

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ

Лист N-47-XXVII

Объяснительная записка

Составители: *В. Ф. Лиховицкий, Я. Д. Шенкман, В. С. Павленко,*

Г. Г. Павлов, Г. И. Рудакова

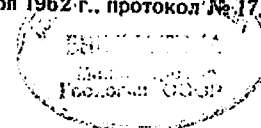
Редактор *Г. В. Махин*

Утверждено филиалом Научно-редакционного

совета ВСЕГЕИ при СНИИГГИМС

13 декабря 1962 г., протокол № 17

10701



МОСКВА 1970

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-47-XXII большей своей частью входит в состав Тувинской АССР (Тоджинский район). Северная, меньшая, часть описываемой площади располагается в пределах Иркутской области РСФСР (Нижнеудинский район). Незначительная площадь на крайнем юго-востоке принадлежит Бурятской АССР (Окинский аймак). Территория листа ограничена координатами: $52^{\circ}40'$ – $53^{\circ}20'$ с.ш., $98^{\circ}00'$ – $99^{\circ}00'$ в.д.

В орографическом отношении северная и восточная части территории листа относятся к системе Большого Саяна (хр. Пограничный), водораздельная линия которого служит естественной границей между Тувинской АССР, с одной стороны, и Иркутской областью РСФСР и Бурятской АССР – с другой. Абсолютные высоты водоразделов в этой части района составляют 1700–2808 м. Юго-западная часть площади представляет собой окраину Северо-Тувинского плато, имеющего всхолмленную поверхность с минимальными отметками 1160–1280 м у уеззов рек Хамсыра и Соруг.

Главные реки района: Соруг, Изиг-Суг, Чойган-Хем, Дотот, принадлежащие бассейну р. Хамсары; Кадыр-Ос и Белая Дургомжа, входящие в бассейн р. Уды; Малый и Большой Шибит, относящиеся к бассейну р. Оки. Все реки горного типа и для судоходства не пригодны. Много озер ледникового происхождения. Наиболее крупные из них Алды-Дээрлиг-холь, Устю-Дээрлиг-холь, Чойган-холь.

Климат резко континентальный; лето короткое (июль–август) жаркое и обычно дождливое, зима продолжительная (октябрь–апрель) многоснежная. Данных о температурном режиме и количестве осадков не имеется из-за отсутствия поблизости метеорологических станций.

Большая часть описываемой территории безлесна и лежит в гольцовой области. Речные долины и невысокие водоразделы (на юго-

западе-района) покрыты таежной растительностью: лиственницей, кедром, елью, пихтой, реже встречаются береза и ольха. Значительные пространства покрыты низкорослым кустарником (из рода *Betula*) и различными мхами и лишайниками. Луговая растительность развита на небольших участках вблизи границы леса в речных долинах. Обнаженность в гольцовой области хорошая, но значительные площади перекрыты глыбовыми развалами; по залесенным склонам и долинам - плохая.

Животный мир богат и разнообразен; наибольшее промысловое значение имеют соболь и белка; широко распространены бурый медведь, лось северный олень, марал и другие животные. Реки богаты рыбой.

Населенные пункты на территории листа отсутствуют. Ближайшими населенными пунктами являются: пос.Алгиджер Нижнеудинского района Иркутской области (45 км к северу), пос.Хамсыра (40 км к западу) и районный центр Окинского аймака Орлик (110 км к востоку). Проходимость удовлетворительная: по всем крупным рекам имеются тропы, пригодные для передвижения на лошадях.

Первые сведения о геологическом строении описываемой территории были даны М.Л.Дурье и С.В.Обручевым, производившими маршрутные исследования в северо-восточной Туве в 1945-1946 гг. (1948, 1954). М.Л.Дурье и С.В.Обручев пришли к заключению, что в районе развиты преимущественно фаунистически немые метаморфические образования, среди которых могут быть выделены: нижний архей-орто- и парагнейсы, мигматиты; средний архей - мраморы с прослоями известковистых сланцев; нижний протерозой - углистые, серицит-хлоритовые сланцы, кварциты и филлиты; средний протерозой - мраморы с прослоями сланцев и кварцитов. Все интрузивные породы были сгруппированы в два интрузивных комплекса: верхнепротерозойский, представленный гранитами, аналогичными слюдяносным гранитам Восточного Саяна, и каледонский, включающий граниты, гранодиориты, диориты и сиениты.

В 1948 г. в северо-восточной Туве производилась геологическая съемка в масштабе 1:1 000 000 геологами Тувинской экспедиции ЦАГЭ. Южная часть данного листа была закартирована в масштабе 1:1 000 000 партией И.И.Белостоцкого (1949ф). В пределах бассейна р.Хамсара выделены: докембрийские гнейсы и мигматиты, туфогенно-эффузивные образования кембрия, базальты третичного и четвертичного возраста. Интрузивные породы были разделены на четыре комплекса: 1) мелкокристаллических катаклазированных гранитов; 2) амфиболитов и габбро; 3) серых биотитовых гранитов,

диоритов и габброидов; 4) микроклиновых гранитов. Возраст первых трех комплексов определялся как досилурийский, четвертого - нижедевонский. И.И.Белостоцкий впервые для северо-востока Тувы собрал фауна археоциат, позволившая доказать кембрийский возраст туфогенно-эффузивного комплекса, ранее считавшегося немым. В верховьях р.Остюрень открыто проявление титаномagnetита. На этом рудопроявлении в 1949 г. были проведены поисковые работы Б.Е.Карским (1950ф) в масштабе 1:25 000, и был сделан вывод о непромышленном значении титаномagnetитового оруденения ввиду его незначительных размеров.

В 1949 г. А.Г.Кацем и С.П.Красильниковым (1950ф) проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 (на глазомерной топооснове) в междуречье рек Чойган и Дотот. В пределах восточной части территории листа N-47-XXVII выделены две свиты: нижнекембрийская, представленная мраморами с графитом, песчаниками, кристаллическими сланцами и гнейсами и ниже-среднекембрийская туфогенно-эффузивного состава. Интрузивные породы разделены на три комплекса: 1) ранне-каледонский, в который вошли породы основного и ультраосновного состава, и мелкозернистые биотитовые, слюдяносные граниты; 2) каледонский - плагиограниты, кварцевые диориты и габбро-диориты; 3) позднекаледонский (?) - щелочные граниты и сиениты. В 1956 г. решением экспертной комиссии при Красноярском геологическом управлении эти работы были признаны некондиционными (протокол № 37 от 27/X 1956 г.).

В 1952 г. на смежной к востоку территории, частично с заходом на площадь листа N-47-XXVII (район оз.Хара-Нур), проводились поисковые работы масштаба 1:50 000 Иркутским геологическим управлением (В.Л.Тихонов и Е.И.Наумова, 1953ф). Изучено рудопроявление свинца, расположенное восточнее границы площади листа, составлена геологическая карта масштаба 1:50 000, в эту карту вошел район территории листа N-47-XXVII, примыкающий к оз.Хара-Нур.

Геологическая съемка северной половины территории листа была осуществлена Ферганской экспедицией ВМГ. Северо-западная часть листа заснята в масштабе 1:200 000 в 1953 г. А.Е.Лисицыным и В.Н.Тимофеевым (1954ф), северо-восточная - в 1954 г. В.Н.Тимофеевым и Л.Г.Фельдманом (1955ф). Выделены: гнейсы и графитовые мраморы архея; кристаллические сланцы и гнейсы протерозоя; туфогенно-эффузивные образования кембрия; терригенно-осадочные породы силура. В бассейнах р.Кара-Бурень и Черный Хан А.Е.Лисицыным и В.Н.Тимофеевым выделены два интрузивных комплекса: 1) протерозойский, представленный габбро, габбро-диоритами и

диоритами; 2) каледонский, сложенный кварцевыми диоритами, тоналитами, диоритами, гранодиоритами (первая фаза) и лейкократовыми, аляскистыми гранитами (вторая фаза). На северо-востоке В.Н.Тимофеевым и Л.Г.Фельдманом выделено три интрузивных комплекса: 1) архейский; 2) протерозойский; 3) каледонский. К архейскому комплексу отнесены гнейсовидные габбро-диориты и габбро; в состав протерозойского комплекса включены: габбро, габбродиориты, диориты, плагиограниты, трондьемиты, кварцевые диориты. Каледонский комплекс делился на две фазы, подразделяемые на ряд групп. В первой фазе – кварцевые диориты и тоналиты, кварцевые диорит-порфиры, гранодиориты; ко второй фазе отнесены двуслюдяные граниты типа рапакиви, порфировидные граниты, субщелочные граниты, сиениты, гранит-порфиры, гранофиры, гранит-аплиты.

В последующие годы геологические работы на территории листа производились Аэрогеологической экспедицией № 6 ВАГТ.

В 1956 г. в юго-западной части территории проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 Л.П.Зоненшайном и др. (1957ф). Выделены: кристаллические сланцы и гнейсы билинской свиты верхнего протерозоя; мраморы айлыгской толщи синия; эффузивы и туфы, различного состава, хамсаринской толщи нижнего кембрия; кислые эффузивы и туфы девонского (?) возраста. Четвертичные отложения детально расчленены по генетическому и возрастному признакам. Интрузивные породы подразделены на три комплекса: 1) докембрийский – граниты, гранодиориты и гранитогнейсы; 2) нижнепалеозойский – граниты, плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты и габбро; 3) среднепалеозойский – граниты, щелочные граниты и грано-сиениты, гранит-порфиры.

В 1959–1960 гг. геологами Д.И. Трубино, Г.Г.Павшом и Г.И.Рудаковой (1960ф, 1961ф) произведено геологическое картирование юго-востока описываемой территории и изучение редкометаллового оруденения, связанного со щелочными интрузивными породами. На междуречье Чойган-Дотот выделены: 1) билинская свита верхнего протерозоя – гнейсы и кристаллические сланцы; 2) айлыгская свита синия – мраморы; 3) харальская свита – метаморфические сланцы; 4) хамсаринская серия нижнего кембрия – эффузивы и туфы с линзами известняков. Четвертичные отложения расчленены на доледниковые базальты; ледниковые моренные валунники, суглинки и пески; современные аллювиальные пески и галечники; послеледниковые базальты. Интрузивные породы разделены на два комплекса: нижнепалеозойский (таннуольский) и девонский. В составе нижнепа-

леозойского интрузивного комплекса выявлены: габбро, габбро-амфиболиты, нориты; габбро-диориты; диориты; гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты; граниты, плагиограниты и адамеллиты. В девонском интрузивном комплексе: биотитовые, биотит-роговообманковые мелко- и среднезернистые граниты; крупнозернистые порфировидные и пегматоидные биотитовые, биотит-роговообманковые граниты; гранит-порфиры и гранофиры; кварцевые сиениты, биотит-роговообманковые крупнозернистые граносиениты; субщелочные граниты и граносиениты.

В 1958–1959 гг. северная часть листа посещалась группой геологов ВСЕГЕИ под руководством А.Л.Додина (1960ф, 1961), проводившей тематические стратиграфические исследования древних отложений в районах рек Дургомжа, Шибит.

Редакционные работы на территории листа №47-ХХУП были начаты в 1960 г. геологами Аэрогеологической экспедиции № 6 ВАГТ Д.И.Трубино, Г.Г.Павшом, Г.И.Рудаковой и продолжены в 1961 г. геологами той же экспедиции В.Ф.Лиховицким, Я.Д.Шенкманом, В.С.Павленко и Г.Г.Павшом.

Северная часть территории листа была охвачена наземными радиометрическими работами Ферганской экспедицией ВИМСа (1954ф). Аналогичные работы были проведены попутно с геологической съемкой масштаба 1:200 000 геологами ВАГТ (1956, 1960 гг.) на юге. Кроме того, радиометрическое изучение пород проводилось одновременно с редакционно-увязочными работами (1960–1961 гг.) по всей территории. Аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 была проведена Иркутским геологическим управлением только на небольшой площади, в юго-западной части территории листа №47-ХХУП и поэтому материалы этой съемки в тексте записки не приводятся. На севере летом 1961 г. проведены аэромагнитные съемки масштаба 1:50 000, которые к моменту завершения объяснительной записки не были обработаны.

На 1/1 1962 г. площадь листа обеспечена контактной печатью аэрофотосъемки масштаба 1:25 000 удовлетворительного качества. Район слабо фотогеничен. На аэрофотоснимках дешифрируются лишь формы рельефа, разрывные нарушения, четвертичные образования и, в некоторых случаях, элементы складчатых структур.

В основу настоящей геологической карты положены геологические карты масштаба 1:200 000, составленные Ферганской экспедицией ВИМС в 1953–1954 гг. (для северной части) и карты, составленные Аэрогеологической экспедицией № 6 в 1956, 1960 гг. Кроме того, использованы геологические карты масштаба 1:25 000 верховь-

ев р.Остырен (Карский, 1950ф) масштаба 1:50 000 бассейнов р.Чойган (Трубино, Павшок 1960ф), геологическая карта масштаба 1:50 000 района оз.Хара-Нур (Тихонов, Наумова, 1953ф).

При редакции северной части листа (в границах съемок Ферганской экспедиции ВИМС) имеющаяся геологическая карта данной территории, была в значительной степени переработана, в связи с тем, что существующее расчленение интрузивных пород нуждалось в существенных коррективах. Материалы, положенные в основу геологической карты для южной части площади листа, использованы с небольшими изменениями, в основном редакционного характера.

По границе с листом N-47-XXVI увязка произведена не полностью. Полученные новые данные позволяют предположить по западной границе развитие гранитоидов девонского комплекса. Эти вопросы рассмотрены подробно в главе "Интрузивные породы", в разделе "Девонский "бренский" интрузивный комплекс".

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа N-47-XXVI стратифицированные образования имеют незначительное распространение и отмечаются преимущественно в западной ее половине, где они слагают небольшие участки среди поля интрузивных пород. К протерозойским отложениям отнесены гнейсы и кристаллические сланцы билинской свиты, мраморы айлыгской и сланцы харальской (?) свит. Палеозойская группа представлена хамсаринской толщей нижнего кембрия - туфогенно-эффузивные породы и сайлыгской толщей нижнего девона, сложенной терригенными и туфогенно-эффузивными образованиями. Широким распространением пользуются четвертичные отложения. Фаунистически охарактеризованы только отложения нижнего кембрия.

ПРОТЕРОЗОИ

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Билинская свита (Pt₂^{bn}) выделена и описана Г.В.Махиным в 1954 г. в бассейне среднего течения р.Билин (лист M-47-III). На территории листа N-47-XXVI она развита главным образом в северной его части по правобережью р.Черная Дургомжа, левобережью р.Мал.Шибит и по левому борту долины р.Черный Хан. Кроме того, отложения билинской свиты известны на юге - на водоразделе рек Кара-Хем и Изиг-Суг. Билинская свита сложена преимущественно кристаллическими биотитовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами, а также гнейсами пироксенового, пирок-

сен-амфиболового состава, среди которых имеются невыдержанные по простиранию прослои графитистых мраморов.

Характерной особенностью билинской свиты является присутствие многочисленных послойных инъекций магматического материала и мелких пластовых тел гранитоидов синийского (?) возраста. В некоторых случаях насыщенность магматическим материалом настолько значительна, что породы приобретают облик мигматитов.

Билинская свита наиболее хорошо обнажена в северо-восточной части района. Здесь, по правому борту р.Черная Дургомжа в 16 км выше ее слияния с р.Белая Дургомжа, можно наблюдать следующий разрез (снизу вверх):

1. Крупнозернистые биотитовые гнейсы с редкими мало-мощными прослоями среднезернистых биотит-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев. 350м.
2. Переслаивающиеся мелко- и среднезернистые кварц-плагиоклаз-биотитовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы. 375"
3. Переслаивающиеся среднезернистые биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы 250"
4. Среднезернистые амфибол-биотитовые гнейсы, содержащие пироксен, с редкими прослоями (10-25м) крупнозернистых белых мраморов с графитом 300"
5. Мелкозернистые биотит-амфиболовые кристаллические сланцы 150"
6. Крупнозернистые биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы с редкими прослоями кварц-плагиоклаз амфиболовых сланцев 300"
7. Крупнозернистые мраморы белые с мелкими чешуйками графита 50"
8. Биотитовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы с редкими прослоями гнейсов того же состава 250"
9. Крупнозернистые мраморы белые с мелкими редкими чешуйками графита. 75"
10. Переслаивающиеся крупнозернистые биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, инъектированные тонкими многочисленными прожилками кварц-полевошпатового состава 400"

Мощность приведенного выше разреза составляет 2500 м. Он представляет, по-видимому, среднюю часть билинской свиты.

По простиранию на восток разрез изменяется мало. По левобережью р.Мал.Шибит изменения выражены лишь уменьшением коли-

чества амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов за счет появления биотитовых гнейсов и увеличения количества прослоев биотитовых кристаллических сланцев, пироксеносодержащих гнейсов и графитистых мраморов. Западнее, по левому борту р.Черный Хан в билинской свите отсутствуют мраморы, в резко подчиненных количествах отмечаются биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы.

Верхние горизонты билинской свиты вскрыты на юге района, где на ней согласно и с постепенным переходом залегают карбонатные образования синийского комплекса. Здесь, на междуречье Ажик-Ай-Хем и Кара-Хем, а также по правобережью р.Кара-Хем билинская свита представлена переслаивающимися амфиболовыми и биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с редкими прослоями графитистых мраморов. Количество прослоев мраморов вверх по разрезу увеличивается. Вблизи контакта с айлыгской свитой имеется переходная пачка мощностью до 200-300 м, в которой резко увеличивается количество мраморов. Мощность билинской свиты на юге листа составляет около 2000 м.

Аналогичен состав билинской свиты в бассейне рек Утхум и Дэнгэлит. Видимая мощность свиты определяется на исследованной территории в 2500-3000 м.

Гнейсы состоят из кислого (сланцевые разности) или среднего (амфиболовые и пироксеновые разности) плагиоклаза, кварца и цветного минерала. Последний представлен биотитом, мусковитом, роговой обманкой или моноклинным пироксеном. Из второстепенных минералов присутствуют микроклин, апатит, циркон, сфен, титанит, магнетит, пирит, графит. Вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом. Текстура гнейсовидная. Структура чаще лепидогранобластическая, изредка - гранобластическая. В инъекционных гнейсах инфильтрующий материал представлен кварцем, лейкократовым или же пегматоидным гранитом.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые и биотитовые кристаллические сланцы макроскопически сходны с одноименными гнейсами. Они состоят из кварца и цветного минерала - амфибола и биотита, в незначительных количествах отмечается плагиоклаз. Структура гранобластическая, лепидогранобластическая. Текстура - сланцеватая, тонкополосчатая.

В билинской свите изредка встречаются меланократовые кварц-плагиоклаз-амфиболовые и кварц-плагиоклаз-биотитовые сланцы, а также биотит-пироксен-плагиоклазовые бескварцевые, в которых преобладает плагиоклаз-андезин, и некоторые другие разновидности сланцев.

Амфиболиты характеризуются нематобластической, реже порфи-

ро-нематобластической структурой и состоят из амфибола (актинолита) и плагиоклаза (андезина). Иногда в небольшом количестве присутствуют кварц, пироксен.

Мраморы обычно среднезернистые (2-4 мм) белые или светло-серые. В незначительных количествах в них отмечается кварц, мусковит, актинолит, моноклинный пироксен, графит и рудный минерал. Реже мраморы крупнозернистые (до 6-8 мм) белые, почти без силикатных минералов с тонкой вкрапленностью мелкочешуйчатого графита.

Для всех пород билинской свиты характерна высокая степень регионального метаморфизма, соответствующая амфиболитовой фации Эсола.

Описываемые породы по составу и положению в разрезе хорошо сопоставляются со стратотипом билинской свиты бассейна р.Билин (площади листов N-47-XXXIII и M-47-III), где она согласно залегает на балхтыгхемской свите нижнего-среднего протерозоя.

Билинская свита сопоставляется с чартисской свитой Сангилен (Ильин и др., 1960ф), уртагольской свитой бассейна р.Оки (Волколаков, 1960) и дургомжинской свитой Восточного Саяна (Руднев, 1959ф, 1960ф).

Для обоснования возраста билинской свиты прямых данных в районе не имеется. Возраст ее различными исследователями определяется по-разному. М.Л.Дурье и С.В.Обручев относили эти породы к архею (1948). Такого же мнения придерживались В.Н.Тимофеев и А.Г.Фельдман (1955ф). Другие исследователи и в частности В.А.Благовразов (1958), Л.П.Зоненшайн (1957ф), Д.И.Трубино и др. (1960ф, 1961ф) относили эту свиту к протерозою.

Для отнесения описанной свиты к протерозою имеются следующие основания: в бассейне р.Кара-Хем кристаллические сланцы и гнейсы билинской свиты согласно перекрываются карбонатными образованиями айлыгской свиты синийского возраста (Махин, 1961ф).

В юго-восточной Туве в нагорье Сангилен стратиграфический аналог билинской свиты - чартисская свита - перекрывается нарынской свитой, содержащей водоросли *Ovagia*, характерные для верхнепротерозойских (синийских) отложений Прибайкалья. Залегание билинской свиты непосредственно под синийскими образованиями служит основанием для отнесения ее к верхнему протерозою. К аналогичному выводу можно прийти, учитывая данные иркутских геологов по примыкающим с севера районам. В частности, породы билинской свиты, развитые вдоль северной границы территории (правобережье р.Дургомжа), прослеживаются и далее по простиранию на северо-запад (лист N-47-XXI), где они отнесены (Руднев, 1960ф) к дур-

гомжинской свите верхнего протерозоя. Здесь дургомжинская свита залегает стратиграфически выше дербинской свиты нижнего протерозоя и перекрывается карбонатными образованиями ортинской свиты (Руднев, 1960ф, 1961ф) хорошо сопоставляющимися с айлыгской свитой Восточной Тувы.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (СИНИЙСКИЙ) КОМПЛЕКС

Айлыгская свита ($Pt_3(Sn)al$). Отложения Айлыгской свиты распространены на рассматриваемой территории незначительно. Стратотип айлыгской свиты выделен Г.А.Кудрявцевым в 1948 г. в бассейне р.Айлыг (Кудрявцев и др., 1949ф). Она обнажена на водоразделе рек Ажик-Ай-Хем и Кара-Хем, по левобережью р.Изиг-Суг и в бассейне р.Урда-Шан. Отдельные небольшие выходы айлыгской свиты имеются на водоразделе рек Ходештыг-Хем и Чойган-Хем. Айлыгская свита образована мраморами и мраморизованными известняками, иногда содержащими графит, среди которых в подчиненном количестве отмечаются прослои эпидот-хлоритовых сланцев. С нижележащей билинской свитой она связана постепенным переходом. Нижняя граница ее проводится условно по появлению мощных пачек мраморов. Наиболее полно айлыгская свита представлена по правобережью р.Изиг-Суг. Здесь в нижней ее части непосредственно на билинской свите залегает мощная пачка белых крупнокристаллических мраморов с мелкими (1 мм) чешуйками графита.

