлены хорошо промытыми и удовлетворительно сортированными, переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песками и валунно-галечным материалом. Содержание и размер последнего в зандровых отложениях закономерно уменьшаются по мере удаления от конечных морен. Водно-ледниковые образования сменяются в северной части Верхне-Токкинской впадины горизонтально-слоистыми озерными песками. Нижняя часть разреза водно-ледниковых образований содержит первые проценты пыльцы древовидных (*Pinus n/p Narloxylon*, *Pinus Pumila*, *Betula*), десятки процентов пыльцы кустарниковых и травянистых (*Betula*, *Alnaster*, *Cyperaceae* *Artemisia* sp.), а также споры мхов и лишайников (*Bryales* *Sphagnales*, *Polypodiaceae*). Климатические условия в соответствующий период отвечают, вероятно, перелюциальной области. Устойчивое возрастание выше по разрезу роли древовидных, уменьшение количества кустарниковых, мхов и лишайников до почти полного их исчезновения свидетельствует об отсутствии ледника и установлении продолжительного периода потепления.

Озерные пески залегают в северной части Верхне-Токкинской впадины на площади в 35 км². Вскрытая мощность песков составляет 20 м, предполагаемая мощность не менее 30 м. Разрез их представ-

лен переслаивающимися мелко-среднезернистыми разностями, иногда с прослоями крупнозернистого песка и гравия. Пески обладают серой окраской, хорошей сортированностью, полевшпат-кварцевым составом. К периферии поля развития песков в последних появляются включения галечно-валунного материала.

Отложения первой надпойменной террасы развиты по рекам Токко, Чаре, Алаткиту, Конде, Тарын-Юрху. Наиболее полно изучен разрез террасы в долине р.Токко, где он подвержен значительным изменениям, связанным с различными условиями эрозии, аккумуляции и характером размываемых отложений. В верхнем течении реки, где в рассматриваемый период преобладал плоскостной смыл со слабым развитием глубинной эрозии, имело место образование скульптурных террас. В пределах распространения морены отложения террасы представлены песчано-галечно-гравийным материалом со значительной примесью валунов. На участке, где река размывает озерные отложения, в составе террасы преобладают пески. Севернее Верхне-Токкинской впадины разрез террасы характеризуется относительной выдержанностью, он представлен переслаиванием желтовато-серых кварц-полевшпатовых песков (60-70%) с песчано-галечными, галечно-валунными (20-30%) и изредка суглинистыми образованиями. Галька и валуны обладают большей частью хорошей степенью окатанности, размеры валунов достигают в поперечнике 1-2 м, мощность аллювия 3-5 м. Разрезы террас на остальной части территории близки к приведенному.

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

К отложениям современного возраста отнесены отложения высокой и низкой пойм, русел рек, а также элювиальные, делювиальные и торфяно-болотные образования. П о й м е н н ы е о т л о ж е н и я наблюдаются в долинах большинства рек и ручьев. Состав пойменных и русловых отложений в значительной мере зависит от характера и скорости течения реки. На участках относительно спокойного течения рек Токко и Эвонокит в пределах Верхне-Токкинской впадины в пойменных и русловых отложениях преобладает песчаная фракция. На остальной части территории, где водотоки имеют горный характер, развит валунно-галечный материал с примесью песков.

Э л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я покрывают плоские вершины, а делювий - склоны водоразделов. Характер и

мощность элювия определяются составом коренных пород. Элювий представлен в пределах развития кристаллических пород и песчаников - глыбовым, реже супесчаным - или суглинистым материалом, а в поле карбонатных пород вязкими известковистыми суглинками и глинами с включением щебенки и отдельных глыб. Элювий обладает наименьшей мощностью на кристаллических породах (1-1,5 м), наибольшей - на карбонатных породах (до 2,5-3 м). Механический состав и мощность делювия находятся в зависимости от литологии коренных пород, крутизны и экспозиции склонов. Крутые склоны преимущественно южной экспозиции наиболее благоприятны для развития глыбовых осыпей и курумов. На пологих склонах преобладает суглинисто- или супесчаноглыбовый материал.

На площади распространения карбонатных пород д е л ю в и й представлен вязкими суглинками и глинами с включением небольшого количества щебенки и глыб. Количество и размеры обломочной фракции обычно увеличиваются с глубиной. Мощность делювия на склонах 1,5-3 м, при приближении к днищам долин 10-15 м.

О з е р н о - б о л о т н ы е о т л о ж е н и я пользуются широким развитием в пределах Верхне-Токкинской впадины, а также в широких заболоченных долинах рек Аян-Суоллах, Конда, Эвонокит, Эсекенэх. Они представлены главным образом илами, суглинками, супесями, часто обогащенными полуразложившимися растительными остатками, и перекрыты в большинстве случаев торфами. Мощность озерно-болотных отложений достигает 3-3,5 м, в том числе торфов 0,2-0,7 м. Изредка встречаются торфы, погребенные под супесчаными образованиями.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические породы развиты на территории листа чрезвычайно широко. По времени образования они отчетливо укладываются в четыре тектоно-магматических цикла - архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский и раннемеловой. Первый связан с эпохой инверсии Олекмо-Становой подвижной зоны, остальные - с периодами активизации установившегося в конце архея платформенного режима.

Архейские интрузии

В развитии магматизма в архее отчетливо выделяются два этапа. Первый характеризуется внедрением интрузий основного состава в толщу отложений архейского возраста, второй отвечает ультраметаморфизму и гранитообразованию в последних. Значительная часть основных пород в результате регионального метаморфизма превращена в амфиболиты и основные кристаллические сланцы.

Группа основных пород, магматический генезис которых установлен совершенно определенно, условно связывается нами с концом стадии седиментации в Олекмо-Становой подвижной области. На территории листа наблюдается локализация основных пород главным образом на двух участках - на водоразделе рек Токко - Урага и в среднем течении р. Алаткит в ядрах крупных синклинальных структур, сопряженных с Токкинской и Соготах-Харьинской зонами глубинных разломов. На первом участке интрузии основных пород залегают среди образований борсалинской свиты, а на втором - в породах олекминской серии. Вне указанных участков рассматриваемые породы встречаются лишь в виде отдельных мелких тел, локализуемых в каждом случае вблизи крупных разломов. Основные породы образуют вытянутые по простиранию гнейсов тела мощностью, не превышающей 500-700 м. В образованиях олекминской серии основные породы имеют чаще секущие контакты, а в отложениях борсалинской свиты они представлены преимущественно пластовыми телами, залегающими в целом согласно с вмещающими гнейсами и лишь в отдельных случаях - в неровностях контактов, апофизах и мелких прожилках, срезающих текстурные элементы гнейсов. Внедрение основных пород происходило в две фазы. К первой фазе относятся породы типа ортоамфиболитов и амфибол-плагиоклазовых ортосланцев, изредка диопсид- и гиперстенсодержащих. С более поздней фазой связывается комплекс пород, представленный метаморфизованными габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Ортоамфиболиты и породы группы габбро встречаются, как правило, совместно. Габброиды образуют прожилки в ортоамфиболитах и содержат их в виде ксенолитов.

Ортоамфиболиты и ортосланцы (NA) пользуются преимущественным развитием в породах борсалинской свиты. Они образуют обычно вытянутые по простиранию гнейсов пластовые тела мощностью от первых метров до 100-120 м

и протяженностью от 500-600 м до 5,5 км. Внешне породы рассматриваемой группы обладают обычно темно-серой окраской, неясно-или слабо гнейсовидной текстурой, мелко-, реже тонкозернистой структурой. Отмечается уменьшение зернистости и усиление субпараллельной ориентировки зерен амфибола и плагиоклаза в породах к зальбандам тел. При микроскопическом изучении в ортоамфиболитах и ортосланцах устанавливаются реликты структур магматических пород - габбровой, призматическизернистой, габбро-диабазовой. Лишь в рассланцованных разновидностях этих пород структура приближается к гранонематобластовой. Породообразующие минералы в них представлены роговой обманкой (40-60%), плагиоклазом (40-50%), биотитом (0,25%), кварцем (3-15%), в отдельных случаях гиперстенем (5-30%), авгитом (до 20%), диопсидом (до 10%), магнетитом (1-7%). Из аксессуарных наблюдаются: апатит - в виде неправильных крупных (до 0,5 мм) зерен бурой окраски.

Роговая обманка образует изометричные и призматические зерна размером от 0,1 до 1,5 мм, изредка до 2,5 мм. Плеохроизм резкий: по Ng - синева-зеленый, по Np - светло-зеленовато-желтый, по Nm - буро-зеленый, $s:Ng = 18-23^{\circ}$. Роговая обманка содержит пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца, замещается бурым биотитом, бледно-зеленой роговой обманкой и хлоритом, корродируется плагиоклазом. Плагиоклаз представлен в большинстве случаев ксеноморфными, реже таблитчатыми и призматическими зернами размером от 0,1 до 0,5 мм, изредка 1,5 мм, нередко полисинтетически сдвойникованными. По составу он отвечает андезину № 36-45. Часто имеет место значительная сосюритизация плагиоклазов. Биотит, весьма часто встречаемый в породах, представлен пластинками размером от 0,1 до 0,3 мм. Замещает обычно роговую обманку, реже гиперстен. По биотиту развивается хлорит. Кварц, там где он присутствует, наблюдается в виде ксеноморфных зерен размером 0,05 до 0,4 мм, корродирует все остальные минеральные компоненты породы, часто обладает волнистым погасанием. Диопсид представлен короткопризматическими бесцветными или слабо окрашенными в светло-зеленый цвет зернами размером до 0,1 мм, имеет очень слабо выраженный плеохроизм, угол $s:Ng = 43-45^{\circ}$, замещается зеленой роговой обманкой. Гиперстен наблюдается в виде зерен призматического габитуса размером от 0,2 до 1,2 мм, бесцветный, угасание близкое к прямому, содержит многочисленные пойкилитовые включения плагиоклаза и корродируется последним. Замещается по периферии зерен и по трещинкам идидингситом, реже бурой и бледно-зеленой роговой обманкой и биотитом. Авгит об-

разует призматические зерна светло-бурой, с зеленоватым оттенком окраски размером 0,3–1 мм, с почти неуловимым плеохроизмом. Он содержит пойкилитовые включения плагиоклаза, замещается роговой обманкой и хлоритом. Магнетит и титаномагнетит образует неправильные зерна размером от 0,05 до 0,2–0,25 мм, более или менее рассеянные в массе породы. Содержание в породе кварца, имеющего эпигенетический характер, и значительное раскисление плагиоклазов обусловлено, по-видимому, влиянием ультраметагенных процессов.

Породы группы габбро ($\gamma\delta A$) слагают обычно вытянутые в плане интрузии с шириной выходов до 500–1000 м и протяженностью до 4–8 км. Внутренне строение интрузий неоднородно, что выражается в частых взаимопереходах от габбро к габбро-диоритам и в меньшей степени к диоритам. От центра к периферии интрузий отмечается уменьшение в них степени рассланцованности и бластических изменений. Структура габброидов неоднородна, она изменяется от мелко- до крупнозернистой, причем характер переходов чаще резкий, чем постепенный. Крупнозернистые структуры характерны в большинстве случаев для шаровидных и прожилковых выделений размерами в первые сантиметры и десятки сантиметров. Под микроскопом в породах наблюдаются габбровая, реже призматическизернистая, габбро-офитовая структуры. Породообразующие минералы в габброидах представлены: плагиоклазом (50–65%), роговой обманкой (35–50%), биотитом (0,5%), кварцем (0,5%). Из аксессуарных имеют место апатит, рудный (титаномагнетит), сфен, лейкоксен. По своим петрографическим особенностям породы группы габбро весьма близки вышеописанным ортоамфиболитам, но отличаются от последних более высокой основностью плагиоклаза (андезин № 45–48) и несколько иным характером роговой обманки, плеохроирующей в зелено-бурых тонах.

Со вторым этапом верхнеархейского магматизма связано формирование гранитоидов (γA), гранитизированных пород и мигматитов, широко представленных в породах олекминской серии. Большая часть гранитоидов тесно связана с ультраметаморфизмом архейских отложений и является ультраметагенными образованиями. В то же время из общего числа гранитоидов достаточно уверенно можно выделить интрузивные породы, по времени формирования относящиеся к заключительным фазам архейского тектоно-магматизма. Эти породы хорошо сопоставляются с интрузиями гранитов чародоканского комплекса, выделенными в позднем архее Е.П.Миронюком (1966). Ультратермальные гранитоиды слагают крупные (до 100–130 км²) массивы в бассейнах рек Усуу, Ураги, Конды, Соготах-Харын, на левобережье рек Чары и Алаткита и большое количество более мелких со-

гласных реке секущих тел в различных частях территории. Общая занятая ими площадь составляет более 800 км². Весьма характерна приуроченность тел гранитоидов к ядрам крупных антиклинальных структур. Крупные массивы гранитоидов, как правило, окружены ореолами мигматизированных и гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев. Реликты гнейсов среди гранитов обладают ненарушенными элементами залегания. Гранитоиды характеризуются близостью состава с вмещающими их гнейсами и кристаллическими сланцами и, в частности, состав темноцветных в гранитоидах в значительной мере определяется составом этих минералов во вмещающих породах. По сумме признаков генезис большинства гранитоидов определяется как палингенно-метасоматический. По структуре и форме тел они соответствуют, по-видимому, типу конформных мигма-плутонов, время образования их отвечает периоду складчатости.

Массивы гранитоидов по составу весьма неоднородны. В строении их принимают участие преимущественно биотитовые амфибол-биотитовые и в подчиненном количестве лейкократовые граниты плагиограниты, гранодиориты и изредка плагиоклазиты. Названные породы связаны самыми тесными взаимопереходами. Значительным развитием пользуются пегматиты, пегматоидные и аплитовидные граниты, образующие в гранитоидах и метаморфических породах прожилки, жилы, крупные линзы, характеризующиеся как резкими, так и нечеткими расплывчатыми контактами с вмещающими породами. Центральные части массивов гранитоидов, как правило, более однородны, чем их периферия. В этом же направлении текстура гранитоидов изменяется от массивной до слабогнейсовидной. Структура пород чаще всего гранитная, реже гранобластовая и катакластическая. Иногда наблюдается призматическизернистая структура, обусловленная идиобластическим характером плагиоклаза.

Породообразующие минералы в гранитоидах представлены плагиоклазом (40–60%), кварцем (20–40%), калиевым полевым шпатом (0–35%), биотитом (5–20%), амфиболом (0–7%). Плагиоклаз образует призматические зерна размером от 2–3 до 5–8 мм, в большинстве случаев полисинтетически сдвойникованные. Состав плагиоклаза отвечает олигосклиз-андезину № 25–32. Повсеместно плагиоклаз подвержен значительной соскритизации, вслед за которой по периферии зерен плагиоклаза очень часто отмечается развитие кайм молочно-белого альбит-олигосклиз. Нередко на плагиоклаз помимо перечисленных выше изменений накладывается еще более поздняя микро-

клинизация. Изредка в плагиоклазе имеют место мирмекитовые вроски кварца. Калиевый полевой шпат наблюдается в виде отдельных призматических зерен, а также образует антипертитовые вроски и извилистые по форме структуры замещения по плагиоклазу. В большинстве зерен различается нечеткая микроклиноватая решетка. Изредка отмечается коррозия микроклином биотита. Большинство зерен микроклина обладает свежим обликом и очень слабым развитием пелитового материала. Микроклин, как правило, проявляет себя во взаимоотношениях с другими минеральными компонентами как эпигенетический минерал. Кварц представлен преимущественно неправильными угловатыми, реже изометричными зернами, выполняющими промежутки между вышеописанными минералами и интенсивно корродирует плагиоклазы, биотит, реже микроклин. Как правило, кварц характеризуется более или менее выраженным волнистым погасанием. Биотит образует чешуи размером 0,5-3,5 мм, обладает резким плеохроизмом. В амфиболсодержащих гранитоидах он замещает амфибол. Биотит замещается хлоритом, эпидотом, изредка мусковитом. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, он наблюдается в виде неправильных, реже длинно- и короткопризматических зерен. Плеохроизм отчетливый: по Ng - темно-зеленый, по Nr и Nm - зеленовато-бурый, c:Ng - 10-18°. По амфиболу развиваются биотит, хлорит, эпидот. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, реже цирконом и ортитом. Последний наблюдается в виде удлиненных и неправильных зерен серой и бурой окраски, в большинстве случаев изотропных. Изредка по периферии зерен ортита имеет место обрастание его эпидотом.