На уровне 200–250 м выше основания свиты среди мраморов наблюдаются два прослоя конгломератовидных мраморов мощностью 30–40 м. Они состоят из угловатых обломков мрамора, размером 0,5–1,0 см, иногда 5–7 см, и единичных обломков кварца и гнейсов. Цементирующая масса представлена среднезернистым кальцитом. Стратиграфически выше среди крупнозернистых мраморов отмечаются прослои серых и светло-серых мелкозернистых, обычно битуминозных мраморов, переслаивающихся с белыми мраморизованными известняками и белыми мраморами, аналогичными встреченным в низах разреза. Еще выше – среди мраморов и мраморизованных известняков появляются отдельные прослои мощностью до 1 м серо-зеленых, шелковистых филлитовидных эпидот-хлоритовых сланцев.

Видимая мощность айлыгской свиты на этом участке составляет примерно 1000–1500 м. Эта мощность неполная, но наибольшая для данного района.

Аналогичное строение айлыгская свита имеет и на других участках. Так, в бассейне р.Урда-Шан она представлена белыми, скрытокристаллическими мраморами с отдельными маломощными (от

нескольких см до 0,5 м) прослоями хлоритовых сланцев, а на водоразделе рек Ходештыг-Хем и Чойган-Хем, в многочисленных ксенолитах и провесах кровли среди интрузивных пород – только белыми скрытокристаллическими мраморами.

Мраморы айлыгской свиты состоят из карбоната (кальцита) с небольшой примесью графита, серицита, кварца, плагиоклаза, пирита и циркона. В скарированных разностях, кроме того, отмечается диопсид. Структура мраморов обычно гетеробластическая; преобладают зерна размером 0,01 мм до 4–6 мм.

Петрографический состав сланцев айлыгской свиты ничем не отличается от аналогичных пород харальской свиты, краткая характеристика которых приведена ниже. Возраст айлыгской свиты трактовался по-разному. А.Г.Кац (1950ф) считал мраморы и мраморизованные известняки кембрийскими. Те же породы позднее Л.П.Зоненшайном (1957ф), Д.И.Трубино, Г.И.Рудаковой (1960ф), Г.И.Рудаковой, Г.Г.Павшук (1961ф) были отнесены к синию.

Для отнесения описанной свиты к синию имеются следующие основания.

Кемнее, на территории листа М-47-III отложения айлыгской свиты содержат водоросли *Ovagia lamellate* Korol., *Ov. tenuilamellate* Reittl (?), *Ov. undosa* Reittl. (определения И.К.Королюк) синийского (?) возраста. Кроме того, айлыгская свита хорошо сопоставляется с нижнеарынской свитой Сангилен, возраст которой также определен как синийский.

Харальская (?) свита ($Pt_3(Sn)li?$) была впервые выделена Г.А.Кудрявцевым в 1948 г. в бассейнах рек Айлыг и Харал (лист М-47-I). На описываемой территории к харальской свите условно отнесена толща метаморфических сланцев, развитых узкой полосой вдоль северной границы территории листа на междуречье Хан и Кадыр-Ос, Сангас и Белая Дургомжа. Она представлена преимущественно различными по составу сланцами, среди которых в подчиненных количествах присутствуют прослои слюдястых кварцитов и серых мраморизованных известняков. Характерной особенностью этой толщи является "пестрота" метаморфизма, в результате чего в пределах одного обнажения можно наблюдать чередование слабо метаморфизованных сланцев, имеющих карбонатно-серицит-хлоритовый состав с сильно метаморфизованными преимущественно роговообманково-биотитовыми сланцами.

Наиболее характерный разрез харальской (?) свиты наблюдается на междуречье Сангас и Белая Дургомжа. Здесь отмечается переслаивание серо-зеленых и зеленых эпидот-хлоритовых, кварцево-хлори-

товых, эпидот-актинолитовых сланцев, среди которых встречаются отдельные горизонты слюдястых кварцитов и линзовидные прослои мраморизованных известняков мощностью от 2-5 м до 200-300 м и протяженностью 0,5-1 км. Видимая мощность харальской (?) свиты по р.Сангас определяется равной примерно 2000-2500 м.

Западнее описанного участка, по левобережью р.Кадыр-Ос в харальской (?) свите наряду с перечисленными выше породами отмечаются сланцы биотитового, актинолит-биотитового, плагиоклаз-амфибол-биотитового, кварц-плагиоклаз-биотитового состава, которые здесь преобладают.

Среди сланцев часто встречаются слюдястые, актинолитовые и хлоритовые разновидности. Слюдястые сланцы серые, состоят из биотита, иногда актинолита, кварца, плагиоклаза, магнетита, пирита. В зависимости от преобладания тех или иных минералов, среди них различаются кварц-биотитовые, актинолит-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые и другие разновидности. Структура лепидобластическая, реже гранобластическая. Актинолитовые сланцы обычно серые, серовато-зеленые, тонкорассланцованные. Размер зерен не превышает 0,5 мм. В их составе отмечаются: актинолит, эпидот, кварц, плагиоклаз (от альбита до андезина), биотит, карбонат, хлорит, серицит, магнетит, эпидот, изредка присутствует тонкораспыленное "углистое" вещество. В зависимости от преобладания того или иного минерала могут быть выделены: эпидот-актинолитовые, актинолит-эпидотовые и другие сланцы. Структура обычно порфиробластическая, нематобластическая, реже гранонематобластическая. Хлоритовые сланцы - зеленые тонкозернистые, иногда с шелковистым блеском, состоят из хлорита, кварца, серицита, карбоната, реже - амфибола, эпидота, альбита, апатита, рудного минерала. Структура лепидогранобластическая, иногда бласто-псаммитовая.

Кварциты состоят преимущественно из кварца и содержат в незначительных количествах серицит, эпидот, хлорит, биотит, рудный минерал. Структура гетеробластическая. Мощность харальской (?) свиты, определенная графически из геологического профиля, составляет 2000-2500 м. По-видимому харальская свита представлена на территории листа N-47-XXVI только средней частью; низы и верхи ее здесь неизвестны.

Для определения возраста характеризуемых отложений прямых данных в районе не имеется. Ранее метаморфические сланцы, развитые на севере территории А.Е.Лисицыным, В.Н.Тимофеевым (1954, 1955гг), относились к нижнему протерозою. В то же время низ-

кая степень метаморфизма пород, слагающих описанный комплекс, позволяет говорить о более высоком стратиграфическом его положении, чем билинская свита. Последнее подтверждается и геологическими данными по соседней с севера территории (Лист N-47-XXI, Руднев, 1959г, 1960г). Поэтому охарактеризованные выше отложения следует сопоставлять с харальской свитой синия Восточной Тувы.

В то же время геологи Иркутского геологического управления возраст позднекембрийских отложений Прибайкалья (голоустинская и улутуйская свиты) рассматривают как верхнепротерозойский. Поэтому на соседних с востока листах, геологи Иркутского управления относят монгошинскую и окинскую свиты, отвечающие соответственно айлыгской и харальской свитам, к верхнему протерозою при трехчленном его делении. Исходя из этого характеризуемый комплекс индексируется как $Pt_3(Sn)_{hi}$?

ПАЛЕОЗОИ КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Хамсаринская толща (см. *лм*) была впервые выделена В.А. Благодеровым в 1956 г. на правобережье р.Хамсара (лист N-47-XXVI). Породы этой толщи имеют широкое распространение на междуречье Кара-Бурень и Чангыз-Ама, на водоразделе рек Ханниг-Кадыр-Ос и Холба-Кадыр-Ос, в бассейнах рек Чапкын и Ортен-Хем, по левобережью р.Дотот, на юго-западном склоне хр.Адыр-Баштыг-Тайга и в ряде других мест, где они слагают небольшие по размеру участки среди интрузивных пород. С метаморфическими образованиями протерозоя отложения кембрия имеют повсеместно тектонические контакты.

Хамсаринская толща представлена андезитовыми и базальтовыми порфиритами, реже альбитофирами, спилитами, а также туфами порфиритов, альбитофиров, смешанного состава; в резко подчиненных количествах встречаются лимонидные породы, туфоконгломераты, а также прослои и линзы известняков.

Изучение разреза эффузивных образований кембрия сильно затруднено отсутствием в хамсаринской толще выдержанных маркирующих горизонтов, макроскопическим сходством основных и средних эффузивов вследствие их интенсивного зеленокаменного изменения, фациальной изменчивостью пород как по простиранию, так и по вертикали, а также широким развитием разрывных нарушений. В северо-

западной части района, где кембрийские отложения имеют наиболее широкое распространение (верховья рек Чапкиш, Сухой Хан, водораздел рек Ханниг-Кадыр-Ос и Холба-Кадыр-Ос, бассейн р.Ортен-Хем), они представлены преимущественно андезитовыми и базальтовыми порфиритами, среди которых отмечаются отдельные прослои альбитизированных порфиритов, кварцевых альбитофиров и их туфов и линзы известняков. Количество прослоев альбитофиров и их туфов в верхних частях разреза несколько увеличивается, в результате чего в отдельных случаях (устье р.Ортен-Хем) они образуют пачки мощностью до 300-400 м. Линзовидные прослои известняков имеют различную мощность (от 50 до 300 м) и протяженность (от 100-200 м до 1,5-2 км).

В приустьевой части р.Ортен-Хем в линзах известняков И.И.Белостоцким (Белостоцкий, 1949ф) и Л.П.Зоненшайном (Зоненшайн, Адамович и др., 1957ф) были собраны археоциаты, определенные И.Т.Журавлевой как *Ajascyathus gracilis* (Vologd.); sp.nov.; cf.*arteintervallum* (Vologd.); sp.; *Urcyathus* sp.; *Archaeolynthus solidimurus* (Vologd.); *Archaeolynthus* sp.; *Metaldetes* sp.; *Dictyocyathus javorskii* Vologd.; *Dictyocyathus ex gr.javorskii* Vologd.; *Syringocnema* sp.; *Bicyathus jertashkensis* Vologd.; *Bicyathus* ? sp.; *Tersia nodosa* (Vologd.). Помимо археоциат, в этих же известняках присутствуют многочисленные спиккулы губок *Chanealloria* и водоросли (роды: *Epiphyton*, *Renalceis*, *Razumovskia*). Мощность хамсаринской толщи в северо-западной части района примерно равна 2000-2500 м.

По левому борту р.Дотот напротив устья р.Коттег-Хем в хамсаринской толще увеличивается количество кислых эффузивов и туфов. Здесь условно могут быть выделены три пачки, снизу вверх:

1. Базальтовые и андезитовые порфириты с редкими прослоями туфов кислого состава, кремнистых пород и линзовидными прослоями известняков. Мощность 600-700 м.

2. Переслаивание базальтовых и андезитовых порфиритов с альбитофирами и их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность 1000-1500 м.

3. Альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Мощность 300-500 м.

Суммарная мощность 2000-2500 м.

Кембрийские отложения распространены также и на юго-западе, вблизи оз.Чойган-Холь по юго-западному склону хр.Алдыр-Еаштыг-Тайга. В этой части района могут быть условно выделены две пачки: нижняя, представленная преимущественно базальтовыми, анде-

зитовыми порфиритами с редкими прослоями альбитофиров и их туфов мощностью около 1000 м и верхняя, в которой количество альбитофиров и туфов увеличивается и появляются фельзиты, плагиопорфиры, кремнистые породы, туффиты и агломераты. Мощность этой пачки составляет 700-800 м.

Сопоставляя приведенные выше разрезы, можно заметить, что кембрийские отложения, развитые на территории листа делятся на две части. Нижняя часть хамсаринской толщи мощностью до 2000-2500 м представлена преимущественно андезитовыми и базальтовыми порфиритами с редкими прослоями эффузивов кислого состава и их туфов, кремнистых пород, линзами метаморфизованных известняков. В верхней, мощностью 500-1000 м, значительным распространением пользуются альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы.

Андезитовые порфириты характеризуются серовато-зелеными, реже лиловато-серыми окрасками, обычно четкой порфировидной структурой и массивной, реже миндалекаменной текстурой. Вкрапленники представлены сильно измененным андезитом и реже пироксенами и роговой обманкой почти полностью замещенными вторичными образованиями. Основная масса имеет апоинтерсертальную, гиалотакситовую, офитовую, редко микролитовую структуры и состоит из плагиоклаза, хлорита, эпидота, рудного минерала, иногда кварца, амфибола и других цветных минералов. Базальтовые порфириты обычно лиловато-серые, лиловые, зеленовато-серые с вкрапленниками моноклинного пироксена, сильно эпидотизированного и хлоритизированного, часто альбитизированного лабрадора. Основная масса имеет диабазовую или долеритовую структуру.

Альбитофиры представляют собой светлые, зеленовато- и розовато-серые, четко порфировидные породы с частично или полностью альбитизированными вкрапленниками плагиоклаза. В кварцевых альбитофирах, наряду с альбитом, во вкрапленниках присутствует кварц. Основная масса фельзитовой и микролитовой структуры. Представлена, обычно, мелкозернистым агрегатом кварца и плагиоклаза.

Туфы кислого состава обычно зеленовато-серые, плотные. Обломки представлены разнообразными эффузивными породами преимущественно кислого состава, а также альбитом, плагиоклазом (часто альбитизированным), изредка кварцем. Основная масса мелкозернистой, иногда фельзитовой структуры, состав ее колеблется от чисто кварцевого до кварц-полевошпатного. Для некоторых разновидностей характерна примесь карбоната, эпидота, серицита, рудного минерала.

Яшмоидные породы светло-серого цвета состоят почти исключительно из халцедона. Иногда присутствуют редкие зерна рудного минерала, эпидота и карбоната. Суммарная мощность хамсаринской толщи достигает 3000-3500 м.

Возраст хамсаринской толщи как нижнекембрийский определяется на основании фаунистических находок.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

С айлыгская (?) толща (D₁ab?) была выделена в 1956 г. В.Б.Агентовым в бассейне р.Дерзиг. В описываемом районе отложения, условно сопоставляемые с сайлыгской толщей, распространены на небольших участках по р.Холба-Кадыр-Ос, (Холба-Кадыр-Ос), в бассейне р.Сангас и на хр.Адыр-Баштыг-Тайга. В состав этой толщи входят красноцветные песчаники, липаритовые, дацитовые порфиры и их туфы, туфолавы, туфобрекчии, а также андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы. В подчиненных количествах встречаются конгломераты. Для перечисленных пород характерно преобладание красных и фиолетовых тонов и почти полное отсутствие метаморфизма.

Терригенные и эффузивные образования, условно относимые на площади листа к сайлыгской толще, залегают с резким угловым несогласием и разрывом на зеленокаменно-измененных вулканогенных породах нижнего кембрия и на размытой поверхности нижнепалеозойской интрузии. Наиболее полный разрез терригенных отложений сайлыгской (?) толщи наблюдается в среднем течении р.Холба-Кадыр-Ос. Здесь на базальтовых порфиритах хамсаринской толщи, содержащих прослой яшмоидов, с резким угловым несогласием залегают:

1. Красно-бурые неравнозернистые гравелистые полимиктовые песчаники с редкой галькой эффузивных и интрузивных пород. По простиранию они фациально замещаются мелко- и среднегалечными конгломератами. 20м

2. Красно-бурые среднезернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями мелкозернистых (до 2 м мощности) и гравелистых песчаников (до 3 м мощности) с редкой "плавающей" галькой около 260"

3. Массивные красно-бурые неравномерно-среднезернистые, в верхней части крупнозернистые, полимиктовые песчаники 540"

4. Красно-бурые гравелиты и мелкогалечные конгломераты с галькой эффузивных и интрузивных пород 12 м

5. Неясно слоистые бурые среднезернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью до 8-9 м 180 "

6. Массивные среднегалечные конгломераты 7"

7. Массивные бурые и красно-бурые средне- и мелкозернистые, участками неясно слоистые, полимиктовые песчаники с 10-метровым прослоем мелкогалечных конгломератов 220"

8. Переслаивание красно-бурых и лиловых липаритовых порфиров с крупно-неравнозернистыми гравелистыми буро-красными полимиктовыми песчаниками 110"

9. Красно-бурые полимиктовые, массивные гравелистые песчаники и гравелиты 35"

10. Валунные конгломераты с крупными (40-60 см) валунами эффузивных и интрузивных пород 75"

11. Серые и буровато-серые туфолавы фельзитовых порфиров. 38"

12. Серые и буро-красные миндалекаменные базокварцевые плагиолипаритовые порфиры 50"

13. Неясно-слоистые буро-красные полимиктовые песчаники с редкими линзовидными прослоями средне- и крупногалечных конгломератов. 35"

14. Буро-красные и розоватые туфолавы фельзитовых порфиров с редкими прослоями (до 2-3 м) розоватых и розовато-серых кристаллокластических пепловых туфов 60"

15. Красно-бурые полимиктовые песчаники с линзовидными прослоями конгломератов средне- и крупногалечных . . 270"

16. Зеленовато-серые липаритовые порфиры сильно хлоритизированные и карбонатизированные, с прослоем (мощность 10 м) темно-серых андезитовых порфиритов. . . . 50"

17. Массивные красные среднезернистые полимиктовые песчаники 10"

Мощность приведенного разреза - около 2000 м.

Совершенно иной разрез имеет сайлыгская (?) толща по правому борту руч.Ханниг - Сангас в 3 км от его устья, где отмечается непосредственное налегание базальных горизонтов на размытую поверхность выветрелых гранодиоритов нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Здесь обнажены (снизу вверх):

1. Лиловые дацитовые порфиры с галькой выветрелых гранодиоритов, с обломками вулканогенного стекла, кислых

эффузивов и кристаллов полевых шпатов и кварца; иногда в порфирах отмечается гороховая текстура; местами при увеличении количества обломков порода переходит в туфо-лаву. 12 м

2. Слоистые и косослоистые лиловые туфы и туфогра-велиты дацитовых и липаритовых порфиров 13 "

3. Валунные туфоконгломераты с галькой (до 30 см) гранодиоритов, диоритов, габбро-диоритов и габбро, а также зеленокаменно измененных порфиритов и жильного кварца. 40"

4. Тонкослоистые яшмовидные туффиты желтовато-серые с зелеными и красными прослоями (до 4 м) липаритовых пор-фиров 20"

5. Лиловые и коричневато-лиловые дацитовые и липа-ритовые порфиры, иногда с редкой галькой розовых грани-тоидов. 50"

6. Темно-лиловые, лиловые и темно-серые андезито-вые порфириты и дацитовые порфиты, рассеченные многочис-ленными дайками (мощностью до 5-10 м) розовых и розовато-желтых фельзитовых порфиров 500"

7. Лавоконгломераты с крупной (до 40 см) галькой лиловых порфиритов, реже дацитовых порфиритов, темно-вишневых фельзитов, крупно- и среднезернистых гранодио-ритов 8"

8. Темно-черные и темно-лиловые андезитовые и реже базальтовые порфириты с многочисленными дайками и тела-ми неправильной формы желтовато-розовых фельзитовых порфиров и темно-вишневых дацитовых порфиров... . . 350"

9. Переслаивание лиловых и темно-серых андезито-вых порфиритов с лиловыми и темно-коричневыми дацитовы-ми порфиритами и их туфами. 55"

10. Лиловые дацитовые и липаритовые порфиры с фено-кристами водяно-прозрачного кварца. 450"

На правом берегу р.Хангыг-Сангас не обнажены низы разреза толщи. Мощность приведенного разреза достигает 1500 м.

Севернее, по левому борту р.Сангас, выше впадения р.Прямой Сангас в сайлыгской (?) толще выделяются три пачки (снизу вверх):

1. Серые и зеленовато-серые андезитовые и базальтовые пор-фириты с редкими прослоями туфов и туфолав дацитовых и липари-товых порфиров 600м

2. Серые и пестрые зелено-розовые липаритовые порфиры, их

туфобрекчии и туфы с многочисленными телами неправильной формы розовых субвулканических липаритовых и дацитовых порфиров, час-то пиритизированных. В верхах пачки - туфы и туфобрекчии липари-товых порфиров. 200-300м

3. Плитчатые и массивные, местами косослоистые красно-цветные разнотекстурные песчаники, иногда содержат гальку грани-тоидов и жильного кварца. В верхах - нечетко ограниченные лин-зовидные прослои мелко- и крупногальчатых конгломератов мощностью до 10 м. Среди песчаников отмечаются прослои вишнево-красных алевролитов, реже розовых липаритовых порфиров и их туфов. Мощ-ность пачки 1200-1400 м. Низы и верхняя часть сайлыгской (?) толщи срезаны разрывными нарушениями. Общая мощность ее в этой части района составляет 2200-2300 м.

В южной части территории листа на хр.Адыр-Баштыг-Тайга от-ложения, относимые условно к сайлыгской толще, представлены туфами и липаритовыми порфирами. Здесь терригенные образования отсутствуют.