Минеральный состав пегматитов, пегматоидных гранитов и аплитов близок к составу гранитоидов, отличаясь от последнего незначительным (не более 3-5%), содержанием темноцветных, главным образом биотита. Пегматиты и пегматоидные граниты характеризуются грубозернистой пегматитовой и графической структурами, аплиты представляют собой тонко- и мелкозернистые породы с гранитной и аллотриоморфнозернистой структурой. В пегматитах часто наблюдаются неправильные и изометричные включения магнетита размером до 3-4 см в поперечнике и реже отдельные пластины и сростки пластин биотита и очень редко мусковита. Размер пластин колеблется в пределах 0,3-0,8 см, редко достигая 1,2-2 см.

В заключение следует отметить, что характер вторичных изменений и взаимоотношений между минеральными компонентами гранитоидов весьма однозначно указывает на проявление в породах кремне-калиевого метасоматоза. Названный метасоматоз пород про-

явлен в породах весьма неравномерно и обнаруживает весьма устойчивую приуроченность к крупным тектоническим зонам, в особенности к Токкинской. Пространственная связь метасоматоза с разломной тектоникой позволяет предполагать позднеархейский или постархейский возраст этих процессов. Косвенным признаком последнего является факт наложения кремне-калиевого метасоматоза на породы, ранее подвергшиеся средне-низкотемпературным преобразованиям.

По химизму ультраметагенные гранитоиды отвечают, как правило, нормальному ряду пород, в большинстве случаев сильно пересыщенных кремнием, умеренно богатых щелочами, характеризующихся резким преобладанием натрия над калием и магния над железом.

Наряду с образованием гранитоидов ультраметаморфические процессы в гнейсах привели к развитию обширных полей послонных мигматитов и в меньшей мере теневых мигматитов. Послонные мигматиты наблюдаются повсеместно, теневые мигматиты пользуются преимущественным распространением в экзоконтактной зоне массивов гранитов. Для обоих типов мигматитов характерно развитие метасоматических прожилковых образований кварц-полевошпатового состава, ориентированных параллельно гнейсовидности пород. Мощность этих прожилков колеблется от 1-2 мм до 20-30 см, суммарное количество их составляет обычно в послонных мигматитах 20-40%, а в теневых мигматитах до 60-70% от массы породы. Весьма ограниченное распространение имеют агматиты, развивающиеся преимущественно по массивным амфиболитам и амфибол-плагиоклазовым кристаллическим сланцам.

Анализ данных исследования шлифов показывает, что ультраметаморфические изменения в гнейсах в порядке их последовательности проявляются в следующих процессах: 1) увеличении размеров зерен плагиоклаза, являющегося главным породообразующим минералом в гнейсах от 0,2-0,4 до 0,8-1 мм; 2) общем увеличении альбитовой молекулы в плагиоклазах (наиболее заметно в амфиболовых разностях гнейсов) от андезина № 30-32 до олигоклаз-андезина № 24-28; 3) увеличении в породе количества кварца и размеров его зерен; 4) биотитизации и разложении амфибола и, в свою очередь, разложении биотита. Различные сочетания интенсивности проявления перечисленных фаз метасоматоза определяют, по-видимому, особенности структуры и состава ультраметагенных пород.

Архейские интрузивные гранитоиды (Г4) выделяются на правобережье среднего течения р.Токко, где они слагают крупный (около 100 км²) массив, вытяну-

тый в субмеридиональном направлении вдоль восточного крыла Токкинской зоны разломов. Приуроченность массива гранитоидов к крупной разрывной структуре косвенно свидетельствует о формировании его в условиях уже консолидировавшегося платформенного режима. Контакты гранитоидов с вмещающими породами не всегда ясно выражены, но в большинстве случаев они имеют резкий интрузивный характер. Гранитоиды, слагающие массив, представлены гранитами, гранодиоритами и граносиенитами серой и светло-серой окраски, в большинстве случаев, массивной текстуры и неоднородной средне-крупнозернистой, изредка порфировидной структуры. Из темноцветных минералов развиты амфибол и биотит, содержание которых в породах подвержено значительным колебаниям и характеризуется общей тенденцией к увеличению в эндоконтактной части массива. В эндоконтактах массива в гранитоидах нередко наблюдаются мелкие (первые сантиметры) ксенолиты гнейсов и ультраметагенных гранитов. В экзоконтактной зоне массива в гнейсах широко развиты порфиробласты калиевого полевого шпата и секущие жилы гранитоидов с крупно- и среднезернистой структурой. Следует отметить, что катаклиз и особенно вторичное расщепление описываемых гранитоидов выражены значительно слабее, чем в гнейсах и ультраметагенных гранитах. Под микроскопом в гранитоидах устанавливается гипидиоморфнозернистая, реже катакластическая и цементная структуры и следующий состав породообразующих минералов: плагиоклаз, олигоклаз-андезин № 24-26 (40-65%), калиевый полевой шпат (микроклин) (10-30%), кварц (10-40%), амфибол - обыкновенная роговая обманка (5-15%), биотит (0-10%). Акцессорные минералы представлены: апатитом, сфеном, магнетитом, цирконом, вторичные - соскритом, эпидотом, хлоритом. Заслуживающим внимания является присутствие в породе эпигенетического микроклина и кварца. Реакционные взаимоотношения последних с другими минералами аналогичны отмеченным для гнейсов и ультраметагенных гранитов. По химическому составу гранитоиды принадлежат к породам нормального ряда, умеренно богатых окисью кремния и глиноземом и характеризующихся преобладанием железа над магнием и натрия над калием.

С интрузивной фазой архейского магматизма, по-видимому, генетически связана среднетемпературная гидротермальная минерализация, выразившаяся в формировании золотосодержащих кварцевых жил, в гематитизации в виде одиночных мелких прожилков и гнезд в катаклазитах и милонитах, а также в слабой пиритизации последних. Изменения вмещающих пород проявлены в окварцевании, эпидо-

тизации, слабой хлоритизации темноцветных минералов и замещении плагиоклаза соскритом. Указанными изменениями не затронуты образования кебектинской и сеньской свит. Возрастное положение гранитоидов определяется, с одной стороны, прорыванием ими архейских гнейсов и гранитоидов ультраметагенного типа и с другой, - нахождением их в гальке конгломератов кебектинской свиты условно верхнепротерозойского возраста.

В заключение необходимо отметить, что в комплексе процессов, наложенных на архейские породы, отчетливо выделяются три этапа. Первый, наиболее ранний характеризуется проявлением натрового и в меньшей мере кварцевого метасоматоза. Он связан с эпохой ультраметаморфизма. Второй этап отвечает значительным средне-низкотемпературным изменениям пород, сопровождавшимся соскритизацией плагиоклазов, эпидотизацией и хлоритизацией биотита и амфибола. К третьему этапу относится весьма интенсивное развитие процессов кварц-калиевого метасоматоза. Изменения пород, соответствующие последним двум этапам, проявлены весьма неравномерно, с максимумом, приуроченным к зонам крупных разломов. Как будет видно из дальнейшего описания, средне-низкотемпературные изменения пород связаны с позднеархейской гидротермальной деятельностью, а процессы кварц-калиевого метасоматоза - с нижнепротерозойским ультраметаморфизмом.

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и е и н т р у з и и

Проявление магматизма в нижнем протерозое связано со складчатостью в Кодаро-Удоканской зоне. В этот период имело место образование ультраметагенных гранитоидов куандинского комплекса, а в последующую стадию при консолидации Кодаро-Удоканской зоны сформировались интрузии гранитоидов чуйско-кодарского комплекса. В настоящее время является общепринятым мнение об образовании куандинских гранитов в результате интенсивного нижнепротерозойского ультраметаморфизма, проявившегося в реоморфизме как архейских, так и нижнепротерозойских пород удоканской серии и ремобилизации архейских гранитов. В отношении пространственного размещения нижнепротерозойских ультраметагенных образований заслуживает упоминания точка зрения М.Э.Глуховского и В.И.Колесникова (объединение "Аэрогеология"), являющихся авторами листов смежных с юга и запада с территорией листа О-50-XXIV. Эти исследователи распространяют область нижнепротерозойского ульт-

траметаморфизма на территории западной части Алданского щита (бассейн р.Чары) и западного окончания хр.Станового. Они выделяют в архее лишь чарнокитовые граниты и относят широко развитые в этих районах биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и гранито-гнейсы к нижнему протерозою. Тем самым М.З.Глуховским игнорируется факт тесной литолого-генетической и возрастной связи последних с толщами стратифицируемых архейских пород существенно биотитового состава, характеризующихся прогрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации. С этим положением трудно согласиться. Имеющиеся геологические данные указывают на то, что распространение нижнепротерозойского ультраметагенеза ограничивается территорией, непосредственно прилегающей к удоканскому прогибу, где тектонические движения характеризуются наибольшей напряженностью и интенсивностью.

Севернее Удоканского прогиба в пределах Чаро-Олекминского междуречья в нижнем протерозое отсутствовали геотектонические условия, необходимые для площадного развития ультраметагенных процессов. Влияние нижнепротерозойского тектогенеза сказалось здесь в развитии интенсивной разломной тектоники и локальном проявлении магматизма приразломного характера.

Гранитоиды куандинского комплекса ($12Pt_1^{kn}$)

На территории листа к куандинскому комплексу отнесены гранитоиды, слагающие линейно-вытянутые массивы на правобережье р.Токко и в западной части площади на водоразделе руч.Тынях и р.Соготах-Харья. В обоих случаях выходы этих пород приурочены к крупным субмеридиональным зонам разломов - Токкинской и восточной ветви Дербергеляжской. Выходы гранитоидов куандинского комплекса характеризуются, как правило, тектоническими контактами, тем не менее в отдельных случаях можно наблюдать вполне плавные переходы между ними, вмещающими гнейсами и архейскими гранитами. По данным М.З.Глуховского, аналогичные гранитоиды в пределах площади листа 0-50-XXX метаморфизуют нижние части разреза удоканской серии. Макроскопически это гнейсовидные породы светло-бурой и светло-розовой окраски с характерной крупной порфиробластовой текстурой. От центра к периферии выходов гранитоидов в последних наблюдается уменьшение размеров и количества порфиробластов и усиление элементов гнейсовидности с постепенным переходом в неясно- и грубополосчатые текстуры гранитизированных

гнейсов. Порфиробласты в гранитоидах характеризуются овальной, линзовидной, изредка таблитчатой формой с размерами от 0,7-0,8 см до 2 см. Они представлены калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, причем зерна последнего имеют чаще характер порфирокластов с неровными зазубренными ограничениями. Микроклин активно замещает плагиоклаз, в отдельных кристаллах последний часто встречается в виде мелких реликтовых участков. В порфиробластах микроклина нередко наблюдаются захваченные при метабластезе частицы основной массы породы. Микроклин очень слабо затронут пелитизацией и по сравнению с интенсивно соскритизированным плагиоклазом характеризуется большей свежестью. Структура основной массы пород - катакlastическая, слабо цементная, бластокатакlastическая, реже гранобластовая. Породообразующие минералы породы представлены плагиоклазом состава олигоклаз-андезит № 26-28 (20-50%), калиевым полевым шпатом - микроклином (30-50%), кварцем (10-40%), биотитом (10-15%). Характерна резко выраженная эпигенетичность микроклина и кварца. Последний корродирует все прочие минералы. Из аксессуаров встречены апатит, сфен, титаномагнетит, реже циркон и ортит. По минералогическому составу среди гранитоидов выделяются граниты, гранодиориты и граносиениты, связанные между собой взаимопереходами. Анализ имеющихся геологических данных показывает, что в основе отмеченных выше особенностей микроструктуры и состава гранитоидов лежит проявление процессов кремнисто-калиевого метасоматоза, наложенного на бластокатакlastизированные граниты и гнейсы архейского возраста. Названными изменениями в большей или меньшей мере затронуты все образования до нижнепротерозойского (до куандинского) возраста, но наиболее интенсивно процессы кремнисто-калиевого метасоматоза проявились вдоль крупных разломов, что и привело к образованию описанных гранитов. По своему химизму эти гранитоиды отвечают породам, пересыщенным глиноземом, богатым кремнекислотой и щелочами, но относительно обедненным железом и магнием. Между калием и натрием сохраняется приблизительно равное соотношение при незначительных отклонениях в ту или другую сторону.

Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса

Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса пользуются ограниченным распространением на территории листа. Они слагают небольшие (от 0,6 до 8-10 км²) вытянутые в плане штокообразные тела

и многочисленные мелкие жилы, локализирующиеся вблизи крупных разломов. Эти породы отнесены ко II фазе чуйско-кодарского комплекса ($\gamma_2 Pt_1 c^h$). Они представляют собой светло-розовые и розовые массивные, среднезернистые, реже мелко- или крупнозернистые лейкократовые породы. Состав их варьирует от гранитов до граносиенитов. Контакты с архейскими гнейсами и гранитоидами выражены в большинстве случаев достаточно отчетливо и сопровождаются большим количеством согласных и секущих мелких жил во вмещающих породах. Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса обладают гранитной и реже катакластической структурами; породообразующие минералы в них представлены микроклином (60-75%), кварцем (20-30%), плагиоклазом - олигоклаз-андезином (5-10%); в незначительном количестве (1-2%) наблюдаются биотит, мусковит, из акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, магнетит. Близкой пространственной приуроченностью к интрузиям гранитоидов чуйско-кодарского комплекса характеризуются все выделенные на территории листа жильные проявления мусковитовых пегматитов (ρPt). Это обстоятельство дает основание условно связывать генезис последних с рассматриваемыми гранитоидами. Пегматиты встречаются в виде отдельных мелких (1-2 м) жил и реже серий жил. Они представляют собой породы светло-серой окраски, преимущественно крупнозернистой, реже графической структуры, состоящие из кислого плагиоклаза, микроклина, кварца, мусковита, изредка биотита. Распределение мусковита в породе обычно равномерное и составляет 15-20% от общей массы породы. Размер пластинок мусковита изменяется от 1 до 2 см в поперечнике.

По химизму гранитоиды чуйско-кодарского комплекса соответствуют ряду лейкократовых пород, пересыщенных глиноземом и кремнекислотой, обогащенных щелочами и обедненных железом и магнием. Характерным является устойчивое преобладание калия над натрием. С чуйско-кодарскими гранитоидами связывается образование кварцевых жил с характерной щетковидной формой кварца, встречающихся как в архейских породах, так и образованиях кебектинской свиты.

Позднепротерозойские интрузии

Позднепротерозойский магматизм проявился на площади весьма широко, но отличается малой интенсивностью. Он представлен, с одной стороны, небольшими штокообразными телами гранитов услов-

но мамско-оронского комплекса, а с другой, - дайками пород основного состава доросского комплекса.

Мамско-оронский комплекс (?)

Выходы гранитов (ΓPt_3) располагаются в юго-восточной части территории, в бассейне ручьев Аргукан и Талу. Характер контактов гранитов с вмещающими их архейскими породами и гранитоидами каундинского комплекса резкий, интрузивный. Граниты представляют собой розовато-серые массивные среднезернистые лейкократовые породы с гипидиоморфнозернистой, реже катакластической структурой. Они состоят из плагиоклаза состава олигоклаза $\mu 20-24$ (40-55%), микроклина (20-25%), кварца (25-30%), зеленой роговой обманки (0-5%), биотита (3-5%). Из акцессорных минералов наблюдаются апатит, сфен, циркон, рудный; вторичные представлены серицитом, хлоритом, эпидотом.

Позднепротерозойский возраст рассматриваемых гранитов определен условно. По данным, полученным М.З. Глуховским на площади листа 0-50-XXX, эти граниты прорывают граниты II фазы чуйско-кодарского комплекса и характеризуются цифрами абсолютного возраста в 865-1100 млн. лет. М.З. Глуховским установлена генетическая связь с позднепротерозойскими гранитами постмагматической минеральной ассоциации, представленной галенитом, молибденитом, халькопиритом, пиритом, базовисмутитом.

Доросский комплекс

Основные породы доросского комплекса представлены диабазами, габбро-диабазами, конгладиабазами ($\nu \beta Pt_3^d$) и диабазовыми порфиритами ($\beta \mu Pt_3^d$), слагающими многочисленные дайки в породах архейского и раннепротерозойского возраста, а также единичные дайки и отдельные маломощные пластовые тела в осадочных образованиях кебектинской свиты. Дайки контролируются обычно нарушениями различных направлений, но чаще всего имеющими простирание СВ 20-50°. Мощность даек колеблется от 1-2 до 10-50 м, протяженность - от первых сотен метров до нескольких километров. Падение даек крутое. Контакты их с вмещающими породами резкие, прямолинейные. Перечисленные разновидности диабазов различаются

Главным образом структурными особенностями, обусловленными различной степенью раскристаллизации пород. Центральная часть даек сложена обычно габбро-диабазами, диабазами, конгадиабазами, сменяющимися к периферии даек микродиабазами и диабазовыми порфиритами. Последние образуют также самостоятельные маломощные дайки.

Габбро-диабазы, диабазы и конгадиабазы представляют собой мелко- и среднезернистые породы темно-серой окраски, обладающие габбро-офитовой и офитовой структурами. Изредка они содержат порфировидные вкрапленники плагиоклаза (состава лабрадора № 60-65) размером до 4-8 см. Породы этой группы состоят из плагиоклаза (50-55%), авгита (40-45%), кварца (0-2%), ортоклаза (до 3%). Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором № 50-55, полисинтетически сдвойникованным, интенсивно сосюритизированным. Авгит имеет угол $c:Np = 40-45^\circ$, активно замещается зеленой роговой обманкой, $c:Ng = 12-20^\circ$. Кварц наблюдается весьма часто в виде отдельных ксеноморфных зерен, нередко в ассоциации с ортоклазом он образует микропегматитовые сростания. Диабазовые порфириты характеризуются темно-серой окраской и афанитовой основной массой, содержащей иногда мелкие (4-8 мм) порфировые вкрапленники плагиоклаза. Основная масса обладает микродиабазовой структурой, иногда в небольшом количестве содержит стекло, представляющее собой криптокристаллическую массу с лейстами плагиоклаза. По составу эти породы близки к габбро-диабазам и диабазам.

Нижняя возрастная граница диабазов определяется прорыванием ими пород кебектинской свиты; в качестве верхней границы может служить отсутствие их в нижнекембрийских осадочных породах, развитых в непосредственной близости от северной границы территории. Необходимо указать, что к группе позднепротерозойских габбро-диабазов и диабазов отнесена, по-видимому, какая-то часть и более древних диабазов каларского комплекса, которые по общегеологическим соображениям должны присутствовать на территории листа.

Приконтактовые изменения пород, вмещающих верхнепротерозойские интрузии, обычно незначительны. В контакте с гранитами породы подвержены слабой хлоритизации и окварцеванию в зоне шириной 5-10 м. Контактное воздействие диабазов проявляется в кристаллических породах в лимонитизации, а в песчаниках наряду с последней еще и в перекристаллизации цемента, распространяющейся на 10-15 м от контакта.

Р а н н е м е л о в ы е и н т р у з и и

Алданский комплекс

Раннемеловые интрузивные породы пользуются на территории листа значительным распространением. Они слагают небольшие штокообразные тела, многочисленны мелкие и крупные дайки и в отдельных случаях маломощные пластовые тела, прорывающие образования архейского и протерозойского возраста. По составу они относятся к дифференцированному щелочному комплексу, хорошо сопоставляющемуся со щелочными интрузиями Центрально-Алданского района. Возрастное положение последних определяется прорыванием и ороговикованием ими флористически охарактеризованных отложений средней и верхней юры (Билибин, 1958; Дзевановский, 1949, 1958). В пределах площади листа рассматриваемые породы характеризуются весьма отчетливой приуроченностью к узлам пересечения главных разрывных структур района: с одной стороны, - субмеридиональных зон разломов Токкинской, Соготах-Харьинской и Дербергелякской, и с другой стороны, - субширотного Кондинского разлома. За пределами указанных участков раннемеловые породы встречаются лишь эпизодически. В порядке возрастной последовательности в составе раннемеловых пород выделяются: а) нефелиновые сиениты и фonoлиты; б) эгириновые сиениты, сиенит-порфиры, пуласкиты, нордмаркиты, лейкократовые щелочные порфиры; в) сельвсбергиты, грорудиты, бостониты; г) эгириновые граниты и граносиениты.

Нефелиновые сиениты и фonoлиты (ϵSt_1) имеют ограниченное распространение. Первые образуют в водораздельной части рек Аян-Суоллах и Соготах-Харья три мелких трещинных интрузии общей площадью 3,5 км². Контактное воздействие их на вмещающие гнейсы и кристаллические сланцы выражается в слабой фенитизации (фельдшпатизация, развитие мелкоагрегатного эгирина) последних в экзоконтактовой зоне шириной 10-20 м. Фonoлиты представлены одной маломощной (1,5-2 м) дайкой на левобережье верхнего течения р. Усуу.

Нефелиновые сиениты - массивные породы серой окраски, средне- и крупнозернистой структуры, обладающие характерными коррозионными формами нефелина, повсеместно наблюдаемыми на плоскостях выветривания пород. К периферии интрузий структура пород изменяется до мелкозернистой и слабо порфировидной, в отдельных случа-

ях отмечается появление трахитоидных текстур. Имеет место тенденция изменения в том же направлении состава породы, выражающаяся в уменьшении роли нефелина, увеличении содержания биотита и появлении щелочной натровой роговой обманки — гастингсита. По особенностям своего состава нефелиновые сиениты приближаются к типу мариуполита. Они обладают панидиоморфнозернистой и паналлотриоморфнозернистой структурой и состоят из нефелина (40–50%), альбита (24–45%), биотита–лепидомелана (10–15%), гастингсита (0–5%). Из вторичных минералов наиболее распространен канкринит, содержание которого достигает 5%. Аксессуары представлены апатитом и сфеном. В приконтактных зонах пород отмечается интенсивная серицитизация и мусковитизация нефелина с образованием так называемых либнеритовых сиенитов.

Фонолиты представляют собой породы серой окраски с порфировой структурой и микролитовой основной массой. Вкрапленники составляют 3–4% от общего объема породы и представлены эгирином, альбит–олигоклазом, флогопитом. Размеры их от 1 до 2 мм, размеры частиц основной массы изменяются в диапазоне 0,05–0,15 мм. Последние представлены альбитом (30%), калишпатом (20%), канкринитом (25%), мусковитом (10%), магнетитом (10%), нефелином (2–3%). Распределение основных минеральных компонентов в массе породы более или менее равномерное. Исключение составляет нефелин, образующий обособления.

По химизму описанная группа нефелиновых сиенитов относится к ряду пресыщенных алюминием, богатых щелочами лейкократовых пород с преобладанием натрия над калием и железа над магнием.

Эгириновые сиениты, сиенит–порфиры, нордмаркиты, пуласкиты ($e\{St_1\}$) играют главную роль среди магматических пород раннемелового возраста. Они представляют собой различные фации обширной группы щелочных сиенитов, принадлежащих, по-видимому, к единой тектоно–магматической фазе. Эти породы сконцентрированы на двух участках: в районе безымянного озера с отметкой 1023,5 м и в верхней части бассейна р. Соготах–Харья. Они слагают там несколько штокообразных тел общей площадью 28 км². Центральная часть последних представлена средне- и крупнозернистыми эгириновыми сиенитами, а в краевых частях отмечается переход к порфировидным и порфировым зонам с одновременным изменением состава пород в сторону пуласкитов и нордмаркитов. Зональность интрузий можно объяснить процессами дифференциации и гибридации магмы. Следует

отметить, что помимо участия в строении относительно крупных зональных интрузий, пуласкиты слагают ряд самостоятельных тел, располагающихся на водоразделе руч. Тья и р. Соготах–Харья. То же имеет место и для сиенит–порфиров, слагающих нередко мелкие дайки, часто встречающиеся среди щелочных пород.

Наиболее распространенные эгириновые сиениты представляют собой лейкократовые среднезернистые, реже крупнозернистые, мелкозернистые и порфировидные породы светло–серой, светло–розовой и светло–коричневой окраски, массивной и изредка трахитоидной текстуры и преимущественно призматическизернистой, реже гранитной структуры. Главными составными частями пород являются калиевый полевой шпат (85–95%), эгирин, эгирин–авгит (2–15%); проходной характер имеет плагиоклаз (0–5%), кварц (1–8%), гранат–меланит (0–7%), щелочной амфибол (0–3%). Аксессуары минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом, мусковитом.

Калиевый полевой шпат образует зерна призматического облика размером от 0,5 до 3–4 мм, представленные микропертитом с характерной пятнистой ситовидной формой вростков альбита. Распределение пертитов на площади зерен неравномерное. Альбит образует нередко каймы замещения по периферии зерен калиевого полевого шпата, в большинстве случаев полисинтетически двойникованные. Местами содержание альбита достигает 30%. Калиевый полевой шпат существенно пелитизирован. Эгирин представлен обычно длиннопризматическими и неправильными зернами размером 0,1–0,8 мм, обладает резким плеохроизмом, $s:Np$ изменяется в зависимости от примеси авгитовой молекулы от 0 до 15°. Изредка наблюдается зональное строение. Эгирин замещается рудным (лимонит, гематит), бурой слюдкой, щелочной роговой обманкой (глаукофаном), биотитом. Изредка встречаемый щелочной амфибол образует короткостолбчатые кристаллы длиной до 0,5–1,5 мм; $s:Ng = 30^\circ$, оптический знак и удлинение положительные. Плагиоклаз наблюдается в виде мелких (до 1 мм) реликтовых зерен, отвечающих по составу олигоклаз–андезину, замещаемых калиевым полевым шпатом и интенсивно серицитизированных. Кварц образует мелкие ксеноморфные выделения, заполняющие интерстиции между другими минералами; обычно он очень чист, водяно–прозрачен. Гранат–меланит (?) чаще всего представлен зернами шестигранной и изометричной формы, обладает густой бурой окраской и высоким рельефом, изотропен, ассоциирует с эгирином.

Эгириновые сиенит–порфиры представляют собой порфировые и порфировидные породы светло–малиновой и светло–коричневой окраски

с ортофировой или микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены таблитчатыми зернами микроклин-пертита размером 0,2–1,5 см, количество их колеблется от 20 до 30%. Основная масса породы состоит из мелких (0,1–0,25 мм) табличек или микролитов калиевого полевого шпата (85–90%), зерен (0,2–0,4 мм) эгирина (0–10%), изредка щелочного амфибола – арфведсонита (0–5%), биотита (1–2%). Из аксессуарных встречаются клиновидные кристаллики сфена, апатита, магнетита.

Пуласкиты обладают в большинстве случаев порфировой структурой и микролитовой основной массой, реже наблюдается гипидиоморфнозернистая структура. Количество вкрапленников составляет обычно 10–15%, размеры их колеблются от 1 до 5 мм. Вкрапленники представлены микроклин-пертитом и редко эгирином. Микролиты основной массы состоят из калиевого полевого шпата (0,1–0,5 мм), среди которых рассеяны призматические зернышки (0,1–1 мм) эгирина (5–8%) и диопсида (3–10%). В отдельных зернах имеет место обрастание диопсида эгирином. Иногда встречается обыкновенная роговая обманка. Повсеместным распространением пользуется гранат-меланит (?). Пуласкиты характеризуются несколько повышенным содержанием извести, что, по-видимому, в существенной мере связано с процессами гибридации магмы материалом вмещающих пород. Косвенным признаком этого может служить появление кислого плагиоклаза в контактовых разностях пуласкитов.

Нордмаркиты представляют собой кварцсодержащие разновидности эгириновых сиенитов и пуласкитов. Содержание кварца в нордмаркитах достигает 15%. Как уже отмечалось выше, они слагают краевые части интрузий эгириновых сиенитов.

Лейкократовые щелочные порфиры характеризуются порфировой структурой и микролитовой, реже трахитовой основной массой. Вкрапленники составляют до 25% от массы породы, имея размеры 0,5–6 мм. Они представлены преимущественно калиевым полевым шпатом и значительно реже плагиоклазом состава олигоклаз-андезина. Первые подвержены слабой пелитизации, вторые слабо серицитизированы. Основная масса состоит из микролитов калиевого полевого шпата (0,2–0,5 мм), существенно пелитизированного, и рассеянных среди последних тонких чешуек серицита, зернышек рудного и сфена.

По химизму группа эгириновых сиенитов принадлежит к ряду лейкократовых пород, пересыщенных щелочами, менее глиноземом и соответствуют типу щелочных и известково-щелочных сиенитов.

Возрастные взаимоотношения группы эгириновых сиенитов с другими позднемезозойскими породами установлены не полностью, имеются лишь факты прорывания их дайками сельвсбергитов, сиенит-порфиров, бостонитов. С интрузиями эгириновых сиенитов связана

фенитизация вмещающих пород, имеющая обычно место в экзоконтактной зоне шириной до 200–600 м. Фенитизация проявляется в интенсивной альбитизации пород и развитии новообразований эгирина и низкотемпературной роговой обманки и биотита. Степень фенитизации уменьшается по мере удаления от контакта.

Сельвсбергиты, грорудиты, бостониты (enSt_1) в количественном отношении занимают второе место после эгириновых сиенитов. Эти породы образуют, по-видимому, единый генетический ряд, связанный близостью структуры и состава. Они формируют дайки мощностью от 1 до 10–15 м, локализующиеся в пределах тех же тектонически ослабленных участков, к которым приурочены интрузии эгириновых сиенитов. Морфологические признаки, тесная ассоциация и общность состава с эгириновыми сиенитами позволяют рассматривать их как жильную фацию последних. Наибольшим распространением пользуются сельвсбергиты, значительно меньшим – бостониты и грорудиты. Сельвсбергиты и грорудиты представляют собой тонкозернистые, нередко слабопорфировые породы серо-зеленой окраски, обладающие трахитовой, микролитовой, реже бостонитовой и ортофировой структурой основной массы. Порфировые выделения составляют обычно не более 5–7%, лишь изредка достигая 10–15%. Они представлены, как правило, таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата размером от 1 до 3–4 мм, нередко с каймами альбита по периферии и сравнительно редко призматическими кристаллами эгирина размером от 1 до 3 мм. Основная масса состоит обычно из калиевого полевого шпата (60–80%), эгирина (10–35%), альбита (10–20%) и баркевикита (15–20%), кварца (0–10%). Аксессуарные представлены рудным (гематитом, магнетитом), сфеном, апатитом, гранатом, меланитом. Калиевый полевой шпат в основной массе наблюдается в виде микролитов, мелких табличек и лейст, часто обладающих простым двойниковым строением, существенно пелитизированных. Эгирин образует обычно игольчатые и реже призматические зерна размером от 0,2 до 0,5 мм, группирующиеся в спутанно-волокнистые агрегаты. Оптические константы эгирина не всегда четко выражены вследствие значительных вторичных изменений, проявляющихся в замещении эгирина рудным (гематитом, лимонитом, рудной пылью) с образованием бурых слюдястых слабо просвечивающихся масс; с Np эгирина изменяется от 0 до 20°, что связано с изоморфной примесью авгитовой и диопсидовой молекул. В отдельных случаях наблюдается отчетливая зональность зерен, по периферии сложенных эгирином, а в центральной части – диопсидом. Баркевикит встречается редко, для него характерны длинностолбчатые призматические и ромбовидные зерна размером 0,5–1,2 мм. Он обнаруживает резко выраженную зо-

нальную окраску, по периферии зерен - зеленую, в центре - коричневую, оптически отрицателен, удлинение положительное, $c:N_g = 8-17^0$, нередко полисинтетические двойники по ОЮ. Кварц характерен только для грорудитов, он присутствует в основной массе в виде мелких (0,1-0,2 мм) неправильных ксеноморфных зерен, занимающих межгранулярные пространства. В заключение надо отметить, что для рассматриваемых пород характерна относительная лейкократовость состава, обусловленная в значительной степени интенсивным разложением эгирина. Последнее обстоятельство приближает эти породы к ряду бостонита.