Полимиктовые песчаники и гравелиты сайлыгской (?) толщи состоят преимущественно из зерен кварца и плагиоклаза. В неболь-ших количествах отмечается калиевый полевой шпат, рудные минера-лы и обломки эффузивных пород преимущественно кислого состава. Цемент песчаников карбонатный базальный, значительно реже - со-прикосновения. Конгломераты мелкогальчатые до валунных - с валу-нами до 50-80 см в поперечнике, содержат хорошо окатанную галь-ку неметаморфизованных, реже зеленокаменно-измененных эффузи-вов кислого, среднего и иногда основного состава, гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, жильного кварца, карбонатных пород и яшмидов.

Количественное соотношение различных обломков сильно варьи-рует. Цемент конгломератов базальный, разнотекстурный полимикто-вый, иногда - известковый. Липаритовые порфиры состоят из фенокристов кварца, плагиоклаза № 12-20, калиевого полевого шпа-та и микропикриловой, либо фельзитовой основной массы. Фель-зиты отличаются отсутствием или очень малым количеством порфи-ровых выделений. Для дацитовых порфиритов характерно присутст-вие фенокристов амфибола, реже биотита и еще реже калиевого полевого шпата. Плагиоклаз основной массы имеет состав соответ-ствующий № 18-25. Андезитовые порфириты, в том числе миндалека-менные, в отличие от аналогичных по составу кембрийских одноимен-ных пород имеют преимущественно красноватую и лиловую окраску. Они состоят из порфировых выделений плагиоклаза № 30-35 и цвет-ных минералов, обычно замещенных вторичными новообразованиями.

Основная масса имеет апоандезитовую, апоинтерсертальную структуру. Базальтовые порфиры отличаются более основным плагиоклазом (№ 55-60) и диабазовой структурой основной массы. Туфы обычно литокристаллокластические. Обломки представлены эффузивами кислого или среднего состава, плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, редко цветными минералами. Состав цемента аналогичен составу обломочного материала. Иногда в цементе присутствуют пепловые частицы. Туфоконгломераты отличаются от туфов большим размером обломков, присутствием окатанной гальки инородного материала — гранитоидов и зеленокаменно измененных эффузивов. Мощность сайлыгской (?) толщи определяется в 2200-2300 м.

Нижняя возрастная граница характеризуемой толщи определяется ее залеганием на размытой поверхности нижнекембрийских эффузивных образований и на выветрелых гранодиоритах нижнепалеозойской интрузии. По петролого-литологической характеристике описанный комплекс пород наиболее близок к сайлыгской нижнедевонской толще, которая западнее — в среднем течении р.Бий-Хем, располагается на палеонтологически охарактеризованных силурийских отложениях (Чудинов, 1958ф) и перекрывается сейбинской толщей, имеющей средне-верхнедевонский возраст (Шенкман, 1961). Все это позволяет описанную выше толщу условно сопоставить с сайлыгской и индексировать как $D_1 \delta (?)$

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения представлены достаточно широко. Генетически среди них выделяются ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные и вулканогенные образования. По возрасту они относятся к нижнему-среднему отделам (нерасчлененным), верхнему и современному отделам.

Нижне- и среднечетвертичные отложения

Б а з а л ь т ы (βQ_{1-2}) развиты на юго-западе, где слагают небольшие останцы в поле развития ледниковых отложений в нижнем течении р.Дотот и Соруг. Обнаженность их здесь очень плохая. Базальты темно-серые и буровато-серые плотные, либо пористые (пузырчатые). Характеризуются офитовой, реже интерсертальной, витрофировой и долеритовой структурой. Основную массу базальтов слагают лейсты лабрадора № 53-67, обычно неизмененного. Между лейстами заключены округлые или неправильной формы зерна оливи-

на, авгита, магнетита, титаномагнетита и остатки буро-желтого нераскристаллизованного стекла. Порфиновые вкрапленники почти всегда образованы оливином, реже плагиоклазом и авгитом.

Мощность базальтов в бассейне р.Хамсара и Соруг составляет 150-200 м.

Нижний возрастной предел базальтов установлен по данным спорово-пыльцевого анализа. В прослойке глины, залегающей среди этих отложений на р.Соруг (лист N-46-XXVI, Зоненшайн и др., 1957ф) обнаружены 145 пыльцевых зерен и спор, из которых 45 — *Pinus Sibirica*, 27 — *P. Silvestris*, 6 — *Betula*, 2 — *Alnus*, 65 — травянистых и споровых растений (из которых 38 — *Bryales*), указывающих на четвертичный возраст вмещающих пород. Верхний возрастной предел базальтов определяется тем, что они перекрываются мореной последнего (верхнечетвертичного) оледенения. Поэтому возраст базальтов датируется как ниже-среднечетвертичный.

Верхний отдел (Q_3)

Верхнечетвертичные отложения по генетическому признаку делятся на ледниковые и флювиогляциальные.

Л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я (морена) пользуются широким распространением. Они развиты на склонах водоразделов и выстилают днища долин, в бассейнах рек Белая Дургомжа, Дотот, Чангыс-Ама, Ары-Хем, Чойган-Хем. Морена представлена донной (основной) и боковой (береговой) фациями. Состоит она из сильно глинистых грубозернистых песков с валунами и глыбами пестрого петрографического состава (различных гранитоидов, эффузивов и базальтов). Валун и глыбы нередко достигают 2-6 м в поперечнике, характеризуются угловатой формой и нередко носят следы ледниковой триховки. Мощность морены колеблется от 30 до 50 м.

Верхнечетвертичный возраст ледниковых отложений определяется на основании принадлежности к обширному единому моренному покрову северо-восточной Тувы, возраст которого в Тоджинском районе (лист M-47-I и M-47-XIV) определен как верхнечетвертичный по соотношению морены с аллювием высоких террас. Кроме того, в 5 км от западной границы территории на р.Хамсыре (лист N-47-XXVI) морена залегает на базальтах, подстилаемых среднечетвертичными водноледниковыми образованиями, возраст которых установлен по данным спорово-пыльцевого комплекса (Зоненшайн и др., 1957ф).

Флювиогляциальные отложения развиты в нижнем течении р.Чангыс-Ама, Дотот и Соруг. Они слагают положительные формы рельефа: озы, камы и флювиогляциальные террасы и представлены

песками от мелко- до грубозернистых, гравием, галькой различных эффузивных пород. Характерными признаками этих отложений является хорошая сортированность материала, преобладание тонких фаций и горизонтальная, косая и линзовидная слоистость.

В бассейне р.Чангис-Ама озовая гряда сложена (по данным Л.П.Зоненшайна и др., 1957г) очень грубыми хорошо отмытыми гравелистыми песками, имеющими пеструю (розовато-зеленую) окраску, переслаивающимися с мелким и средним галечником, реже включающими линзы среднезернистых песков желто-бурого цвета. Слоистость горизонтальная и линзовидная. Камы, как и озы, в бассейне р.Чангис-Ама сложены горизонтально-слоистыми песками, переслаивающимися с супесями.

В долине р.Дотот камовый холм сложен мелко-песчаным материалом. В нижней части склона выходят тонкозернистые светло-серые пески и супеси с горизонтальной слоистостью, переходящие постепенно вверх по разрезу в мелкозернистые и крупнозернистые пески волнисто- и косослоистые. В верхней части разреза появляются мелкие линзы и прослойки гальки.

Флювиогляциальная терраса выделена М.Г.Гросвальдом (Зоненшайн и др., 1957г) в левом борту долины р.Чойган. Верхняя пачка флювиогляциальной террасы мощностью 1,5 м состоит из многочисленных горизонтально вытянутых линз гальки и гравия, реже грубозернистых песков, с косой слоистостью внутри линз. Нижняя пачка мощностью 12-13 м песчаная косослоистая с небольшой примесью мелкой гальки. Выделяемые пачки существенно отличаются характером слоистости, что указывает на изменение условий в период их формирования. Видимая мощность флювиогляциальных отложений в данном районе до 50 м. Возраст флювиогляциальных отложений определяется как верхнечетвертичный, так как они во многих местах территории подстилаются мореной последнего оледенения и генетически связаны с этим оледенением.

Верхнечетвертичные и современные отложения

Долинные базальты (β_{3-4}) выполняют долины мелких ручьев в юго-восточной части территории. Они являются частью обширного лавового поля, развитого по долине р.Жом-Болок и пади Хи-Гол на территории соседнего к востоку листа. Генетически эти базальты связаны с так называемыми четвертичными вулканами Окинской группы, приуроченными к зоне разломов широтного и северо-западного простирания. На описываемой территории расположен один из них ("Старый вулкан").

По данным П.А.Кропоткина (1867), С.В.Обручева и М.Л.Лурье (1954), Л.П.Зоненшайна, А.Ф.Адамовича, М.Г.Гросвальда (1957г) лава вытекала из двух центров: из трещин вблизи вулкана Кропоткина и севернее вулкана Перетолчина, расположенных за пределами листа N-47-XXV.

В разрезе вулканических образований предыдущие исследователи (Зоненшайн и др., 1957г) выделяют две пачки: нижнюю - туфолововую, слагающую лавовый поток и верхнюю - шлаковую - формирующую конусы вулканов. Нижняя пачка темноватая, литологически представлена туфами, массивными и пузырчатыми базальтами и лавобрекчиями. Туфы представляют собой агрегат опекшихся вулканических бомб, состоящих из пористого шлака. Туфы не выдержаны по мощности, местами образуют раздувы до 3 м, иногда выклиниваются и замещаются базальтами.

Среди базальтов выделяются плотные афанитовые и кристаллические оливиновые разновидности. Оливиновые базальты обладают четкой порфировой структурой. Вкрапленники, составляющие 20-25% породы, имеют размер до 1 мм и представлены темно-зеленым оливином и длиннопризматическим плагиоклазом. Основная масса стекловатая. Лавовый поток в верхней части представлен флюидальными оливиновыми базальтами. Флюидальность в них обусловлена чередованием различных окрашенных светло-серых и темно-серых волнистых прослоев, нередко они пузырчатые. Флюидальные базальты перекрываются маломощными прослоями лавобрекчий. Лавобрекчии состоят из обломков пузырчатых базальтов, цементированных рыхлым пепловым материалом. Вскрытая мощность лавового потока до 5 м.

Верхняя шлаковая пачка отделена резкой границей от ниже лежащей и отличается от последней характерной ржаво-бурой и красноватой окраской. В составе шлаковой пачки отмечается вулканические бомбы, слабо цементированные шлаковой рыхлой массой. Мощность верхней пачки 10-15 м. Общая мощность долинных базальтов определяется в 150-200 м.

Возраст вулканогенных образований является послеледниковым, голоценовым, так как на территории смежного к востоку листа, в долине р.Жом-Болок ниже устья р.Шарзи С.В.Обручевым и М.Л.Лурье (1954) установлено обтекание базальтами верхнечетвертичных морен. Этот вывод подтверждается тем фактом, что описанные вулканогенные образования выполняют молодой трог.

Аллювиальные отложения (Q_{IV}) пойм и низких (5–7 м) надпойменных террас развиты по долинам крупных рек: Дотот, Чангыс-Ама, Чойган-Хем и Изиг-Суг и состоят из перемывных моренных и флювиогляциальных отложений. В поймах преобладают пески, супеси, суглинки. Террасы сложены гравийно-галечниковым материалом. Они имеют очень ограниченное распространение и незначительную ширину и поэтому на геологической карте не показаны.

Морена современных ледников. Современный ледник приурочен к самой высокой вершине района – пику Хончаар (абс.отм. 2808). Ледники пика Хончаар несут боковую и конечную морену, состоящую из глыб коренных пород. Строение ледников описано в главе "Геоморфология". В связи с малой площадью распространения морена современных ледников на геологической карте не показана.

К современным отложениям относятся также делювиальные отложения, широко развитые на склонах хребтов и представленные глыбами и щебенкой различных коренных пород. Мощность их не превышает 2 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы, занимающие большую часть территории листа N-47-XXII, имеют разнообразный состав – от гранитов и субщелочных гранитов до габбро и пироксенитов.

На основании данных, собранных в пределах района и по сопоставлению с интрузиями Восточной Тувы и близлежащих территорий Восточного Саяна, интрузивные породы относятся к четырем комплексам: протерозойскому (дербинскому), синийскому (?) (саяноскому), нижнепалеозойскому (тануольскому) и девонскому (бреньскому).

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дербинский комплекс (γPt_2)

Интрузивные образования, относимые к протерозойскому (дербинскому) интрузивному комплексу, широко развиты севернее характеризуемого района (лист N-47-XXI, Руднев, 1961ф), где они слагают крупный Алытджерский массив (I)^X, занимающий значительную

^XНомера в скобках соответствуют нумерации массивов на тектонической схеме (рис. I).

площадь. На территорию листа они заходят только узкой полосой вдоль северной рамки (правобережье р.Черная Дургомжа и левобережье р.Шебит) где они прорывают отложения билинской свиты (Pt_2^{bn}) и представлены биотитовыми серыми, мелко- и среднезернистыми гранитами. В биотитовых гранитах содержится плагиоклаз (олигоклаз № 22–25 – до 30–35%, микроклин – 30%, кварц – 30–35%, биотит – 5–10%). Эпидиоматические минералы представлены серицитом, мусковитом, хлоритом. Акцессорные – апатитом, сфеном, пирконом, ортитом, гранатом. Текстура массивная, субпараллельная. Структура гипидиоморфнозернистая, лепидотранобластическая и аллотриоморфнозернистая.

Контактные изменения у протерозойского интрузивного комплекса проявляются слабо. В экзоконтактах со сланцами и гнейсами отмечается развитие мигматитов, а на контактах с карбонатными породами – проявление пироксенов. В зоне эндоконтакта наблюдается обогащение гранитов роговой обманкой.

Протерозойский (дербинский) интрузивный комплекс сопровождается жилами кварц-полевошпатового состава, в которых отмечается повышенное содержание фергусонита, циркона и присутствие пирита, уранжита, швелита и минералов группы приорита. К жильной серии приурочена ниобо-редкоземельная минерализация и незначительные концентрации урана, тория, тантала. Жильные породы этого комплекса на карте не показаны. Возраст гранитоидов описываемого комплекса по аналогии со смежными районами (лист N-47-XXI, Руднев, 1961ф) определяется как протерозойский (γPt_2).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СИНЬСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Саянский комплекс γ -до $Pt_3(Sn)$

Интрузивные породы, условно отнесенные к синийскому (саянскому) интрузивному комплексу, представлены гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Они развиты на юге территории листа на междуречье Изиг-Суг и Чойган, куда заходит краевая часть Изигсугского массива (X). Кроме того, небольшие линзовидные и пластовые интрузивные тела этого комплекса обнажены среди докембрийских отложений западнее р.Изиг-Суг.

Форма интрузий там, где она не обусловлена разрывными нарушениями, подчинена преобладающим простираниям вмещающих толщ. Контакты часто имеют сложную конфигурацию; например на правобережье Изиг-Суга, во вмещающих породах наблюдаются многочисленные апофизы и кварц-полевошпатовые жилы, а в зоне эндоконтакта-

отторженцы вмещающих сланцев, нередко имеющие расплывчатые контуры. В отдельных случаях интрузии сопровождаются инъекционными гнейсами, занимающими значительную площадь (междуречье Чойгана и Изиг-Суга).

Изигсугский массив, в отличие от Алыгджерского, образован более разнообразным комплексом пород – кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами. Аналогичный состав имеют и пластовые интрузии связанные с Изигсугским массивом. Для всех пород саянского интрузивного комплекса, в отличие от более молодых комплексов, характерны средне- и мелкозернистые структуры и гнейсовидный облик, обусловленный параллельной ориентировкой цветных компонентов и полевошпатовых зерен. Цвет пород серый или светло-серый, иногда с желтоватым оттенком. Кроме полевых шпатов, кварца и биотита в этих породах присутствует гранат; иногда наряду с биотитом отмечается мусковит.

Граниты состоят из решетчатого микроклина, количественно преобладающего над плагиоклазом представленным олигоклазом последних номеров, реже более кислым из кварца и плеохроирующего в коричневых тонах биотита. В микроклине наблюдаются в небольшом количестве тонкие волокна пертита. Плагиоклаз часто содержит округлые выделения кварца. На границе с микроклином в нем отмечается мирмецит. Акцессорные минералы представлены розовым гранатом, апатитом в виде мелких длиннопризматических кристалликов, очень мелкими зернами циркона, окруженного в биотите плеохроичным ореолом. Граниты имеют аллотриоморфнозернистую и нередко бластоцементную структуру, с относительно крупными зернами полевых шпатов "обтекаемыми" мелкозернистой гранобластовой основной массой.

По всей вероятности, постепенными переходами с гранитами связаны биотитовые гранодиориты. Последние отличаются от гранитов большей основностью плагиоклаза (олигоклаз-андезин), образующего более идиоморфные зерна, нередко с зональным строением, и появлением среди акцессорных минералов сфена.

По химизму гранодиориты занимают промежуточное положение между собственно гранодиоритами и щелочно-земельными гранитами по Р.Дэли, отличаясь от первых большим содержанием щелочей, свободного кремнезема и меньшим количеством цветного компонента (табл. I). По сравнению со щелочно-земельными гранитами порода существенно беднее щелочами и несколько обогащена цветными минералами. Отличием от средних составов как гранитов, так и гранодиоритов по Р.Дэли является резкое преобладание натрия над калием. По

Таблица I

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.л.	H ₂ O	Сумма
Гранодиорит, Р. Изиг-Суг	71,30	0,30	14,85	0,73	2,16	0,05	0,79	2,54	4,70	1,82	0,085	0,61	0,10	100,035

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Порода	a	c	b	S	f'	m'	a'	n	t	φ	Q	a/c
Гранодиорит, Р. Изиг-Суг	12,6	3,0	4,7	79,7	56,5	28	15,5	75	0,2	12,6	31,2	4,2

петрохимической характеристике порода является полным аналогом лейкократовых гранодиоритов нижнепалеозойского комплекса, описанных ниже (табл. 2), что подчеркивает условность отнесения Изигсутского массива к докембрийским интрузиям.

Кварцевые диориты состоят из таблитчатых зональных кристаллов плагиоклаза, содержащих от 30 до 40% анортитовой молекулы, относительно мелких зерен кварца, незначительного (менее 5%) количества нерешетчатого калиевого полевого шпата, плеохроирующего в красновато-коричневых и желтых тонах и иногда замещающего его мусковита. Из акцессорных минералов отмечаются: сфен, апатит, циркон, пирит. В протоочных пробах обнаружены, также, гранат, ильменит, ортит, молибденит, уранит, флюорит. Вторичные изменения в породе незначительны и выражены в эпидотизации и хлоритизации, реже мусковитизации биотита, серицитизации плагиоклаза. Гипидиоморфнозернистая структура часто переходит в бластоцементную с порфиробластами плагиоклаза, погруженными в относительно мелкозернистую массу, состоящую из гранулированных зерен кварца с волнистым угасанием, чешуек биотита, иногда зерен калиевого полевого шпата и эпидота. Субпараллельная ориентировка биотита в некоторых случаях заметна и в шлифах.

Эндоконтактовые изменения наблюдаются лишь в узкой зоне непосредственного контакта кварцевых диоритов с вмещающими породами. Так на правом берегу р. Изиг-Суг биотитовые кварцевые диориты на контакте с амфиболитами билинской свиты в одном случае образуют метровой мощности зону плагиоклазитов, в которых резко уменьшено содержание кварца, а в другом – в апофизах и жилкообразных телах, инъецирующих амфиболиты – переходят в роговообманково-биотитовые разности.

Экзоконтактовые воздействия интрузии проявляются в образовании инъекционных гнейсов и мигматитов, окаймляющих массивы. Состав образующих инъекцию прожилков в кристаллических сланцах, амфиболитах и гнейсах билинской свиты варьирует от кварцевых диоритов до гранодиоритов.

Жильные породы, сопровождающие саянские (?) интрузии, несмотря на их обилие, отличаются однообразием состава. Они представлены аплитовидными гранитами, аплитами, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами. В большинстве случаев жильные тела приурочены к зонам экзоконтакта интрузий. Жильные породы данного комплекса на карте не показаны.

Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы представляют собой невыдержанные по простиранию тела, не превышающие по мощности 3 м и по протяженности десятка, реже нескольких десятков метров.

Кварц-полевошпатовые жилы переходят по простиранию в кварцевые. Минералогический анализ протоочных проб показывает присутствие в них розового граната иgrossуляра (для жил в мраморах), ильменита, радиоактивного циркона, уранита, молибденита, сфена, апатита, пирита, арсенопирита и шеелита.

В интрузивных и жильных породах характерно присутствие молибденита, уранита, шеелита и циркона. В единичных случаях в кварц-полевошпатовых жилах фиксировался арсенопирит. Спектральный анализ обнаруживает в породах Изигсутского массива повышенные содержания циркония, церия, стронция.

Возраст описанного интрузивного комплекса не определяется непосредственными соотношениями на территории листа N-47-XXV. Поэтому учитывая сходство описанного интрузивного комплекса с протерозойским (сибирским), развитым на территории листа N-47-XXXIII (Махин, 1961), а также отчетливо выраженную конкордантность по отношению к вмещающим докембрийским толщам, повсеместное развитие гнейсовидных текстур и широких полей инъекционных гнейсов, сопровождающих интрузию, гранитоиды Изигсутской интрузии были условно отнесены к верхнепротерозойскому (саянскому) интрузивному комплексу.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Таннуольский комплекс

Породы раннепалеозойского комплекса слагают крупный Чойганский массив, занимающий большую часть площади листа N-47-XXV и продолжающийся на восток и юго-восток за его пределы в бассейн р. Жом-Болок. Массив имеет сложную конфигурацию, обусловленную присутствием многочисленных останцов кровли, позднейшими тектоническими смещениями и внедрением молодых интрузий. В бассейне р. Хан и на правом берегу р. Сангас – у северной границы листа N-47-XXV находятся интрузивные массивы, большая часть которых расположена вне описываемого района. Контактная поверхность интрузии там, где ее удалось наблюдать, обычно имеет крутое падение (левобережье р. Дотот, бассейн р. Ханниг Калыр-Ос, Ортен-Хем). Это не исключает пологого характера кровли интрузии на отдельных участках, где, судя по соотношению границы интрузии с рельефом, поверхность контакта полого погружается в сторону вмещающих пород (междуречье Ханниг-Сангаса и Белой Дургомжи, Сангас у устья Ханниг-Сангаса, восточный берег оз. Усть-Дээрлиг-Холь).

В раннепалеозойский интрузивный комплекс входят разнообразные породы, образующие сложную серию — от адалеллитов и плагиогранитов до оливковых габбро и перидотитов. Они могут быть сгруппированы по своей основности в соответствии с наиболее распространенными их ассоциациями следующим образом: габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты; диориты, габбро-диориты, габбро-тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты; лейкократовые гранодиориты, плагиограниты, адалеллиты.

Породы трех первых групп, участвуя в строении сложных массивов, либо связаны постепенными переходами, либо обособлены и отделены секущими контактами. Так, породы группы габбро бывают связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами-тоналитами, но в ряде случаев прорваны ими (верховье р.Чойган, верховье р.Острен и др.) и породами группы лейкократовых гранодиоритов (водораздел рек Чойган и Урда-Шан, левобережье р.Сангас и т.д.). Тоналиты — кварцевые диориты в свою очередь прорваны лейкократовыми гранодиоритами — адалеллитами (бассейн р.Сангас).

Разнообразие состава пород и сложность их соотношений обусловлены как явлениями гибридизма, особенно интенсивного на первых этапах внедрения, так и неоднократным проникновением в застывшую оболочку интрузии новых, прорывающих ее порций магмы из глубины.

Распределение интрузивных пород в Чойганском массиве обнаруживает лишь слабо выраженную закономерность: габброиды и диориты часто, но далеко не повсеместно, тяготеют к краевой части массива.

Г а б б р о , г а б б р о - н о р и т ы , п и р о к с е н и т ы и п е р и д о т и т ы ($\sim \text{Pz}_1$) распространены ограничено. Они были изучены в верховьях р.Острен Б.Е.Карским (1950г) в так называемом Устреньском (Остренском) массиве (УП) и наблюдались в непосредственной близости от него на правом берегу р.Биче-Острен Д.И.Трубино (1961г). Ультраосновные породы типа габбро-перидотитов встречаются в виде шлировых обособлений среди габброидов южнее г.Олдурум (Зоненшайн, 1957г) и близ устья р.Коктыг-Хем.

В верховьях Острена (водораздел р.Улун-Острен и Биче-Острен) габброиды со шлирами ультраосновных пород, по данным Б.Е.Карского, слагают периферическую часть габбрового массива, имеющего воронкообразную, несколько удлиненную в плане, форму. Последняя определяется ориентировкой параллельных текстур, которые имеют падение, направленное к центру массива: крутое $60-80^\circ$ по периферии и более пологое — $40-60^\circ$ и до $20-25^\circ$ ближе к центральной части.

Габбро и габбро-нориты представляют собой серые или серовато-зеленые, нередко бурные (за счет выделившихся на поверхности гидроокислов железа) среднезернистые, реже — крупнозернистые породы. Они состоят из основного плагиоклаза, моноклинного и ромбического пироксена, роговой обманки и аксессуарных — титаномagnetита, апатита, рутила; иногда, помимо титаномagnetита, встречаются раздельно magnetит и ильменит. В некоторых случаях появляется оливин. Плагиоклаз (от 50 до 75%) представлен лабрадором № 50-65. Моноклинный пироксен — авгит (от 5 до 40%) образует короткопризматические или неправильной формы зерна, обладающие слабым плеохроизмом в зеленых тонах и иногда диаллаговой отдельностью. По периферии зерен авгит замещается роговой обманкой и актинолитом. Ромбический пироксен (5-25%) габбро-норитов представлен гиперстеном, образующим удлиненные призматические кристаллы с очень слабым плеохроизмом от бледно-розового по Nr до бледно-зеленого по Ng . Он оптически отрицателен, иногда отмечаются отклонения от прямого угасания до $7-8^\circ$. По периферии кристаллы замещаются актинолитом и тальком. Роговая обманка (1-15%) встречается не повсеместно в виде ксеноморфных зерен с плеохроизмом от буровато-зеленого до светло-зеленого цвета. Рудные минералы (1-7%) образуют ксеноморфные зерна. Им обычно сопутствует апатит.

Структура породы габбровая, реже обитовая и на участках, обогащенных титаномagnetитом, сидеронитовая.

Пироксениты и перидотиты слагают линзообразные, хилообразные и "ленточные" шлиры размером от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике и от нескольких метров до первых десятков метров по простиранию и по падению. Породы имеют темно-зеленую до почти черной окраску, среднезернистое, либо мелкозернистое сложение. В состав пироксенитов входят авгит (50-85%), гиперстен (от 5 до 45%), титаномagnetит (8-25%), апатит (1%) и шпинель. В перидотитах (лёрцолитах и верлитах), кроме того, содержится оливин (до 75%), при более высоком содержании которого породы иногда переходят в дуниты. В небольших количествах (до 5%) присутствует плагиоклаз (лабрадор); содержание его обычно возрастает в периферической части шлиров.

Авгит и гиперстен в ультраосновных породах ни по форме выделения, ни по оптическим свойствам не отличается от этих минералов в габбро-норитах и габбро. Гиперстен обычно уступает количественно авгиту и иногда отсутствует (верлиты). Оливин наблюдается в виде короткопризматических или изометричных округленных зерен. Оливин обычно в той или иной степени замещен серпентином и тальком. Рудные минералы образуют агрегаты, всегда ксеноморфные по отношению к силикатам, и нередко корродируют их. Иногда руд-

ный минерал обрастает каемкой роговой обманки и биотита. Апатит ассоциирует с титаномagnetитом. Количество его не превышает 1%. В единичных случаях отмечалась ярко-зеленая шпинель. Из сульфидов присутствуют пирротин и реже - пирит. Структуры гипидиоморфно-зернистые, характеризующиеся идиоморфизмом оливина к пироксенам и авгита по отношению к гиперстену. Плаггиоклаз всегда ксеноморфен. В участках с обильным титаномagnetитом наблюдаются сидеронитовые структуры.

Диориты, габбро-диориты, габбро ($\delta \nu \text{ Pz}_1$). Породы данной группы связаны между собой постепенными переходами и не всегда различимы по внешнему облику. Среди участков, сложенных габбро и диоритами, и распределенных сравнительно равномерно по всей территории листа, заслуживают упоминания: Хончаарский (близ г.Хончаар) с преобладанием оливиновых и безоливиновых габбро и, в меньшем количестве, - анортозитами и диоритами; Одурумский (район г.Одурум-Тайга), сложенный габбро и габбро-диоритами; междуречье Сангаса и Бол.Дургомжи и левобережье р.Сангас, где наряду с габбро распространены диориты, междуречье Кол-Дыта и Дотота с преобладанием диоритов в верховьях рек Чойган и Ходыштыг-Хем и на междуречье Чойгана и Остюрена. Существенно диоритовый состав имеют массивы, расположенные у северной границы района в бассейне р.Хан и в нижнем течении р.Сангас.

Породы рассматриваемой группы имеют серый либо темно-серый цвета, часто с зеленоватым оттенком, и структуру, изменяющуюся от мелко- до крупнозернистой. Последняя наиболее характерна для меланократовых габбро, обнаруживающих иногда даже в образце пойкилофитовую структуру. Нередко наблюдается субпараллельная ориентировка минералов. Наряду с породами однородной структуры распространены породы со шлировой и такситовой текстурой. Среди них встречаются габброиды, в которых относительно мелкозернистая и меланократовая масса окружена более крупнозернистой.

В верховье р.Ханннг Сангас и на левобережье р.Дотот наблюдались шаровые габбро, в которых сферические обособления диаметром 3-8 см, сложенные меланократовым мелко-среднезернистым габбро, иногда с порфировидным плаггиоклазом в центре, цементируются крупнозернистым мезократовым габбро.

В описываемую группу входят, помимо габбро, не отличающихся по составу от пород группы габбро-норитов - перидотитов, также оливиновые, пироксен-роговообманковые, роговообманковые и уральтовые габбро, кварцевые габбро и пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро-диориты и диориты. Плаггиоклаз (20-70%)

в оливиновых габбро представлен лабрадором или лабрадор-битовнитом № 70-75; в габбро-лабрадором № 50-70; в габбро-диоритах-андезин-лабрадором № 45-55 и в диоритах-андезином № 38-47. В последних он обычно имеет зональное строение. Количественное соотношение плаггиоклаза и цветных минералов, приблизительно равное в мезократовых габброидах, изменяется в пользу цветных компонентов - в меланократовых.

Среди габброидов района г.Хончаар встречаются существенно плаггиоклазовые разности, переходящие в анортозиты. Моноклинные пироксены (30-70%) представлены в большинстве случаев авгитом (или диаллагом) в виде бесцветных или буроватых призматических кристаллов или зерен неправильной формы. Реже встречается зеленоватый, очень слабо плеохроирующий диопсид-геденбергит. Оливин (0-30%) образует округлые зерна, частью замещенные серпентином, тальком и иддингситом. Иногда оливин обрастает моноклинным пироксеном, который в свою очередь замещается по периферии красновато-коричневым биотитом, иногда образующим крупные (до 7-8 мм) чешуи.

Роговая обманка наблюдается в виде удлиненных призматических кристаллов неправильной формы или мелких ксеноморфных зерен, плеохроирующих от буровато-зеленого до светло-желтого цвета с угасанием $c:N_g = 14-18^\circ$. Кварц (менее 5%) присутствует в некоторых разностях в виде мелких ксеноморфных зерен. Акцессорные минералы (до 3%) представлены magnetитом и титаномagnetитом, ильменитом, апатитом, сфеном, пиритом, цирконом, реже - гранатом, молибденитом. Из постмагматических изменений наиболее широко распространенной является амфиболизация, обуславливающая частичное и во многих случаях полное замещение пироксенов уралитом или актинолитом. Менее интенсивно происходит сосюртитизация и серицитизация плаггиоклазов, хлоритизация цветных минералов.

Структура габбро и габбро-диоритов габбровая, офитовая и пойкилофитовая, реже порфировидная. В диоритах более распространена гипидиоморфнозернистая структура. В некоторых оливиновых габбро отмечалась друзитовая структура; оливин обрастает моноклинным пироксеном, замещающимся по периферии биотитом.

По химизму (см.табл.2) оливиновые габбро отличаются от среднего состава оливиновых габбро по Р.Дэли пониженной щелочностью и повышенным содержанием магния за счет кальция в цветном компоненте. Это связано с низким содержанием альбитовой молекулы в плаггиоклазе и диопсида в моноклинном пироксене. Петрохимическая характеристика диоритов вполне соответствует характеристике диоритов по Р.Дэли, отличаясь преобладанием натрия над калием.

Таблица 2

№ п/п	Порода	Место взятия образцов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Cl-F	н.п.п.	H ₂ O	Сумма
1	Оливиновый габбро	Канее пика Ханчаар	44,67	0,36	20,25	1,52	7,28	0,12	9,98	11,35	1,62	0,37	-	-	-	0,7	-	98,22
2	Оливин - содержащее габбро	р. Колдыт	45,52	0,63	18,83	2,90	7,67	0,15	9,36	12,10	1,28	0,21	0,14	0,05	0,1	1,73	0,40	101,0
3	Диорит	р. Ортен-Хем	57,63	0,92	16,46	3,08	4,46	0,14	3,73	6,49	3,70	1,32	0,213	0,016	-	1,19	0,09	99,439
4	Кварцевый диорит	р. Кара-Бурень	58,08	0,66	16,73	1,71	5,31	0,14	3,65	6,88	3,06	1,14	-	-	-	2,35	0,12	99,83
5	Тоналит	р. Белая Дургонда	63,99	0,37	15,94	1,94	3,60	0,11	2,79	6,04	2,84	0,72	0,121	-	-	0,94	0,12	99,52
6	Тоналит	р. Колдыт	69,28	0,25	16,60	1,32	1,66	0,09	0,33	4,85	3,63	0,86	0,11	-	0,14	0,34	0,44	99,90
7	Тоналит	Бассейн р. Кара-Бурень	64,66	0,42	15,39	1,32	4,92	-	1,86	6,23	2,77	0,23	-	-	-	1,75	0,08	99,63
8	Гранодиорит	р. Сангас	66,17	0,69	14,10	2,42	2,74	0,09	2,09	4,08	4,00	1,88	0,119	-	-	0,70	0,16	99,239
9	Гранодиорит лейкократовый	р. Остюрен	65,41	0,70	13,82	2,55	3,50	0,17	1,94	3,10	4,54	1,74	0,21	0,01	-	1,72	0,11	99,52
10	Адамеллит	р. Колдыт	72,82	0,27	13,57	0,65	1,73	0,06	0,79	2,01	3,88	2,74	0,057	-	-	0,53	0,16	99,267

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	q	a/c
1	4,3	12,2	29,1	54,2	30,1	62	8,3	13	88,5	0,54	4,5	12,2	0,34
2	3,1	10,0	32,3	54,6	32	51	17	-	91	1,0	8	7,0	0,3
3	10,3	5,4	15,6	68,7	45,6	41,6	12,7	-	81,0	1,18	1,7	11,4	1,9
4	8,7	3,8	18,3	69,9	38	35	29,8	-	80	0,92	8,6	17,0	2,3
5	7,4	7,2	10,5	74,9	51,2	46,1	3,3	-	86	0,4	16,7	27,8	1,03
6	9,6	6,0	3,8	80,6	73	14	-	13	86	0,4	2,9	36	1,6
7	6,6	7,2	9,7	76,5	61	33	6	-	93	0,5	11,6	38,4	0,9
8	12,8	2,8	10,2	74,2	45,6	34,2	20,0	-	68,0	0,77	19,7	20,0	4,5
9	12,54	2,9	9,7	74,3	58,0	33,6	8,4	-	80	0,82	22,3	23,3	4,3
10	12,3	2,4	4,2	81,1	52,2	31,8	-	15,9	67,9	0,28	12,7	35,2	5,1

Тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты (δPz_1), большая часть которых сосредоточена в центральной и северо-западных частях Чойганского массива, представляют собой серые, либо зеленовато-серые породы, варьирующие по структуре от мелко- до крупнозернистых при широком распространении неравномернозернистых разновидностей. Наряду с массивными текстурами, широко развиты такситовые и гнейсовидные.

Тоналиты и кварцевые диориты характеризуются следующим составом: плагиоклаз (45-75%), представленный олигоклаз-андезином (% 28-37) в тоналитах и андезином % 30-46 в кварцевых диоритах, образует таблитчатые кристаллы. Кварц (10-45%) образует относительно крупные зерна или агрегаты, отчетливо выделяющиеся на выветрелой поверхности пород. Он обычно имеет волнистое угасание. Роговая обманка и биотит составляют от 10 до 45%. Иногда в роговой обманке сохраняются реликты замещаемого ею моноклинного пироксена. Микроклин присутствует в незначительных количествах, образует ксеноморфные, обычно мелкие зерна. В гранодиоритах, связанных постепенными переходами с тоналитами, количество микроклина возрастает до 15-20%, нередко увеличивается и размер его зерен, сохраняющих и здесь ксеноморфизм. Из акцессорных минералов (1-7%) наиболее распространенными являются рудные: магнетит, ильменит и пирит, а также апатит и офеит; часто встречается циркон и реже гранат и молибденит. В единичных случаях присутствуют монацит, ортит, оранжит, шеелит. Структура пород гипидиоморфнозернистая с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза ко всем минералам и менее отчетливым - роговой обманки к кварцу и микроклину.

По химизму тоналиты (см. табл. 2) представляют собой весьма своеобразные породы, отличающиеся от среднего состава по Р. Дэли большей пересыщенностью кремнеземом (Q выше чем в трондjemитах) при низком содержании щелочей, в составе которых роль калия очень мала. Для кварцевых диоритов отмечается такое же отклонение от среднего состава по Р. Дэли в содержании щелочей и соотношении натрия и калия.

Лейкократовые гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты (γPz_1) образуют небольшие, по сравнению с тоналитами, тела в верховьях рек Кол-Дыт, Тэрыс-Хан, Сангас и близ устья р. Остюрэн. Они

представляют однообразные светло-серые, на выветрелой поверхности часто розоватые средне- и мелкозернистые, иногда слегка порфировидные породы, обладающие массивными и реже гнейсовидными текстурами. Количественное соотношение плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки в перечисленных породах колеблется незначительно, в то время как содержание калиевого полевого шпата существенно изменяется, определяя переход гранодиоритов с одной стороны к плагиогранитам, бедным калиевым полевым шпатом (до 5%) и с другой - к адамеллитам, где количество его соизмеримо с количеством плагиоклаза (до 30%). Плагиоклаз в гранодиоритах-адамеллитах отчетливо зональный - андезин % 33-45. Ксеноморфные зерна калишпата лишены двойниковой решетки, содержат не более 10% пертитовых вростков (пертитов распада). Присутствуют коричневый и красновато-коричневый биотит и обыкновенная зеленая роговая обманка - (до 15%). Кварц образует изометричные, иногда подвергшиеся грануляции зерна со слабым волнистым угасанием. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом и ильменитом, мелкими зернами апатита, офеитом, цирконом, пиритом и ортитом. Структуры гипидиоморфнозернистые, с отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза; реже, при относительно крупных размерах зерен калишпата, мопновитовые.

По петрохимической характеристике (см. табл. 2) лейкократовые гранодиориты и адамеллиты занимают промежуточное положение между средними составами щелочноземельных гранитов и гранодиоритов по Р. Дэли. По сравнению с гранитами они беднее щелочами и в частности калием, часто пересыщены глиноземом, входящим в состав цветных (слиты).

Эндоконтактовые изменения около эффузивов кембрия и докембрийских амфиболовых сланцев и амфиболитов проявляются в насыщении пород меланократовыми ксенолитами, ориентированными параллельно контакту и - в ряде случаев - в переходе тоналитов и кварцевых диоритов в разновидности, обогащенные роговой обманкой, и в диориты. Характерно появление пироксенсодержащих кварцевых диоритов и диоритов с ситовидной структурой пироксена или замещающей его роговой обманки, которые часто переполнены зернами магнетита. Местами изменения носят исключительно структурный характер: тоналиты и кварцевые диориты в широкой зоне эндоконтакта сменяются мелкозернистыми порфировидными разновидностями, не отличающимися по составу от пород из центральной части массивов (левобережье р. Сангас и др.).

Экзоконтактовые изменения в зависимости от состава интрузии и вмещающих пород имеют различный характер. Экзоконтактовые

породы представлены гнейсовидными мезократовыми амфиболитами, в том числе инъекционными амфиболитами, полосчатыми амфибол-плагноклазовыми и пироксен-плагноклазовыми роговиками и скарнированными породами. Наличие постепенного перехода между нижнекембрийскими базальтовыми порфиритами и амфиболитами указывает на образование последних за счет первых. Эти переходы наблюдаются в обнажении на левобережье р. Кара-Бурень в 3,2 км выше устья р. Коктыг-Хем. Здесь амфиболиты образуют полосу шириной около 1,5 км около интрузии кварцевых диоритов и габбро. Аналогичные соотношения между амфиболитами и эффузивами нижнего кембрия наблюдались на правобережье р. Дотот по р. Усть-Нянгота. В верховье р. Чойган, близ южной границы района, наблюдались инъекционные гнейсы и амфиболиты, нередко переходящие в мигматиты, образовавшиеся, по-видимому, при воздействии гранодиоритовой интрузии на кристаллические сланцы билинской свиты. На р. Алды-Нянгота и в верховьях р. Сангас в экзоконтакте габбро встречены своеобразные полосчатые породы, состоящие из чередующихся 3-20-миллиметровых полос состава мезократового габбро и существенно пироксеновых или амфиболовых полос, иногда окаймляющих полосы тонкозернистых амфиболитов.

Ороговикованные и окварцованные породы довольно широко распространены, но во многих случаях имеют небольшой объем и не могут быть изображены в масштабе карты. Более крупные зоны ороговикования наблюдаются на левобережье р. Дотот ниже устья р. Алды-Нянгота и на левом берегу р. Чойган-Хем. В зоне ороговикования породы тонкозернистые, темно-серые, зеленовато-серые, и светло-желтые. Ороговикованные породы состоят из тонкозернистого агрегата кварца, подчиненных ему количественно зерен полевых шпатов, биотита и амфибола и иногда - пирита. Мраморы айлыгской свиты в бассейне рек Чойган и Ходыттыг-Хем нередко подтверждены окварцеванию - превращены в светло-серые, иногда полосчатые кварцитовидные породы, обычно содержащие вкрапленность пирита. Скарнированные породы и скарны образуются по известнякам и мраморам нижнего кембрия и айлыгской свиты в бассейне рек Ары-Хем, Урда-Шан, Сангас. Они представлены преимущественно пироксен-гранатовыми разностями, реже гранат-эпидот-пироксеновыми, содержащими иногда линзовидные обособления магнетита до 1-2 м в поперечнике.

Жильная серия представлена дайками, сложенными породами среднего, основного и кислого состава и жилами пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми. Жильные породы таннуольского комплекса не всегда легко отличимы от жильных пород более молодого брельского комплекса. Дайки среднего и основного состава имеют мощность от сантиметров до нескольких метров и по протяженности в некоторых случаях до сотни метров. Они представлены отно-

сительно мелкозернистыми габбро, кварцевыми диоритами, тоналитами и гранодиоритами и порфировидными и неполнокристаллическими спессартитами и диорит-порфиритами. Для даек габбро, спессартитов и диорит-порфиритов характерны крутые - до 90° углы падения. По составу большинство из перечисленных пород не отличается от описанных выше интрузивных аналогов. В них обычно наблюдается вкрапленность пирита. Структуры кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов гипидиоморфнозернистые, у габбро и спессартитов - панидиоморфнозернистые. Диорит-порфириты обладают порфировым сложением, часто различимым невооруженным глазом, с интерсертальной или микролитовой основной массой. Судя по пересечению диорит-порфирами и спессартитами пегматитовых жил, наблюдавшемуся на левобережье р. Кол-Дыт, эти породы относятся к позднему этапу жильных образований.