Бостониты слагают обычно мелкие (1-2 м мощностью) дайки. По внешнему виду - это массивные, тонкозернистые, нередко слабо порфиновые породы светло-серой и розовато-желтой окраски. Порфиновые выделения составляют обычно не более 10-15% от объема породы, они представлены калиевым полевым шпатом с размером зерен до 8-9 мм. Структура основной массы бостонитовая с переходами к трахитовой и реже к ортофировой структурам. В составе основной массы наблюдается калиевый полевой шпат (20-95%), альбит (3-5%), рудный (1-10%), очень редко эгирин (2-3%). Характерным для бостонитов является интенсивная альбитизация калиевого полевого шпата, при этом в отдельных случаях содержание альбита достигает 50-60% от массы породы. Рудный минерал наблюдается в породе в виде рассеянных мелких (0,05-0,15 мм) неправильных зерен, нередко он образует псевдоморфозы по эгирину, представлен преимущественно гематитом. Изредка отмечается замещение калиевых полевых шпатов цеолитами, образующими агрегаты неправильной формы. Из акцессорных минералов иногда встречается гранат (меланит). В целом бостониты обладают устойчивым составом. Присутствие в них эгирина и псевдоморфоз рудного по эгирину является одним из признаков их генетической связи с сельсбергитами. Анализ особенностей пространственного размещения, структуры и состава пород рассмотренной группы позволяет с некоторой условностью отнести их к единой фазе магматизма.

Эгириновые граниты и граносиениты (e_1, Cr_1) наблюдаются только в двух пунктах территории. Эгириновые граниты слагают мелкое штокообразное тело севернее озера с отметкой 1023,5 м, граносиениты образуют в водораздельной части рек Токко - Урага интрузию площадью около 4 км². Эгириновые граниты и граносиениты представляют собой лейкократовую мелкозернистую породу светло-розовой окраски, обладающую гранитной структурой. Породообразующие минералы представлены микроклин-пертитом (70-80%), кварцем (15-20%), эгирином (2-3%), флогопитом (до 1%), изредка диопсидом (до 5-10%). По составу и

микроструктурным особенностям эти породы обнаруживают много общего с нордмаркитами. В экзоконтактах интрузий в зоне шириной до нескольких десятков метров, отмечаются явления слабой фенитизации вмещающих пород, характеризующейся новообразованием альбита и эгирина.

С раннемеловыми интрузиями связана слабая гидротермальная деятельность приблизительно, отвечающая температурному диапазону фации зеленых сланцев. Проявление гидротермальной деятельности локализуется в пределах тектонических зон в непосредственной близости от раннемеловых интрузий. Гидротермальные изменения пород выражаются в окварцевании, хлоритизации, серицитизации, эпидотизации, развитии местами прожилков и гнезд карбоната, темнофиолетового флюорита, изредка апатита в ассоциации с кварцем, в образовании рассеянной вкрапленности пирита и халькопирита. Раннемеловые породы перечисленными изменениями не затрагиваются, за исключением слабого развития в них прожилков белого безрудного кварца. С экзоконтактовой зоной раннемеловых пород пространственно совпадает большинство ореолов рассеяния таких элементов как Pb, Zn, Mo, Sn, Cu и отчасти Au.

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в западной части Алданского щита в пределах Чаро-Олекминской ветви Олекмо-Становой подвижной области. Эта геотектоническая структура формирует складчатое обрамление или, по Ю.К. Дзевановскому, Становую виргацию вокруг раннеархейского (ингрского) ядра Алданского щита. Подвижность Олекмо-Становой области проявляется в общей очень значительной (до нескольких километров) амплитуде погружения древнеархейского фундамента, а также в весьма резких изменениях тектонических условий и характера осадконакопления в разных частях бассейна седиментации в определяемые фазы его развития. Конкретные геологические данные показывают, что формирование Олекмо-Становой подвижной области происходило в условиях, близких к геосинклинальным. К числу упомянутых факторов относятся: относительная выдержанность фаций по простиранию и отчетливая изменчивость их вкрест простирания основных структурных элементов, интенсивная дислоцированность и отчетливо выраженный линейный характер складчатости, высокая степень регионального метаморфизма и чрезвычайно интенсивный ультраметаморфизм в образованиях Олекмо-Становой области.

Образование борсалинской свиты имело место, по-видимому,

в конце седиментационной стадии развития Олекмо-Становой подвижной области. Такая тектоническая позиция борсалинской свиты объясняет приуроченность ее выходов к крупным синклинальным структурам региона, а также более простой характер складчатости, более слабый метаморфизм и ультраметаморфизм ее образований по сравнению с породами олекминской серии.

В результате инверсии в позднем архее Чаро-Олекминская ветвь Олекмо-Становой области примкнула к жестким раннеархейским структурам Алданского щита.

В нижнем протерозое на южной периферии Чаро-Олекминской складчатой области произошло образование Удоканского прогиба. В опускание была вовлечена и прилегающая к прогибу часть Чаро-Олекминской складчатой области, в том числе и площадь листа. Нижнепротерозойская тектоническая деятельность привела к образованию таких структурных элементов как Чарская глыба и Олекминская побочная ветвь Байкалид (Салоп, 1958, 1964) или Хани-Субганская структурно-фациальная зона (Мироник, 1966).

В верхнепротерозойское время, в период формирования Байкало-Патомского краевого прогиба, вся северо-западная часть Алданского щита (в том числе Чарская глыба) вновь подверглась крупной трансгрессии моря.

К настоящему времени осадочные образования нижне- и верхнепротерозойского возраста сохранились лишь в виде мелких реликтовых полей, а также в блоковых структурах типа грабенсов.

Пликативные структуры

Верхнеархейские метаморфические породы олекминской серии формируют на площади нижний структурный этаж - кристаллический фундамент. Нижнепротерозойские породы удоканской серии и верхнепротерозойские отложения образуют верхний структурный этаж, подразделяющийся на ярусы. Для метаморфических образований нижнего структурного этажа характерна интенсивно-развитая складчатость линейного типа субмеридионального простирания ($35-40-55-20^{\circ}$) со слабым невыдержанным погружением структур в северном направлении. В пределах площади листа выделяются три группы антиклинальные и три синклинальные складки.

Морфология этих складок характеризуется следующими элементами: а) близким к вертикальному положением осей поверхностей; б) плавным изгибанием шарниров в плане и их разрывом; в) пологими ($30-40^{\circ}$) крыльями, осложненными высокими разрывными складчатостью более высоких порядков (углы падения до $60-70^{\circ}$); г) усилен-

нием интенсивности мелкой складчатости к замковой части синклиналей до напряженных узких нередко изоклинальных складок.

Имеют место признаки взаимосвязи складчатых и разрывных дислокаций. Наиболее крупные разломы территории листа - Токкинская, Дербергелякская, Соготах-Харьинская зоны ориентированы согласно со складчатыми структурами и две последние зоны пространственно совпадают с осями синклинальных складок (дербергелякской, чарской), в замках которых наиболее напряженно проявились процессы складчатости. Значительные (до 1500-2000 м) амплитуды смещений и приуроченность к указанным разломам архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского и в отдельных случаях раннемелового магматизма указывают на их значительную глубину и, вероятно, доскладчатое заложение в породах нижнего структурного этажа. Имеющиеся геологические данные указывают, что для площади листа и, в значительной мере, для всего бассейна р.Чары по сравнению с территорией, расположенной восточнее в бассейне р.Олекмы, имеет место более сложный и напряженный характер складчатых и разрывных дислокаций, а также значительное различие в мощностях и фациальном составе верхнеархейских пород. Очевидно, что перечисленные факторы обусловлены особенностями тектонического развития Чаро-Олекминской геосинклинали, в числе которых особо нужно отметить роль крупных разломов древнего заложения.

В направлении с запада на восток на территории листа выделяются следующие складчатые структуры I порядка (рис. I).

Чарская антиклиналь является самой крупной структурой района. Она протягивается в направлении СВ $15-20^{\circ}$ вдоль западной границы листа, прослеживаясь на территории последнего большей частью лишь своим восточным крылом. В южной части территории восточное крыло структуры осложнено антиклинальной складкой II порядка. Последняя имеет ширину до 8 км, характеризуется углами падения крыльев $35-40^{\circ}$ и развитием нескольких мелких складок с углами падения от 40 до 60° .

Шарниры структур испытывают общее погружение на север, весьма резко воздымаясь на юге. В северной части площади листа имеет место запрокидывание восточного крыла чарской антиклинали на юго-восток и частичное срезание его дербергелякской зоной разломов.

Чарская синклиналь сопряжена с описанной выше антиклиналью и имеет общее с ней простирание. Она прослеживается от южной до северной границ территории. Ширина склад-

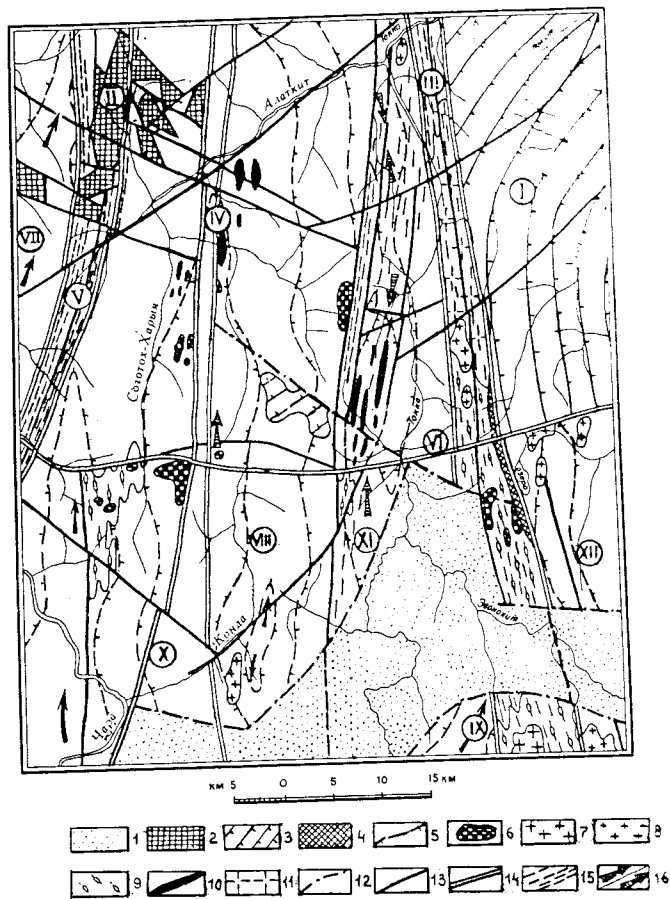


Рис. 1. Тектоническая схема

1 - Верхне-Токкинская впадина; 2, 3, 4 - верхний структурный этаж; арусы: 2 - верхний, 3 - средний, 4 - нижний; 5 - нижний структурный этаж; 6-11 - магматизм стадий активизации: 6 - раннемеловые щелочные интрузии; 7 - граниты позднепротерозойского возраста; 8-9 - раннепротерозойские гранитоиды: 8 - Чуйско-кодарского, 9 - куандинского комплексов; 10, 11 - архейские интрузии геосинклинальной стадии развития: 10 - метагабро и ортоамфиболиты, 11 - гранитоиды; 12, 13, 14 - разломы: 12 - мезокайнозойского омоложения, 13 - протерозойского заложения, 14 - долгоживущие глубинные архейского заложения; 15 - зоны расщепления; 16 - направление погружения осей структур: а - антиклиналей, б - синклиналей. I - Чародо-Токкинская грабен-антиклиналь; II - Бульджинейский грабен (южная оконечность); зоны разломов: III - Токкинская, IV - Соготах-Харьинская, V - Дербергенская, VI - Кондинский разлом; антиклинали: VII - Чарская, VIII - Западно-Токкинская, IX - Восточно-Токкинская; синклинали: X - Чарская, XI - Токкинская, XII - Усууйская

ки около 10 км. Шарнир попеременно испытывает несколько весьма заметных (до 10°) погружений и воздыманий. Крылья структуры осложнены отдельными мелкими складками шириной до 500 м. С замком синклинали пространственно совпадает Соготах-Харьинская зона разломов, чем, по-видимому, обусловлено резкое усиление здесь напряженности дислокаций с развитием узких (50-200 м) крутых ($60-85^{\circ}$) складок, нередко опрокинутых на СЗ и ЮВ. Вблизи разломов имеет место развитие изоклиналиных складок и складок скальвания. В биотитовых и амфиболосодержащих гнейсах часто наблюдается развитие микроскладчатости. Обычным видом дислокаций в амфиболитах и амфибол-плаггиоклазовых кристаллосланцах является буди-наж.

Западно-Токкинская антиклиналь представляет собой крупную структуру, протягивающуюся в направлении СВ $10-15^{\circ}$ через всю территорию листа в междуречье Токко, Конды и Аян-Суоллаха. Размах крыльев антиклинали составляет 8-10 км. В ядре структуры породы характеризуются спокойным пологим (30°) залеганием, на крыльях слабо развита мелкая складчатость (с амплитудой 100-500 м) с углами падения $45-50^{\circ}$. Шарнир антиклинали после незначительного воздымания в южной части территории плавно погружается на север. На севере в строении структуры установлен крупный массив ультраметабазитов, восточное крыло на всем протяжении срезается Токкинской зоной разломов. Вдоль последней имеет место значительное локальное усложнение структуры, выражающейся в развитии узких крутопадающих складок, расщеплении, катаклазе и диафторезе пород.

Токкинская синклиналь в южной части территории перекрыта четвертичными образованиями. Она протягивается в субмеридиональном направлении на левобережье р.Токко до северной границы площади. Ширина структуры 6-8 км. В северной половине территории с ней пространственно совпадает система крупных тектонических нарушений, составляющих западное крыло Токкинской зоны разломов. Крылья структуры осложнены мелкими складками шириной 200-500 м с углами падения крыльев в $60-75^{\circ}$. Имеет место резкое усиление интенсивности складчатости в замке синклинали, где развиты узкие складки изоклиналиного типа. Шарнир складки подвержен частой ундуляции разного знака.

Восточно-Токкинская антиклиналь располагается на правобережье р.Токко, где обрывается крупным массивом гранитов. Простирается складка близкое к мериди-

ональному, ширина до 15 км. Восточное крыло структуры срезается Токкинской зоной разломов. Первичная складчатая структура в значительной степени затусована здесь процессами гранитизации, катаклаза и диафтореза. Гораздо лучшей сохранностью характеризуется западное крыло антиклинали, имеющее угол падения 40-50° и осложненное отдельными мелкими складками с падением крыльев под углами в 60-80°.

У с у у й с к а я с и н к л и н а л ь протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточной границы площади. Севернее озера с отметкой 1023,5 м эта структура обрывается Кондинским разломом, ограничивающим с юга Чародо-Токкинскую грабен-синклинали. Западное крыло складки у южной границы площади обрывается Токкинской зоной, а севернее в левобережье р. Усуу по простиранию структуры располагается массив гранитов. Восточное крыло складки уходит за пределы территории.

Падение крыльев структуры составляет 30-40°, шарнир ее не подвержен заметным вертикальным перегибам.

В е р х н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж представлен нижним, средним и верхним структурными ярусами. К нижнему ярусу относятся отложения нижнепротерозойского возраста, сформировавшиеся в парагеосинклинальных условиях в краевой части чародской глыбы. На территории листа они сохранились в тектоническом клине в пределах Токкинской зоны разломов. Элементы залегания этих пород установить не удалось, так как они полностью затусованы позднейшим рассланцеванием. Состав их характеризуется терригенными фациями.

Отложения среднего структурного яруса, представленные условно верхнепротерозойскими отложениями кебектинской свиты, отделены от нижележащих значительным перерывом и угловым несогласием. Формирование кебектинской свиты происходит, по-видимому, в заключительный период развития Кодаро-Удоканской зоны, фактически в ниже-среднепротерозойское время. Оно имеет широкий площадной характер, но наиболее интенсивно протекает в восточной части территории в пределах Чародо-Токкинской грабен-синклинали. Последняя представляет собой пологий прогиб фундамента субмеридионального простирания, сопряженный с Токкинской зоной и окаймленный разломами. Отложения кебектинской свиты, затолкающие прогиб, обладают моноклинальным падением к югу под углом под углами от 5 до 15° на крыльях, до 2-3° в центральной части. Отдельные локальные увеличения углов падения до 20-30° обусловлены,

по-видимому, флексурами, возникшими в связи с блоковыми движениями фундамента. Монотонность разреза кебектинской свиты свидетельствует об относительной стабильности режима осадконакопления, о близкой соизмеримости скорости седиментации темпов прогибания бассейна. Чередование в разрезе тонко- и мелкозернистых песчаников отражает незначительные, но ритмично повторяющиеся колебания глубин бассейна. Уменьшение крупности обломочной фракции песчаников вверх по разрезу свидетельствуют о формировании осадков в условиях расширения трансгрессии моря. Усиление признаков глубоководности отложений свиты в южном направлении указывает на наступление моря с юга и о существовании области сноса на севере. В южном направлении на территории листов 0-5I-XIX и 0-5I-XXV в отложениях кебектинской свиты наблюдается постепенное увеличение степени метаморфизма, интенсивности складчатых и разрывных дислокаций.