Жильные породы кислого состава представлены аплитами и плагногранит-аплитами, слагающими тела небольшой (до 1-1,5 м) мощности, тяготеющие к контактам интрузивных массивов. В ряде случаев для даек отмечалось пологое залегание.

Пегматитовые, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы приурочены в большинстве случаев также к контактным зонам. Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы обладают, как правило, небольшой мощностью и протяженностью. Пегматитовые жилы в сравнительно большом количестве развиты на левобережье р. Кол-Даты и в верхнем течении р. Кара-Бурень выше впадения р. Коктыг-Хем. На первом участке - отдельные жилы, ориентированные параллельно гнейсовидным текстурным вмещающих диоритов и габбро, достигают мощности 3 м (в раздувах) и протяженности 30 м. У зальбандов местами наблюдаются гнейсовидные биотит-роговообманковые трондьемиты, ближе к центру сменяющиеся графическим пегматитом с голубоватым олигоклазом, розовым микроклином и редкими чешуйками биотита. Центральная часть жил сложена блоковым пегматитом, состоящим из преобладающего розового калишпата или олигоклаза, кварца и мусковита. Последний образует давленные пластинки, достигающие 1-2 см в диаметре. В пегматитах присутствует розовый гранат и обнаруженные в незначительном количестве в протоочных пробах ильменит, пирит, циркон, монацит и ксенотим.

С нижнепалеозойской интрузией связано титаномagnetитовое оруденение, повышенная концентрация церия (монацита). В качестве аксессуаров в породах присутствуют минералы молибдена, церия, тория, вольфрама. В диоритах и габброидах спектральный анализ

показывает присутствие кобальта, скандия и ванадия в количестве, превышающем кларковое. В гранодиоритах и адалмеллитах установлено повышенное, по сравнению с кларковым, содержание иттрия и свинца.

Возраст охарактеризованного интрузивного комплекса, как нижнепалеозойский, определяется прорыванием интрузиями этого комплекса нижнекембрийской хамсаринской толщи, отмечавшимся во многих пунктах, и залеганием на выветрелой поверхности интрузии в долине р.Сангас вулканогенно-осадочной условно нижнедевонской толщи. В последней содержится галька гранодиоритов, тоналитов, диоритов, габбро и адалмеллитов, обладающих составом и структурами, свойственным породам описанной интрузии.

Интрузивные породы, аналогичные по составу описанным выше, распространены западнее территории листа, в нижнем течении р.Хамсыры, где они также прорывают нижнекембрийские отложения и перекрываются фаунистически охарактеризованным нижним-средним ордовиком (Шенкман, 1956ф, 1959, Благонравов, 1957ф, 1958). Возможно, что верхний возрастной предел интрузии является более низким. По данным В.А.Благонравова (1958), галька, сходная по составу с породами охарактеризованного интрузивного комплекса, содержится в верхнекембрийской аласугской свите (бассейн р.Систиг-Хем).

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Бренский комплекс

Гранитоиды девонского интрузивного комплекса слагают сравнительно крупные массивы в западной части района - Чан-гис-Аминский (Ш), Адыр-Баштыгской (УШ) и Соругский (IX); уступающие им по размерам - массивы Дототский (УІ), Шибитский (ІУ), Кара-Буренский (П), Нянготинский (У) и ряд небольших массивов на хр.Ужасы-Тайга, в верховьях рек Чойган и Ходыштыг-Хем, на левобережье р.Чойган-Хем, на водоразделе рек Шан, Коктыг-Хем и оз.Хара-Нур, в нижнем течении р.Белой Дургомжи и др. Нередко массивы имеют сложную форму обусловленную останцами кровли, апофизами и сателлитами. В большинстве случаев контакты интрузий имеют крутой наклон - свыше 65° в сторону вмещающих пород. В состав интрузий входят гранитоиды нормального ряда - от гранитов до гранодиоритов и граносиенитов, включая их гипабиссальные разновидности - гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и граносиенит-порфиры, а также связанные с ними постепенными переходами субщелочные и

щелочные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты. Незначительным распространением пользуются гибридные кварцевые монцитониты.

Граниты, граносиениты, субщелочные и щелочные граниты и граносиениты (УД) встречаются совместно и связаны между собой постепенными переходами. Наиболее распространенными являются граниты, слагающие большую часть интрузий. Граносиениты отмечаются в количестве, резко подчиненном по отношению к гранитам, в массивах Чангсы-Аминском, Адыр-Баштыгском, Нянготинском и Шибитском. В двух последних они являются связующим звеном между гранитами и кварцевыми монцитонитами. Субщелочные граниты и граносиениты встречаются как в крупных массивах - Адыр-Баштыгском, Шибитском и Дототском, где играют второстепенную роль, так и среди мелких интрузий в нижнем течении р.Бол.Дургомжи и на северном склоне хр.Ужасы-Тайга, где они образуют обособленные тела небольших размеров.

Среди гранитов преобладают среднезернистые разновидности, переходящие часто в крупнозернистые и порфировидные. В порфировидных гранитах р.Дотот отмечаются крупные кристаллы розового микроклина, который нередко обрастает светло-серым олигоклазом. Небольшим распространением пользуются мелкозернистые (1-2мм) граниты, слагающие восточную часть Кара-Буренского массива и небольшие массивы в верховьях рек Шан и Алды-Коктыг-Хем.

В гранитах преобладают калиевый полевой шпат (25-45%) и кварц (25-30%), но нередко количество плагиоклаза увеличивается до приблизительно равного с калиевым полевым шпатом, обуславливая переход гранита в адалмеллит. Микроклин-пертит образует относительно крупные, большей частью ксеноморфные, зерна с двойниковой решеткой или без нее, с пятнами или лентами пертитовых вростков. Нередко калиевый полевой шпат замещается альбитом. Плагиоклаз (10-30%) представлен олигоклазом № 20-39 или альбит-олигоклазом № 12-15 в виде таблитчатых кристаллов с неясным и реже отчетливым зональным строением.

В гранитах типа рапакиви основность плагиоклаза выше - до № 40. Цветные составляют обычно не более 3-7% породы. В большинстве случаев это плеохроичный в коричневых тонах биотит, реже - биотит совместно с обыкновенной роговой оомазкой. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, апатитом, цирконом, ортитом, флюоритом. Реже присутствует молибденит, монацит, шеедит, рутил и анатаз, сфен, гранат, торит, га-

ленит, фергусонит. В Дототском массиве присутствует также пироксид. Структура пород гипидиоморфнозернистая гранитовая, иногда монцонитовая. Часто цветные минералы относительно мелкозернисты. Граносиениты отличаются от гранитов лишь пониженным содержанием кварца и чаще представлены крупнозернистыми разновидностями.

Субщелочные граниты и граносиениты отличаются, как правило, лейкократовым обликом. Плаггиоклаз в них отсутствует, либо представлен небольшим количеством зерен альбит-олигоклаза № 10-12. Для микроклина характерно обилие вростков пертита, образующего неправильные пятна и полосы. Отмечается замещение его шахматным и реже лейстовым альбитом. Цветные минералы - представлены резко плеохроирующим коричнево-бурым биотитом, реже роговой обманкой либо щелочным амфиболом. Последний плеохроирует от густого синего по № до желтовато-зеленого по № или от синевато-зеленого до зеленовато-лилового. Присутствие такого рода амфиболов позволяет относить породы к щелочным. Характерными акцессорными минералами являются ильменит, циркон, и часто различимый невооруженным глазом флюорит; иногда встречается фергусонит.

По петрохимической характеристике граниты (табл.3) либо занимают промежуточное положение между средними составами щелочнотерридных и щелочных гранитов по Р.Дэли, либо соответствуют последним. Для них характерно повышенное содержание щелочей, при малом количестве полевошпатовой извести и иногда недостаток глинозема для образования анортитовой молекулы (с).

Гранодиориты, адамеллиты и кварцевые монцониты (γδD) связаны постепенными переходами с гранитами и граносиенитами. Они слагают северную часть Шибитского массива, небольшие тела, расположенные западнее и юго-западнее Адыр-Баштыгского массива и встречаются в подчиненном количестве в Чангыс-Аминском, Кара-Буреньском и Нянготинском массивах. Описываемые породы имеют среднезернистое или мелкозернистое, реже порфировидное сложение, розовато-серую или красную окраску и отличаются от гранитов повышенным содержанием цветных компонентов. В составе последних большая роль принадлежит роговой обманке, нередко появляется моноклинный пироксен. Цветные минералы и калиевый полевой шпат обычно распределены неравномерно. Плаггиоклаз представлен олигоклаз-андезином или андезином. Среди акцессорных большая роль принадлежит рудным минералам и сфену. В гранодиоритах и особенно в кварцевых монцонитах нередко наблюдается неравномерное распределение цветных минералов и калиевого полевого шпата, свидетельствующие, наряду

Таблица 3

№ п/п	Порода	Место образования	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	П.п.п.	H ₂ O	Сумма
1	Гранит	Дототский массив	72,33	0,28	13,14	0,39	2,66	0,60	0,29	1,12	4,38	3,62	0,068	-	0,36	0,09	98,79
2	Гранит	То же	71,06	0,42	14,40	1,62	1,20	0,08	0,08	1,26	3,85	4,72	0,11	0,02	0,15	0,60	99,61
3	Гранит	р. Камса-Зы-Хен	75,13	0,12	11,95	1,05	1,3	0,06	0,036	0,325	4,16	4,38	-	-	-	0,30	98,811
4	Граносиенит	Дототский массив	67,67	0,83	12,96	2,73	2,34	0,14	1,00	1,51	4,92	4,14	0,13	0,01	0,61	Несогл.	98,99
5	Гранит	Хр. Улаан-Тайга	73,37	0,26	12,90	0,87	1,86	0,03	0,22	0,64	4,73	4,85	0,045	0,01	0,34	0,05	-
6	Кварцевый сиенит	р. Остриен	63,77	1,00	14,70	1,59	3,06	0,16	1,33	2,04	5,94	4,00	0,33	0,04	0,41	0,09	99,46

Числовые характеристики по А.А.Заваричко

№ п/п	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	q	a/c
1	14,5	1,34	3,35	80,8	86	14,0	-	0	65	0,33	12	31,3	10,8
2	15,2	1,5	3,5	79,8	73	4	-	23	56	0,4	39	27,7	10,1
3	14,6	0,3	2,3	82,6	94	3	-	3	59	0,8	-	35,9	48
4	16,5	0,2	7,5	75,8	58,1	21,4	20,5	-	64	0,9	29	18,4	82
5	16,5	0,2	3,2	80,1	-	10,0	24,0	-	59	0,32	46	27,0	62,5
6	18,6	0,4	8,1	72,3	50,3	26	24	-	69,6	1,21	15,4	7,6	46,5

с обилием нечетко ограниченных ксенолитов, о гибридном характере пород.

Кварцевые сиениты и грапосиениты субщелочные (γSiD) занимают сравнительно большую площадь севернее оз. Усть-Дзэрлиг-холь и слагают вытянутый в широтном направлении массив на хр. Ужасы-Тайга, а также отдельные мелкие массивы и части их в верховьях рек Чойган и Ходытыг-Хем и в нижнем течении р. Белой Дургомжи, как правило, лейкократовые красные или розовые, крупнозернистые. Микроклин составляет в них от 60 до 85%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз или олигоклаз) до 10 реже 15% объема породы. Цветные представлены биотитом, иногда резко плеохроичным (лепидомеланом?) и роговой обманкой или полущелочным амфиболом типа гастингсита, баркевикита и, в отдельных случаях, рибекитом. Щелочные амфиболы отмечены в альбитизированных кварцевых сиенитах. Из акцессорных присутствуют магнетит и ильменит, сфен, апатит и обнаруженные в протоочных пробах молибденит, торит, ортит, шеелит; в единичных пробах найден фергусонит.

Породы имеют гипидиоморфнозернистую структуру с идиоморфным плагиоклазом и ксеноморфным, по отношению к полевым шпатам, кварцем. Цветные минералы отличаются малым размером зерен и обычно расположены в межзерновых промежутках полевых шпатов; щелочные амфиболы ассоциируют со вторичным альбитом.

Субщелочные кварцевые сиениты по химизму (см. табл. 3) наиболее близки к нордмаркиту по Р. Дэли, отличаясь от него несколько меньшим содержанием щелочей и большим — свободного кремнезема.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры ($\gamma\text{P D}$), представляющие краевые фации, занимают существенное место в Адыр-Баштыгском и Шибитском массивах. Породы имеют порфировое или тонкозернистое сложение и окрашены в розовый или красный цвета. Исключение представляют лишь желтовато-серые и темно-серые гранодиорит-порфиры Чангыс-Аминского массива (севернее р. Кара-Хем). В порфировых выделениях наблюдается плагиоклаз (олигоклаз или олигоклаз-андезин), часто зональный, кварц, реже калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка. Последние составляют не более 5% и уступают по размерам зерен другим перечисленным минералам. Основная масса — микропегматитовая или микрографическая. Количественное соотношение основной массы с порфировыми выделениями широко варьирует. По составу акцессориев породы близки к гранитам. Гранит-порфиры Адыр-Баштыгского и Чангыс-Аминского массивов содержат флюорит. Часть гранит-порфиров Адыр-Баштыгского и, вероятно, некоторых других массивов но-

сит субщелочной характер.

Граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры ($\gamma\text{SiP D}$), слагающие небольшое тело на правобережье р. Прямой Сангас, обладают кирпично-красной или лиловато-красной окраской и порфировым сложением. Порфировые выделения представлены светло-серым плагиоклазом (№ 30), часто полностью альбитизированным, микроклин-пертитом и редко-водяно-прозрачным кварцем и хлоритизированным амфиболом (?). Основная масса, иногда уступающая количественно порфировым выделениям, состоит из калиевого полевого шпата и альбита, сильно пелитизированных, иногда дающих микропегматитовое прорастание с кварцем. По-видимому, породы имеют повышенную щелочность.

Эндоконтактные изменения гранитоидов в большинстве случаев выражены в смене крупно- или среднезернистых гранитов гранит-порфирами или гранодиорит порфирами (Чангыс-Аминский, Кара-Буренский и другие массивы). Иногда в непосредственном контакте с габбро в зоне шириной до 2 м граниты обогащаются цветными минералами и становятся мелкозернистыми (левобережье Дотота, руч. Тухтурбаева). В.Н. Тимофеев (1955) указывает на контактах с габбро ореолы гибридных пород типа монзонитов. На левобережье р. Белой Дургомжи к контакту гранитов с габбро и диоритами приурочены субщелочные граниты. К числу изменений, связанных, очевидно, с аутометасоматическими процессами, следует отнести, помимо упоминавшейся выше альбитизации, осветление гранитов и гранит-порфиров, сопровождаемое выделением флюорита в Адыр-Баштыгском массиве по руч. Оорушан.

Экзоконтактные изменения определяются в основном характером вмещающих пород. В мраморизованных известняках айлыгской свиты и реже в нижнекембрийских известняках отмечается скарнирование. В верховьях рек Ходытыг-Хем и Чойган-Хем развиты пироксен-гранатовые (андрадитовые) скарны. Иногда в пироксен-андрадитовых скарнах присутствует скаполит. В нижнекембрийских вулканических породах на хр. Пдыр-Баштыг-Тайга и Ужасы-Тайга, на левобережье Сангаса наблюдалось ороговикование и реже окварцевание. В.Н. Тимофеевым описано новообразование оvoidных кристаллов полевого шпата в ксенолитах габбро, содержащихся в гранитах типа рапакиви Дототского массива.

Дильные породы представлены мелкозернистыми аляскитовыми гранитами, аплитами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранодиорит-порфирами, диорит-порфиритами, габбро-диабазы, бостонитами, камптонитами, пегматитами и кварцевыми жилами.

Жильные породы кислого состава. Мелкозернистые аляскистые граниты слагают на правом берегу р.Ортен-Хем дайкообразные тела мощностью от нескольких до 200-300 м, представляя собой образования типа дополнительных интрузий. Аплиты распространены, за редким исключением, в пределах интрузивных массивов и часто тяготеют к эндоконтактам и останцам кровли. В аплитах нередко содержатся пегматоидные обособления. Мощность аплитовых даек от десятых долей до 1-2 метров. Жильные гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры не отличаются по составу от описанных выше их аналогов, представляющих краевые фации интрузии; жильные породы обычно хуже раскристаллизованы. Они слагают крутопадающие дайки мощностью до 3 м.

Жильные породы среднего и основного состава. Диорит-порфиры и габбро-диабазы слагают иногда мощные, до 15 м, дайки (Ортен-Хем) или пологие тела (Дототский массив). Изредка в них отмечается зональное строение и явления закалки. Во многих случаях наблюдается пиритизация.

Жильные породы щелочного состава - бостониты и камптониты наблюдались в Дототском массиве, где они образуют дайки мощностью до 1,5 м. Бостониты представляют собой серые мелкозернистые породы трахитоидной текстуры, состоящие из лейт кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, биотита и амфибола. Камптониты - порфировидные, почти черные породы, в состав которых входит разложенный плагиоклаз, красновато-бурый амфибол типа баркевикита с угасанием, близким к прямому, биотит и в некоторых случаях замещенный серпентином и кварцем оливин, титаномagnetит, вторичный альбит и флюорит. Пегматиты в пределах массивов образуют небольшие линзовидные тела часто с кварцевой осью. Во вмещающих породах, иногда вне видимой связи с интрузиями (верховье р.Кара-Бурень, истоки р.Прямой Сангас), они весьма многочисленны и достигают мощности до 5 м и протяженности до сотни метров. Пегматиты состоят из розового микроклина, иногда олигоклаза, кварца и слюды. Кварцевые жилы, тяготеющие к зоне контакта интрузий, обычно невелики, но в отдельных случаях (Ортен-Хем) прослежены в зонах дробления на протяжении до 600 м.

С интрузией брельского комплекса связаны тантал-ниобиевая и редкоземельная минерализация, обусловленные постмагматическими или позднемагматическими процессами, проявившимися как в крупнозернистых и пегматоидных гранитах и их жильной серии, так и, в меньшей степени, в субщелочных гранитоидах. Интрузии сопровождаются ореолами рассеяния минералов циркония, тория, молибдена. В качестве аксессуаров в гранитоидах встречаются суль-

фиды свинца, цинка, меди.

Спектральный анализ показывает содержание, повсеместно превышающее кларковое, - циркония, лантана, скандия и по отдельным массивам и участкам - иттрия, церия и редко - ниобия.

Нижняя возрастная граница описанной интрузии определяется прорыванием ее нижнепалеозойских (таннуольских) интрузий, в массивах Чангис-Аминском, Шибитском и др. Кроме того, принадлежащие этой интрузии гранит-порфиры Адир-Баштыгского массива, а также связанные, очевидно, с ней дайки (бассейн р.Ханныг Сангас) прорывают вулканогенные породы нижнедевонской сайлыгской (?) толщи.

Граниты и гранит-порфиры, распространенные западнее Чангис-Аминского массива и на продолжении его на площади листа N-47-XXVI закартированы В.А.Благоднаровым (1961) как нижнепалеозойские, в связи с чем возрастной индекс интрузии у западной рамки листа сопровождается знаком вопроса. Определения абсолютного возраста гранитоидов калий-аргоновым методом дают разноречивые результаты и поэтому не могут быть приняты во внимание. Нижнепалеозойский возраст гранитов восточной части листа N-47-XXVI, основанный на единственном определении калий-аргоновым методом для гранитов района пос.Чезлар (474 млн.лет), нельзя считать надежным. Так же, очевидно, нельзя корректировать в настоящее время возраст интрузий по цифре 263 млн.лет, полученной для гранитов Дототского массива и 260 и 315 млн.лет - для брельских гранитов соседних районов. Единственная цифра, подтверждающая геологические данные - 388 млн.лет, получена для сиенитов Удуг-Тайга (лист N-47-XXXI). Прорывание гранитами, аналогичными описанным, нижнедевонской сайлыгской толщи наблюдалась в смежных районах на территории листов M-47-II (Агентов, 1962) и N-47-XXXI (Шенкман, 1961, 1962). Верхний возрастной предел интрузии определяется присутствием гальки гранитов, подобных охарактеризованным, в конгломератах средне-верхне-девонской сейбинской свиты в районе пос.Тора-Хем (лист N-47-XXX; Шенкман, 1961). Таким образом, возраст интрузии определяется как девонский.

ТЕКТОНИКА

Имеющиеся геологические материалы по смежным районам (Благоднаров, 1956; Шенкман, 1962; Руднев, 1959ф, 1960ф) позволяют говорить о том, что территория данного листа располагается в области байкальского и каледонского тектогенеза, на сочленении восточного окончания Тоджинского синклинория с Восточно-Саянским и Бийхемским антиклинориями.