Верхний структурный ярус представлен образованиями сеньской свиты, залегающими в нескольких мелких грабенах в северо-западной части территории листа. Последние располагаются в пределах или вблизи Дербергелякской зоны разломов, чем, по-видимому, в значительной мере обусловлена блоковая тектоника внутри грабенов. Осадочные породы сеньской свиты характеризуются горизонтальным залеганием со слабым уклоном на северо-запад. Характерной формой пликтивных дислокаций являются флексуры, обусловленные блоковыми движениями фундамента. Отсутствие в базальных слоях свиты обломочного материала пород нижнего и среднего структурного ярусов свидетельствует о существовании длительного периода размыва, предшествовавшего образованию свиты. Фациальная обстановка в период осадконакопления отвечает прогрессивно развивающемуся мелководному морскому бассейну.

Разрывные структуры

По возрастному и генетическому признакам все нарушения могут быть подразделены на три группы: долгоживущие глубинные разломы архейского заложения; разломы протерозойского заложения; разломы мезо-кайнозойского омоложения. Главной особенностью разрывных нарушений, относимых к первой группе, является взаимосвязь их со складчатыми структурами. Имеющийся геологический материал позволяет связывать напряженный характер складчатости на территории листа с непосредственным влиянием крупных зон разло-

мов - Токкинской, Дербергелякской, Соготах-Харьинской. Эти разломы ориентированы в целом согласно со складчатостью и тяготеют преимущественно к шарнирам синклинальных складок, характеризующихся наибольшей напряженностью складчатых деформаций. Антиклинальные структуры, напротив, обладают относительно пологими сводами, осложненными лишь слабой волнистой гофрировкой. Используя выводы И.Д.Ворони и Л.М.Минкина (1960ф), в отношении тектонической структуры Алданского щита, можно представить себе механизм образования основных складчатых форм района как результат обтекания верхнеархейскими отложениями жестких блоков древнеархейского фундамента, подвергнутых в период складкообразования дифференцированным перемещениям по указанным глубинным разломам. Широкое развитие в зонах разломов рассланцевания, согласного в большинстве случаев с элементами залегания метаморфических пород, косвенно свидетельствует о взбросово-сдвиговом характере движений.

К структурам глубинного заложения относится, по-видимому, также Кондинский разлом, ограничивающий с юга Чародо-Токкинскую грабен-синклинали. Вблизи этого нарушения наблюдается весьма резкая ундуляция шарниров складчатых структур. К разломам данной группы приурочено большинство разновозрастных проявлений магматизма от верхнего архея до раннего мела. Наиболее значительной из названных зон является Токкинская.

В пределах территории листа Т о к к и н с к а я з о н а представлена серией крупных разломов, по которым породы превращены в blastsилониты и ультрамилониты, а в промежутках между этими разломами характеризуются развитой тектонической трещиноватостью и интенсивным рассланцеванием. Ширина зоны непостоянна. В северной части она составляет 8-9 км, на широте руч.Богодикта зона виргирует на две ветви, уходящие на юг за пределы района. Долгоживущий глубинный характер Токкинской зоны подтверждается наличием структурных, магматических и геоморфологических признаков. Наиболее крупные движения в зоне происходили, по-видимому, в обстановке сжатия и имели взбросовый, а, возможно, взбросово-сдвиговый характер. Основанием к последнему предположению, помимо общегеологических соображений, служат интенсивное и широкое развитие рассланцевания и милонитизации пород по зоне. Величина вертикальных смещений в зоне не всегда улавливается вследствие согласного простирания разрывных и складчатых структур и однообразного литологического состава пород. Вертикальные амплитуды смещений в западной части зоны составляют не менее 1500-1600 м и в восточной - не менее 800-1000 м. Размеры смеще-

ний установлены по тектоническому контакту: в первом случае - разновозрастных частей олекминской серии, а во втором - пород олекминской серии и песчаников кебектинской свиты. Почти полное отсутствие в зоне проявлений мезозойского магматизма, исключая узел пересечения ее с Кондинским разломом, объясняется, по-видимому, либо малой интенсивностью по ней мезозойских движений, либо развитием последних в обстановке преобладающего сжатия.

Д е р б е р г е л я к с к а я и С о г о т а х - Х а р ь и н с к а я з о н ы по своему характеру близки к Токкинской зоне, но отличаются значительно меньшими масштабами. Амплитуды вертикальных смещений по этим зонам достигают первых сотен метров.

К о н д и н с к и й р а з л о м состоит из нескольких относительно коротких кулисообразно расположенных крутопадающих расколов, по-видимому, взбросового характера. Структура характеризуется активной тектонической жизнью от архея до раннего мела. Ее влиянием обусловлены, по-видимому, перегибы шарниров архейских складчатых структур, кроме того, она ограничивает с юга Чародо-Токкинскую грабен-синклинали, с ней пространственно связаны поля архейских ультраметабазитных гранитов и щелочных пород раннемелового возраста. Факт строгой приуроченности раннемеловых интрузий к узлам пересечения описываемой структуры с Токкинской, Дербергелякской и Соготах-Харьинской зонами разломов позволяет предполагать, что в мезозойское время разлом подвергся значительной активизации. Амплитуды вертикальных перемещений по разлому достигают 700 м.

Связанные с разломами blastsкатаклазиты и blastsмилониты характеризуются очковыми, сланцеватыми, линзовидными и флюидалными тонкосланцеватыми текстурами. Они имеют blastsцементную, blastsкатакластическую, blastsмилонитовую и микролепидогранобластовую структуры основной массы. Бластические изменения в породах выражаются в перекристаллизации тонко- и мелкораздробленного материала в однородный агрегат зерен полевого шпата, кварца, мусковита. Повсеместно наблюдается, грануляция и перераспределение кварца с образованием тонких линз и прожилков мозаичного сложения. В основной массе породы часто встречаются уцелевшие от раздробления реликтовые зерна (порфиорокlastы), представленные плагиоклазом и реже микроклином. Последний нередко образует порфиорокlastы, захватывающие частицы основной массы.

Образование blastsкатаклазитов и blastsмилонитов связывается главным образом с заключительными стадиями верхнеархейского

и нижнепротерозойского тектогенеза, так как все последующие тектонические движения характеризуются неизмеримо меньшими масштабами и интенсивностью. Неоднократно наблюдаемый повторный катаклизм blastsмилолитов, характеризующихся смещением и пересечением сланцеватых текстур и раздроблением порфиробластов и микроклина, указывает, что после образования blastsмилолитов повторного blastеза в широком смысле слова не происходило. Преимущественно досреднепротерозойский возраст blastsмилолитов находит себе косвенное подтверждение в том, что среди песчаников кебектинской и сеньской свит и пород более молодого возраста blastsмилолитов и blastокатаклизмов не отмечено. Помимо катаклаза и милонитизации по рассматриваемым зонам разломов отмечается широкое проявление в породах средне- и низкотемпературных гидротермальных изменений, генетически и во времени связанных с эпохами наиболее интенсивной тектоно-магматической деятельности, имевшей место в позднем архее, протерозое и позднем мезозое.

Разломы протерозойского заложения также широко развиты на площади листа. Генетически они связаны, вероятно, с тектогенезом в Кодаро-Удоканской и Патомской зонах. В рассматриваемый период кристаллический фундамент подвергся ряду крупных расколов, сопровождавшихся крупноамплитудными подвижками и густой сеткой мелких нарушений. Преимущественным направлением разломов, отражающим, по-видимому, положение основных структурных элементов Кодаро-Удоканской и Патомской зон, является субпараллельное, северо-западное и северо-восточное. Разломы первых двух направлений пользуются широким развитием в полосе, ограничиваемой с юга Чародо-Токкинским разломом, а с севера - долиной р. Алатки. По разломам наблюдается катаклизм, слабая эпидогматизация и милонитизация пород, амплитуды смещений составляют 100-200 м. Направления северо-западного и широтного направлений, смежные субмеридиональные структуры, в свою очередь, испытывают смещение по разломам северо-восточного простирания, заложение которых связывают, вероятно, с верхнему протерозоем. К наиболее крупным из них принадлежит разлом, протягивающийся вдоль долины р. Алатки. Он представляет собой серию сбросов с амплитудами до 200-300 м, сопровождающихся дайками диабазов. Последними контрастируются также целый ряд нарушений различных направлений, по-видимому, предшествовавших активизации в позднем протерозое.

Разломы мезо-кайнозойского возраста развиты на территории листа весьма широким распространением. Большинство разломов имеет унаследованный характер, объясняя более древние струк-

туры. С мезозойским этапом тектогенеза связано формирование интрузий щелочного состава. Распределение последних на площади листа косвенным образом указывает, что движения мезозойского времени имели ограниченное распространение и проявлялись главным образом на ослабленных участках древних зон. Значительно более широко развиты нарушения кайнозойского (неоген-четвертичного) возраста, связанные с формированием Байкальского сводового поднятия. Они представлены преимущественно крутопадающими сбросами и взбросами с амплитудами от первых десятков до нескольких сотен метров. На более значительные смещения, установленные на юго-востоке территории, достигают 700-1000 м. Нарушения кайнозойского возраста в большинстве случаев отчетливо выражены в рельефе и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. С движениями кайнозойского возраста связывается образование такой морфоструктуры как Верхне-Токкинская впадина в южной части территории. Приразломные изменения пород проявляются в катаклазе, брекчировании и лимонитизации.

В современную эпоху тектоническая деятельность резко сократилась, тем не менее факты повышенной сейсмичности смежной к югу территории (Салоп, 1967) косвенно свидетельствуют о незатухшей тектонической активности в районе.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена на стыке разнородно устроенных геоморфологических областей: Олекмо-Чарского нагорья и хр. Удокан. Мощное сводовое поднятие последнего, начавшееся в неогене и продолжающееся до наших дней, предопределило общий горный характер современного ландшафта. Дифференцированные движения различной амплитуды и знака, имевшие место в данный период, обусловили ступенчатость и контрастность форм рельефа. Тектоническая деятельность способствовала активизации экзогенных агентов, при непосредственном участии которых был сформирован современный рельеф. Среди последних следует особенно выделить гляциальные процессы, с которыми связаны некоторые специфические черты рельефа. В зависимости от совокупности факторов, обусловивших современный облик рельефа на рассматриваемой территории выделяются следующие типы рельефа: денудационно-тектонический; структурно-денудационный; эрозионно-тектонический; эрозионно-аккумулятивный (рис. 2).

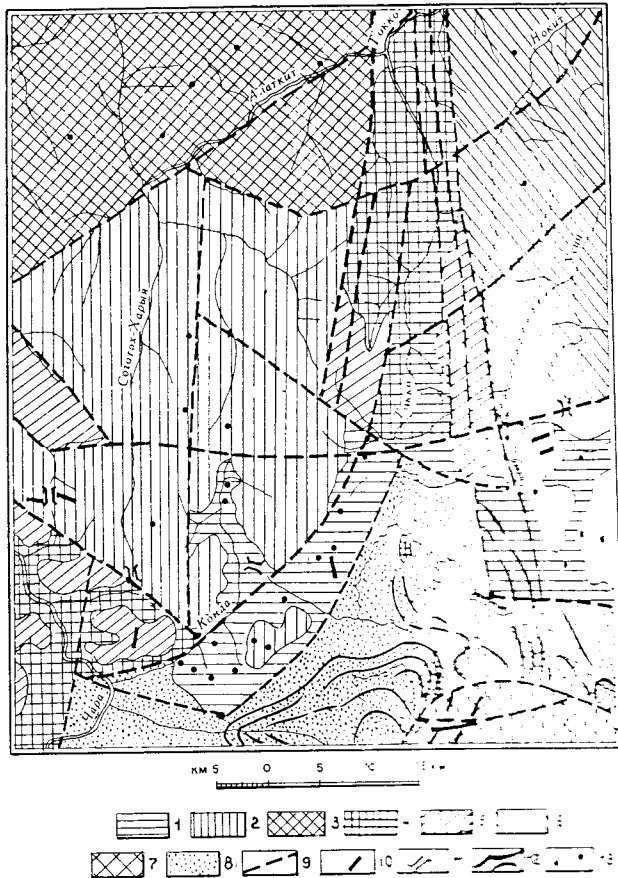


Рис.2. Геоморфологическая схема

1-2 - денудационно-тектонический рельеф: 1 - низкогорный, 2 - среднегорный; 3 - структурно-денудационный рельеф; 4-6 - эрозионно-тектонический рельеф: 4 - резко расчлененное низкогорье, 5 - резко расчлененное среднегорье, 6 - резко расчлененное плато; 7 - высокогорный альпийский рельеф; 8 - аккумулятивно-аккумулятивный рельеф (плоский и холмистый рельеф межгорной впадины, речные долины и террасы); 9 - уступы обрыва; 10 - отпрепарированные дайки диабазов; 11 - линии перехвата; 12 - конечные морены второго оледенения; 13 - реликты конечных и боковых морен первого оледенения

Денудационно-тектонический рельеф

Денудационно-тектонический рельеф сформировался в условиях ограниченного проявления эрозионной деятельности, причиной чего явилось подпруживание речной сети, дренирующей область рассматриваемого рельефа, локальным поднятием на ее северной границе и отсутствием поблизости крупной речной артерии. Этот рельеф подразделяется на два подтипа.

Низкогорный рельеф с широко проявленными реликтовыми формами ледниковой экзарации и аккумуляции (абсолютные отметки 600-1000 м, относительные превышения 150-200 м) развит главным образом в полосе предгорья, обрамляющего Верхне-Токкинскую впадину. Ширина полосы 2-7 м. Границы низкогорного рельефа с поверхностью депрессии и среднегорья в большинстве случаев выражены четкими тектоническими уступами высотой от 50 до 200 м. Основными морфологическими элементами низкогорья являются слабое эрозионное расчленение, преобладание выположенных пологосклонных водоразделов и широкое развитие древних реликтовых форм экзарационной и аккумулятивной ледниковой деятельности. К последним относятся троговая моделировка долин большинства рек и крупных ручьев, наличие сквозных и ярусных долин, сглаженность водоразделов, присутствие на водоразделах и в речных долинах вадунной морены. Форма долин мелких ручьев, как правило, блюдцеобразная, v-образная, продольный уклон долин слабый.

Среднегорный рельеф (абсолютные отметки 1000-1500 м, относительные превышения 150-400 м) развит в водораздельной части рек Чары - Токко и Ллаткита. Водоразделы обладают широкими платообразными, очень редко куполовидными вершинами, прямыми и выпуклыми склонами; широким развитием здесь пользуются процессы солифлюкции и формы микрорельефа, характерные для гольцовой зоны (глыбовые россыпи, курумы, гольцовые террасы). На водоразделах на разных уровнях нередко встречаются совершенно плоские участки, которые в условиях сложной складчатой структуры архейских пород классифицируются как сохранившиеся фрагменты древней, по-видимому, мезо-кайнозойской поверхности выравнивания. Гидросеть представлена мелкими речками и ручьями, характеризующимися закономерным увеличением вниз по течению уклона продольного профиля и интенсивности вреза долин.

Структурно-денудационный рельеф

Структурно-денудационный рельеф представляет собой слабо расчлененное среднегорье с абсолютными отметками 1000–1200 м. Поверхность водоразделов преимущественно плоская, лишь изредка наблюдаются куполовидные вершинки с относительными превышениями в 10–20 м, представляющие собой разрушенные денудационные останцы. Склоны водоразделов пологие, вогнутые. Судя по наличию в пределах плато многочисленных мелких реликтовых полей горизонтально залегающих платформенных осадков кебектинской и сеньской свит, оно отвечает, по-видимому, незначительно переработанной в мезозое и кайнозое протерозойской поверхности выравнивания. В верхней части склонов водоразделов наблюдаются солифлюкционные террасы. Большинство водотоков принадлежит к системе р.Алаткит. Они характеризуются в верхней и средней части течения пологим невыработанным продольным профилем и слабо врезанными блюдцеобразными долинами. В низовьях водотоков, а также вдоль р.Алаткит имеет место резкое усиление эрозионных процессов. Врез реки достигает 200–250 м, долина ее в поперечном сечении имеет У-образную форму. Оживление эрозионных процессов относится приблизительно к верхнечетвертичному времени.