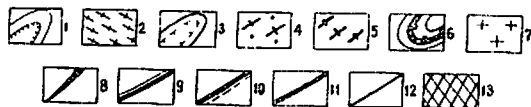
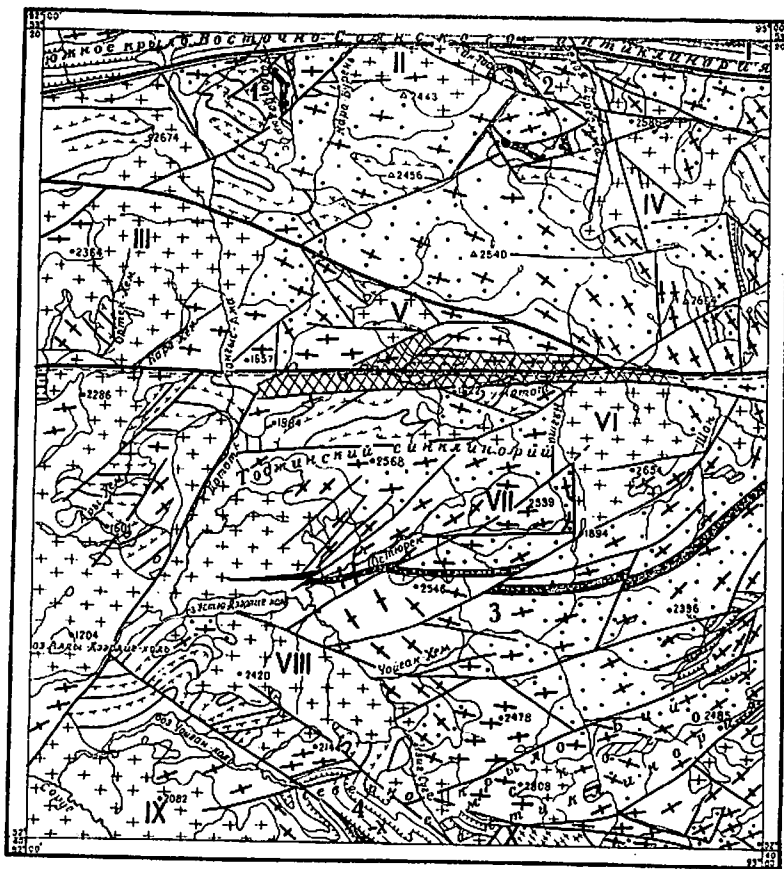


Рис. 1. Тектоническая схема

Область байкальского тектогенеза: 1 - сложные изоклинные складки в породах верхнего протерозоя и синия; 2 - конкордантные интрузивные массивы Саянского интрузивного комплекса. Область каледонского тектогенеза. Ранняя фаза: 3 - линейные складки в породах нижнего кембрия; 4 - конкордантные интрузии нижнепалеозойского возраста, центральной части массивов, приуроченные к ядрам крупных антиклинальных структур; 5 - конкордантные интрузии нижнепалеозойского возраста, апиальные части массивов, приуроченные к крыльям антиклинальных структур. Поздняя фаза: 6 - пологие брахискладки в породах нижнего (?) девона, наложенные на складчатые структуры ранней фазы каледонского тектогенеза; 7 - дискордантные стоклообразные массивы девонских (броньских) гранитоидов. Прочие условные обозначения: 8 - предполагаемые оси крупных антиклинальных структур; 9 - Восточно-Саянский разлом; 10 - Дототский разлом; 11 - Кара-Буренский разлом; 12 - мелкие разломы различных направлений; 13 - зона катаклаза.

Интрузивные массивы (обозначены римскими цифрами на схеме): I - Алыгджерский; II - Кара-Буренский; III - Чангис-Аминский; IV - Шибитский; V - Нянготинский; VI - Дототский; VII - Устреньский; VIII - Адыр-Валтиский; IX - Соругский; X - Изиг-Сугский.

Складчатые структуры (обозначены арабскими цифрами на схеме): 1 - Холбакадирская муфта; 2 - Сангасская муфта; 3 - Оствренская антиклиналь; 4 - Карахемская антиклиналь.

К области байкальского тектогенеза могут быть отнесены северная и южная части территории листа, где распространены дислоцированные в изоклинные складки отложения протерозоя и синия.

На севере характеризуемого района отложения протерозоя и синия составляют часть южного крыла Восточно-Саянского антиклинория. Это крыло имеет сложное строение, оно в значительной степени осложнено разновозрастными интрузиями и многочисленными разрывными нарушениями (Руднев, 1959ф, 1960ф).

В северо-восточном углу района на правобережье р. Черная Дургомжа и левобережье р. Бол. Шибит и севернее - на территории листа N-47-XXI (Руднев, 1959ф, 1960ф) отложения протерозоя смяты в сложные изоклинные складки, имеющие западное или запад-северо-западное простирание с падением крыльев на юг или юго-запад под углами $60-85^\circ$. В северо-западной части территории листа по левому борту р. Черный-Хан и на водоразделе рек Черный-Хан и Кадир-Ос сланцы протерозоя и синия имеют моноклиальное падение на север под углами $70-80^\circ$. Таким образом, в области байкальского тектогенеза в северной части района в пределах южного крыла Восточно-Саянского антиклинория намечается синклиальная структура, южное крыло которой сложено отложениями верхнего протерозоя и синия, и северное, в пределах характеризуемой площади кристаллическими сланцами верхнего протерозоя.

В южной части территории листа отложения докембрия сохранились только на отдельных небольших по площади участках провостов кровли и в ксенолитах среди разновозрастных интрузий. Здесь в верхнем течении р. Чойган-Хем отмечается преобладающее моноклиальное падение карбонатных пород айлыгской свиты на северо-запад под углами $80-85^\circ$ при северо-восточном простирании. Западнее - на междуречье Чойган-Хем и Изиг-Суг простирание айлыгской свиты изменяется на близкое к широтному. На водоразделе рек Изиг-Суг и Кара-Хем отмечается четко выраженная симметричная антиклинальная структура. Ось Карахемской антиклинали имеет северо-западное простирание с погружением в том же направлении. Ядро сложено кристаллическими сланцами билинской свиты, в крыльях обнажены карбонатные образования айлыгской свиты. Углы падения пород на крыльях антиклинали составляют $60-70^\circ$.

Дислоцированные отложения протерозоя и синия, сохранившиеся в южной части территории листа только на небольших участках, пользуются широким распространением южнее описываемой площади (лист N-47-XXXIII, Махин, 1961ф), где они составляют ядро Бийхемско-

го антиклинория (Восточно-Тувинская глыба по Обручеву С.В., 1949), являющегося ответвлением от основной дуги Восточно-Саянского антиклинория. Описанные выше складчатые структуры в южной части территории рассматриваемого листа относятся к северному крылу этого антиклинорного сооружения (Махин, 1961ф).

К области байкальского тектогенеза приурочены выходы докембрийских интрузий. Мелкие массивы гранитоидов саянского интрузивного комплекса обычно образуют пластовые тела, тяготеющие к крыльям антиклинальных складок. Структурное положение наиболее крупных массивов не ясно, в связи с тем, что на юге они заключены в отдельные тектонические блоки, а на севере на территории листа они распространены только узкой полосой вдоль северной границы района. На смежных с юга (лист N-47-XXXIII, Махин, 1961ф) и севера (лист N-47-XXI, Руднев, 1959ф, 1960ф) площадях отмечается конкордантность докембрийских интрузий по отношению к складчатым структурам, сформированным в байкальском этапе тектогенеза.

Центральная часть территории листа принадлежит Тоджинскому синклинию. Последний ограничивается на севере от Восточно-Саянского антиклинория Восточно-Саянским глубинным разломом. На юге граница нечеткая и переходит по системе сопряженных дизъюнктивных нарушений, отделяющих площади развития кембрийских отложений от площадей преимущественного распространения докембрия. Восточное окончание Тоджинского синклиния представляет собой почти сплошное поле интрузивных пород, среди которых на небольших участках сохранились стратифицированные толщи. Поэтому восстановить складчатые структуры можно только условно с учетом строения интрузивных массивов, анализа реликтов складчатых структур в ксенолитах, провесах кровли и в отдельных тектонических блоках.

Для центральной части территории листа могут быть выделены два основных типа складчатых структур: линейные структуры в породах кембрийского возраста, образование которых связано с ранней фазой каледонского тектогенеза и пологие, наложенные брахискладки - породах нижнего (?) девона, сформированные в позднюю фазу каледонского тектогенеза.

По левобережью р.Дотот на водоразделе рек Дотот и Чойган-Хем можно предполагать наличие крупной Остиренской антиклинальной структуры (3). Здесь на водоразделе рек Дотот и Чойган-Хем отмечается широкое распространение тоналитов, гранодиоритов таннуольского интрузивного комплекса, не несущих следов гибридиама. Среди этих пород встречаются ксенолиты кристаллических

сланцев билинской свиты верхнего протерозоя. Западнее на водоразделе рек Чойган-Хем и Остирен на правобережье р.Чойган-Хем и левобережье р.Остирен наблюдается появление гибридизированных кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, характерных для апикальных частей массива. Кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты окаймляют тоналиты и гранодиориты с юга, запада и северо-запада. Одновременно с этим наблюдается изменение ориентировки цветных минералов и простирания линейнополосчатых структур течения с северо-восточного в истоках р.Чойган-Хем на почти меридиональное на водоразделе рек Остирен - Чойган-Хем, и на северо-восточное на правобережье р.Остирен. Кроме того, в западной части интрузивного массива наблюдается появление крупных ксенолитов кембрийских отложений, в которых в левобережье р.Дотот слои имеют преобладающее падение на север под углами $60-70^{\circ}$, а северо-восточнее оз.Чойган-холь в общем - на юго-запад под углами $30-40^{\circ}$. Таким образом, приведенные выше данные говорят о том, что на междуречье рек Дотот - Чойган-Хем может быть выделена крупная антиклинальная структура (3), ядро которой сложено гранитоидами с ксенолитами сланцев билинской свиты, сохранившихся в провесах кровли. На крыльях этой антиклинали обнажены туфогенно-эффузивные образования нижнего кембрия, сохранившиеся в провесах кровли среди гибридных интрузивных пород, слагающих антиклинальную часть интрузивного массива. Ось этой структуры имеет в общем широтное с отклонением на северо-восток (у восточной границы территории) направление с погружением на запад. В пределах этой структуры особенно хорошо видно, что таннуольская интрузия по отношению к складчатым структурам раннего этапа каледонского тектогенеза имеет конкордантный характер. Остиренская антиклиналь осложнена многочисленными разломами, имеющими различную ориентировку.

В бассейнах рек Чингиз-Ама, Кара-Бурень и на правобережье р.Дотот нижнекембрийские вулканогенные породы, сохранившиеся на небольших участках среди интрузивных образований, собраны в линейные складки северо-западного простирания. Амплитуды этих складок колеблются от I до 4 км, углы падения их крыльев варьируют от 50 до 70° , хотя в отдельных случаях наблюдаются отклонения в ту или иную сторону. Для этой части района из-за широкого развития разрывных нарушений трудно выделить какие-либо крупные структурные единицы.

В отличие от линейного типа структур, характерных для раннего этапа каледонского тектогенеза, складчатые структуры, сформированные в поздний этап, представлены пологими брахискладками наложенного типа. К такого типа структурам относятся Сангасская

(2) и Холбакадыросская (I) мульды, сложенные пологозалегающими красноцветными туфогенно-осадочными образованиями нижнего девона. От этих структур в тектонических крыльях сохранились только отдельные фрагменты. Падение пород на крыльях Сангасской и Холбакадыросской наложенных мульд составляет 10-20°, изредка 60-70° (вблизи разломов).

Интрузивные массивы девонского (бреньского) интрузивного комплекса представляют собой резко дискордантные штоки, локализуемые, в основном, по зонам крупных разрывных нарушений, с которыми, вероятно, и связано их внедрение.

Разрывные нарушения на территории листа имеют существенное значение. Среди них могут быть выделены разломы различной ориентировки - широтные, северо-восточные, северо-западные и близкие к меридиональным. Наиболее крупным региональным дизъюнктивным нарушением является Восточно-Саянский разлом. Он пересекает северную часть района с востока на запад (от долины р. Мал. Шибит до истоков р. Черный-Хан) вдоль северной границы территории и продолжается далее на запад, отклоняясь несколько к северо-западу. По нему на севере района соприкасаются кембрийские и докембрийские отложения и проходит граница между различными структурно-фациальными зонами.

Это нарушение может быть отнесено к разряду активных глубинных разломов, живших длительное время и неоднократно обновлявшихся в различные периоды геологической истории. Заложение Восточно-Саянского разлома, видимо, произошло до начала формирования вулканогенных геосинклинальных образований нижнего кембрия, так как последние к северу от него неизвестны. На наличие подвижек по этому разлому в более позднее время указывает интенсивный катаклаз и наличие мощных зон дробления в интрузивных породах нижнепалеозойского и девонского интрузивных комплексов в туфогенно-эффузивных образованиях нижнего кембрия. Этот разлом в настоящее время хорошо выражен в рельефе уступом, обращенным на юг. Западнее территории листа он является границей между областью развития среднегорного и альпийского рельефа, что говорит о молодых кайнозойских движениях по этому разлому.

К категории крупных разрывных нарушений может быть отнесен также Дототский разлом. Этот разлом пересекает центральную часть территории листа с востока на запад и прослеживается далее далеко за пределы характеризуемого района. Дототский дизъюнктив сопровождается мощной зоной катаклаза в интрузивных образованиях различного возраста и туфогенно-эффузивных породах нижнего кембрия. Амплитуда разлома достигает 0,8-1 км. Заложение этого диз-

ъюнктивного нарушения произошло в период проявления раннекаледонской складчатости. В последующее время по нему неоднократно возобновлялись подвижки. Последние движения по Дототскому разлому происходили, вероятно, в раннечетвертичное время, так как на смежных с запада площадях (лист N-47-XXVI, Благонравов, 1956) он отграничивает площади широкого развития четвертичных отложений от области почти лишенной последних.

Наряду с перечисленными выше разломами, на территории листа выделяются и другие многочисленные разрывные нарушения. Наиболее крупные из них группируются в две системы. Первая - объединяющая разломы северо-восточного направления, расположенные южнее Дототского нарушения, и вторая - северо-западного направления в северной половине листа. Эти разломы сопровождаются более мелкими разрывами иного направления. Наиболее крупными из разломов, имеющих северо-западное простирание, является Кара-Буренский разлом (II), имеющий наибольшую протяженность.

Указанные выше дизъюнктивные нарушения сопровождаются зонами брекчирования и катаклаза, которые отмечаются как в интрузивных породах, так и в отложениях кембрия и девона.

Мощности этих зон различны в зависимости от величины разломов. Все эти разрывные нарушения вероятно заложены во время каледонской складчатости. Наличие зон катаклаза в гранитоидах девонского возраста и в вулканогенно-осадочных образованиях девона, свидетельствует о том, что подвижки по этим разломам происходили и в более позднее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследованная территория охватывает восточную часть Тоджинской котловины и обрамляющие ее на севере и востоке горные массивы хр. Пограничного или Большого Саяна и на юге хр. Алды-Дашты-Тайга. Новейшие тектонические движения, развитые в районе, интенсивная речная или ледниковая эрозия и аккумуляция обусловили разнообразие рельефа и позволили выделить по генетическому признаку три основных типа рельефа: денудационный, вулканогенно-аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный (рис. 2).

Денудационный рельеф

Денудационный тип рельефа подразделяется на четыре подтипа.

Высокогорный слабо расчлененный рельеф с абсолютными отметками 1900-2500 м и отно-

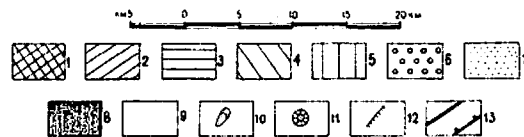
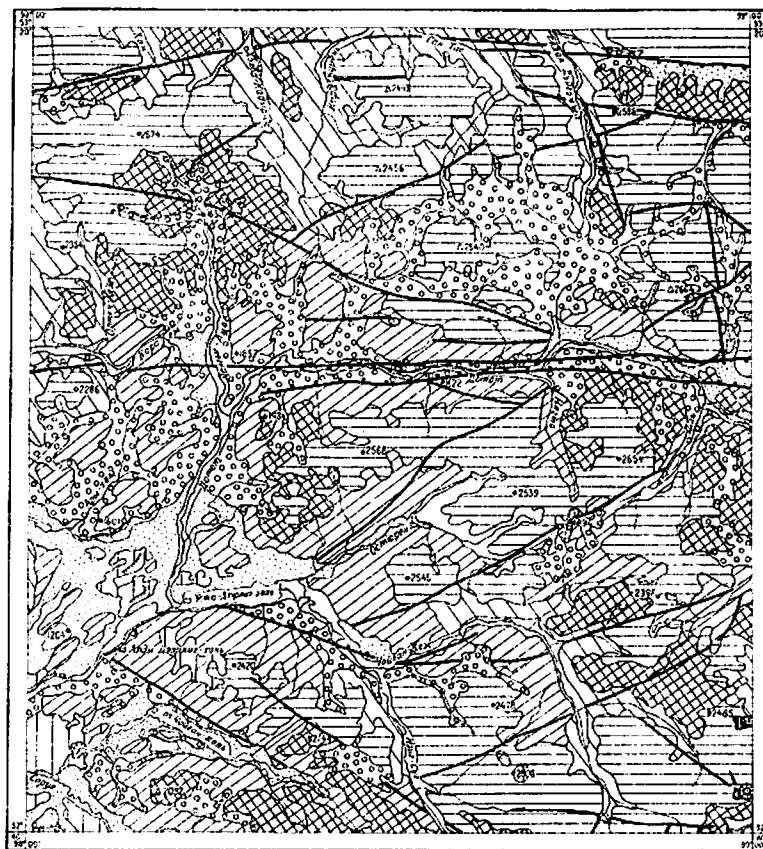


Рис.2. Геоморфологическая схема

Типы рельефа. Денудационный: 1 - высокогорный слабо расчлененный с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися следами четвертичного оледенения в микроформах рельефа (Мз-Рз), коническая денудация; 2 - среднегорный слабо расчлененный с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися формами четвертичного оледенения в микроформах рельефа (Мз-Рз), коническая денудация; 3 - высокогорный глубоко расчлененный с формами ледниковой скульптуры (Н-З), водная и ледниковая эрозия; 4 - среднегорный глубоко расчлененный (Н-З) водная и ледниковая эрозия. Вулкано-генно-аккумулятивный: 5 - среднегорный пологонаклонный на участках распространения базальтов (Q_{1-IV}); 6 - плоский рельеф долины, выполненный послеледниковыми базальтами (Q_{III-IV}); 7 - холмисто-грядовый, развитый на моренных отложениях (Q_{III}), ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция. Эрозионно-аккумулятивный: 8 - плоский и холмисто-грядовый рельеф флювиогляциальных отложений (Q_{III}), водно-ледниковая аккумуляция; 9 - рельеф речных долин, местами террасированных, выполненных аллювиальными отложениями (Q_{III}); 10 - современные ледники и их коническо-моренные вала; 11 - конусы вулканов; 12 - уступы базальтов; 13 - разрывные нарушения, выраженные в рельефе (линиями с берг-стрихами показаны разломы, выраженные уступом)

сительными превышениями около 600 м сохранился в виде небольших островных участков на водоразделах рек Чангыс-Ама - Кара-Бурень-Хан; Дотот-Чойган-Хем и у южной границы территории - на водоразделе рек Изиг-Суг - Кара-Хем - Ажик-Ай-Хем. Характерными формами микрорельефа здесь являются выравненные уплощенные поверхности, останцы древней денудации, "бараньи лбы", моренные холмы, ложбины выпавивания. В ложбинах нередко располагаются цепочки мелких озер (например, оз.Островное, Сооскенниг-холь и др.).

Среднегорный слабо расчлененный рельеф с абсолютными отметками 1400-1900 м и относительными превышениями до 400 м развит на плоских водоразделах и пологих склонах долин рек Остырен, Дотот, Чойган-Хем, Дэгельма и др. Он характеризуется теми же формами микрорельефа, что и вышеописанный подтип и отличается лишь абсолютными высотами. Гидросеть характеризуется слабым врезом долин, за исключением тех мест, где она использовала ослабленные зоны тектонических нарушений (правые притоки р.Остырен). Пологие склоны долин нередко задернованы, либо покрыты крупными валунами моренных отложений. Слабо расчлененный рельеф является наиболее древним в районе. Формирование его, по-видимому, происходило в длительный промежуток времени: мезозой-палеоген (Гудилин, 1954).

Высокогорный глубоко расчлененный рельеф с абсолютными высотами 1900-2800 м и относительными превышениями до 900 м приурочен к области максимальных поднятий хр.Пограничного или Большого Саяна, хр.Указы-Тайга, и хр.Адыр-Баштыг-Тайга. Отличительным признаком этого подтипа рельефа является глубокое расчленение поверхности с образованием зубчатых и пикообразных вершин, каров, цирков, троговых долин, каньонов. На самом высоком массиве с абсолютной отметкой 2800 м сохранился современный ледниковый покров. Он представлен тремя небольшими ледниками общей площадью около 1 км². Оледенение карового типа. Ледниковые языки обрамлены подковообразными конечно-моренными валами высотой 30-40 м, сложенными почти нацело валунным материалом. Карны в большинстве своем приурочены к северным и северо-восточным склонам хребтов. Они имеют подковообразную форму и часто многоступенчатые. Ригелевые уступы достигают 80 м. Карны устьевой частью открываются в троговые долины.

Среднегорный глубоко расчлененный рельеф с абсолютными отметками 1400-2000 м и относительными превышениями до 600 м развит вдоль склонов долин рек Хан, Кадир-Оо, Кара-Бурень, Чойган-Хем и др. Крутые склоны долин этих рек характеризуются резкими эрозионными фор-

мами (осыпи, нити срыва и т.д.). Гидрографическая сеть врезана очень интенсивно. Как правило, мелкие реки выработали русла на дне ущелий.

Высокогорный и среднегорный глубоко расчлененный рельеф является более молодым по времени образования, чем слабо расчлененный. Формирование его, по-видимому, происходило в неогене и четвертичное время, когда приподнятые в результате тектонических движений древние поверхности подвергались интенсивной водной и ледниковой эрозии. (Гудилин, 1954).

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф

Вулканогенно-аккумулятивный тип рельефа разделяется на два подтипа.

Среднегорный пологонаклонный рельеф развит на участках распространения базальтов на крайней юго-западной части территории, на левобережье р.Соруг и в нижнем течении р.Дотот. Абсолютные высоты здесь не превышают 1500 м. В связи с горизонтальным залеганием базальтов рельеф характеризуется плоскими очертаниями и нередко террасовидными уступами.

Плоский рельеф долин, выполненных послеледниковыми базальтами, развит у юго-восточной границы территории по левым притокам пади Хи-Гол (Падь Хи-Гол расположена на смежном к востоку листе N-47-XXIII). Абсолютные отметки поверхности дна долин колеблются в пределах 1940-1970 м. Формирование рельефа этого подтипа связано с деятельностью четвертичных вулканов. Характерными микроформами его являются конусы вулканов и лавовое поле. Основная группа вулканов находится на соседней к востоку территории. В пределах изученной площади расположен один вулкан, названный предыдущими исследователями (Обручев и Дурье, 1954) "Старым вулканом". Описание "Старого вулкана" проводим по данным М.Г.Гроссвальда (Зоненшайн, Адамович, Гроссвальд, 1956ф).