Эрозионно-тектонический рельеф

Эрозионно-тектонический рельеф формировался в условиях прогрессирующих эрозионно-денудационных процессов, стимулируемых непрерывным поднятием территории и непосредственной близостью таких рек как Чара и Токко, обладающих высокой эрозионной способностью. Этот тип рельефа подразделяется на четыре подтипа.

Резко расчлененное низкогорье (абсолютные отметки 700–1000 м, относительные превышения 200–400 м) развито в прибрежной части рек Токко и Чары. Границы его со среднегорным эрозионно-тектоническим рельефом нередко выражены тектоническим уступом, высота которого иногда достигает 200–300 м. Характерными морфологическими признаками низкогорья являются: интенсивный эрозионный врез и большая густота гидросети, выпуклый характер склонов водоразделов с увеличением крутизны склонов к тальвегам долин; преобладание мелких форм релье-

фа – хребтиков с частыми перегибами, а также мелких куполообразных вершинок, лодин. Интенсивность эрозии обуславливает большую активность склоновых процессов в результате чего, в отличие от низкогорного денудационно-тектонического рельефа, в составе делювия здесь преобладает глыбовый материал. Гидросеть характеризуется крутым невыработанным профилем и У-образным поперечным сечением долин. Характерным является увеличение уклона продольного профиля ручьев в нижней части течения, связанное, по-видимому, с прогрессирующей попятной эрозией, обусловленной молодым эрозионным врезом рек Чары и Токко. В южной части территории встречаются реликтовые формы ледниковой экзарации (троги, ярусные долины), относящиеся к среднечетвертичному максимальному оледенению.

Резко расчлененное среднегорье (абсолютные отметки 1000–1500 м, относительное превышение 200–500 м) пользуется развитием главным образом в западной части территории, в пределах крупных тектонических блоков, принадлежащих к отрогам хр.Кодар. По отношению к области денудационного рельефа последние приподняты на высоту 100–200 м. Морфологические формы среднегорья характеризуются чертами, близкими к низкогорью, с той лишь разницей, что здесь менее интенсивно протекает эрозия, а более активно – склоновые процессы. Водоразделы обладают сравнительно узкими гребнями, нередко с ломаным продольным профилем и крутыми выпуклыми склонами с широким развитием глыбовых осыпей и наличием гольцовых террас. Вершины сопков куполовидные, реже конусовидные. Долины ручьев имеют преимущественно У-образный поперечный профиль, русла ручьев завалены глыбовым делювиальным материалом.

Резко расчлененное плато (абсолютные отметки 1100–1400 м, относительные превышения 200–500 м) развито в бассейне р.Нокит в пределах Чародо-Токкинской грабен-синклинали. Последняя сложена почти горизонтально залегающими осадочными породами, что обусловило развитие здесь морфологических форм рельефа, отвечающих плато. Водоразделы обладают широкими и плоскими вершинами, располагающимися приблизительно на одном гипсометрическом уровне. Склоны водоразделов – крутые, выпуклые, покрытые шлейфом глыбовых осыпей, часто осложненные террасовидными уступами типа структурных террас протяженностью до нескольких километров. Изредка на склонах встречаются денудационные останцы. Гидросеть характеризуется глубоко врезанными

долинами V-образной и ящикообразной формы и относительно равномерным продольным профилем с уклоном от 0,3 до 0,8. Руслу большинства ручьев завалены глыбовым делювием. В южной части области отмечаются следы ледниковой деятельности в виде троговой моделировки долин части ручьев, мелких каров и отдельных реликтов ледниковых аккумулятивных форм, связанных, по-видимому, с максимальным среднечетвертичным оледенением. Сильное эрозионное расчленение рассматриваемой территории показывает, что со среднечетвертичного времени она испытывает устойчивое поднятие, продолжающееся до настоящего времени. Последнее подтверждается намечающимся перехватом верховьев р. Нокит у южной границы области водотоками, текущими в южном направлении.

Высокогорный альпийский рельеф (абсолютные отметки 1500–1700 м, относительные превышения 600–800 м) распространен на юго-востоке территории, в пределах предгорьев хр. Удокан. На фоне плоской поверхности, лежащей к северу от Верхне-Токкинской впадины, рассматриваемый рельеф вышается в виде резкого уступа высотой порядка 1000–1100 м. Значительная амплитуда поднятия и интенсивное проявление блоковых движений обусловили крутизну и резкую ступенчатость продольного и поперечного профилей водоразделов. Неизгладимый отпечаток наложило на рассматриваемый рельеф широкое проявление форм ледниковой экзарации. Долины большинства ручьев представляют собой глубоко врезаемые трогии со сглаженными крутопадающими стенками, сложенными коренными породами и висячими долинами боковых притоков. Дно долин завалено валунным материалом донной и боковой морен, смешанным с глыбовым делювием. Верхние окончания троговых долин венчаются обычно широкими цирками протяженностью от 2 до 7 км, включающими в себя по несколько каров. Последние развиваются также и в верхней части склонов водоразделов. Часть вершин имеет острый пирамидальный характер, представляя собой карлинги. Отмечается приуроченность каров к различным гипсометрическим уровням. Наиболее часто днища каров располагаются на абсолютных отметках 1100, 1200, реже 1300, 1350, редко 1400 м. Кары уровня 1100–1200 м отличаются от каров с более высоким гипсометрическим положением значительно большими (в 1,5–2 раза) размерами и меньшей степенью сохранности. Ригели каров уровня 1100–1200 м в ряде случаев разрушены, стенки изрезаны эрозионными ложбинами, что в целом указывает на их относительно более древний возраст. Существование двух возрастных групп каров соответ-

ствует, по-видимому, двум разделенным во времени положениям снеговой линии. Анализ имеющихся данных позволяет связывать со снеговой линией уровня 1100–1200 м максимальное полупокровное оледенение среднечетвертичного возраста. Мощность ледников этого оледенения с учетом абсолютных высот водоразделов в центральной части оледенения оценивается приблизительно в 600–700 м. Оледенение, характеризуемое снеговой линией 1300–1400 м, относится к верхнечетвертичному времени.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Эрозионно-аккумулятивный рельеф представлен на территории листа двумя подтипами.

Плоский и холмистый рельеф межгорных впадин (абсолютные высоты 600–800 м) пользуется распространением в пределах Верхне-Токкинской впадины. Границы последней с обрамляющим ее горным рельефом тектонические в форме уступов с амплитудой от 200 до 1000 м. В структурном отношении Верхне-Токкинская впадина является северо-восточным продолжением Верхне-Чарской впадины. В пределах впадины широкое развитие имеют процессы аккумуляции, почти вся ее поверхность покрыта рыхлыми четвертичными отложениями. В центральной части ее отмечаются выходы кристаллического фундамента, обусловленные, по-видимому, локальными блоковыми поднятиями. Ландшафт поверхности депрессии определяется генетическими типами слагающих ее отложений. Северная часть впадины, покрытая болотными и озерными отложениями, характеризуется плоской, слабо волнистой поверхностью. На юге, где широко развиты ледниковые образования, преобладает западно-холмистый ландшафт с многочисленными озерами, заполняющими пониженные участки местности. Формы ледникового рельефа обусловлены широким развитием конечных боковых и стадияльных морен. Валы конечных морен образуют крупные дуги, опоясывающие окончания трогов области альпийского рельефа. Наибольшая удаленность конечных морен от последней достигает 20–25 км. Моренные валы большей частью хорошо выражаются в рельефе. Высоты валов и крупность слагающего их обломочного материала весьма резко уменьшаются в периферийных частях дуг. Дуги наиболее молодых конечных морен, располагающиеся в непосредственной близости от долинных трогов, имеют высоту до 30–40 м и ширину 100–150 м. По мере удаления от области питания высота валов уменьшается до

20–25 м, а у внешнего фаса морен составляет всего 5–10 м. Располагающиеся по периферии морен зандровые поля характеризуются относительно сглаженным мелкобугристым ландшафтом с отдельными мелкими озерами. Вблизи крупных водотоков ледниковые формы подвержены интенсивному размыву. У южной границы площади р. Токко врезаются в моренные образования на глубину до 25 м, а около устья руч. Уччулюк в последние вложена I надпойменная терраса реки. Образование морены связывается с верхнечетвертичным оледенением, что подтверждается относительно высокой сохранностью ее форм по сравнению с почти лишенными морфоструктуры ледниковыми образованиями, относимыми к среднечетвертичному возрасту.

Речные долины и террасы. Формирование долин рек и крупных ручьев в пределах территории листа носило весьма сложный характер. Долины рек Токко, Алаткита, Соготах-Харья, Аян-Суоллаха, Тарын-Юряха, Конды, ручьев Дагалдыкана, Кудуми, Аргукана, Талу, Охогоша, Уччулюка характеризуются рядом признаков, свидетельствующих, что заложение их связано с зонами разломов или зонами тектонической трещиноватости. К числу этих признаков относится прямолинейность долин и приуроченность к ним крупных тектонических нарушений. Связь с разломами характерна также для ряда мелких ручьев, таких как Угун-Юряха, Богодикта, Кыяха и многих других.

В связи с неравномерным поднятием части территории к северу от Кондинского разлома в пределах последней реки Токко, Аян-Суоллах и Соготах-Харья образуют глубоко врезаемые V-образные долины antecedentного типа. Характерны перехваты верхнего течения гидросети в приподнятом блоке ручьями, дренирующими территорию более низкого гипсометрического уровня. В юго-западной части территории antecedentный характер долины имеет также р. Чара.

К вопросу о возрасте долин следует сказать, что существование древних трогов, связываемых с максимальным оледенением, в долинах ручьев Уччулюк, Базовского, рек Конды, Аян-Суоллаха, Ураги, Дербергеляка указывает на досреднечетвертичное заложение гидросети средних размеров.

Ниже переходим к характеристике речных террас. Наибольшей распространенностью на площади листа пользуются поймы и высокие поймы уровня 0–2 м, распространенные по большинству крупных ручьев и всем рекам территории. К этому уровню принадлежат острова и косы по рекам Чаре, Токко, Тарын-Юрях, Эвонокит. Ширина поймы варьирует обычно от первых метров до первых десятков мет-

ров, достигая в верхнем течении р. Токко 800 м. По генетическому признаку она относится к эрозионно-аккумулятивному типу.

Надпойменные террасы являются эрозионно-аккумулятивными. Среди них выделяются террасы уровня 2–6 м 6–10 м. Первые наблюдаются по рекам Чаре, Токко, Алаткиту, Тарын-Юряху и в единичных случаях на реках Усуу, Урага, Нокит. Ширина террас изменяется от 30–50 до 1400 м, протяженность их варьирует от первых сотен метров до первых километров. От поймы террасы отделяются обычно более или менее выраженным уступом. Террасы уровня 6–12 м встречены лишь по рекам Чаре и Токко. Ширина их составляет 150–400 м, протяженность 1200–1300 м. Поверхность плоская, у тылового шва часто загроможденная глыбовым делювием.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа выявлены проявления, шлиховые, металлометрические и гидрохимические ореолы рассеяния рудных полезных ископаемых, а также нерудные полезные ископаемые и различные стройматериалы. Большинство из них характеризуется незначительными масштабами и не представляет практического интереса.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Титан

Титан в минеральной форме ильменита, реже рутила и сфера содержится во всех шлиховых пробах в весовых количествах, достигающих 250 г/м³ аллювия. Имеет место устойчивое содержание титана в количестве 0,1% в донных пробах и 0,92–0,05% в штучных пробах из кристаллических пород. Концентрация титана в аллювиальных отложениях происходит, главным образом, за счет разрушения гнейсов и сланцев олекминской серии, в которых он содержится в составе аксессуарных минералов. Практического значения не имеет.

Медь

Медь фиксируется в 66 металлометрических и 64 штучных пробах. Содержание ее составляет от 0,01 до 0,05%, изредка до 1%.

Всего установлено три проявления и семь ореолов рассеяния меди, выделенных по штуфным и металлометрическим пробам. Медная минерализация представлена мелкой вкрапленностью халькопирита, сопровождающейся обычно развитием хризоколла, малахита, азурита. Большая часть проявлений медной минерализации локализуется в пределах Токкинской зоны разломов, где она связана, как правило, с милонитизированными и катаклазированными гидротермально-измененными (эпидотизированными, хлоритизированными, окварцованными) породами. Выделяются два разновозрастных генетических типа проявлений меди. Первый из них (9, 15, 70) характеризуется лишь неустойчивой ассоциацией с золотом при отсутствии других элементов-спутников и приуроченностью к разрывным нарушениям позднепротерозойского времени. Образование меди как и золота связано преимущественно со среднетемпературными кварцевыми жилами. Второй тип медной минерализации (39, 40, 38, 45, 51, 56, 62) приурочен к узлу пересечения Токкинской зоны и Кондинского разлома. Проявления меди на этом участке, по-видимому, генетически связаны с раннемеловым магматизмом, что подтверждается наличием здесь интрузий и большого количества даек щелочных пород. Медная минерализация сопровождается устойчивым парагенезисом Pb , Zn , Mo , Co , Va . Ввиду очень низких содержаний рассмотренные проявления меди не имеют ни промышленного, ни поискового значения. Содержание меди от 0,005 до 0,01% было установлено спектральным анализом 250 проб, отобранных по разрезам песчаников Кебектинской свиты. Ничтожное содержание в песчаниках меди не позволяет рассчитывать, что этот тип минерализации может иметь практическое применение.

Свинец

Свинец обнаружен в 20 металлометрических и 19 штуфных пробах в количестве 0,01–0,05%, в единичном случае до 0,3%. Установленные проявления свинца (53 и 63) связаны с малоэнергичными (1–2 м) кварцевыми жилами, залегающими среди катаклазированных и гидротермально-измененных (эпидотизированных, хлоритизированных, серицитизированных, частично карбонатизированных) пород и содержащих тонкую (1–2 мм) вкрапленность галенита, нередко в ассоциации с халькопиритом. Содержание свинца составляет 0,04–0,3% меди 0,01–0,4%.

В северо-западной части территории в левобережье верхнего

течения руч. Кудуми выделяется гидрохимический ореол свинца (3), характеризующийся 14-кратным превышением содержания свинца над его гидрохимическим фоном. Площадь ореола сложена в основном доломитами верхней подсвиты сеньской свиты. Последние в 2 км южнее были подвергнуты по всему разрезу спектрометрическому опробованию, не давшему, однако, повышенных содержаний ни по одному элементу. Происхождение этого ореола осталось невыясненным.

Алюминий

Проявления алюминия (26 и 27) выделяются в связи с нефелиновыми сиенитами, представленными на водоразделе рек Аян-Суоллах и Соготах-Харья несколькими трещинными интрузиями общей площадью 3,5 км². Эти породы состоят из нефелина (40–55%), альбита (24–45%), биотита-лепидомелана (10–15%) и характеризуются следующим химическим составом: SiO_2 – 50,24%; CaO – 2,75%; MgO – 0,90%; MnO – 0,097%; Fe_2O_3 – 4,93%; Al_2O_3 – 23,22%; TiO_2 – 0,2%; S – 0,04%; P_2O_5 – 0,03%; K_2O – 4,6%; Na_2O – 11,0%. Перспективные запасы глинозема, подсчитанные на глубину 200 м (глубина эрозивного вреза гидросети), составляют около 400 млн. т.

Золото

На территории листа установлено наличие золота в шлихах, в металлометрических и штуфных пробах. Золото содержится в количестве одного или нескольких знаков в 11 шлихах, из них 10 взяты по ручьям в пределах Токкинской зоны разломов и Чародо-Токкинского грабена и одна проба в устьевой части руч. Охогош. Спектро-золотометрическим анализом 1000 металлометрических и штуфных проб в 16% из них обнаружено содержание золота от 0,001 до 0,3 г/т. По результатам последнего выделено 17 проявлений золота с содержанием от 0,001 до 0,2 г/т. Установлено два основных генетических типа проявлений золота: гидротермальный и осадочный. В пространственном распределении золота наблюдается строгая закономерность. Большая часть проявлений и ореолов рассеяния золота располагается в пределах Токкинской и Дербергелякской зон, где они приурочены к катаклазированным и милонитизированным породам, подвергшимся среднетемпературной гидротермальной проработке. Последняя состоит в общем значительном окварцевании, ге-

матитизации, в меньшей степени хлоритизации и серицитизации пород. Окварцевание проявляется как в сплошном пропитывании массы пород, так и в разветвленной системе мелких прожилков и жил, часто сопровождающихся пластинчатым гематитом и изредка тонкой вкрапленностью пирита. С гидротермальным изменением пород генетически связывается и образование золота. Проявление гидротермальной деятельности происходило, по-видимому, в конце верхнеархейского тектоно-магматического цикла, в связи с интрузиями позднеархейских гранитов. Характерные окolorудные изменения пород, а также отсутствие устойчивой металлогенической ассоциации проявлений золота, исключая серебро, позволяют относить их к среднетемпературному гидротермальному жильному типу.

Второй по распространенности генетический тип проявления золота связан с осадочными породами кебектинской свиты и нижней подосвиты сеньской свиты (5, 8, 16, 7, 17, 18, 19, 35). Золото характеризуется преимущественной локализацией в нижних и базальных частях свит. Обломочный материал конгломератов по составу отвечает породам олекминской серии и лишь в очень незначительном количестве (3-5%) представлен кварцевой галькой. Золото заключено, по-видимому, в цементе пород. Никаких гидротермальных изменений в песчаниках и конгломератах не наблюдается. Геологическая ситуация дает основание сделать вывод о перетолжении древнего золота в осадочных породах кебектинской и нижней подосвиты сеньской свиты. Отдельные ореолы рассеяния и проявления золота (28, 60, 50) располагаются в непосредственной близости от интрузий, что позволяет предполагать существование генетического типа золота, связанного с раннемеловой гидротермальной деятельностью. Этот тип проявления золота отличается тесной пространственной и парагенетической ассоциацией с Cu, Pb, Zn, Mo, Sn. Содержание золота в этих ореолах до 0,2 г/т.

Отсутствие постоянных потоков рассеяния золота в аллювии указывает, по-видимому, на тонкодисперсную природу последнего. Перспективы обнаружения в районе промышленных концентраций рудного золота гидротермального и осадочного генезиса остаются неясными и требуют постановки специальных поисковых работ. Образование золотоносных россыпей маловероятно, в связи с тонкодисперсным характером золота и резким преобладанием в районе эрозии над аккумуляцией.

Серебро

Следы серебра обнаружены во многих металлотрических и штуфных пробах совместно с золотом. На правом берегу р. Урага в западном крыле Токкинской зоны выделяется гидрохимический ореол рассеяния серебра (32), объединяющий четыре гидрохимических пробы с содержанием 6 гамм на литр при фоне близком к нулю. Можно предполагать, что этот ореол не является исключением и в нем сохраняется парагенетическая связь серебра с золотом. Перспектива собственно серебряной промышленной минерализации маловероятна, но при обнаружении месторождений золота серебро может иметь практическое значение как попутный минерал.

Олово

По данным металлотрического и штуфного опробования выделяются пять ореолов рассеяния олова с содержаниями 0,0045-0,001% (29, 36, 43, 46, 49). В трех шлихах из аллювия и пробе жильного кварца (69) обнаружены знаки самородного олова. Другой минеральной формы олова не выявлено. В размещении ореолов олова на территории листа, так же как и молибдена, меди, свинца, наблюдается тяготение к узлам пересечения древних разломов субмеридионального простирания с разрывными нарушениями раннемеловой активизации. Тесный парагенезис названных выше элементов как-бы подтверждает принадлежность олова к гидротермальному жильному типу. Рудная минерализация олова связана, по-видимому, с раннемеловым магматизмом. Обнаружение промышленных месторождений самородного олова маловероятно.

Вольфрам

Вольфрам в минеральной форме шеелита в знаковых количествах отмечается в большинстве шлиховых проб из аллювиальных образований в пределах площади развития верхнеархейских ультрамагматических гранитов. Среди последних наиболее устойчивые шлиховые ореолы приурочены к полям распространения пегматоидных гранитов и пегматитов (42, 44, 64, 66, 72, 73). Весьма характерна в этой связи ассоциация шеелита с монацитом, являющаяся типичной

для аксессуарной группы гранитов и пегматитов (ореолы 2, 64). Происхождение шлиховых ореолов шеелита однозначно связывается с вышеуказанным комплексом пород. Ввиду незначительности содержания и масштабов никакого практического интереса эти ореолы не представляют.

Молибден

Молибден в тысячных и изредка сотых долях процента установлен в 18 металлотрических и 21 штучной пробах. Минеральная форма молибдена представлена молибденитом. В большинстве случаев последний связан с катаклазированными и гидротермально-измененными породами. В размещении аномальных содержаний молибдена наблюдается весьма четкий тектонический контроль. Несколько точечных проявлений молибдена с содержаниями до 0,001%, установленных по данным металлотрической, концентрируются вдоль крупного разлома северо-восточного простирания, протягивающегося вдоль долины р. Алаткит. Приуроченность к этому нарушению пояса диабазов позволяет связывать максимум тектонической активности его с верхним протерозоем. Эти проявления молибдена характеризуются отсутствием устойчивых парагенетических спутников. Наблюдаемая в отдельных случаях ассоциация молибдена с оловом, бериллием, лантаном является косвенным признаком высокотемпературности гидротермальных процессов. Все остальные проявления молибдена, объединяемые в три ореола (38, 41, 53), локализируются в узлах пересечения южных ветвей Токкинской зоны с Кондинским разломом. Возраст проявлений молибдена определяется широким развитием здесь тектоно-магматической активизации раннемелового возраста. Большинство проявлений молибдена этого типа отличается от рассмотренного выше устойчивой парагенетической ассоциацией с Cu, Pb, Zn, Sn, As, Ba, Co, что является характерным для средне-температурных гидротермальных жил.

Ввиду очень малых содержаний металла в пробах перечисленные типы молибденовой минерализации могут представлять лишь минералогический интерес.

Редкие земли

Редкоземельная минерализация зафиксирована по металлотрическим и шлиховым провам. Спектральным анализом в 36 металлотрических

метрических и штучных пробах установлено содержание редких земель от 0,001 до 0,01%, связанное с монацитом. Большинство этих проявлений имеет точечный характер и обусловлено присутствием в верхнеархейских гранитах и пегматитах аксессуарного монацита. Другой генетический тип редкоземельной минерализации связан с песчаниками нижней подсвиты сеньской свиты, для отдельных горизонтов которой характерна некоторая концентрация монацита. Этому типу соответствует ореол рассеяния редких земель (6), выделенный в среднем течении руч. Кудуми. Он включает в себя девять точечных аномалий с содержанием 0,01% лантана и 0,01% церия. Монацитовая минеральная форма редких земель косвенно подтверждается повышенным содержанием в пробах фосфора. Два ореола рассеяния редких земель (2 и 64) выделены в связи с устойчивыми потоками рассеяния монацита по ручью Эксачи и в верхнем течении р. Усуу. Содержание монацита достигает здесь 50-60 г/м³.

В виду мелких масштабов проявлений редкоземельной минерализации на территории листа практического интереса они не представляют.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Мусковит

На площади установлено несколько однотипных проявлений мусковитовых пегматитов (61, 65, 67, 68, 72, 74, 75). Распространение пегматитов ограничивается в основном юго-западной оконечностью территории. В размещении их имеет место пространственная приуроченность к гравитам чуйско-кодарского комплекса и тяготение к участкам наиболее интенсивно-проявленных складчатых деформаций. Форма пегматитовых тел - жильная. Мощность жил от первых десятков сантиметров до 1 м. Простирание жил субмеридиональное. Характер контактов пегматитов в большинстве случаев резкий, интрузивный. Пегматиты характеризуются преимущественно средне- и крупно-блоковым строением и значительно реже обладают графической структурой. Они состоят из альбита-олигоклаза, кварца, мусковита, изредка в небольшом количестве - биотита. Содержание мусковита в пегматитах колеблется от 5 до 15%. Мусковит - мелколистоватый, чистый, нередко ельчатый и трещиноватый. Размер кристаллов не превышает 3x2 см и 1,5x1,5 см. Ввиду незначительных масштабов

распространения пегматитов, малой мощности жил и некондиционности слюды, выявленные проявления мусковита практического интереса не представляют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительного камня могут быть использованы все горные породы района. Предпочтение может быть отдано песчанникам кебектинской свиты, обладающим хорошо выраженной плитчатой отдельностью (толщина плит от 10 до 30 см) и характеризующихся широким развитием в северо-восточной части листа слабо закрепленных глыбовых оспей, удобных для разработки. Запасы строительного камня практически неограниченны. Из рыхлых материалов заслуживают внимания скопления валунника, гравийно-галечных образований и песков.

Валунники встречаются на водораздельном пространстве ручьев Талу и Камиликан в ледниковых образованиях на площади около 6 км². Валунны сложены архейскими кристаллическими породами и имеют размеры 0,3-0,8 м в поперечнике. Они могут быть после дробления использованы в качестве бутового камня при строительстве.

Гравийно-галечные образования широко развиты по долинам рек Чары, Токко, Тарын-Юрях, ручьев Талу и Аргукан. Наиболее значительным объектом является слабо задернованное поле галечников площадью около 10 км² при впадении руч. Талу в р. Эвонокит. Размеры галек изменяются в широком диапазоне, окатанность их удовлетворительная. Имеет место примесь песчано-глинистого материала (10-15%). Этот вид сырья может найти самое широкое применение при строительстве дорог.

Пески пользуются развитием в Верхне-Токкинской депрессии в долинах рек Тарын-Юрях, Конда и Чара. Основные запасы песков сосредоточены в северной части Верхне-Токкинской депрессии (59). Они развиты на площади около 35 км². Пески характеризуются горизонтальным залеганием, плотностью, отсутствием обводненности. По размеру частиц в них выделяются следующие фракции: < 0,01 мм (10-15%), 0,1-0,6 мм (70-80%), 0,7-1,0 мм (10-12%), 1-3 мм (5-7%). По минеральному составу песчаные частицы представлены полевым шпатом (50-55%), кварцем (40-45%), слюдой (2-3%), магнетитом (1-2%). В отдельных случаях в песках встречаются знаки золота в виде тонких полуокатанных пластинок размером до 1 мм.

Вскрытая мощность песков достигает 15-20 м, однако, исходя из геологических данных, можно судить об их большей мощности. Реальные запасы песков оцениваются не менее чем в 500 млн.м³. С точки зрения практического применения рассматриваемые пески могут, по-видимому, представлять интерес в качестве балластного материала при дорожном строительстве.

Значительными запасами характеризуются пески в южной части Верхне-Токкинской впадины и по р. Тарын-Юрях, но качество их снижается из-за примеси валунно-галечного и галечного материала. Учитывая, что на прилежащих территориях (исключая Чарскую впадину) запасы сортированных песков ограничены, месторождение последних в пределах листа заслуживает особого внимания.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Анализ приведенного материала показывает, что большинство выявленных в районе проявлений полезных ископаемых ввиду очень незначительных содержаний полезного компонента и малых масштабов оруденения не может представлять практического интереса. В размещении большинства описанных рудопоявлений на площади намечается четкая их локализация в пределах крупных зон разломов. Намечается также определенная металлогеническая специализация для тектоно-магматических циклов различного возраста. Для позднеархейского цикла тектоно-магматизма и связанной с ним гидротермальной деятельности характерно образование проявлений железа (в форме гематита), золота и серебра; с тектоно-магматической деятельностью и гидротермами позднего протерозоя связываются проявления молибдена; к раннемеловому тектоно-магматическому циклу относятся проявления свинца, меди, олова, отчасти молибдена и золота. Проявления меди, олова, молибдена в пределах площади листа не имеют практического значения и характеризуют с собой лишь металлометрический фон определенных возрастных групп разломов. Иначе обстоит дело с золотом. Последнее характеризуется довольно отчетливой локализацией в древних зонах разломов, где по данным спектроскопической локализации, пользуется относительно широким распространением. Малая детальность произведенного спектроскопического опробования, с одной стороны, и широкое проявление в зонах окварцевания благоприятных поисковых признаков, с другой - позволяют надеяться на обнаружение более детальными работами концентраций коренного золота промышленного значения.

Несомненно, большой интерес в отношении золотонности представляют конгломераты и песчаники кебектинской и нижней подсвит сеньской свиты, геологическая позиция которых представляется перспективной на обнаружение промышленного золота. Возможность выявления на площади листа россыпного золота оценивается отрицательно, ввиду общей неблагоприятной геоморфологической обстановки.

В целом золотонность территории заслуживает специального изучения. Площади, занятые конгломератами кебектинской свиты, рекомендуются к проведению поисков масштаба 1:25 000.

Перспектива обнаружения в песчаниках кебектинской свиты промышленных месторождений меди оценивается отрицательно.

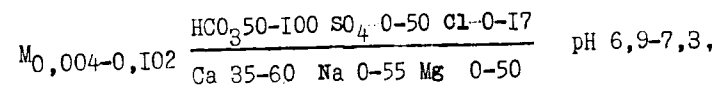
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Режим подземных вод в пределах территории листа зависит от многих факторов, в том числе расчлененности рельефа, степени развития и мощности рыхлых образований, распределения многолетней мерзлоты, литологического состава и трещиноватости горных пород. Питание подземных вод происходит главным образом в летне-осенний период, когда благодаря протаиванию многолетней мерзлоты вода может проникать по таликам на глубину. В зависимости от литологических и структурно-текстурных особенностей вмещающих пород на площади листа выделяются следующие типы подземных вод: поровые воды; трещинные воды; пластово-трещинные воды; трещинно-карстовые воды.

Поровые воды связаны с рыхлыми четвертичными образованиями и подразделяются на воды элювиально-делювиальных, аллювиальных и ледниковых образований. Первые приурочены к деятельному слою многолетнемерзлых пород и функционируют только в летне-осенний период, водообильность их незначительна. Воды аллювиальных и ледниковых образований имеют развитие в деятельном слое и в таликах. Благодаря хорошим фильтрующим свойствам вмещающих грунтов эти воды обладают относительно постоянным режимом и значительной обводненностью. В среднем течении р. Соготах-Харья отдельные источники вод аллювиальных отложений имеют дебит до 0,3 л/сек. Питание поровых вод осуществляется за счет атмосферных осадков, водоупором для них служат обычно коренные породы, реже многолетнемерзлые грунты. По своим физико-химическим

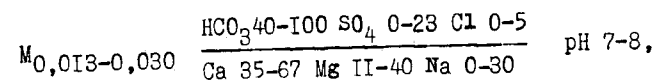
качествам воды аллювиальных и ледниковых (в основном водно-ледниковых) образований характеризуются очень слабой минерализацией, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевым составом и вполне пригодны для хозяйственных и технических целей.

Трещинные воды локализируются на участках тектонической трещиноватости кристаллических пород. Зеркало трещинных вод залегает обычно в нескольких десятках метров от поверхности, нижняя граница их распространения, по данным Н.А. Вельминой и В.А. Узембло, опускается до глубины 200-300 м. Глубина залегания зеркала трещинных вод, опускающаяся на водоразделах до нескольких десятков метров, обычно постепенно уменьшается к долинам. В ряде случаев имеет место разгрузка трещинных вод у подножия крутых склонов долин. В долине р. Ураги и ручьев Эксачи, Дербергеляк, Эсекехен и др., в местах выходов источников зимой образуются крупные наледи. Дебиты источников составляют обычно 0,1-0,3 л/сек. Сводная характеристика состава вод кристаллических пород следующая:



полная жесткость 0,1-0,3 мг.экв/л.

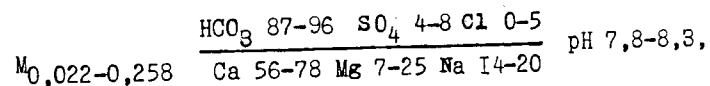
Пластово-трещинные воды приурочены к трещинам выветривания, пластовой отдельности и порам выщелачивания цемента в песчаниках. Отсутствие в песчаниках кебектинской и сеньской свит водоупорных горизонтов обуславливает глубокое проникновение подземных вод, достигающее, по-видимому, кровли кристаллических пород. Косвенным подтверждением этому является отсутствие поверхностного стока по ряду ручьев в поле развития песчаников. Естественных источников пластово-трещинных вод не встречено, однако развитие по ручьям большого количества наледей указывает, что разгрузка пластово-трещинных вод в долинах ручьев имеет место. Химический состав данного типа вод следующий:



полная жесткость 0,65 мг.экв/л.

Трещинно-карстовые воды пользуются развитием в северо-западной части, в пределах распространения карбонатных пород верхней подсвиты сеньской свиты. Признаками

наличия карста в этих породах служат наблюдаемые на поверхности многочисленные карстовые воронки и неоднократный уход под землю руч. Кудуми и его притоков, дренирующих рассматриваемую площадь. Источников трещинно-карстовых вод не встречено. Химический состав поверхностных вод в пределах развития карбонатных пород определяется следующей сводной формулой:



полная жесткость 0,8-1,55 мг-экв/л.

Приведенные данные, по-видимому, отражают лишь общий характер химического состава подземных вод, минерализация которых должна быть значительно выше, чем на поверхности.

В заключение следует остановиться на одном из основных факторов, определяющих распространение и режим подземных вод - наличии многолетнемерзлого слоя пород. Имеющиеся геологические данные показывают, что многолетнемерзлые породы не имеют сплошного распространения и прорезаны участками таликов. Многолетнемерзлые породы распространены на гольцах, крутых склонах долин и марях, а на пониженных пологих водоразделах появляются острова таликов. В долинах рек Чары, Токно, Алаткита, характеризующихся постоянным стоком, имеют развитие сплошные талики, а по более мелким водотокам наблюдается чередование мерзлых и талых пород. Распространение мерзлых пород зависит от экспозиции склона, интенсивности и характера растительности. Мощность многолетнемерзлой зоны, по Н.А. Вельминой, меняется от 20 до 150 м. Оттаивание мерзлых пород не превышает обычно глубины 3 м.

Одной из форм проявления наличия многолетнемерзлых пород на территории листа являются наледи и гидролакколиты. Наблюдаемые наледи представлены двумя генетическими типами. Первый связан с поверхностными водами, он характерен обычно для пологосклонных слабо врезанных долин и отличается в большинстве случаев светло-голубой окраской льда. Второй тип наледей формируется в результате выхода подземных вод в глубоко врезанных долинах, в окраске льда преобладают желтые, изредка бурые тона. Гидролакколиты встречены в долинах рек Конды, Ураги, Эвонокита, ручьев Ниречи, Эсекенеха и др. Гидролакколиты имеют форму бугров протяженностью 15-20 м и высотой до 3-4 м, в которых под слоем торфа залегает лед. Образование гидролакколитов происходит в зимний пе-

риод в связи с разгрузкой подземных вод.

Все выделяемые типы вод являются пригодными для хозяйственно-питьевого и промышленного водоснабжения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

О п у б л и к о в а н н а я

А р с е н ь е в А.А. К стратиграфии архея долины р.Олекмы. - Изв.АН СССР, 1939, № 6.

Б и л и б и н Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1958.

Б и л и б и н а Т.В. Металлогения центральной и западной части Алданского щита. - Тр. ВСЕГЕИ, 1960.

В и н о г р а д о в А.П., Т у г а р и н о в А.И. О возрасте горных пород Алданского щита. - Геохимия, 1960, № 7.

В о с к р е с е н с к и й С.С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Алданская плита (краткий очерк геологии и тектоники). - Мат. ВСЕГЕИ, общая серия, 1949, № 9.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-51 (Алдан). Объяснительная записка. Госгеолиздат, 1958.

Л е й т е с А.М. Нижний протерозой Олекмо-Витимской горной страны. Изд-во АН СССР, 1965.

Л у н г е р с г а у з е н Г.Ф. Геологическая история средней Лены, стратиграфия четвертичных отложений. - Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, т.3, 1961.

М и р о н ь к Е.П. Древние оледенения Алданского нагорья. Четвертичная геология и геоморфология. - Информац. сборн. ВСЕГЕИ, 1960, № 29.

М и р о н ь к Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. - Наука, 1966.

О б р у ч е в В.А. История геологического исследования Сибири. Период IV (1889-1917). Изд-во АН СССР, 1937.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири. Период У (1918-1940 гг.). Изд-во АН СССР, 1945.

Павловский Ю.В. Геологический очерк района верхней Чары. - Тр. Всесоюз. геологоразвед. объедин. ИГТЛ СССР, 1935.

Петров А.Ф. Геология западной части Алданского щита в бассейне рек Чара и Токко. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. - Наука, 1966.

Салоп Л.И. Стратиграфия Байкальской горной области. Геологическое строение СССР. Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т.1.-Недра, 1964.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области, т.2.-Недра, 1967.

Судовиков Н.Г., Неелов А.И. К вопросу об абсолютном возрасте Алданского щита. - Тр. Лаборатор. геолог. докембрия, вып. 9, 1960.

Тугаринов А.И., Ступников Н.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1.

Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. Геотектоника. Недра, 1968.

фондовая х/

Ворона И.Д., Минкин Л.М. Тектоническая структура Алданского кристаллического массива. Сб. мат. IV регион. теорет. конф. по геол. и пол. ископ. Алданского кристал. массива. 1960.

Дзевановский Ю.К. Геология Алданской плиты, фонд ЯГУ, 1952.

Миронюк Е.П. Докембрий бассейна среднего течения р. Олекмы, 1961.

Миронюк Е.П. Стратиграфия долины р. Олекмы между устьями рр. Дырында и Тунгурча, 1963.

Миронюк Е.П. Геология докембрия западной части Алданского щита, 1967.

Ляхницкий В.В., Погоня-Стефанович Ю.Ф., Салаткин В.Н. Геологическое строение восточной и южной частей листа О-50-XXIV, 1964.

Ляхницкий В.В. Геологическое строение листа О-50-XXIV, 1966.

Петров А.Ф. Геологическое строение листа О-50-XXIV, 1961.

Работнов В.Г. Опорные разрезы рифея и нижнего палеозоя юго-запада Якутии, 1962.

Реутов Л.М. Геологическое строение листов О-51-ХIII и XIX, 1964.

Фрумкин И.М., Малков Л.Н. Геологическое строение листов О-51-ХIV, О-51-ХV и О-51-42. 1962.

х/ Хранится в фонде Якутского территориального геологического Управления

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ 0-50-XXIV ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ
МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Ляхницкий В.В., Погоня-Стефанович Ю.Ф., Салаткин В.Н.	Геологическое строение восточной и южной частей листа 0-50-XXIV	1964	Фонд ЯТГУ, инв.577
2	Ляхницкий В.В.	Геологическое строение листа 0-50-XXIV	1966	Фонд ЯТГУ, инв.0888

№ п/п	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использованного материала по списку (прилож.1)
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ					
59	Ш-3	Строительные пески	-	К	1,2

Приложение 3

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ 0-51-XXIV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождения) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления и ореолов	№ использованного материала по списку (прилож. I)
1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Медь				
39	П-4	Бассейн руч. Богодикта	Вкрапленность халькопирита и пленки малахита в окварцованных милонитах. Содержание меди до 1%	I,2
37	П-4	То же	Металлометрический ореол меди с содержанием до 0,04%	I,2
40	П-4	"	Пленки малахита в песчанике, содержание меди до 1%	I,2
45	Ш-2	Водораздел рек Аян-Суоллах и Урага	Гидрохимический ореол меди и висмута. Содержание меди 0,00002 г/л, висмута - 0,00006 г/л	I,2

1	2	3	4	5
51	Ш-3	р.Токко	Металлометрический ореол меди с содержанием от 0,01 до 0,02%	I,2
56	Ш-3	р.Токко	Металлометрический ореол меди с содержанием от 0,01 до 0,02%	I,2
9	I-1	Руч. Дагалдыкан	Вкрапленность халькопирита в окварцованных бластомилонитах. Содержание меди 1%	I,2
70	IY-2	р.Конда	Металлометрический ореол меди с содержанием от 0,01 до 0,04%	I,2
Свинец				
3	I-1	Бассейн руч. Кудуми	Гидрохимический ореол свинца с содержанием 0,000014 г/л	I,2
34	П-3	Водораздел р. Ураги и р. Токко	Металлометрический ореол свинца с содержанием от 0,01 до 0,02%	I,2
62	Ш-4	Верхне-Токкинская впадина	Металлометрический ореол свинца	I,2

1	2	3	4	5
53	Ш-3	р.Токко	и меди. Содержание свинца от 0,01 до 0,03%, меди 0,01-0,02% Тонкая вкрапленность галенита и халькопирита в кварцевой жиле мощностью около 1 м. Содержание свинца - 0,4%, меди - 0,04%	1,2
54	Ш-3	р.Токко	Металлометрический ореол свинца с содержанием 0,01%	1,2
63	Ш-4	Руч.Ункучак	Тонкая вкрапленность галенита в кварцевой жиле. Содержание свинца 0,3%	1,2
Алюминий				
26	П-2	р.Соготах-Харья	Нефелиновые сиениты с содержанием глинозема до 23%	1,2
27	П-2	Там же	Нефелиновые сиениты с содержанием глинозема до 20-23%	1,2

1	2	3	4	5
Золото				
I	I-1	Бассейн руч.Эксачи	Металлометрический ореол золота с содержанием до 0,05 г/т	1,2
5	I-1	р.Кудуми	Металлометрический ореол золота с содержанием 0,001-0,2 г/т	
7	I-1	Левобережье р.Кудуми	Окварцованные песчаники севьской свиты. Содержание золота до 0,3 г/т	
8	I-1	Правобережье р.Кудуми	Металлометрический ореол золота с содержанием до 0,2 г/т	
10	I-2	руч.Эсекенех	Металлометрический ореол золота с содержанием 0,001-0,2 г/т	
II	I-3	Правобережье р.Токко	Металлометрический ореол золота с содержанием 0,05-0,3 г/т	
16	I-4	Бассейн руч.Джаге	Металлометрический ореол золота с содержанием до 0,2 г/т	1,2
17	I-4	Бассейн руч.Джаге	Песчаник. Содержание золота 0,01 г/т	1,2
18	I-4	Бассейн руч.Джаге	Мелкогалечный конгломерат с галькой гранитно-	1,2

1	2	3	4	5
			го состава. Содержание золота - 0,0001 г/т	
19	I-4	Бассейн руч. Джаге	Песчаник вишневой окраски кварц-полевошпатового состава, мелкозернистый. Содержание золота 0,2г/т	I,2
20	П-1	Бассейн руч. Дагалдыкан	Металлометрический ореол золота с содержанием от 0,001 до 0,2 г/т	I,2
4	I-1	Водораздел ручьев Эксачи и Кудуми	Металлометрический ореол золота с содержаниями от 0,02 до 0,04 г/т	I,2
22	П-1	Водораздел ручьев Дагалдыкан и Дербергеляк	Милонит слабо окварцованный, эпидотизированный. Содержание золота 0,001 г/т	I,2
23	П-1	Там же	Милонит эпидотизированный, содержащий прожилковатость гематита. Содержание золота 0,02 г/т	I,2
24	П-1	"	Катаклазит со сланцеватой текстурой, эпидотизированный. Содержание золота 0,002 г/т	I,2

1	2	3	4	5
28	П-2	Водораздел рек Аян-Суоллах и Соготах-Харья	Металлометрический ореол с содержанием золота до 0,2 г/т	
33	П-3	Водораздел рек Токко и Урага	Глыба жильного кварца с мелкими гнездами пластинчатого гематита. Содержание золота 0,04 г/т	I,2
35	П-3	руч. Урага	Металлометрический ореол с содержанием золота 0,001-0,2 г/т	
47	Ш-3	Водораздел рек Урага и Токко	Металлометрический ореол золота с содержаниями от 0,001 до 0,02 г/т	I,2
48	Ш-3	То же	Милонит окварцованный, хлоритизированный с тонкой вкрапленностью сульфидов. Содержание золота 0,05%	I,2
55	Ш-3	"	Катаклазит окварцованный и лимонитизированный. Содержание золота 0,01 г/т	I,2
14	I-3	р. Алаткит	Милонит, окварцованный, эпидотизированный, слабо хлоритизированный. Содержание золота 0,1 г/т	

1	2	3	4	5
15	I-3	р.Токко	Металлометрический ореол золота с содержанием 0,001 г/т	I,2
30	II-3	Там же	Металлометрический ореол золота с содержаниями от 0,001 до 0,006 г/т	I,2
12	I-3	"	Катаклазит тонко-сланцеватой текстуры, эпидотизированный, хлоритизированный, содержащий тонкую вкрапленность пирита (до 2-3%). Содержание золота 0,3 г/т	I,2
13	I-3	"	Глыба жильного кварца. Содержание золота 0,02 г/т	I,2
50	III-3	"	Металлометрический ореол золота с содержаниями от 0,001 до 0,01 г/т	I,2
57	III-3	"	Катаклазит окварцованный и эпидотизированный. Содержание золота 0,03 г/т	I,2
58	III-3	"	Милонит окварцованный и эпидотизированный. Содержание золота 0,01 г/т	I,2

1	2	3	4	5
60	III-4	р.Токко	Катаклазит серицитизированный и эпидотизированный с содержанием золота 0,01 г/т	I,2
			Серебро	
32	II-3	р.Урага	Гидрохимический ореол серебра с содержанием 0,000006г/т	I,2
			Олово	
36	II-3	Бассейн руч.Богодикта	Металлометрический ореол олова с содержанием 0,001%	I,2
43	III,IV-1	руч.Тыня	То же	I,2
46	III-2	р.Конда	"	I,2
49	III-3	р.Токко	"	I,2
29	II-3	р.Токко	Металлометрический ореол олова с содержанием 0,005%	I,2
69	IV-1	р.Тарын-Урях	Жильный кварц, содержащий пластинчатое самородное олово размером до 1 мм	I,2
			Вольфрам	
21	II-1	руч.Дагадьякан	Шлиховой ореол шелита в знаковых количествах	I,2

1	2	3	4	5
31	П-3	руч.Богодикта	Шлиховой ореол шеелита в знаковых количествах	1,2
42	Ш-1	Ручей первый к югу от руч.Дербергеляк	То же	1,2
44	Ш-1	руч.Тыня	"	1,2
66	IY-1	руч.Охогош	"	1,2
72	IY-2	р.Конда	"	
73	IY-2	р.Конда	"	
Молибден				
38	П-4	Бассейн руч.Богодикта	Металлометрический ореол молибдена с содержанием от 0,001 до 0,005%	1,2
41	П-3,4	Бассейн руч.Богодикта	То же с содержанием 0,001%	1,2
52	Ш-3	р.Токко	Металлометрический ореол молибдена с содержанием от 0,001 до 0,05%	1,2
Редкие земли				
2	I-1	Бассейн руч.Эксаичи	Шлиховой ореол рассеяния монацита с содержанием до 100 г/м ³	1,2
64	Ш, IY-4	р.Усуу	То же	1,2
6	I-1	руч.Кудуми	Металлометрический ореол рассеяния редких земель. Содержание лантана до 0,01%, церия до 0,01%	

1	2	3	4	5
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Мусковит				
65	IY-1	Водораздел ручьев Охогош и Тыня	Пегматит с пластинами мусковита размером до 1,5x1,5 см	1,2
74	IY-2	Водораздел рек Конды и Тарын-Юряха	Серия мелких (до 0,5 м) жил пегматита с редкими листоватыми кристаллами мусковита размером 1,5x1,5 см	1,2
75	IY-2	Там же	Серия маломощных (0,15-0,20 м) жил пегматита с кристаллами мусковита размером до 2x2x2 см	1,2
67	IY-1	р.Чара	Пегматит крупнографической структуры с редкими кристаллами мусковита размером до 1 см ²	1,2
68	IY-1	р.Конда	Крупнозернистый пегматит, содержащий кристаллы мусковита размером до 1x1 см в количестве до 15% от массы породы	1,2
72	IY-2	р.Конда	Среднезернистый пегматит с кристаллами мусковита размером 1,5x2 см	1,2
61	Ш-4	участок озера с абс.отм.1023,5 м	Пегматит отдельными кристаллами мусковита размером до 1,5x2x2 см	

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	35
Тектоника	55
Геоморфология	65
Полезные ископаемые	73
Подземные воды	82
Литература	85
Приложения	88

В брошюре пронумеровано 100 стр.

Редактор И.С. Дудорова
Технический редактор Ц.С. Левитан
Корректор И.В. Соменко

Сдано в печать 20.12.1978 Подписано к печати 18.06.1981
Тираж 198 экз. Формат 60x90/16 Печ.л. 6,25 Заказ 340 с

Центральное специализированное производственное
хозрасчетное предприятие
объединения "Союзгеолфонд"