"Старый вулкан" имеет в плане удлиненную округлую форму, вытянутую в северо-северо-восточном направлении на 480 м при ширине 390 м. Он имеет сложное строение и состоит из трех слившихся вулканических конусов, кратеры которых отделяются друг от друга прямыми и узкими перемычками. От разрушения сохранился один северный конус, кратер которого занят озерком 25 м в поперечнике. Стенки соммы сильно разрушены, высота их колеблется от 5-10 м и до 50-60 м. Крутизна склонов 20-25°. Между полураз-

рушенной стенкой соммы и молодым конусом находится концентрическая площадка - "атриум" - шириной около 50 м. У северо-восточного подножия соммы наблюдаются три небольших (высотой 6 м) паразитических шлаковых конуса. Лавовое поле с поверхности представляет собой волнообразное нагромождение глыб вулканических пород. Длина волнообразных гряд достигает 10-15 м, средняя высота 2-3 м.

Геоморфологический анализ вулканических форм позволил предположить, что извержение вулканов носило трещинный характер и происходило в длительный промежуток голоценового (последнего) времени двумя этапами (Зоненшайн, Адамович, Гроссвальд, 1956ф). Первому этапу соответствует возникновение "Старого вулкана", подвергнувшегося разрушению в последующий этап. Во второй этап сформировались вулканические аппараты, расположенные на листе N-47-XXIII (вулканы Кропоткина и Перетолчина).

Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа

Холмисто-рядовой рельеф, развитый на моренных отложениях, наблюдается по долинам рек Белая Дургомжа, Дотот, Чангис-Ама, Ари-Хем и другим более мелким рекам. Морфологически представляет собой вытянутые в меридиональном и субмеридиональном направлениях холмисто-моренные равнины с хорошей сохранностью ледниковых форм. Моренные холмы имеют округлую форму высотой до 50-60 м. Между холмами нередки озера. Долины дренируются реками со слабо врезанными руслами, иногда теряющимися в заболоченной части долины.

Плоский холмисто-рядовой рельеф флювиогляциальных отложений распространен в районе озер Чойган-холь, Усть-Дээрлиг-холь, Пдн-Дээрлиг-холь, Кара-холь. Он характеризуется эрозионными формами, образованными тальными ледниковыми водами. В настоящее время все эрозионные ложбины заболочены, но иногда встречаются холмы высотой в несколько метров.

Рельеф речных долин местами террасированных, выполненных аллювиальными отложениями, развит в поймах современных речных долин Дотота, Остриена, Чойган-Хема, Изиг-Суга. Долины этих рек несут следы ледниковой деятельности, характеризуются глубоким врезом, крутыми отвесными склонами. Ширина их не превышает 300-400 м. Наиболее широкая долина р.Дотот - 3-4 км, пойма ее нередко заболочена.

История развития современного рельефа сводится к следующему. На первом этапе (доледниковом) происходило глубокое расчленение речной эрозией высоко приподнятых, в результате тектонических движений, блоков. На втором этапе (в ледниковый период) — глубокие речные долины были обработаны ледниками и преобразованы в трюги, а на месте водосборных воронок образовались кары. По мере увеличения массы ледников оледенение приобретало покровный характер. Такие ледниковые покровы образовывались за четвертичный период не менее двух раз и разделялись теплым межледниковым веком. В зонах совпадения максимального ледникового выпавания с новейшими тектоническими движениями образовались ванны крупнейших озер района Дээрлиг-холь и Чойган-холь. В послеледниковое время развитие рельефа района продолжается под воздействием эрозии рек, гравитационных и делювиальных процессов на склонах, морозного выветривания и солифлюкционных процессов.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-47-XXII известны коренные рудопроявления титаномagnetита, меди, молибдена, свинца, ниобия, редких земель и циркония, а также мусковита.

Шлиховым опробованием установлены ореолы рассеяния молибденита, минералов меди, циркона, монацита, фергусонита, пирохлора, эвксенит-поликраза, ортита, торита, оранжита. Имеются минеральные источники.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титаномagnetит

Наиболее крупное рудопроявление титаномagnetита, известное под названием Устреньского (30), было открыто в 1948 г. И.И.Белостоцким (1949ф) и разведано в 1949 г. Б.Е.Карским (1950ф). Оно расположено у истоков р.Даштыг-Хем на высоте 2400–2600 м над уровнем моря и приурочено к краевой части габброидного массива, сложенной габбро-норитами и габбро, содержащими многочисленные шлиры перидотитов, дунитов и пироксенитов. Шлиры большей частью линзовидные, редко жилкообразные и ленточные, имеют размеры в среднем 0,4–0,5 м по мощности, 4–5 м по простиранию и 2,5–3 м по падению. Отдельные шлиры достигают протяженности, измеряемой де-

сятками метров при мощности до 1,5 м. Вкрапленность титаномagnetита составляет в габбро-норитах и габбро 1,5–7% по объему, а в шлирах ультраосновных пород от 5 до 30%. В большинстве случаев содержание титаномagnetита в них колеблется от 12 до 17%. Б.Е.Карский (1950ф) на основании количественно-минералогических подсчетов по прозрачным и полированным шлифам приводит следующие средние весовые содержания полезных компонентов в породах (за вычетом железа в составе силикатов) (табл.4).

Таблица 4

Порода	TiO ₂	FeO
Перидотиты	2,5	12,0
Дуниты	3,2	11,0
Пироксениты	4,0	14,4
Габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-диориты	1,8	5,0

В ультраосновных породах содержание сульфидов железа не более 0,1%. Участки, насыщенные шлирами ультраосновных пород, не превышают по площади 5000 м². Но и в них расстояния между неравномерно распределенными шлирами изменяются от 1–2 до 25 м, а занятая ультраосновными породами площадь составляет 2,5%. Перспективные запасы титаномagnetитовых руд И.И.Белостоцким определены в 100 млн.т (Белостоцкий, 1949ф). Позднее Б.Е.Карским (1950ф) Устреньскому рудопроявлению дана отрицательная оценка на основании низких содержаний в породах рудных компонентов и малых размеров рудных тел. Однако, учитывая недостаточную изученность Устреньского рудопроявления, судить о его перспективности трудно. Для этого необходимы на его площади поисково-реvisionsные работы с проведением магнитной съемки для выявления крупных рудных тел.

С Устреньским габброидным массивом связаны еще три титаномagnetитовые рудопроявления такого же типа: два в верховьях р.Биче Остюрен (27,29) и одно на левобережье р.Няты (28). Аналогичное рудопроявление приурочено к небольшому массиву габбро в верховьях р.Утхум (15). Для оценки перспективности этих рудопроявлений необходимо проведение поисковых работ и опробования.

Хром

Шлиховым опробованием хромит обнаружен в единичных знаках по левым притокам р.Дотот в ее нижнем течении, в верховье р.Оорусаан и на правом берегу р.Сангас. Кроме того, в одном шлихе хромит встречен в единичных знаках в устье р.Урда-Шан. Этот минерал вероятнее всего генетически связан с габбро-диоритами и диоритами нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Промышленных скоплений хромита, связанных с основными породами неизвестно. Поэтому перспективы района на хромит отрицательны.

Цветные металлы

Медь

Рудопоявления меди сосредоточены главным образом в северной и центральной частях района. Они связаны с зонами тектонических нарушений, с зонами контактов интрузивных и вулканогенных пород и с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами.

В верхнем течении р.Сангас по долине ее левого притока (7, 8) зона тектонического нарушения в породах нижнепалеозойской интрузии и эффузивах хамсаринской толщи, прослеженная на расстоянии более 4 км, повсеместно сопровождается пиритизацией и местами окварцеванием пород. Пирит иногда образует линзы и прожилки мощностью до 3 см. Спорадически к вкрапленности пирита присоединяется, в виде единичных кристаллов, халькопирит. Большие концентрации халькопирита отмечены в кварцевых жилах, приуроченных к зонам дробления. Жилы обычно не превышают по протяженности нескольких метров и по мощности 0,5 м. В жилах, помимо пирита, присутствуют в виде единичных зерен, мелких гнезд и убогой, крайне неравномерной вкрапленности, халькопирит и иногда сфалерит. Спектральный анализ пяти штучных проб из кварцевых жил с вкрапленностью халькопирита, показывает повышение содержания меди до 0,03–0,05%, цинка и молибдена до 0,01–0,02%, присутствие 0,002% кадмия и в одной пробе – менее 0,001% германия.

По Ортен-Хему (12) сульфидная минерализация связана с зоной катаклаза в девонских гранитах, прослеженной на расстоянии 3 км. В пиритизированных гранитах, нередко осветленных и иногда окварцованных, местами присутствует в небольшом количестве халькопирит и молибденит, установленный минералогическим анализом протоочных проб. Химический анализ пяти штучных проб показывает присутствие Cu – от 0,009 до 0,01%, Zn – от 0,1 до 0,4%, Pb – от 0,01 до 0,02%, Mo – от 0,005 до 0,07%.

В верховьях р.Кара-Бурень к востоку от оз.Метъ-холь (14) зона тектонического нарушения в гнейсах и нижнепалеозойских кварцевых диоритах прослеженная на расстоянии 1000 м, сопровождается пиритизацией рассланцованных пород. Наиболее интенсивная пиритизация приурочена к кварц-карбонатным и кварцевым прожилкам и жилам (мощностью до 15 см) и их зальбандам. Кроме пирита отмечен сфалерит и ассоциирующий с ним халькопирит. Содержание меди в двух штучных пробах достигает здесь, по данным химанализа 0,05%, содержание цинка 1%.

Зоны пиритизации, связанные с разрывными нарушениями, отмечены в бассейне р.Мухай-Дэнгэлиг (17) и в среднем течении р.Ханьнг-Кадыр-Ос (1), где помимо пирита и халькопирита присутствуют в небольшом количестве сфалерит и галенит. На последнем А.Е.Лисицын (1953г) выделил участок размером 33х1,5 м, обогащенный кварцевыми прожилками с халькопиритом. Здесь химанализом одной штучной пробы определены содержания: Cu – 1,56% и до 3,73%, Pb – 0,05%, Zn – 0,01%.

В связи с тем, что данное рудопоявление имеет незначительные размеры, оно не представляет промышленного интереса.

Медная минерализация, приуроченная к зонам контакта нижнепалеозойской интрузии с нижнекембрийской хамсаринской вулканогенной толщей, обнаружена в междуречье Холба-Кадыр-Ос и Кара-Бурень (2) и на левобережье р.Ханьнг-Сангас (6). В первом случае ороговикованные порфириды содержат мелкую вкрапленность пирита, которая в непосредственном контакте – в зоне шириной до 1 м становится интенсивнее и сопровождается магнетитом и халькопиритом. В этой зоне химический анализ двух штучных проб показывает содержание: Cu – 0,53%, Pb – 0,06%, Zn – 0,04%, Co – 0,018%. На другом участке (6) халькопирит содержится в незначительном количестве в магнетитовом скарне, образующем линзовидные тела до 1 м в поперечнике в экзоконтакте нижнепалеозойской интрузии. Оба проявления недостаточно изучены для оценки их перспективности.

Вкрапленность халькопирита и примазки медной зелени в кварцевых жилах мощностью от 3 до 5 м отмечены севернее устья р.Мухай-Дэнгэлиг (18) в габбро и на правом берегу р.Ханьнг Сангас – в порфиридах сайлыгской (?) толщи. Рудопоявление не изучено.

Ореолы рассеяния меди четко оконтуриваются в среднем течении р.Прямой Сангас (3) и в междуречье Сангас и Прямой Сангас (5). Минералы меди, представленные халькопиритом, малахитом, самородной медью, встречены в редких знаках в шлихах в бассейне р.Сангас, в верховьях р.Белая Дургомжа и ее притоках, в бассей-

нах рек Малый и Большой Шибит, по левым притокам р.Чойган-Хем в ее верхнем течении. Источником этих минералов являются, вероятно, кварцевые жилы, зоны пиритизации и интрузивные породы нижнепалеозойского комплекса и порфиры сайлыгской (?) толщи нижнего девона.

Дать оценку перспективности района на медное оруденение затруднительно, ввиду недостаточности данных. Наибольшего внимания заслуживает медная минерализация контактового типа (скарны), приуроченная к экзоконтактам нижнепалеозойской интрузии с нижнекембрийской вулканогенной толщей и вкрапленного типа, приуроченная к нижнедевонским порфиритам, где возможны значительные концентрации медь-содержащих минералов.

Свинец и цинк

Рудопроявления свинца и цинка обнаружены в западной части территории листа, в 3 км северо-восточнее озера Оос-холь (22) и в устье левого притока р.Оорушаан (33). Первое приурочено к контакту кристаллических известняков нижнего кембрия с прорывающими их диоритами нижнепалеозойского комплекса. Известняки в приконтактной части слабо скарнированы. Вблизи контакта в диоритах в пределах полосы, имеющей мощность 0,60 м и протяженность до 7 м, в большом количестве встречаются мелкие прожилки кварца с вкрапленностью галенита. Химический анализ четырех штучных проб показал содержание: Pb — 0,94% и до 0,98%, Zn — 0,07 и до 0,11%, Cu — 0,01% и до 0,02%, Mo — 0,001% и до 0,002%.

В пробах, отобранных из диоритов и известняков в пределах этого участка в непосредственной близости от контакта, содержание свинца и цинка (по данным химического опробования) не превышает сотых долей процента.

Другое рудопроявление свинца и цинка расположено в приустьевой части правого левого (от устья) притока р.Оорушаан (33). Здесь наблюдается зона дробления широтного направления, по которой контрастируют гранитоиды девонского возраста и эффузивные образования нижнего кембрия. В пределах этой зоны отмечаются редкие кварцевые прожилки мощностью от 1 до 2 см и протяженностью до 1 м. Они содержат убогую мелкую вкрапленность галенита, халькопирита и пирита. По данным химического анализа задиговой пробы из кварцевой жилы отмечаются следующие содержания: Pb — 0,02%, Zn — 0,4%, Cu — 0,02%, TiO_2 — 0,005%, Nb_2O_5 — 0,006%, Ta_2O_5 — 0,004%. В связи с незначительными содержаниями свинца и цинка, а также небольшими размерами, эти рудопроявления практического

интереса не представляют.

Галенит в редких знаках был установлен, кроме того, в протоочках, отобранных из гранитов и субщелочных гранитов девонского интрузивного комплекса; сфалерит — в габброидах нижнепалеозойской интрузии. Редкие зерна галенита и сфалерита были обнаружены также и в зонах пиритизации, которые описаны подробнее в разделе "Медь".

Шлиховым опробованием галенит был установлен в редких знаках в единичных шлихах, отобранных из рыхлых отложений в южной части территории по левым притокам среднего течения р.Дотот, по правым притокам р.Изиг-Сут, в приустьевой части р.Камбазы-Хем и на севере — в нижнем течении р.Белая Дургомжа, в бассейне р.Урда-Шан, в верховье р.Кара-Бурень и Ортенхем и ряде других мест. Сфалерит обнаружен в редких знаках в трех шлихах в верховье р.Ортен-Хем и в бассейне р.Сангас. Основным источником галенита являются, вероятно, гранитоиды девонского интрузивного комплекса, сфалерита — зоны окварцевания по разломам (что подтверждается протоочными пробами).

Мышьяк

Арсенопирит был встречен в отдельных шлиховых пробах в редких знаках, отобранных в верховье р.Мал.Шибит и по одному из левых притоков (напротив устья Алды-Нянгота) р.Дотот. Источником арсенопирита, также как и галенита, являются гранитоиды девонского интрузивного комплекса, что подтверждается данными анализа протоочных проб. Мышьяковая минерализация в этих пробах практического интереса не представляет.

Благородные металлы

Золото

Золото в редких знаках присутствует в 5 шлихах в верховье безымянного ручья, впадающего в оз.Чойган-холь, западнее руч.Оорушаан, в бассейне р.Изиг-Сут (ниже устья р.УУэю), в нижнем течении р.Урда-Шан и Ходештыг-Хем. Коренной источник золота не установлен. По аналогии со смежными площадями, вероятно, оно связано с кварцевыми жилами или зонами пиритизации. Поскольку золото было обнаружено только в 5 разрозненных шлихах, нет основания ожидать промышленных скоплений его.

Р е д к и е м е т а л л ы

Молибден

На территории листа в настоящее время известно два рудопроявления молибдена. Одно из них (10) находится в верховьях р.Ортен-Хем где среди гранитов девонского интрузивного комплекса наблюдается серия секущих маломощных кварцевых жил меридионального простирания. Падение этих жил на восток под углом $65-70^{\circ}$. Мощность их как правило 2-4 см и не превышает 10 см, протяженность от 5 до 20 м. Молибденовая минерализация в жилах неравномерная и носит кустово-гнездовой и вкрапленный характер. Гнезда и вкрапленность молибденита (размеры чешуек до 3-5 мм) распределены весьма неравномерно как по простиранию, так и по падению кварцевых жил; иногда отмечается бедная вкрапленность во вмещающих породах. В кварцевых жилах, наряду с молибденитом, присутствуют также и халькопирит. Размеры участка, в пределах которого отмечаются кварцевые жилы с молибденовой минерализацией, занимает площадь 20х30 м. В задириковых пробах, отобранных из кварцевых жил, отмечается присутствие (по данным химических анализов) Mo - 0,2%, Cu - 0,05%, Pb и Zn не обнаружены. В штучных пробах, отобранных из гранитов этого участка, установлено содержание Mo - 0,015%, Cu - 0,01%. Рудопроявление незначительное по размерам и по содержанию полезного компонента и едва ли представляет практический интерес.

Другое рудопроявление молибдена (4) расположено на левобережье р.Сангас в 2 км юго-западнее устья р.Прямой Сангас. Оно приурочено к мелкозернистым гранитам девонской интрузии и представлено не обнаруживаемой макроскопически вкрапленностью молибденита. В протоочных пробах из этих гранитов содержание Mo достигает 50 г/т. Рудопроявление требует более детального изучения.

Ореол рассеяния молибденита в верхнем течении р.Ортен-Хем (11), представленный редкими знаками этого минерала в шлихах, отчасти связан с присутствием его в качестве аксессуара в девонских гранитах. Возможно, что молибденит связан и с рудопроявлением типа Ортенхемского или с зоной катаклазированных пиритизированных гранитов (см. рудопроявление меди 12), в которых можно ожидать более высокие его концентрации.

Ореолы рассеяния молибденита на левобережье р.Алди-Нянгота (13) и к северу от устья р.Остюрен (25) установлены по минералогическому анализу протоочных проб. Они показывают содер-

жание этого минерала в виде редких знаков, реже знаков и обусловлены присутствием его в качестве аксессуара в девонских гранитах и кварцевых сиенитах.

Редкие знаки молибденита и новеллита обнаружены в шлихах почти по всей восточной части района и на южном склоне хр.Алнр-Баштыг-Тайга. В большинстве случаев источником молибденита являются гранитоиды девонского интрузивного комплекса, в которых этот минерал обнаруживается почти повсеместно в протоочных пробах. Реже молибденит связан с гранитоидами нижнепалеозойской интрузии. Описанные рудопроявления молибденита недостаточно изучены. Для оценки перспективности района на молибден необходимы поисковые работы и опробование в поле развития девонских гранитов в верховьях рек Ортен-Хем, Чангыс-Ама и междуречье Сангас и Кара-Бурень, где возможно встретить более высокие концентрации молибденита.

Ниобий, тантал, редкие земли, цирконий

Рудопроявления ниобия, тантала, редких земель и циркония известны на двух участках: в междуречье Шан-Нягта (20) и на водоразделе рек Черная Дургомжа и Мал.Шибит (9). Первое рудопроявление, известное под названием Нягтинского, выявлено геологами ВАГТ в процессе поисково-ревизионных работ 1959 г. (Трубино и др. 1960ф). Нягтинское рудопроявление приурочено к Дототскому массиву гранитоидов девонского интрузивного комплекса и занимает площадь 500-800 м². По данным минералогического анализа протоочных проб из пегматоидных и порфириовидных лейкократовых гранитов этого массива, рудная минерализация представлена пироксеном и эвксенит-поликразом. Химическим анализом 16 проб установлено содержание Nb₂O₅ - 0,003-0,009%, ΣTR₂O₃ - 0,01-0,12%. Кроме названных рудных компонентов, в небольших количествах (редкие знаки, знаки) присутствуют ортит, торит, молибденит, флюорит. Содержание радиоактивного циркона достигает 10 г/т. Рудные минералы присутствуют в гранитах по-видимому в качестве аксессуарных. Результаты анализов, выявившие низкие содержания полезных компонентов, не позволяют оценить рудопроявление как промышленное.

Другое рудопроявление (9) приурочено к дайке альбитизированных аляскитовых гранитов, секущей гнейсы билинской свиты. Дайка имеет простирание северо-западное 290° , мощность 6-7 м, протяженность 25-30 м. Аляскитовый альбитизированный гранит содержит циркон, фергусонит, приорит - блонстрандин и оранжит. Содержание фергусонита в породе до 7 г/т, радиоактивного циркона -

знаки, приорита-бломстрандина и оранжита - редкие знаки. Описание рудопоявления из-за небольших размеров практического значения не представляет.

Ореол рассеяния ниобиево-редкоземельных минералов: фергусонита, пироклора, эвксенит-поликреза, ортита, торита и циркона, связанный с Дототским массивом и оконтуренный по шлихам из прото-лочных проб отмечен в междуречье Нягта-Шан (21) и генетически связан с девонскими гранитами и их жильной серией. Перечисленные минералы представляют акцессории в гранитоидах девонского комплекса. Циркон в пределах ореола содержится в весовых количествах (2-10 г/т), фергусонит, пироклор, эвксенит-поликрез и торит присутствуют в редких знаках. Ортит встречается в знаках и редких знаках.

Другой ореол рассеяния ниобиево-редкоземельных минералов (фергусонит, ортит и оранжит) и циркона установлен по штифным пробам на левобережье р.Шан в ее верхнем течении (31). Циркон встречается в знаках, а в отдельных шлихах до 3 г/т. Фергусонит, ортит и оранжит - в знаках и редких знаках. Этот ореол связан с субщелочными гранитами девонской интрузии. В шлихах из аллювиальных отложений и в протоочках фергусонит, чевкинит и пироклор в единичных знаках встречаются в междуречье Нягта-Шан, в верхнем течении р.Чойган-Хем, в бассейнах рек Хойто-Шан и Урда-Шан, а также в нижнем течении р.Белая Дургомжа и в верховьях р.Хорган. Во всех случаях источником этих минералов служат субщелочные и нормальные гранитоиды девонского (бренского) интрузивного комплекса.

Ореол рассеяния циркона (35) отмечен в верхнем течении р.Чойган-Хем (массив Хончаар). Этот минерал присутствует, кроме того, в шлихах почти по всей площади листа и генетически связан с гранитоидами как девонского (бренского), так и нижнепалеозойского интрузивных комплексов. Циркон содержится в шлихах в количестве редких знаков, реже знаков.

Ореолы рассеяния монацита оконтурены в верховьях ключа первого к востоку от р.Узю-Ой (24), в правобережье р.Биче-Остюрен (26) и в бассейне р.Алды-Коктыг-Хем (32). Монацит содержится здесь в редких знаках. Монацит, кроме того, присутствует в шлихах в единичных знаках в бассейнах рек Дотот, Остюрен, Чойган-Хем, Малый и Большой Шибит и в ручьях, стекающих с хр.Адыр-Баштыг-Тайга. В двух пробах, отобранных из адалелитов нижнепалеозойского возраста в междуречье Хара-Улата и Дегельма (правый борт долины р.Дотот) и в верховьях р.Усть-Коктыг-Хем, монацит содержится в количествах - 260-270 г/т. Источником мо-

нацита служат преимущественно гранитоиды нижнепалеозойской, реже девонской интрузий.

Ортит в шлихах обнаружен почти по всей площади листа и генетически связан с интрузиями девонского комплекса.

Ореол рассеяния торита, оранжита четко оконтуривается в междуречье Шан-Нягта (19). Торит и оранжит встречаются, кроме того, в шлихах из аллювиальных отложений и в искусственных шлихах по всей территории листа. Эти минералы генетически связаны с гранитоидами девонской интрузии.

Несмотря на то, что в пределах территории листа промышленных концентраций редких металлов не обнаружено; при оценке перспективности района на этот вид полезного ископаемого необходимо учитывать тот факт, что непосредственно на западном продолжении Восточно-Саянской зоны разломов располагается группа месторождений редких металлов (Арысканская группа), приуроченная к девонским гранитоидам. Учитывая, что на описываемой территории геологическая обстановка аналогична той, которая наблюдалась в районе Арысканской группы месторождений, можно предполагать, что и характеризующая территория может быть перспективной на редкоземельное оруденение.

Ртуть

Киноварь встречается в двух шлихах в единичных знаках по р.Белая Дургомжа и в левом притоке р.Дотот. Очевидно она связана с тектоническими нарушениями, вблизи которых установлены ее находки.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит

Флюорит в коренном залегании встречается в гранитоидах девонского интрузивного комплекса и часто является спутником ниобиево-редкоземельно-циркониевой минерализации. В шлихах флюорит в единичных знаках обнаружен в междуречье Шан-Нягта, в бассейнах рек Камбазы-Хем, Обрушаан, в притоках среднего течения р.Дотот, в нижнем течении р.Белая Дургомжа и в верховьях р.Хорган. Источником этого минерала являются названные выше интрузивные породы. Самостоятельного значения флюорит не имеет.

Слюда-мусковит

Рудопоявление мусковита отмечено в верховье левого притока р. Кол-Дыт, в 4 км северо-западнее г. Белая Дургомжа (16). Предварительно изучалось В.Н. Тимофеевым и другими в 1955 г. Оно представлено серией пегматитовых жил, секущих габбро и диориты таннуольского комплекса. Площадь жильного поля 1000х300 м. Мощность жил от 20-30 см до 3 м, протяженность достигает 20-30 м. Простирание жил северо-западное (азимут 330-340°), падение отвесное. В жилах наблюдаются скопления и сростки пластин мусковита размером до 1-2 см в поперечнике в отдельных случаях до 10 см. Слюда прозрачная с относительно небольшим количеством непрозрачных включений. В большинстве случаев крупные пластины слюды деформированы ("елка"). В пегматитовых жилах встречаются также крупные кристаллы красно-бурого и розового граната. По данным минералогического анализа штучных проб в пегматитах в редких случаях присутствует ксенотим и монацит. Запасы слюды не подсчитывались. Рудопоявление слюды не изучено. Для оценки его необходимы поисково-разведочные работы с применением взрывных работ и опробования. На более глубоких горизонтах возможно наличие слюды высоких сортов.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительного камня на территории листа могут быть использованы интрузивные породы как таннуольского, так и девонского комплекса, а также кембрийские известняки. Запасы строительного камня в районе не ограничены. Ввиду труднодоступности района в настоящее время они не используются.

ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

На территории листа N-47-XXUP известен ряд минеральных источников наиболее крупные из которых показаны на карте полезных ископаемых. Один из них расположен на крайнем восточном мысе северного берега оз. Алды-Дээрлиг-холь (23). Он пробивается из рыхлых отложений прибрежной полосы озерного галечника и обладает довольно сильным сероводородным запахом. Источник не каптирован. Дебит его невелик и составляет около 2-3 л/мин, вода холодная ($t \sim 5-7^{\circ}$). Анализ воды не производился. Второй минеральный источник расположен в южной части листа в долине р. Ажик-Ай-Хем. (34).

Он находился на дне заболоченной долины этой реки, примерно в 4 км выше устья. Вода с резким запахом сероводорода сочится среди заболоченного пространства. Источник не каптирован. Дебит воды не более 1 л/мин. Температура воды 6-7°. Анализ воды не производился.

Источники минерализации вод в обоих случаях неясны. Вероятно, они связаны или с фильтрацией воды через битуминозные известняки, или с зонами разломов, на простираниях которых находятся источники.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Наибольший интерес территория листа представляет в отношении молибденового, редкометального и титаномангнетитового оруденения. Площади распространения гранитоидных интрузий девонского интрузивного комплекса в верховьях р. Ортен-Хем, Чангно-Ама и междуречья Сангас и Кара-Бурень располагаются на восточном продолжении субширотной зоны, в пределах которой отмечается ряд проявлений молибдена, связанных с кварцевыми, кварц-полевошпатовыми жилами или зонами окварцевания и пиритизации в интрузивных породах на смежной с запада территории (Благонаров, 1958) и характеризующем районе (Ортенхемское и Сангасское рудопоявления). Все это позволяет указанную выше площадь выделить как перспективную на поиски молибдена.

Хотя на территории листа и отсутствуют месторождения и крупные рудопоявления редких металлов (Nb, Ta, Zr, Tr), характеризующую площадь нельзя считать бесперспективной. Широкое развитие на территории листа гранитоидов брянского интрузивного комплекса, содержащих редкоземельную минерализацию, позволяет предполагать возможность встречи рудопоявлений с промышленными концентрациями ниобия, тантала, циркония и редких земель Нянготинского типа, связанных с крупнокристаллическими пегматоидными и субцелочными разновидностями гранитов девонского возраста.

Выявление редкометального оруденения возможно на площадях распространения субцелочных гранитов в северной части территории листа, примыкающей к зоне Восточно-Саянского разлома.

Площади распространения габброидов таннуольского интрузивного комплекса на юге территории являются потенциально перспективными на поиски титаномангнетитового оруденения, которое может быть встречено в ультраосновных породах, отмечаемых среди габбро и габбро-диоритов нижнепалеозойского возраста.

Перспективы территории листа на медь, свинец, ртуть, мышьяк оцениваются отрицательно.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района по характеру циркуляции разделяются на трещинные, трещинно-карстовые и пластовые.

Трещинные воды пользуются наиболее широким распространением. Они приурочены к площадям распространения интрузивных метаморфических и вулканогенных пород. Выходы на поверхность трещинных вод отмечаются в виде источников у подножья хребтов. Питание трещинных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Дебит источников колеблется в пределах 1-1,5 л/сек. Температура воды 5-7°. Жесткость незначительная. Вкусовые качества хорошие.

Трещинно-карстовые воды развиты в карбонатных толщах докембрия. Карстовая воронка диаметром 8-10 м и глубиной 2-3 м известна у южной границы территории в верховье руч. Ажик-Ай-Хем. Карстовые воронки возможны также в районе оз. Сооскениг-холь. Питание трещинно-карстовых вод осуществляется за счет атмосферных осадков и частично-просачивания вод заболоченного плоского водораздела рек Кара-Хем и Ажик-Ай-Хем.

Пластовые воды циркулируют в ледниковых, аллювиальных и дельтавно-элювиальных отложениях. Водоносными горизонтами в них являются пески и галечники. Водоупором служат островные участки вечной мерзлоты или ложе массивных коренных пород. Источником питания пластовых вод являются атмосферные осадки, а также (частично) трещинные воды и воды деятельного слоя вечной мерзлоты. Глубина залегания пластовых вод не более 1,5-2 м. На поверхности они образуют источники (иногда напорные) и заболоченные участки. Дебит этих источников очень мал. Вода прозрачная, пресная, вполне пригодная для питья, с температурой 6-8°. Подземные воды района практического применения не находят, так как район обеспечен поверхностными водами хорошего качества.

На территории листа известны два минеральных источника, которые описываются в главе "Полезные ископаемые".

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Агентов В.Б., Махин Г.В., Онищенко В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-П. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1959.

Адамович А.Ф., Зоненшайн Л.П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина. Тр. ВАНТ, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1959.

Благоднаров В.А., Благоднарова Л.А., Смирнова Н.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-46-XXX. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.

Благоднаров В.А., Благоднарова Л.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXVI. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.

Додин А.Л., Кудрявцев Г.А. Геологическая карта Тувинской автономной области масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1951.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул. Записки Сибирского отдела РГО, кн. 9-10, 1867.

Лурье М.Д., Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945-1946 гг. Изв. АН СССР, серия геол. № 4, 1948.

Махин Г.В. О докембрии крайнего востока Тувы. Материалы по региональной геологии. Тр. ВАНТ, вып. 5, 1959.

Немцович В.М. Девонские основные интрузии Тувы и их фациальный анализ. Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. ВСЕГЕИ, 1961.

Обручев С.В., Лурье М.Д. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Тр. лаборатории вулканологии, вып. 8 М., 1954.

Шенкман Я.Д., Станкевич Е.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-XXXI. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

Шенкман Я.Д., Станкевич Е.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXXII. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.

Фондовая

Благонравов В.А., Лиховицкий В.Ф. и др. Геологическое строение верхней и средней части бассейна р.Хамсыры, бассейна р.Бедий и среднего течения Киж-Хема. Отчет о работе партии № 1 и 2 за 1954 г. Фонды ВАГТ, 1955.

Белостоцкий И.И. Геология Восточной и Центральной частей бассейна р.Хамсыры т.1. Отчет о работах хамсыринской партии ЦАГЭ за 1948 г. Фонды ВАГТ, 1949.

Белостоцкий И.И. Дополнение к I тому отчета "Геология восточной и центральной частей бассейна р.Хамсыры" по работам 1948 г. Фонды ВАГТ, 1949.

Гудилин И.С. Геоморфология Восточной Тувы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды ВАГТ, 1954.

Зоненшайн Л.П., Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г. Геологическое строение бассейна верховьев р.Хамсыры. Отчет о работе партии № 2 за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

Ильин А.В., Ильина Т.А., Резимов Н.Н. Стратиграфия докембрийских отложений Тувы. Отчет отряда № 1 тематической партии № 12 за 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Карский Б.Е. Геологический отчет Устреньской поисково-разведочной партии, Устреньское (Дототское) месторождение титаномagnetита. Фонды ВАГТ, 1950.

Кац А.Г., Красильников С.П. Геологическое строение междуречья Дотот-Чойган (Отчет партии аэрогеологической экспедиции за 1949 г.). Фонды ВАГТ, 1950.

Кудрявцев Г.А., Нордега И.Г., Раковец ОА. Геологическое строение района верхнего течения р.Бий-Хем (Малый Бнисей) в Северо-Восточной Туве. ВГФ, 1949.

Лисицын А.Е., Тимофеев В.Н. и др. Геологическое строение водораздельной части Б.Саяна в районе верховьев рек Беды-Хем и Кара-Бурень (Отчет о поисково-геологических работах партии № 3 Ферганской экспедиции ВИМС), Фонды ВИМС, 1954.

Махин Г.В. и др. Геологическое строение района верховьев рек Бий-Хем и Билин. Фонды ВАГТ, 1956.

Махин Г.В., Башилова И.И. и др. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 14 Аэрогеологической экспедиции № 6 в Восточной Туве в 1959 г. Фонды ВАГТ, 1959.

Махин Г.В., Башилова И.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, Серия Восточно-Саянская, лист М-47-XXXIII.

Объяснительная записка. Фонды ВАГТ, 1961.

Рудакова Г.И., Павшок Г.Г. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (геологическое строение юго-восточной части листа М-47-XXVII). Отчет партии № 10 за 1960 г. Фонды ВАГТ, 1961.

Руднев В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р.Удн. Фонды ИГУ, 1959.

Руднев В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые истоков рек Хайлама, Хунга, Дургомжа. Фонды ИГУ, 1960.

Тихонов В.Л., Наумова В.Л. Отчет о поисково-разведочных работах на Хара-Нурском, Аршангольском, Шутхулайском, Сагангольском и Геройском рудопроявлениях (Вост.Саян) за 1952г. Фонды ИГУ, Иркутск, 1953.

Тимофеев В.Н., Фельдман Л.Т. и др. Геологическое строение водораздельной части хр.Бол.Саян в районе верховьев рек Кара-Бурень, Белая Дургомжа, Дотот и результаты поисковых работ. Отчет партии № 3 Ферганской экспедиции ВИМС за 1954 г. Фонды ВИМС, 1955.

Трубино Д.И., Павшок Г.Г., Рудакова Г.И. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 10 Аэрогеологической экспедиции № 6 в междуречье Изиг-Суг-Дотот в 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960 г.

Чудинов Ю.В., Чудинова В.Е. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-XXXVI. Объяснительная записка. Фонды ВАГТ, 1958.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	2	3	4	5
1	Белостоцкий И.И.	Геология восточной и центральной частей бассейна р.Хамсыра. Отчет о работах Хамсаринской партии ЦАГЭ за 1948 г.	1949	Москва, фонды ВАГТ
2	Зоненшайн Л.Л., Адамович А.Ф., Гроссвальд И.Г.	Геологическое строение бассейна верховьев р.Хамсыры. Отчет о работах партии № 2 за 1956 г.	1954	Москва, фонды ВАГТ
3	Карский Б.Е.	Геологический отчет Устреньской поисково-разведочной партии. Устреньское (Дототское) месторождение титано-магнетита	1950	Москва, фонды ВАГТ
4	Кац А.Г., Красильников С.П.	Геологическое строение междуречья Дотот-Чойган-Хем. Отчет партии аэрогеологической экспедиции за 1949 г.	1950	Москва, фонды ВАГТ
5	Лисицын А.К., Тимофеев В.Н. и др.	Геологическое строение водораздельной части Бол.Саяна в районе верховьев рек Беды-Хем и Кара-Бурень	1953	Москва, фонды, ВИМС

1	2	3	4	5
6	Тимофеев В.Н., Фельдман Л.Т. и др.	Отчет о поисково-геологических работах партии № 3 Ферганской экспедиции ВИМС Геологическое строение водораздельной части хр.Бол.Саян в районе верховьев рек Кара-Бурень, Бел.Дургомжа, Дотот и результаты поисковых работ. Отчет партии № 3 Ферганской экспедиции ВИМС за 1954 г.	1955	Москва, фонды, ВИМС
7	Трубино Д.И., Павшок Г.Г., Рудакова Г.И.	Отчет по поисково-разведочным работам, проведенным партией № 10 Аэрогеологической экспедиции № 6 в междуречье Изит-Суг-Дотот в 1959 г.	1960	Москва, фонды ВАГТ
8	Рудакова Г.И., Павшок Г.Г.	Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (геологическое строение юго-восточной части листа) № -47-XXII). Отчет партии № 10 за 1960 г.	1961	Москва, фонды, ВАГТ

Приложение 2

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-47-XXII КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местоположение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
1	2	3	4	5	6

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

15	II-4	Титаномagnetит Истоки р.Утхум	Вкрапленность магнетита в габбро	6	
27	III-3	Правый борт верхнего течения р.Остюрэн	То же	8	
28	III-3	Верховье правого левого притока р.Нягта	"	8	
29	III-3	Левый борт верхнего течения р.Остюрэн	Вкрапленность титаномagnetита в габбро и ультраосновных породах	8	
30	III-3	Истоки р.Даштыг-Хем	Вкрапленность титаномagnetита в габбро и ультраосновных породах	3	

Цветные металлы

Медь

I	I-I	Левый борт р.Хан-ныг-Кадыр-Ос	Халькопирит, пирит блеклые руды в кварцевых жилах в тектонической зоне	5	
---	-----	-------------------------------	---	---	--

1	2	3	4	5	6
2	I-2	Междуречье Холба-Кадыр-Ос, Кара-Бурень	Сульфиды меди, пирит, в экзоконтакте (контакт нижнепалеозойских интрузивных пород с кембрийскими образованиями)	5	
3	I-3	Левый борт р.Сангас	Ореол рассеяния халькопирита, самородной меди в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	6	
5	I-3	Междуречье Сангаса и Прямого Сангаса	Ореол рассеяния минералов меди в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	6	
6	I-3	Правый приток р.Сангас	Вкрапленность сульфидов меди и пирита в вулканогенных породах кембрия на контакте с нижнепалеозойской интрузией		Выявлено авторами записки при ред. работах в 1961г.
7	I-3	Левый приток р.Сангас	Халькопирит, пирит и блеклые руды в кварцевых жилах		То же
8	I-3	Левый приток р.Сангас	Халькопирит, пирит и блеклые руды в кварцевых жилах	6	
12	II-I	Верховье р.Ортен-Хем	Халькопирит, пирит в тектонической зоне		
14	II-3	г.Кара-Бурень	Халькопирит, пирит, блеклые руды в кварцевых прожилках в тектонической зоне	6	
17	II-4	Верховье р.Мухай-Дэнгэлиг, левый борт	Халькопирит, пирит, блеклые руды в кварцевых жилах	6	

1	2	3	4	5	6
18	П-4	Верховье р.Мухай-Дэнтэлиг, правый борт	Халькопирит, пирит блеклые руды в кварцевых жилах	6	
		Свинец и цинк			
22	Ш-1	Правый борт р.Арнхем (3 км северо-восточнее оз.Оосхоль).	Галенит, сфалерит на контакте кристаллических известняков и диоритов	2	
33	IV-2	Левый приток р.Оорушаан	Галенит, сфалерит в кварцевых жилах и гранитах		Выявлено авторами записки при ред. работах в 1961г.

Р е д к и е м е т а л л ы

Молибден

4	I-3	Левый борт р.Сангас	Вкрапленность молибденита в гранитах		То же
10	П-1	Верховье р.Ортенхем	Молибденит в кварцевых жилах и гранитах		"
11	П-1	Верховье р.Ортенхем	Ореол рассеяния молибденита в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования		"
13	П-2	Левобережье р.Алди-Нянгота	Ореол рассеяния молибденита в коренных породах по данным шлихов из протолок	7	
25	Ш-2	Правый борт р.Остюрен	Ореол рассеяния молибденита в коренных породах по данным шлихов из протолок	7	

1	2	3	4	5	6
		Ниобий, тантал, ред- кие земли, цирконий			
9	I-4	Правый борт р.Мал. Шибит	Фергусонит, приорит- бломстрандин, циркон, оранжит в альбитизи- рованной кварц-поле- вошпатовой породе		Выявлено авторами записки при ред. работах в 1961г.
20	П-4	Междуречье Нягта-Шан	Пироклор, фергусонит, эвксенит-поликраз, циркон, молибденит и другие минералы в пегматоидных и круп- нозернистых гранитах	7	
21	П-4	Междуречье Нягта-Шан	Ореол рассеяния нио- бо-редкоземельных минералов и циркона в коренных породах по данным шлихов из про- толок	7	
31	Ш-4	Левый борт р.Шан	Ореол рассеяния нио- бо-редкоземельных ми- нералов и циркона в коренных породах по данным шлихов из про- толок	7	
		Цирконий			
35	IV-3	Левый борт верхне- го течения р.Чой- ган-Хем.	Ореол рассеяния цирко- на в аллювиальных от- ложениях по данным шли- хового опробования	7,8	
		Церий			
24	Ш-2	Верховье р.Уузы- Ой	Ореол рассеяния мона- цита в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	8	

1	2	3	4	5	6
26	Ш-3	Правый борт р.Остюрэн	Ореол рассеяния монацита в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	8	
32	Ш-4	Бассейн р.Алди-Кок-тук-Хем	Ореол рассеяния монацита в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	8	
Торий					
19	П-4	Междуречье Нягта-Шан	Ореол рассеяния торита, оранжита в аллювиальных отложениях и в шлихах из прото-лочек	7	

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Слюда, мусковит

16	П-4	Верховье левого притока Кол-Дыг	Скопление и сростки пластин мусковита в пегматитовых жилах		
----	-----	---------------------------------	--	--	--

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

23	Ш-I	Северо-восточный берег оз.Алди-Дээр-лиг-холь	Сероводородный холодный источник с дебитом 2-3 л/сек	2	
34	IY-2	Долина р.Ажик-Ай-Хем	Сероводородный холодный источник с дебитом 1 л/сек	2	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные породы	26
Тектоника	49
Геоморфология	55
Полезные ископаемые	60
Подземные воды	72
Литература	73
Приложения	76

Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор Е.Д.Шаткина

Сдано в печать 18/IX 1969 г. Подписано к печати 14/I 1970 г.
Тираж 100 экз. Формат 60х90/16 Печ.л. 5,25 Заказ 284с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда