

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
КРАСНОЯРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

масштаба 1:200000

*Серия Восточно-Саянская*

лист N-47-XIX

Объяснительная записка

Составители: *Н. Н. Стамборовский, О. И. Пятов*  
Редактор *Д. И. Мусатов*

Утверждено Научно-редакционным советом СНИИГГИМС

11 января 1966 г., протокол № 1

ЛЕНИНГРАД, 1976

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа, ограниченная координатами  $53^{\circ}20' - 54^{\circ}00'$  с. ш. и  $96^{\circ}00' - 97^{\circ}00'$  в. д., административно принадлежит Курагинскому району Красноярского края, Нижне-Удинскому району Тувинской АССР.

Почти вся описываемая площадь представляет собой мощный горный узел на стыке Западного и Восточного Саянов, приподнятый над уровнем моря более чем на 2000 м. Максимальные высоты достигают 2924 м. (пик Грандиозный, пик Поднебесный) при относительных превышениях 1500 м. и более. И лишь на юго-западе абсолютные отметки не превышают 2000 м. Основными орографическими элементами района являются хребты Крыжина, Ергак-Гортак-Тайга, Кошурникова, Зубчатый, Дикий и др.

Главной водной артерией северной части района является р. Казыр с его притоками Левым Казыром, Прямым Казыром, Проходной, Катунюм. Гидро-сеть южной части, включающая в себя реки Кижн-Хем, Ак-Суг, Кара-Хем, принадлежит бассейну р. Хамсары. Все реки имеют типичный горный характер, бурное течение с многочисленными шиверами, перекатами, водопадами и ступенчатый продольный профиль долины.

Климат района континентальный с резкими сезонными и суточными колебаниями температур, с продолжительной суровой зимой и коротким летом. В пределах альпийского высокогорья климатические условия приближаются к суровым полярным. На отдельных участках северных склонов развита вечная мерзлота. Среднегодовое количество осадков достигает 1500 мм.

Долины большинства рек и их склоны загажены, выше 1800 м расположена лесотундра, а еще выше высокогорная тундра.

В экономическом отношении район совершенно не освоен и не обжит, из-за его удаленности и труднодоступности.

Ближайшими населенными пунктами являются пос. Верхняя Гутара Иркутской области (90 км), пос. Тора-Хем Тоджинского района Тувинской АССР (170 км), пос. Курагино, районный центр Красноярского края (300 км). Сообщение в зимнее время возможно только вертолетом, в летнее — конно-вьючным способом со стороны Тора-Хема. В брошенном поселке Аксуг имеется посадочная площадка для приема самолетов АН-2, которая может быть использована при соответствующей подготовке в летнее время.

Первые отрывочные сведения по геологии и орографии района, относящиеся к началу XX века имеются в отчетах Г. Н. Стальнова и Д. К. Соловьева. В 1929—1931 гг. в междуречье Казыра и Кизыра маршрутные исследования проводил А. Г. Вологдин. Предложенная им первая и детальная для того времени стратиграфическая схема легла в основу построенной многими геологами, проводивших исследования в Восточном Саяне в последующие годы. На основании находки археоциат в верховьях р. Кизыра А. Г. Вологдин отнес к кембрию все карбонатные толщи района, включая и графитистые мраморы дербинской свиты. В те же годы северную часть Центрального Саяна исследовал И. А. Молчанов, впервые выдвинувший здесь докембрийские образования. В 1934 г. И. А. Молчанов опубликовал сводку о геологическом строении Восточного Саяна, обобщающую вопросы стратиграфии, тектоники и полезных ископаемых района.

казали результаты работ последующих лет, А. Д. Шелковниковым в основном правильно истолковано геологическое строение района.

В 1954—1958 гг. в верховьях р. Ак-Суга проводила разведочные работы партия № 81 Горной экспедиции под руководством Д. И. Прохорова.

В 1957 г. Г. Ю. Гагенгорн, А. В. Величко и О. Н. Болехова составили геологическую основу масштаба 1:200 000 для геоморфологических карт центральной части Восточного Саяна. Стратиграфическая схема авторов для древних толщ района близка к современной и выглядит следующим образом: 1) толща кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов Pt<sub>1</sub>; 2) свита графитовых мраморов Pt<sub>2</sub>; 3) свита кристаллических сланцев и свита битуминозных известняков Pt<sub>3</sub>; 4) метаморфические сланцы Sp; 5) конгломераты, песчаники, алевролиты Sp<sub>1</sub>.

В 1958 г. комплексной аэрогеофизической съемкой м-ба 1:50 000 (Ю. А. Далингер и др.) была охвачена западная часть описываемой территории. В результате работ высокие магнитные поля были зафиксированы в поле габброидов казырского комплекса, а также отмечена повышенная гамма-активность гранитоводов сюткольского комплекса. В том же году В. Е. Дибров провел поисковые реконсировочные маршруты по рекам Дергушке, Малой Киште, Прямому Казыру. Здесь им отмечены битуминозные гнейсы (бирюсинские в понимании В. Е. Диброва) и выделены дербинская и жайминская свиты.

В 1959—1960 гг. в пределах Крыжинского и Запавалинского габброидных массивов поисково-оценочные работы проводила Верхне-Казырская партия ГСЭ КГУ под руководством Н. Н. Стамборковского и А. Д. Шелковникова. В результате работ выявлено несколько участков повышенной радиоактивности с проявлением редкоземельной минерализации, приуроченных к щелочным породам. В эти же годы Крыжинский габброидный массив изучался сотрудниками ИГЕМА АН СССР А. П. Лебедевым и О. А. Богатиковым. Их исследования носили чисто петрографический характер. Авторами подтверждено сложное дифференцированное строение массива, однако, они ошибочно отнесли габброиды и прорывающие их щелочные сиениты к одному интрузивному комплексу (казырскому).

В 1960 г. большая часть территории листа была покрыта аэромагнитной съемкой м-ба 1:200 000, проведенной под руководством В. И. Блюменцвайга. Эти данные использованы при составлении геологической карты.

В 1960—1961 гг. А. З. Конилов провел маршрутные исследования по долине р. Казыр. Наряду с некоторыми новыми данными по стратиграфии, протерозойских отложений района (впервые в районе выделены урманская и манская свиты) им отмечена повышенная впаденность углито-глинистых (графитизированных) сланцев колпинской свиты. В эти же годы при изучении разрезов по р. Казыр Д. И. Мусатовым в устье р. Запавалихи в известняках колпинской свиты обнаружены архаичные титаноносные скारны.

В 1962 г. южная часть территории листа была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:50 000, выполненной аэрогеофизической партией КГУ под руководством Н. Е. Мартынова и Г. И. Скубицкого. Кроме высоких магнитных полей, отмеченных над габброидами казырского комплекса, магнитная аномалия зафиксирована в верховьях р. Кижжи-Хем среди нерасчлененных отложений урманской и манской свит. При производстве геологических работ в этом районе обнаружены титаноносные скарны.

В 1961—1963 гг. на территории листа авторы настоящей записки провели геологическую съемку масштаба 1:200 000 в комплексе со шлиховым опробованием и металлотрией. Обнаженность района хорошая. Дешифрируемость аэрофотоснимков средняя. В полевых работах и в составлении геологической карты в разные годы кроме авторов принимали участие М. А. Казанцев, Ю. Т. Смоляков и А. Д. Шелковников.

Несоответствие с соседними листами имеют по контурам и по индексам:

В 1932 г. Ф. А. Головачев по долинам рек Уды и Казыра провел геолого-геоморфологические исследования одного из вариантов Южно-Сибирской железнодорожной магистрали. Поиски россыпного золота в южной части района в 1940 г. проводил В. В. Коттев. Геологические данные обобщены упомянутых геологов ныне устарели. В 1939—1941 гг. в центральной части Восточного Саяна проводил исследования В. Г. Дитмар. Результатом его работ явилась схематическая геологическая карта масштаба 1:420 000, на которой он выделил архейские, протерозойские, кембрийские, силурийские и девонские образования. Карбонатные породы дербинской серии В. Г. Дитмар считал метаморфической фацией кембрия.

В 1948—1949 гг. в южной части района проводили маршрутные исследования геологи ВАГТа Б. Н. Соколов, Л. Л. Прозаркевич и Г. А. Кудрявцев. На составленной ими карте в целом правильно отражено геологическое строение района. Ими выделены и описаны кембрийские карбонатные и эффузивно-карбонатные отложения, нижнесилурийские зеленые туфогенные и известковистые конгломераты с прослоями туфопесчаников, сланцев и девонские красноватые эффузивно-осадочные образования, базальты третичного и четвертичного возраста, досилурийские серые плагнограниты и девонские красные микроклинитовые граниты.

В 1948 г. была опубликована геологическая карта территории листа N-47 масштаба 1:1 000 000 и объяснительная записка к ней под общей редакцией М. М. Одинцова и И. А. Кобеляцкого, а в 1951 г. была издана геологическая карта Тувы в том же масштабе, составленная Г. А. Кудрявцевым и А. Л. Додичим. При составлении этих сподных карт был использован весь имевшийся к тому времени геологический материал. Однако, для территории листа N-47-XIX авторы располагали лишь отрывочными сведениями, не представляющими ценности.

Издана в 1952 г. геоморфологическая карта Тувы м-ба 1:500 000, составленная И. С. Гудилиным и И. А. Нордега, которая дает достаточно точное общее представление о строении рельефа.

С 1950 г. в центральной части Восточного Саяна и северо-восточной Туве Геологическое управление Енисейстроя МВД и Ферганская экспедиция ВИМСа начали проводить площадные поисково-съемочные работы различного масштаба. В 1951—1953 гг. геологи Ферганской экспедиции К. И. Власов, Г. В. Махин, Н. Е. Костин и другие исследователи верховья рек Казыра, Чаваша, Кижжи-Хема. Ими выявлен ряд рудопроявлений меди, молибдена и открыто месторождение редких земель. Стратиграфические построения Г. В. Махина и Н. Е. Костина почти не отличались от предшественников. Ими выделялись: 1) кристаллические сланцы и мраморы среднего протерозоя (куда ошибочно включены и кембрийские образования бассейнов рек Томской и Катуня); 2) карбонатно-сланцевая и порфиритовая свиты Sp<sub>1-2</sub>; 3) свита эффузивов и сланцев силура (в действительности девона); 4) позднетретичные и раннечетвертичные базальты. Интрузивные образования расчленены на 2 комплекса: досилурийский, состоящий из диоритов, габбро и роговообманковых гранодиоритов и гранитов; послесилурийский из лейкократовых гранитов и сиенитов.

В 1953 г. в бассейне верховьев р. Казыр поисково-съемочные работы масштаба 1:500 000 проводила Казырская партия Енисейстроя МВД СССР под руководством А. Д. Шелковникова. Им предложена следующая стратиграфическая схема района: 1) базальтская свита кристаллических сланцев и гнейсов (Pt<sub>1</sub>); 2) дербинская свита графитизированных мраморов с прослоями метаморфических сланцев (Pt—Sp<sub>1</sub>); 3) казырская свита амфиболитов, известняков, эффузивов и таятская свита мраморизованных сланцев (Sp<sub>1</sub>); 4) татарская преимущественно эффузивная свита (Sp<sub>2</sub>); 5) эффузивно-туфогенная свита (D<sub>1</sub>). Среди интрузивных образований района А. Д. Шелковниковым выделены докембрийские катаклазированные гранитоиды, нижнекембрийские габброиды, постнижнесилурийские диориты и постнижнедевонские граниты. Позднее им был выделен дифференцированный титаноносный габброидный комплекс (казырский). Как по-

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Протерозойские отложения занимают почти 50% территории листа, слабая крупную геоструктуру на северо-востоке района — Восточно-Саянской антиклинория. По стратиграфическому положению и литологическим признакам протерозойские образования подразделены на нижний средний и верхний иерархический, средний и верхний комплексы.

### НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ

Дерби́нская свита ( $P_{1-2gr}$ ). Отложения дерби́нской свиты, сложенные в пределах территории листа центральные части Восточно-Саянского антиклинория, повсеместно представлены крупно- и среднезернистыми графитизированными мраморами и кварцитами с редкими маломощными прослоями кристаллических сланцев и гнейсов. В обобщенном разрезе свиты карбоонатные породы составляют 75%, кремнистые — 15%, терригенные — 10%\*. Привести последний разрез свиты не представляется возможным ввиду сложной дислоцированности и монотонности состава пород. Дерби́нская свита в общем имеет выдержанное северо-западное простирание при крутых ( $60-80^\circ$ ) углах падения. Подошва свиты и выходы подстилающих ее отложений на исследованной территории не наблюдались. Кроваля свиты отчетливо устлавливается в разрезе по водоразделу рек Казыра и Хагаги, где мраморы согласно перекрываются кристаллическими сланцами жайминской свиты. К востоку от района по данным Иркутских геологов дерби́нские мраморы залегают на гнейсах магдасской толщи, а на территории Тувы балыктыгемская свита (аналог дерби́нской) подстилается кристаллическими сланцами и гнейсами шухулайской свиты. Первичные породы шухулайской и магдасской свит представляли собой песчаники, алевролиты, мергели.

Стратиграфическое положение графитизированных протерозойских образований позволяет считать возраст дерби́нской свиты ниже—среднепротерозойским в соответствии с легендой Восточно-Саянской серии.

Мощность свиты достигает 1500 м.

### СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Жайминская свита нерасчлененная ( $P_{2gm}$ ). Отложения жайминской свиты распространены в бассейне рек Озерной, Дергушки, Прямого Казыра, по правобережью р. Левого Казыра, в верховьях р. Кош-Пеш, на хр. Хонда-Джугламском. Они слагают юго-западное крыло Восточно-Саянского антиклинория, а также выполняют синклинальные прогибы в его центральной части. Жайминская свита в исследованном районе представлена преимущественно кристаллическими сланцами (50%), гнейсами (20%), слюдистыми и графитистыми кварцитами (10%), мраморами (15%), кальцифирами (5%). Подошва жайминской свиты и ее непосредственный контакт с нижележащими отложениями наблюдались в верховьях р. Озерной, на водоразделе рек Малой Кышты и Казыра и на левом берегу р. Казыра, напротив устья р. Прямой Казыр. Во всех случаях дерби́нские графитистые мраморы совершенно согласно сменяются кверху толщей кристаллических сланцев и гнейсов.

В верховьях р. Озерной, в 2,2 км от ее устья на юго-запад по хребту (центральная часть Восточно-Саянского антиклинория) на дерби́нских мраморах согласно залегают:

1. Коричнево-серые кварц-биотитовые кристаллические сланцы	25 м
2. Полосчатые скаполитизированные мраморы	25 "
3. Необнаженный интервал	50 "

\* Здесь и далее процентный состав литологических и петрографических разновидностей дается усредненным по ряду разрезов.

1) на листе N-47-XIII (А. Н. Рассказчиков) на рамку выведена дерби́нская свита ( $P_{1dr}$ ). В том же контуре на листе N-47-XIX по новым данным выделены две свиты дерби́нская ( $P_{1dr}$ ) и жайминская ( $P_{1-2gm}$ );

2) в юго-восточной части листа N-46-XXIV (В. М. Чаиркин) на рамку выведена сайлыгская толща ( $D_{2sl}$ ), на листе N-47-XIX при детальном изучении выделены терригенные отложения толтаковской свиты ( $D_{2tl}$ ), залегающие с перерывом на эффузивах сайлыгской толщи;

3) на листе N-47-XXV (В. А. Благонаров) на рамку выведены отложения сайлыгской толщи ( $D_{2sl}$ ) (эффузивы смешанного состава), при детальном изучении здесь закартированы терригенные отложения толтаковской свиты ( $D_{2tl}$ ), причем площадь распространения девонских отложений на листе N-47-XIX значительно меньше;

4) в этом же районе на рамке листа N-47-XXV показаны гранодиориты и граниты таннуольского комплекса ( $P_{21}$ ), детальными работами на листе N-47-XIX здесь выделены два интрузивных комплекса бюджетульский (супольский) ( $\gamma D_1$ ) и манский ( $\delta C_{1-2}$ );

5) в верховьях р. Биче-Калыр-Оос на листе N-47-XXV показаны диориты таннуольского комплекса ( $\delta P_{21}$ ), здесь же на площади листа N-47-XIX выделены гранодиориты манского комплекса ( $\gamma \delta C_{1-2}$ );

6) в бассейне р. Ак-Суг на рамке листа N-47-XXV показаны гранодиориты и диориты таннуольского комплекса ( $\delta C_{1-2}$ ), на листе N-47-XIX здесь выделены диориты ольховского комплекса ( $\delta C_{1-2}$ );

7) на листе N-47-XX (П. В. Дубин) в бассейне р. Кижы-Хем на рамку выведены габброиды таннуольского (хойто-окинского) комплекса ( $\gamma P_{21}$ ), в том же контуре на листе N-47-XIX выделяются три фации манского комплекса: граниты ( $\gamma C_{1-2}$ ), диориты ( $\delta C_{1-2}$ ), габбро ( $\gamma C_{1-2}$ );

8) по левобережью р. Кижы-Хем на рамку выведена нерасчлененная кувайская серия ( $P_{2kv}$ ), в том же контуре на листе N-47-XIX выделена бахтинская свита ( $P_{2bh}$ );

9) по правобережью р. Кижы-Хем на рамке показан огнический интрузивный комплекс ( $\epsilon-\gamma P_{21}$ ), в том же контуре на листе N-47-XIX выделен сангилденский комплекс ( $\epsilon D$ ).

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие отложения протерозойского, кембрийского, девонского, юрского, третичного и четвертичного возраста.

Протерозойские образования представлены дерби́нской карбоонатной свитой ( $P_{1-2dr}$ ), жайминской нерасчлененной карбоонатно-гнейсово-сланцевой свитой ( $P_{2gm}$ ), нерасчлененными карбоонатно-сланцевыми отложениями урманской и манской свит ( $P_{3ml+mn}$ ), бахтинской эффузивно-сланцевой свитой ( $P_{3ov}$ ) и овянской существующей карбоонатной свитой ( $P_{3ov}$ ).

Среди кембрийских отложений выделены: а) в Толжинском структурно-фациальной зоне — хамсаринская эффузивная толща ( $C_{1km}$ ), в Казырской структурно-фациальной зоне — колпанинская эффузивно-осадочная свита ( $C_{1klp}$ ), балактинская карбоонатная свита ( $C_{1blt}$ ) и кизирская эффузивная свита ( $C_{1p-kz}$ ).

Девонские отложения представлены сайлыгской вулканогенной толщей ( $D_{2sl}$ ), толтаковской туфогенно-терригенной свитой ( $D_{2tl}$ ) и терригенно-карбоонатными нерасчлененными образованиями (D).

К юре относятся терригенные отложения (J). Верхне-третичные образования представлены базальтами плато. Среди четвертичных отложений выделены рыхлые (аллювиальные и флювиогляциальные) образования и базальты долин.

Стратиграфическое положение в разрезе указанных подразделений установлено достаточно четко и доказательно. Возраст большинства свит определяется по аналогии с соседними районами, где подобные образования охарактеризованы фаунистически.

ния выполняют синклинальные прогибы в центральных частях Восточно-Саянского антиклинория и залегают совершенно согласно на дербинских графитистых мраморах. Интересно отметить, что на водоразделах рек Верхней Хагаты — Уды и Хагаги и Сыглар-Агар разрез гнейсово-сланцевой толщи наращается малоугольной пачкой темно-серых тонкослоистых кристаллических известняков, очень похожих на урманско-манские (обн. 2775, 2751). Весьма вероятно, что здесь можно видеть контакт дербинской и кувайской серий, причем метаморфизм последней резко ослаблен по сравнению с породами жайминской свиты. Эти данные не подтверждают теоретические построения некоторых исследователей (А. З. Конигов и др.), считающих, что глубина эрозийного среза Восточно-Саянского антиклинория по направлению с запада на восток резко увеличивается.

Среднепротерозойский возраст жайминской свиты определяется на основании того, что она залегают на дербинских графитистых мраморах и перекрывается палеофлюристически охарактеризованными отложениями урманской и манской свит верхнего протерозоя.

#### ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

Урманская и манская свиты нерасчлененные (Р<sub>3</sub>пл+ит). Сланцево-карбонатные отложения урманской и манской свит в пределах исследованной площади протягиваются непрерывной полосой с северо-запада на юго-восток от кл. Пихтового \* вдоль северных отрогов хр. Вала, через бассейн р. Таежный Казыр в междуречья Кош-Пеш и Кош-Тыш. Кроме того, они закартированы в истоках рек Катуна и Чыраалыг-Даштыг-Хема и в низовьях р. Мунгаш-Даштыг-Хема. Урманско-манские отложения хорошо обнажены по всему полю их распространения и представлены темно-серыми слонистыми и полосчатыми мраморизованными известняками (85%) с прослоями углисто-кремнистых и серицит-хлоритовых сланцев (15%). Их непосредственный контакт с подстилающими породами жайминской свиты в районе работ не наблюдался, если не считать проблематичного контакта в бассейне р. Хагаги. Кровля устанавливается повсеместно — сланцево-карбонатные отложения согласно перекрываются эфузивами бахтинской свиты. Сопоставление наиболее представительных разрезов свиты западной (по кл. Пихтовому) и восточной (в верховьях р. Кижиг-Хем) частей района покажет, что урманско-манские отложения не отличаются большой фашиальной изменчивостью. Повсеместно они начинаются с карбонатных осадков, загрязненных углстыми веществами. Далее вверх по разрезу их сменяют углсто-кремнистые сланцы с прослоями известняков. Верхняя половина толщи сложена более светлыми мраморизованными известняками, содержащими вблизи кровли прослой серицит-хлоритовых сланцев.

Сводный стратиграфический разрез свиты представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Темно-серые, иногда черные битуминозные слонистые известняки . . . . . 250 м
  2. Углисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков . . . . . 550 "
  3. Белые и серые, иногда пятнистые, слонистые мраморизованные известняки . . . . . 350 "
  4. Зеленовато-серые серицит-хлоритовые сланцы . . . . . 100 "
  5. Мраморизованные известняки . . . . . 50 "
- Мощность отложений 1300 м.

Мраморизованные известняки темно-серые углстые или светлые полосчатые, преимущественно органогенные породы с криптогенной, иногда оолитовой структурой.

\* Для обивки с листом N-46-XXIV (В. М. Чаиркин, Р. Ш. Зайлеев) на геологической карте в бассейне кл. Пихтового показана жайминская свита. По мнению авторов площадь бассейна кл. Пихтового сложена нерасчлененными отложениями урманской и манской свит.

4. Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, чередующиеся с мраморами и пслоиными гранитными телами при постепенном уменьшении мраморов и увеличении сланцев к верхам разреза . . . . . 600 м
5. Серые крупнокристаллические двуслоидные гнейсы . . . . . 100 "
6. Рассланцованные графитистые кварциты . . . . . 100 "
7. Кварц-биотитовые кристаллические сланцы . . . . . 200 "

Верхние горизонты свиты не обнажены.

Общая мощность разреза около 1100 м.  
В 2 км от устья р. Прямой Казыр по хребту на север (юго-западное крыло антиклинория) в низах свиты обнажаются:

1. Полосчатые кварц-амфибол-биотитовые кристаллические сланцы . . . . . 200 м
  - Необнаженный интервал . . . . . 200 "
  2. Двуслоидные гнейсы с линзами графитистых мраморов . . . . . 500 "
  3. Зеленовато-коричневые кварц-биотитовые сланцы 400 м сменяющиеся после 200 м необнаженного интервала темно-серыми известняками урманской и манской свит.
- Общая мощность разреза около 1300 м.

Кристаллические сланцы — коричнево-серые сланцеватые породы с лепидо- и нематобластовой структурой. Состоят они из кварца (15—40%), биотита (25—45%), олигоклаза (до 25%), иногда амфибола (до 30%), реже присутствуют графит, гранат, турмалин.

От кристаллических сланцев кварц-амфибол-биотитового состава, наблюдается постепенный переход к гнейсам, у которых отмечается повышенное содержание полевых шпатов (до 30—40%).

Графитистые кварциты близки по составу и структуре кварц-графит-биотитовым сланцам. Состоят они из изометричных, иногда вытянутых зерен кварца (60—80%) и мелких чешуек графита, содержание которого меняется от 5 до 50%.

Кальцифилы — серые слонистые крупнозернистые породы, состоящие из кальцита (60—75%), доломита (1—5%), диопсида (25%), иногда скаполита (до 25%), кислого плагиоклаза, калишпата и кварца.

Сопоставление приведенных разрезов указывает на значительное сходство литологических разновидностей и на одинаковую степень метаморфизма отложений жайминской свиты центральных частей Восточно-Саянского антиклинория и его юго-западного крыла. Можно констатировать наибольшее распространение карбонатных пород в нижних частях свиты, а рассланцованных графитистых кварцитов — в верхних. Гнейсы встречаются на различных стратиграфических уровнях. Кровля жайминской свиты и непосредственный ее контакт с вышележащими образованиями урманской и манской свит на юго-западном крыле антиклинория в исследованном районе не наблюдается. Верхняя граница ее отчетливо проводится по резкой смене метаморфизма пород. Мощности жайминской свиты составляет 1300—1500 м.

По вопросу о стратиграфическом положении толщи кристаллических сланцев и гнейсов в разрезе докембрия Восточного Саяна у исследователей в настоящее время существует несколько точек зрения. Одни считают, что эта толща залегают ниже дербинских графитистых мраморов (А. Л. Додин, В. П. Руднев, А. Д. Шелковников и др.). Другие (А. Савельев, И. П. Жуйко) доказывают более высокое стратиграфическое положение сланцево-гнейсовой толщи по сравнению с графитистыми мраморами. Существует еще и третья точка зрения, согласно которой гнейсы и кристаллические сланцы представляют собой породы архейско-протерозойского кристаллического фундамента, вскрывающегося в осевой части Восточно-Саянского антиклинория в виде горстов. Этой концепции придерживается Ю. Б. Лавренев.

Наши данные позволяют более или менее однозначно решить вопрос о стратиграфическом положении кристаллических сланцев и гнейсов, закартированных в верховьях рек Казыра и Уды. Установлено, что эти образова-

2. Зеленокаменные массивные диабазовые порфириды и диабазы	650 м
3. Серые слонистые мелкозернистые известняки	25 "
4. Зеленокаменные массивные андезитовые порфириды	200 "
5. Черные массивные известняки с примесью туфогенного материала	10 "
6. Темно-серые слонистые мелкозернистые известняки	15 "
7. Зеленые сланцы кварц-полевошпат-карбонат-хлоритового состава	150 "
8. Черные антракитовые брекчиевидные известняки	20 "
9. Зеленокаменные диабазовые порфириды	150 "
Общая мощность разреза около 1300 м.	

На этом участке, а также в некоторых других местах, на основании анализа геологической карты и изучения аэрофотоснимков, между бахтинской и нерасчлененными отложениями урманской и манской свит отмечается азимутальное несогласие.

В 800 м от устья р. Улуг-Даштыг-Хем вдоль правого борта реки в опрокинутом залегании обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленые хлорит-карбонатные сланцы	400 м
2. Зеленокаменные андезитовые порфириды и миндалекаменные спилиты	300 "
3. Зеленые сланцы кварц-эпидот-серицит-хлоритового состава с прослоями известняков, сменяющиеся к юго-западу овсянковскими известняками	800 "
Общая мощность разреза — 1500 м.	

Кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы — зеленато-серые породы со сланцеватой текстурой и нематобластовой, либо лепидобластовой структурой. Состоят они из хлорита (20—40%), кварца (5—10%), эпидота, плагиоклаза. Реликты первичных пород отмечаются редко. Это обычно порфиробласты основного плагиоклаза и авгита. Во многих случаях сланцы карбонатизированы или эпидотизированы.

Диабазы и диабазовые порфириды — зеленато-серые породы с диабазовой, blastоофитовой и пилотактовой структурой, состоящие из основного плагиоклаза (40—50%) и авгита (25—35%). Пироксенны, как правило, амфиболизированы, хлоритизированы, плагиоклазы альбитизированы. Андезитовые порфириды серовато-зеленые массивные породы с порфиривидной структурой. Вкрапления представлены андезитом и авгитом. Основная масса, в значительной степени измененная, состоит из тех же минералов. Структура основной массы интерсерпентальная, иногда пилотактовая.

Амфиболиты темно-зеленые крупнозернистые, иногда массивные породы с гранолепидобластовой структурой. Состоят они преимущественно из зеленой роговой обманки, кислого плагиоклаза (8—12%), биотита и лейкокссена. Сопоставление приведенных разрезов указывает на значительную фациальную изменчивость в бахтинских отложениях. На северо-западе района бахтинская свита имеет существенно зеленосланцевый состав, причем сланцы преимущественно амфиболовые, местами с прослоями амфиболитов. К юго-востоку, хр. Бала, сланцы сменяются массивными эффузивами среднего состава с линзами известняков. Еще далее на юго-восток, на хр. Прямом, в составе свиты появляются более основные эффузивы, диабазы; количество известняковых прослоев увеличивается. В крайней юго-восточной части района разрез вновь становится зелено-сланцевым, но в составе его преобладают хлорит-серицитовые и кварц-хлорит-карбонатные разности. Максимальная мощность бахтинской свиты — 1800 м, средняя мощность ее согласованной Верхнепротерозойской возраст бахтинской свиты определяется ее согласованным залеганием на палеофлористически охарактеризованных отложениях урманской и манской свит.

Овсянковская свита (P<sub>3</sub>ov). Карбонатные породы овсянковской свиты распространены на правом берегу р. Кизир, на южных отрогах хр. Бала, на водоразделе рек Звериного Казыра и Катуня и в верхове

Кремнисто-углистые сланцы — черные микрозернистые, пелитоморфные породы, часто пиритизированные. Нередко среди них встречаются кварц-графитистые разности с чешуйками биотита по плоскостям расслаивания.

Строение, состав и структурное положение рассматриваемой толщи по-прежнему уверенно сопоставлять ее с аналогичными образцовыми бассейна р. Маны, где она впервые была изучена А. Г. Вологдиным и расчленена на урманскую терригенную и манскую карбонатную свиты. На описываемой площади разделение сланцево-карбонатной толщи на две свиты не представляется возможным из-за весьма напряженной складчатости и неполноты частных разрезов. Верхнепротерозойский возраст урманско-манских отложений обосновывается находкой онколитов *Osaigia libiditosa* Z. Zhug (определение Н. В. Харитоновой и Э. А. Журавлевой). По мнению Э. А. Журавлевой, эта форма характерна для нижнего рифея. Следует отметить, что находка ископаемых водорослей среди отложений, ранее картированных как жайминская свита, явление не единичное. Так, в 1963 г. в верховьях р. Мимиин (северное крыло Восточно-Саянского антиклинория) среди отложений, отмеченных В. М. Чанжиным (1960 г.) к жайминской свите, геологи Ивановской экспедиции КГУ также собрали остатки *Osaigia libiditosa*. Приведенные данные показывают, что значительная часть пород, относимых ранее к жайминской свите, в действительности может оказаться моложе.

Бахтинская свита (P<sub>3</sub>bt). Эффузивно-осадочные породы бахтинской свиты, прослеживаются непрерывной полосой с северо-запада на юго-восток вдоль хр. Бала, Прямого, Араканского. Представлены они хлорит-серицитовыми, кварц-альбит-эпидот-актинолитовыми и др. сланцами (45%). Диабазы и диабазовыми порфиридами (35%), андезитовыми порфиридами (10%), амфиболитами и известняками (10%). По своему составу это типичная спилит-диабазовая формация.

Подосва бахтинской свиты четко установлена на северо-восточных отрогах хр. Бала, на левом берегу р. Цыраалы-Даштыг-Хем и в низовье р. Кош-Пеш. Во всех этих пунктах урманско-манские слонистые мраморизованные известняки, имеющие северо-западное простирание при крутых падениях слоев, согласно сменяются к юго-западу зеленокаменными порфиридами и зелеными сланцами. В верховье р. Проходной, в 1,9 км на юг от высоты 2349,0 м выше урманско-манских известняков после небольшого задернованного интервала (60 м) обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленые сланцы хлорит-серицитового, хлорит-эпидотового и актинолитового состава	600 м
2. Зеленые амфиболовые сланцы и амфиболиты	800 "
Общая мощность разреза — 1400 м.	

В центральной части хр. Бала (северные отроги выс. 2391 м) на урманско-манских известняках согласно залегают (снизу вверх):

1. Зеленокаменные массивные андезитовые порфириды	650 м
2. Темно-серые кристаллические известняки	50 "
3. Зеленокаменные порфириды с маломощными прослоями известняков	300 "
4. Зеленокаменные андезитовые порфириды	600 "
5. Зеленые серицит-хлоритовые сланцы	200 "
Общая мощность разреза 1800 м.	

В низовье р. Левый Казыр в правом борту реки (в 4 км от устья) вскрывается базальный горизонт бахтинской свиты в виде лаватггломмератов с диабазовой основной массой и обломками известняков неправильной формы размером до 2 м. Мощность 200 м.

В средней части хр. Прямого (северо-восточный отрог выс. 2094,0 м) на мраморизованных урманско-манских известняках после небольшого задернованного интервала согласно залегают (снизу вверх):

1. Зеленые сланцы серицит-хлоритового и кварц-хлорит-карбонатного состава	50 м
---	------

Колпинская свита нерасчлененная (Спж/Кр). Эффузивно-осадочные отложения колпинской свиты наиболее распространены в бассейнах рек Казыра (ниже р. Проходной), Катун, Луговой, Томской, Кизира, а также в районе горы Россыпной. В других местах они встречаются в виде небольших по площади участков. Свита сложена углесточными (25%), филлитовидными (20%) и карбонат-хлоритовыми сланцами (10%), известняками (15%), конгломератами (5%), миндалекаменными диабазами (15%), диабазовыми порфиритами (5%), кварцитами (5%). Под влиянием многочисленных интрузий отложения свиты претерпели значительный контактовый метаморфизм, превратившись в большинство сланцев в полоччатые рогульки. Подошвы свиты и ее нормальных стратиграфических взаимоотношений с нижележащими отложениями на исследованной площади не наблюдалось. Некоторое представление о строении свиты могут дать нижеследующие частичные разрезы.

К югу от горы Россыпной, по гребню хребта в моноклинальном залегании вскрываются (снизу вверх):

1. Серые афанитовые порфириты с прослоями известняков . . . 100 м
2. Полоччатые ороговкованные кремнисто-углистые породы с редкими магнетитосодержащими пропластками сланцев в нижней части и прослоями известняков в верхней . . . 100 "
3. Мелкогалечные известняково-кремнистые конгломераты . . . 10 "
4. Зеленовато-серые полоччатые кремнистые породы прорванные интрузивной диоритов . . . 50 "

Общая мощность разреза 260 м.

По бортам долины р. Запеланихи (700 м от ее устья) в крутом изогнутом залегании обнажаются (снизу вверх):

1. Темно-серые афанитовые известняки . . . 400 м
2. Черные кремнисто-углистые сланцы . . . 1700 "
3. Известняки с остатками неопределенных археоциат . . . 100 "
4. Кварциты и филлитовидные сланцы . . . 700 "
5. Платюклавовые порфириты . . . 40 "

По левобережью р. Кизир вдоль северного отрога пика Грандиозного залегают (снизу вверх):

1. Темно-серые афанитовые порфириты . . . 600 м
2. Темно-серые филлитовидные сланцы . . . 200 "
3. Хлоритовые сланцы с линзами порфиритов . . . 500 "
4. Черные ороговкованные кремнистые породы 400 м, сменяющиеся к югу по необнаженному контакту мраморизованными известняками балахтинской свиты.

В низовьях р. Алгык на протяжении 3 км от ее устья по обоим бортам вскрываются (снизу вверх):

1. Черные кремнисто-углистые сланцы и известняки . . . 800 м
2. Светлые слоистые и пятнистые массивные известняки с линзой мелкогалечникового известняково-кремнистого конгломерата мощностью 50 м . . . 900 "
3. Миндалекаменные диабазовые порфириты . . . 200 "
4. Хлорит-карбонатные сланцы с прослоями филлитовидных сланцев, известняков и порфиритов — 1200 м, сменяющиеся к северу по необнаженному контакту балахтинскими известняками.

Сланцы — черные и темно-серые плитчатые пегломорфные породы. Цвет углесточных сланцев обусловлен непрозрачным углистым веществом, распределенным равномерно в микрозернистой кварцевой массе. Филлитовидные сланцы содержат в своем составе серицит, развивающийся по плоскостям расщепления.

р. Катун. Литологический состав свиты: известняки слоистые и массивные (65%), антракониговые (10%), прослой кремнистых пород (5%), известняково-кремнистые конгломераты (20%). Подошву овсянковой свиты можно видеть в южных отрогах хр. Бала и в верховье р. Катун, где в моноклином падении на юг наблюдается согласное наложение овсянковых слоистых известняков на зеленые сланцы и порфириты бахтинской свиты.

В южных отрогах хр. Бала, в 1 км на юго-запад от выс. 2036 м, на бахтинских зеленых сланцах согласно залегают:

1. Серые слоистые мелкозернистые известняки . . . 150 м
2. Они же с прослоями антракониговых известняков . . . 400 "
3. Серые полоччатые мелкозернистые известняки с прослоями и желваками кремней . . . 450 "
4. Белье полоччатые крупнозернистые известняки . . . 350 "
5. Серые слоистые мелкозернистые известняки с прослоями антракониговых известняков . . . 100 "
6. Серые оолитовые известняки . . . 50 "

Общая мощность разреза 1500 м.

На водоразделе рек Катун и Чамдзяк-Хема, в 1,9 км на северо-восток от горы Даш-Даг, на зеленокаменных бахтинских порфиритах согласно залегают (снизу вверх, с северо-востока на юго-запад):

1. Темно-серые массивные мелкозернистые известняки . . . 150 м
2. Кремнисто-известковые мелкогалечные конгломераты . . . 10 "
3. Черные грубослоистые антракониговые известняки с кремнистыми прослоями . . . 400 "
4. Мраморизованные известняки . . . 500 "
5. Серые мелкозернистые массивные и волнисто-слоистые известняки . . . 250 "

Общая мощность разреза более 1300 м.

Известняки — кристаллические породы с криптогенной иногда оолитовой структурой. Обычно они содержат редкие включения мелких зерен кварца, чешуек хлорита и расплывчатого непрозрачного углистого вещества, количество которого не превышает 10%. Изредка в известняках отмечается пиритизация.

Конгломераты — мелкогалечные, неотсортированные породы. Галька размером 0,1—5 см различной степени окатанности представлена известняками, реже кремнями. Цемент базальный, чаще всего чисто карбонатный, реже кремнисто-карбонатный и доломитовый.

Сопоставление приведенных разрезов показывает на значительную монотонность овсянковых отложений, характерными чертами которых являются преимущественно карбонатный состав, наличие горизонтов антракониговых и оолитовых известняков и мелкогалечных конгломератов. Верхняя граница свиты и нормальные взаимоотношения ее с более молодыми отложениями в районе не наблюдались. Мощность овсянковой свиты определяется в 1300—1500 м.

Верхнеперотрозойский возраст свиты определяется по ее согласному залеганию на эффузивах бахтинской свиты, которая, в свою очередь подстилается (тоже согласно) урманско-манскими отложениями, охарактеризованными палеофлюористически.

**ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА**

**КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА**

В распределении кембрийских отложений на рассматриваемой территории отчетливо выделяются две структурно-фациальные зоны: южная (Тоджинская) и северная (Казыро-Кизирская), разделенные Аксуг-Соругским (Кандатским) региональным разломом.

Вторичные минералы представлены хлоритом, соссорином, эпидотом. Кварцевые порфиры — светло-зеленые массивные породы с порфиридной структурой. Вкрапленники представлены роговой обманкой, часто хлоритизированной, и изометричными зернами кварца. Основная масса породы, имеющая пилотакситувую структуру, состоит из табличек и микролитов олигоклаза и мелких редких зерен кварца, пироксена или амфибола.

Туфы — пятнистые породы с псевдообломочным строением. Обломки размером до 1,5 мм угловатой формы состоят из кварц-эпидот-хлоритового агрегата. Количество обломков в породе достигает 15%. Основная масса по составу отвечает кварцевым порфиритам.

Сопоставление приведенных разрезов указывает на незначительную фациальную изменчивость в отложениях хамсаринской толщ. В центральной части хр. Озерного (выс. 2534 м) выходят на поверхность породы субвулканического облика, что позволяет считать этот район центром излияния андезитовых лав, имеющих наибольшее распространение в нижней части толщ. В верхних горизонтах появляются кислые эффузивы, сменяющиеся толщей зеленосланцевой пачкой и карбонатными отложениями. Мощность толщ определяется в 2400 м. Нижнекембрийский возраст хамсаринской толщ принимается на том основании, что непосредственно к юго-востоку от границы описываемой территории на водоразделе рек Биче-Алым и Чыраалыг-Хем в известняках, залегающих среди андезитовых порфиритов хамсаринской толщ обнаружены археоситы камешковского комплекса (Благонравов В. А., 1960 г.). Балахтинская свита «(Split)». Карбонатные отложения балахтинской свиты распространены в среднем течении р. Луговой, в верховьях р. Кедровой, в среднем течении р. Катун и на водоразделе рек Перевальный Хуннуг и Луговой. Литологический состав свиты: светлые массивные и темные слоистые известняки (70%), известняковые конгломераты (30%); подолва ее не вскрыта. Разрез свиты наблюдается в бассейне среднего течения р. Луговой (7 км от ее устья), где в моноклинном залегании обнажаются (снизу вверх):

1. Темно-серые мелкозернистые слоистые известняки . . . . . 300 м
  2. Мелкогалечниковые известковые конгломераты . . . . . 100 "
  3. Светлые пятнистые известняки . . . . . 600 "
  4. Темно-серые слоистые известняки . . . . . 200 "
- Общая мощность разреза 1200 м.

В других местах отложения балахтинской свиты сложно дислоцированы и метаморфизованы палеозойскими интрузиями. Как и обычно в Восточном Саяне, балахтинская свита отличается выдержанностью состава.

Верхняя ее часть в районе размыта. Мощность свиты устанавливается по Нижнекембрийский возраст балахтинской свиты устанавливается по находкам в ней археоситов непосредственно к западу от исследованного района (долина р. Томской, В. М. Чаиркин, Р. Ш. Залаяев, 1963 г.).

#### Средний и верхний отделы кераслененные

Кизирская свита (Сп<sub>2-3к2</sub>). Эффузивные образования кизирской свиты на исследованной территории незначительно распространены. Они картированы в юго-западной части района, в бассейне р. Луговой. Сложена свита андезитовыми порфиритами (45%), фельзитами, альбитофирами (20%), кварцевыми кератофирами (20%), их туфобрекчиями (10%), прослоями известняков (5%). Вскрывшиеся по левому борту р. Перевальный Хуннуг нижние горизонты свиты трансгрессивно налегают на отложения колпинской и балахтинской свит. Сводный стратиграфический разрез ее в бассейне р. Луговой представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Светло-серые массивные альбитофиры . . . . . 300 м
2. Известняки и кремнисто-карбонатные сланцы . . . . . 100 "
3. Темно-серые фельзиты, кварцевые кератофиры . . . . . 600 "
4. Темно-серые туфобрекчи . . . . . 50 "
5. Зеленые андезитовые порфириты . . . . . 300 "

Диабазы — зеленые интенсивно хлоритизированные микрозернистые породы с миндалекаменной текстурой. Миндалини размером до 5 мм выполнены хлоритом и кальцитом. Структура породы blastoporphyritic. В основной массе отмечаются реликты плагиоклаза, лейкоксена, авгита. Структура основной массы диабазовая.

Данными о закономерностях фациальной изменчивости в отложениях колпинской свиты мы не располагаем. Мощность свиты на исследованной территории точно не установлена и принимается ориентировочно в пределах 2000—2500 м.

Нижнекембрийский возраст колпинских отложений устанавливается на основании их сопоставления с одноименной свитой бассейна р. Казыр, где найдены археоситы (Залаяев, Чаиркин, 1962 г.).

#### Тоджинская структурно-фациальная зона

##### Нижний отдел

Хамсаринская толща (Сп<sub>1шт</sub>). Эффузивные образования хамсаринской толщ наиболее широко распространены в бассейне р. Кадыр-Ой, а также по левобережью верхнего течения р. Ак-Суг и в бассейне р. Челдзир-Хем. В составе толщ принимают участие андезитовые порфириты (85%), кварцевые порфириты (5%), туфы (2%), альбитофиры (3%), кварц-карбонат-хлоритовые и филлитовидные сланцы (2%), известняки (3%). Подолва хамсаринской толщ и взаимоотношений ее с более древними образованиями в исследованном районе не наблюдалось, кровля также не установлена.

Обобщенный разрез толщ в бассейне р. Кадыр-Ой, представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Массивные андезитовые порфириты с крупными вкрапленниками пироксена . . . . . 50 м
2. Зеленовато-серые массивные пироксен-плагиоклазовые андезитовые порфириты и альбитофиры . . . . . 1800 "
3. Зеленокаменные порфириты с очковой структурой, обусловленной гнездообразными скоплениями плагиоклазов . . . . . 300 "
4. Зеленовато-черные плагиоклазовые порфириты . . . . . 100 "
5. Зеленовато-серые рассланцованные авгитовые порфириты . . . . . 200 "
6. Черные филлитовидные и углисто-кремнистые сланцы . . . . . 200 "

Общая мощность разреза хамсаринской толщ в бассейне р. Кадыр-Ой составляет более 2000 м.

В верховьях р. Ак-Суг вдоль северного отрога хр. Соругского, начиная от выс. 2428,0 м, толща имеет следующий состав (снизу вверх):

1. Темно-зеленые массивные андезитовые порфириты . . . . . 650 м
2. Зеленовато-серые массивные кварцевые порфириты . . . . . 350 "
3. Зеленые эпидот-карбонат-хлоритовые сланцы . . . . . 700 "
4. Светло-зеленые рассланцованные андезитовые порфириты-перекрытые алловием р. Ак-Суг . . . . . 100 "

Общая мощность разреза 1800 м.

В верховьях правого притока р. Челдзир-Хема, в 3 км к востоку от оз. Ольнего, в моноклинном залегании обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленые кварц-карбонат-хлоритовые, местами пиритизированные сланцы . . . . . 400 м
  2. Серые полосчатые рассланцованные эффузивы . . . . . 100 "
  3. Белые мраморизованные известняки, местами окварцованные, прорванные интрузией диоритов . . . . . 300 "
- Общая мощность разреза 800 м.

Андезитовые порфириты — зеленокаменные породы с blastoporphyritic структурой. Вкрапленники представлены андезитом (5—10%) и реликтами авгита (до 15%). Основная масса породы состоит из микролитов среднего плагиоклаза и изометричных мелчайших зерен пироксена. Структура основной массы микролитовая, участками пилотакситувая, иногда интерсергальная.



Андезитовые порфириты — светло-зеленые массивные породы, состоящие из идиоморфных кристаллов ромбического пироксена, ксеноморфных зерен полевого шпата, лейкоксена. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом. Фельзиты — темно-серые массивные микрозернистые афировые породы с микрофельзитовой структурой. В основной массе различаются микролиты плагиоклаза и ксеноморфные зерна кварца и калишпата. Вторичные минералы — серицит и кальцит. Альбитофирты — светло-серые микрозернистые порфириты с ксероморфными породами со слабо различной полочастой текстурой. Вкрапленники представлены короткостолбчатыми кристаллами альбита. Основная масса состоит из микролитов кислого плагиоклаза, обтекающих вкрапленники. Промежутки между ними выполнены кварцем, полевым шпатом и лейкоксомом.

Изученные разрезы кизирской свиты хорошо сопоставляются между собой. Однако устанавливается некоторое несоответствие мощностей отдельных горизонтов в разрезах по левобережью р. Луговой и по р. Перевальной Хуннуг. Большие мощности в бассейне р. Луговой указывают на то, что центр излияния лав находился в северной части площади распространения эффузивов. Кроули кизирской свиты и ее взаимоотношений с более молодыми отложениями в районе не наблюдалось. Мощность свиты превышает 1500 м.

Средне-верхнекембрийский возраст отложений кизирской свиты определяется тем, что аналогичные образования соседних к западу районов залегают между осинской свитой (Sp<sub>2</sub>) и черемшанской свитой (O).

#### ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

##### Девонская система нерасчлененная (D?)

Терригенно-карбонатная толща, условно отнесенная к нерасчлененному девону, закартирована на правом берегу р. Томской, напротив устья р. Луговой. Сложена она известняковыми конгломератами (40%), песчаниками (30%) и глинистыми сланцами (30%). Общая мощность толщи составляет около 1000 м.

Песчаники — серые, слоистые породы с псаммитовой структурой. В обломках встречаются окатанные кремни, известняки, кварц, полевые шпаты. Размер зерен колеблется от 0,5 до 3 мм. Песчаники погелгенно переходят в гравелиты. Сортировка материала хорошая. Цемент карбонатно-пелитовый, базальтового типа.

Толща прослеживается по простиранию на запад, где ее базальные горизонты трансгрессивно перекрывают отложения кизирской и колпинской свит. По данным В. М. Чаиркина (1963) в конгломератах содержится обломки известняков с нижнекембрийскими археоциатами. Известные в районе кембрийские отложения явно отличаются от рассматриваемых. Отличны от них и ниже-среднедевонские отложения. В. М. Чаиркиным данная толща отнесена условно к нерасчлененному девону. Каких-либо данных для установления возраста толщи на территории листа N-47-XIX не имеется, поэтому возраст ее принимается также условно девонским.

##### Нижний отдел

Сайлыгская толща (D<sub>1st</sub>). Красноцветные вулканогенные отложения сайлыгской толщи закартированы на юго-западе района (междуречье Хуннуг—Дайырганныг). Состав толщи: плагиопорфириты (25%), альбитофирты (30%) их туфобрекчии (10%), андезитовые порфириты, туфы (10%), оливиновые порфириты (15%), конгломераты (10%). Базальные горизонты сайлыгской толщи залегают несогласно на размытой поверхности диоритов ольховского комплекса. Представление о разрезе толщи можно получить при движении от южной оконечности оз. Устуу-Дайырганныг-Холь на северо-запад, где последовательно обнажаются (снизу вверх):

1. Вишнево-красные плагиопорфириты с прослоями конгломератов . . . . . 310 м
  2. Темно-лиловые миндалекаменные оливиновые порфириты . . . . . 70 "
  3. Кирпично-красные плагиопорфириты . . . . . 310 "
  4. Зеленовато-серые туфы андезитовых порфиритов . . . . . 100 "
  5. Сиренево-серые альбитофирты . . . . . 110 "
  6. Зеленовато-серые грубозернистые туфобрекчии . . . . . 100 "
  7. Светло-лиловые пироксен-плагиоклазовые порфириты . . . . . 110 "
  8. Лилово-черные оливиновые порфириты сменяющиеся к северозападу туфогенно-терригенными отложениями толтаковской свиты . . . . . 320 "
- Мощность разреза 1500 м. Общая мощность толщи 1500—1600 м.

Плагиопорфириты — кирпично-оранжевые массивные породы с порфиритовой структурой. Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами олигоклаза—андезина. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза. Альбитофирты — близкие по составу к плагиопорфиритам. Породы сиреневого цвета с ясными выделениями альбита.

Андезитовые порфириты и их туфы — зеленовато-серые массивные породы, состоящие в основном из андезина, реже авгита, в значительной степени хлоритизированных и карбонатизированных. Основная масса состоит из лейст андезина (до 80%) и мельчайших зерен пироксена.

Туфы содержат угловатые мелкозернистые обломки эффузивов. Оливиновые порфириты — массивные и миндалекаменные микрозернистые породы лилового цвета с порфиритовой структурой. В порфиритовых выделениях наряду с оливином иногда присутствуют основной плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен. Основную массу составляют мелкие лейсты плагиоклаза, изометричные зерна пироксена и оливина. Содержание оливина в породе достигает 10%. Структура основной массы микродиабазовая, иногда пилотакситовая.

Нижнедевонский возраст сайлыгской толщи изученной территории устанавливается путем сопоставления ее литологического состава с аналогичными фаунистически охарактеризованными образованиями соседних к югу районов. Так, в бассейне р. Дерзик (северо-восточная Тува) сайлыгская толща с ясным стратиграфическим несогласием налегает на палеонтологически определенные отложения силура и перекрывается отложениями эйфельского яруса. Породы толщи содержат комплекс спор нижнего девона (В. Б. Агентов, 1959 г.).

##### Средний отдел

Толтаковская свита (D<sub>2st</sub>). Красноцветные туфогенно-терригенные образования, отнесенные к толтаковской свите, распространены в южной части района, в верховьях р. Хуннуг и в бассейне р. Даштыг-Ой. Наибольшие поля толтаковской свиты закартированы на левобережье р. Дайырганныг и на левом берегу р. Томской. В составе свиты отмечаются туфопесчанки (30%), конгломераты (25%), гравелиты (35%), оливиновые порфириты (10%), плагиопорфириты (10%), туфобрекчии (10%).

В верховьях р. Кара-Ой базальная конгломератовая пачка толтаковской свиты, имеющая северо-восточное падение под углом 45°, ложится на расщепленные зеленокаменные порфириты хамсаринской свиты (расщепленные сланцевиты вертикальные, северо-западного простирания).

На левом берегу р. Томской на неровной поверхности ороговикованных кремнистых сланцев колпинской свиты, имеющих субмеридиональное простирание и вертикальное падение, конгломераты толтаковской свиты залегают почти горизонтально.

По левобережью р. Хуннуг в 3,5 км на юг от устья р. Перевальной Хуннуг на эффузивах сайлыгской толщи (контакт не вскрыт) залегают:

1. Красноцветные конгломераты с горизонтами зеленовато-серых оливиновых порфиритов (внизу) и прослоями туфопесчаников . . . . . 150 м

остатки стволов и стеблей растений . . . . . 40 м  
 2. Мелкогалечниковые конгломераты и гравелиты . . . . . 20 ”  
 В восточной части поля распространения юрских пород прослой песчаных и алевролитов отсутствуют.  
 Кровля юрских отложений размыта, мощность их нигде не превышает 60 м.

Конгломераты — крупногалечные слабо литифицированные породы с плохой сортировкой материала. Галька размером от 1 до 50 см, хорошо окатана и состоит из кварцитов и кварцитовидных сланцев (40%), гранитов (30%), зеленокаменных порфиритов (10%), диоритов (10%) и щелочных сленитов (10%). Цемент конгломератов песчаный, алевролитовый и глинистый со всеми переходными разновидями, базального типа. Вещественный состав цемента, составляющего 10—15% от всей массы породы, совпадает с составом песчаников, залегающих в конгломератах в виде маломощных прослоев.

Гравелиты, песчанники и алевролиты — зеленовато-серые неплотные породы с псаммитовой структурой. В обломочной части пород встречаются кварциты, кварц, калишлаты, плагиоклазы, серицитизированные эффузивы, биотит. Электромагнитная фракция искусственного шликса песчаников состоит из маргита, гематита, сфена, эпидота, ильменита и единичных зерен бледно-розового граната (показатель преломления больше 1,780). Нематнитная фракция состоит, в основном, из циркона, нередко бурого. Цемент гравелитов, песчаников и алевролитов глинистый, часто полностью серицитизированный. Остатки флоры, к сожалению, оказались неопределимыми. Споровый пылевый анализом в песчаниках обнаружены споры юрского облика: *Licropodium* sp., *Coniopteris* sp., *Cheiropleuria congregata* Boich., *Cheiropleuria* sp., *Osmunda rexha* Sach., *Osmunda* sp., *Lephotriletes* Naum. и пыльца: *Araucaria rexha* Sach., *Coniferae*, *Protioficea* spp.

На соседней к западу территории в 1962 г. в аналогичных отложениях собрана флора лучшей сохранности (Чанркин, 1963). А. В. Аксериным определены следующие юрские формы: *Cladoflebis partisanskensis* Aksargin, *Coniopteris pergolita* Aksargin, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Hr) Wath, *Szekanowskia setacea* Heeg, *Phoenicopsis speciosa* Heeg, *Desmiophyllum* sp.

На основании этих данных устанавливается юрский возраст терригенных отложений.

**КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА**  
**НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА**

Базальты плато (BN). Неогеновые базальты незначительно распространены в южной части района, где они занимают небольшие участки водораздельных пространств. На водоразделе рек Кижичем-Соруг базальты перекрывают почти горизонтальную эродированную поверхность гранитов и щелочных сленитов, образуя в плане вытянутые тела, шириной не более 300 м и длиной до 8 км мощность 40—50 м. Отметка кровли базальтов 2302—2433 м. Водораздельные базальты района истоков р. Улуг-Кадир-Оса залегают горизонтально на гранитоидах ольховского комплекса. Мощность их 30 м, отметка кровли 1900 м.

Базальты представляют плотные (цвет изменяется от серого до черного) породы с отчетливой порфировой структурой. На фоне основной скрытокристаллической массы в мелких вкраплениях выделяется оливин, реже вытянутые лещы основного плагиоклаза. В верхних частях покровов базальты пористые или миндалекаменные, что обусловлено, по-видимому, обильным выделением газов и паров во время застывания лавы.

Наиболее широким развитием пользуются следующие петрографические разновидности: а) полнокристаллические базальты—долериты; б) мелкозернистые базальты с небольшим количеством стекла; в) витрофировые базальты.

Среди долеритов отмечаются оливиновые, реже пироксеновые разновидности последних оливин с повышенной железистостью.

2. Красноцветные конгломераты и туфопесчанники (состав гальки — граниты, диориты, гранодиориты, альбитофиры) . . . . .	350 м
3. Красноцветные туфопесчанники с линзами оливиновых порфиритов . . . . .	400 ”
Общая мощность разреза 900 м.	
Сводный разрез свиты в бассейне нижнего течения р. Даштыг-Ой представляется в следующем виде (снизу вверх):	
1. Красноцветные конгломераты . . . . .	100 м
2. Красноцветные туфопесчанники . . . . .	300 ”
3. Зеленоцветные туфоалевролиты и литокластические туфы . . . . .	100 ”
4. Зеленовато-коричневые туфобрекчии . . . . .	150 ”
5. Вишнево-красные плагиопорфириты с линзами красноцветных туфопесчанников . . . . .	50 ”

Затем вновь обнажаются туфобрекчии, слогающие, по-видимому, уже другое крыло синклинальной складки.

Общая мощность разреза 700 м.  
 Туфопесчанники — кирпично-красные слонистые (часто косослонистые) породы, зернистость которых изменяется от алевролитов до гравелитов. Составляют они из плохоокатанных зерен кварца (до 30%), плагиоклаза (10—15%), обломочного кальция (10—15%), единичных зерен пироксенов, амфиболов, эпидота, хлорита, а также обломков плохо раскристаллизованных эффузивных пород. Цемент туфопесчанков преимущественно карбонатный, базальтовый, реже поровый и составляет 15—45% от всей массы породы.

Конгломераты — несортированные крупногалечные породы. Галька хорошо окатана и представлена эффузивами и их туфами (до 80%), а также интрузивными образованиями (диоритами, гранитами и др.). Цемент конгломератов гравелитовый и песчаный, в значительной степени ожелезненный.

На левобережье р. Дайргангы и на левом берегу р. Томской развиты сероцветные крупногалечные конгломераты с прослоями песчаников мощностью 60—80 м. Сопоставление разрезов указывает на существование терригенный состав толтаковской свиты. Наибольшая фацциальная изменчивость наблюдается в ее базальных горизонтах. В Хунгунском разрезе в нижней конгломератовой пачке встречаются эффузивы, сходные с эффузивами верхней части сайлыгской толщи. Состав конгломератов в значительной мере зависит от состава субстрата, на котором они залегают. Хунгунские конгломераты в обилии содержат гальку пород сайлыгской толщи. В конгломератах р. Томской встречается галька гранитов и сленитов сыгхольского и сангиленского комплексов. Кровля толтаковской свиты размыта. Мощность свиты достигает 900 м. Средне—девонский возраст толтаковской свиты определяется на основании сопоставления ее состава с аналогичными образованиями Минусинских впадин.

**МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА**  
**ЮРСКАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ**

Терригенные породы юрской системы встречаются на водоразделе рек Улуг-Даштыг-Хем и Биче-Даштыг-Хем. Их выходы выражаются в рельефе в виде террасовидного уступа подковообразной формы, опоясывающего водораздельный хребет по средней части склона на высоте 2100 м. Ширина уступа составляет 100—150 м. Юрские отложения представлены конгломератами (70%), гравелитами (10%), песчанниками (15%) и алевролитами (5%). Залегают они на размытой поверхности пород овсянковой свиты и сленитов сангиленского комплекса. По абсолютным отметкам, на которых фиксируется подошва юрских пород, устанавливается падение толщи на юго-восток под углом 15°. Разрез юрских отложений монотонен. Снизу вверх залегают:

1. Крупногалечные конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов мощностью 0,5—2 м, содержащих углефицированные

ниями, остатками размытых морен, а также отложениями средних и высоких террас. Особенно часто они фиксируются по долинам рек Кара-Хема, Уды, в верховьях рек Казыра, Хатаги, Биче-Кадыр-Ооса и Улуг-Кадыр-Ооса.

Все сохранившиеся морены имеют однотипное строение и обычно сложены различными по степени окатанности галечниками и валунами, промежутки между которыми заполнены суглинисто-песчано-гравийным материкалом. Последний отличается несортированностью, неокатанностью и обилием обломков. Размер валунов нередко достигает 1,5—2 м в диаметре. Высота морен составляет 20—30 м, длина не превышает 300 м, ширина 50—100 м.

Флювиогляциальные отложения встречаются обычно в долинах крупных рек южной части района. Состоят они из галечников, песков, глин, местами довольно хорошо сортированных.

Верхнечетвертичный возраст моренных и флювиогляциальных отложений устанавливается на основании того, что они перекрывают долинные базальты.

На соседней к югу территории в аналогичных отложениях найдены остатки млекопитающих верхнего палеолита.

Аллювиальные отложения средних террас высотой 12—20 м известны по рекам Киж-Хем, Казыр, Ак-Суг, Кара-Хем. Во всех случаях терраса при ширине площадки не более 200—300 м прослеживается 1,5—2 км, реже 3—4 км. Площадка террасы, как правило, слабо наклонена и пропилена многочисленными водотоками. Отложения террасы в нижней части представлены валунами и галечниками с постепенным увеличением кверху песчаного и супесчаного материала. Обрывки террас высотой от 60 до 100 м зафиксированы в низовьях рек Казыра, Киж-Хема, Ак-Суга. Эти террасы по типу эрозионные, пологие, в меньшей степени в их строении принимает участие валуно-галечниковый материал разнообразного петрографического состава. Промежутки между галькой заполняет супесь, реже глинистый материал.

Современным отложениям (Qiv) относятся отложения поймы и первой надпойменной террасы. Незначительно распространены в южной части района современные озерные отложения. Первая надпойменная терраса высотой 3—5 м сложена валуно-галечниковым материалом. Русло-вой и пойменный аллювий обычно галечниковый, реже песчаный.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы чрезвычайно широко распространены на изученной территории и занимают свыше 60% всей площади. Они подразделяются на шесть комплексов, различных по структурному положению, составу, акцессорным минералам, постмагматическим проявлениям, характеру метаморфизма и другим признакам.

### ДЕРБИНСКИЙ КОМПЛЕКС (D<sub>1</sub>)

Породы дербинского интрузивного комплекса, представленные в основном мелкозернистыми и среднезернистыми гранитами и гранито-гнейсами, крупнозернистыми и пегматитными гранитами, распространены исключительно в северо-восточной части исследованной территории. Почти все гранитные тела массивы, размеры которых нередко достигают до 200 км<sup>2</sup> (Верхне-Озерский) имеют в плане неправильную форму и, как правило, ориентированы в северо-западном направлении, согласно простиранию протерозойских складчатых структур.

Для гранитоидов дербинского комплекса характерно широкое проявление мигматизации, а также присутствие в большинстве массивов ксенолитов вмещающих пород.

Крупнозернистые граниты, являясь, по-видимому, второй фазой дербинского комплекса, повсеместно прорывают мелко- и среднезернистые граниты. Они представлены довольно мощными (до нескольких сотен метров) телами, имеющими такой же последний характер.

На хр. Даштыг-Хемском наблюдается полосчатое строение толщи базальтов, где четко выделяется 3 потока черных пироксеновых базальтов, чередующихся с серыми оливиновыми разностями.

Структура основной массы пород обычно долеритовая, микроофитовая интерсертальная. Порфирные выделения представлены в основном оливином, реже моноклиновым пироксеном или плагиоклазом. Редкие вторичные минералы (иддингит и серпентин) образуют узкие каемки вокруг зерен оливина. Из рудных минералов преобладает магнетит. В некоторых разностях мелкозернистых базальтов отмечается повышенное содержание рудного (до 7—10%), при этом четко усматривается сидеронитовая структура породы. Витрофировые базальты слагают, как правило, верхние части покровов. Это обычно пористые породы, структура их витропорфировая, основная масса витрофировая, реже интерсертальная. Состав их аналогичен вышеописанным разностям, но из вторичных большую роль играют гидроокислы железа, окружающие вкрапленники оливина и пироксена и насыщающие основную массу породы.

Химические анализы базальтов показывают большое сходство состава всех разностей. Все они принадлежат к единому нормальному базальтовому ряду.

Неогеновый возраст базальтов плато устанавливается на основании их сопоставления с покровными базальтами верховьев рек Азас, Биче-Хем, Хамсара, где в 1940 г. С. В. Обручевым в основании туфов базальтов найдена линза аргиллитов, содержащих пылью и остатки растений верхнемиоценового возраста (определения А. Н. Криштофовича).

Что касается происхождения базальтов, то, по всей вероятности, изливания их происходили по крупным трещинным разломам. Об этом свидетельствует пространственная приуроченность базальтов к тектоническим нарушениям, а также полное отсутствие в них пирокластического материала. Однако, наряду с этим имели место и вулканические извержения центрального типа. В пользу этого указывает широко распространенное туфогенное материало в составе базальтовых толщ южнее нашего района (бассейн рек Хамсары, Инссы). Установлено, что количество и мощность базальтов убывает по направлению от р. Хамсары к северу. Если в пределах южной Тувы базальты занимают площадь в сотни квадратных километров, и мощность их достигает несколько сотен метров, то на территории листа суммарная площадь распространения базальтов составляет всего лишь 13—15 км<sup>2</sup>, при мощности покровов не более 50 м.

### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения в районе имеют незначительное распространение и представлены преимущественно аллювиальными, флювиогляциальными и вулканогенными образованиями. По возрасту они подразделяются на среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные.

Среднечетвертичные и верхнечетвертичные объемные отложения представлены долинами базальтами (D<sub>1</sub> и D<sub>2</sub>). Они распространены в истоках р. Биче-Кадыр-Ооса, где на площади около 5 км<sup>2</sup> перекрывают размытый моренный материал и заполняют дно долины. Видимая мощность их около 10 м. Нижняя часть базальтов скрыта под наносами. К югу от исследованной территории долинные базальты более широко распространены. Петрографический состав базальтов долин аналогичен вышеописанным базальтам плато.

Средне-верхнечетвертичный возраст базальтов принимается на основании их сопоставления с аналогичными образованиями, развитыми к югу от района исследования (бассейн рек Азас, Хамсара, Соруг), где базальты лежат на галечниках с линзами песков, возраст которых по пылеце определяется, как среднечетвертичный. С другой стороны, базальты перекрываются верхнечетвертичными ледниковыми отложениями, в составе которых часто наблюдаются валуны базальтов.

Верхнечетвертичные отложения (Q<sub>1</sub>) представлены флювиогляциальными валуно-галечниковыми и суглинисто-песчаными отложе-

Значительной фазой комплекса явились жилы гранитных пегматитов, с крупными выделениями биотита, кварца, мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров, и полевых шпатов, а также кварцевые жилы. Пегматиты в различных направлениях рассекают как граниты, так и вмещающие толщи.

Иногда среди интрузивных образований дербинского комплекса встречаются среднезернистые диориты с гранатом. Образование их, по-видимому, связано с ассимиляцией гранитом кальция из карбонатов вмещающих толщ; о чем свидетельствует наличие граната, а также постепенные переходы от диоритов к гранитам через гранодиориты.

Особое положение в составе дербинского комплекса занимают пегматоидные граниты с ортитом, обладающие повышенной радиоактивностью. Мелкие тела сложенные этими гранитами, имеют овальную форму и резко отличаются от сплошных массивов мелкозернистых и среднезернистых гранитов.

Исходя из минерального состава, выделяются следующие разновидности гранитов: олигоклазовые (кварц 30—35%, олигоклаз 55—60%; темновесные минералы 5—10%); микроклин-олигоклазовые (олигоклаз 50—60%, микроклин 5—10%, темновесы 5—10%, кварц 20—30%); олигоклаз-микроклиновые (кварц 30—35%, микроклин 40—45%, альбит-олигоклаз 20—25%, темновесные минералы 5—10%). В последней группе гранитов по мере увеличения количества микроклина, появляется пятнистый и полосчатый микроклин-пертит. Между всеми перечисленными группами гранитов наблюдаются постепенные переходы. Количеством преобладают микроклин—олигоклазовые граниты. Темновесные минералы обычно представлены листочками биотита и призматическими кристаллами буро-зеленой роговой обманки. Постоянными акцессорными минералами в гранитах являются апатит, циркон, сфен. Структура пород обычно гипидноморфнозернистая, в гнейсовидных разновидностях гранитов отмечаются элементы гранолелидблостовой структуры. Вторичные изменения в гранитах выражены достаточно четко и проявляются в карбонатизации и соссюритизации плагиоклазов, хлоритизации амфибола и биотита.

Диориты играют резко подчиненную роль в составе комплекса. Состоят они из призматических зерен андезина (40—50%), буровато-зеленой роговой обманки (40—50%), реже ксеноморфных выделений кварца, изометричных гранатов, листочков биотита (10%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит. Структура диоритов гипидноморфнозернистая, реже гранолелидблостовая. Постмагматические изменения выражаются в соссюритизации плагиоклазов, хлоритизации роговой обманки и биотита.

Гранодиориты состоят из олигоклаз-андезина (50—60%), кварца (10—15%), роговой обманки (30—35%), биотита (5%).

Контакты гранитов дербинского комплекса с мраморами и гнейсами обычно довольно «сухне» без признаков скарнирования. Отмечается лишь незначительное окварцевание вмещающих толщ. В исключительно редких случаях в контакте с дербинскими гранитами отмечаются пироксен—амфиболовые скарны.

Результаты петрохимических пересчетов гранитов дербинского комплекса по методу А. Н. Заварицкого показывают, что это породы нормального ряда ( $n=62$ ), умеренно богатые щелочами ( $\frac{a}{c}=7,6$ ), пересыщены кремнеземом

( $Q=27,5$ ). (Показатели здесь и в дальнейшем взяты средние, из нескольких анализов). Гранитные пегматиты пересыщены К ( $n=51$ ) и резко пересыщены кремнеземом ( $Q=48,6$ ). В гранитах отмечается повышенное содержание свинца, иттрия, циркония, бария, фосфора, рубидия и стронция.

В отношении возраста дербинского комплекса среди исследователей Восточного Саяна нет единой точки зрения.

Д. И. Мусатов склонен считать возраст комплекса рифейским на основании данных определения абсолютного возраста (825—840 млн. лет, К—Ar метод, массив дербинских гранитов в басс. рч. Абакумихи). Такой же точки зрения придерживаются И. Н. Крылов и В. Я. Хильтова (1963).

А. А. Савельев считает, что граниты дербинского комплекса являются посторогосскими и связаны с посткембрийским наложенным метаморфизмом протерозойских отложений, проявившемся, по его мнению, наиболее интенсивно в Центральной части Восточно-Саянского антиклинория.

А. Д. Шелковников полагает, что возрастное положение дербинских гранитов отвечает нижнему—среднему протерозою. По его мнению, гранитоиды дербинского комплекса по происхождению относятся к группе палингенных, а по характеру проявления соответствуют «последним синкинематическим аллохтонным интрузиям».

По мнению авторов записки возраст гранитоидов дербинского комплекса следует считать среднепротерозойским на том основании, что породы комплекса нигде не прорывают отложений, моложе жайминской свиты среднего протерозоя, а цифры абсолютного возраста, по-видимому, соответствуют возрасту более позднего наложенного метаморфизма, отвечающего широкому прерывлению складчатости.

Определение абсолютного возраста ортитоносных гранитов дает цифру 600 млн. лет ( $Rb-U-Th$  —методом по ортиту), что соответствует границе кембрия и венда. По всей вероятности время внедрения этих небольших тел ортитоносных гранитов другое, чем основной массы гранитов дербинского комплекса. Об этом, также свидетельствуют секущие контакты ортитоносных гранитов.

#### МАЙНСКИЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные образования, отнесенные к майнскому комплексу, выделяются на территории Восточного Саяна и северо-восточной Тувы впервые. Предыдущими исследователями эти образования относились к таннуольскому комплексу.

Майнский комплекс имеет ограниченное распространение и отмечается лишь в юго-восточной части района, где слагает крупный Кайыр-Оосский массив, площадью более 250 км<sup>2</sup>. Этот массив носит явно конкордантный характер, что подчеркивается не только его субширотной ориентировкой, согласно с вмещающими вулканическими толщами, но и широтно ориентированными ксенолитами. Значительная часть площади массива (70%) сложена плагиогранитами, трондхемитами, гранодиоритами, которые занимают центральные его части. Диориты, габбро-диориты (25%), а также габбро и амфиболиты (5%) тяготеют к периферическим частям массива, а контактам с эффузивной толщей, реже они присутствуют в центральных частях массива в виде узких полосок, окаймляющих ксенолиты вмещающих толщ. Мелкие интрузивные штоки, находящиеся в непосредственной близости от Кайыр-Оосского массива, слагаются, как правило, диоритами.

Плагиограниты и трондхемиты ( $Y_{50}X_{50}$ ) среднезернистые, часто крупнозернистые породы желтовато-зеленого цвета с крупными, снежето-белыми товыми выделениями кварца, количество которого в плагиогранитах обычно составляет 30—35%. В трондхемитах количество кварца понижается до 20—25%. Призматические кристаллы зонарного олигоклаза обычно сильно соссюритизированы. Темновесы: зеленовато-бурый хлоритизированный роговая обманка, реже биотит. Акцессории — апатит, сфен.

Гранодиориты  $Y_{60}X_{40}$  состоят из тех же породообразующих минералов, но отличаются от плагиогранитов значительно меньшим содержанием кварца (до 10—15%).

Диориты  $\delta St_{1-2}$  состоят из призматических кристаллов зонарного андезина, буровато-зеленой роговой обманки, единичных зерен кварца. Акцессорные минералы — апатит, сфен.

Габбро обычно амфиболовое  $Y_{St_{1-2}}$ , пироксен встречается как исключение. Зонарный плагиоклаз (50—55%) по составу отвечает андезин-лабрадору, реже лабрадору. Зеленовато-бурый роговая обманка 45—47% сильно хлоритизирована и эпидотизирована. Акцессории — апатит, сфен, рудный.

Для основных пород Кайыр-Оосского массива весьма характерно полостчатое-гнейсовидное строение, особенно хорошо проявленное близ контактов

эпидитизированы, альбитизированы; роговая обманка замещена хлоритом и актинолитом.

Кварцевые диориты постепенными переходами связаны с гранодиоритами и диоритами. Состоят они из олигоклаз-андезина (50—65%), роговой обманки (10—30%), кварца (10—15%). В незначительном количестве присутствуют микроклин, пироксен, биотит. Из аксессуаров отмечаются апатит, сфен, рудный.

Гранодиориты  $\gamma\text{Sp}_{17}$  отличаются от кварцевых диоритов повышенным содержанием кварца (17—25%), микроклина (1—5%). Наряду с роговой обманкой (1—6%) появляется биотит (1—4%), остальное (45—60%) падает на олигоклаз-андезин. Акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон. Плаггиограниты  $\gamma\text{Sp}_{13}$  светло-серые среднерезернистые породы, состоящие из призматических зерен олигоклаза (60—65%), кварца (25—35%), биотита и роговой обманки (5—15%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, рудные.

Габбро-диориты  $\gamma\text{Sp}_{13}$  тесно связаны по постепенным переходам с диоритами и габбро. От диоритов габбро-диориты отличаются несколько повышенной основностью плаггиоклазов (лабрадор-андезин).

Роговообманковые габбро  $\gamma\text{Sp}_{13}$  — породы темных оттенков, часто образуют тактильные структуры. Состоят они из лабрадора (50—60%), зеленовато-бурой роговой обманки (30—40%), небольшого количества диопсида. Акцессории — апатит, сфен, рудный. Многие разновидности роговообманкового габбро из эндоконтактных зон массивов несут отчетливые черты гибридного происхождения, где наряду с типидиоморфнозернистой структурой выявляется пойкилофитовая, панидиоморфнозернистая, а также отмечается anomalously высокое содержание темноцветов и апатита. Кроме того, часто наблюдается изменение размеров зерен на небольшом интервале; при микроскопическом изучении выявляются участки, обогащенные темноцветами, а также плаггиоклазами; зональность плаггиоклазов часто обратная.

Дайковые образования в составе ольховского комплекса имеют сравнительно ограниченное распространение. Одна группа дайковых пород имеет тот же вещественный состав, что и полнокристаллические разновидности, а другая — лишь мелкозернистым и порфирным строением. К числу подобных пород относятся гранодиорит-порфиры, плаггиогранит-порфиры, микродиориты, микрогаббро. Другая, менее распространенная группа дайковых образований, представлена лампрофирами диоритового ряда (спессартитами и керсантитами).

Спессартиты — темно-серые, мелкозернистые породы порфировой структуры. Порфировые выделения представлены андезитом и роговой обманкой ( $cN/g=16-18$ ), реже хлоритизированным биотитом. Призматически зернистая основная масса состоит из роговой обманки, нацело разложившегося андезина, диопсида.

Керсантиты — черные мелкозернистые породы, состоящие из изометричных зерен андезина, обыкновенной роговой обманки, биотита. Последний количественно преобладает в породе (30%).

Явления метасоматоза и контактового метаморфизма, связанные со ставновлением интрузии ольховского комплекса, проявились необычайно широко. Карбонатные толщи скарнируются (эпидот-пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые, воластонитовые скарны). Мощность зон метасоматической переработки известняков измеряется десятками метров, мощностно роговиковой перекристаллизации — сотнями метров. Значительно реже известняки подвергались окварцеванию, эпидотизации, пиритизации. Глинистые сланцы ортогнейкообразуются, порфиры хамсаринской и кизирской свит амфиболитизированы, хлоритизированы.

Результаты петрохимических пересчетов по методу А. Н. Заварицкого показывают, что все породы ольховского комплекса обладают отчетливо выраженной натровым составом, для них характерно повышенное содержание свободного кремнезема, железо преобладает над магнием, причем отношение растет с увеличением кислотности. Содержание кремнезема колеблется в широким пределах ( $Q=16,1-39,2$ ). Увеличение степени кислотности сопровож-

с вмещающей эффузивной толщей. Автометасоматические изменения проявились как в породах кислого, так и основного состава выражается в повсеместной эпидотизации, хлоритизации пород, а также сосюртитизации полевых шпатов.

Дайковые образования в пределах Кадыр-Оосского массива развиты широко и приурочиваются обычно к двум системам трещин северо-западной и субширотной. По составу они мало чем отличаются от полнокристаллических разновидностей диорит-порфиром, гранодиорит-порфирам, гранит-порфиром. Основные породы в составе жильной фазы, как правило, не встречаются. Ввиду малых размеров дайковых тел, на карте они не показаны.

Мангский комплекс выделяется из состава тануольского комплекса на основании особенностей состава (обилие кислых разновидностей с аномально-высоким содержанием кварца), а также по своему структурному положению. Одной из особенностей мангского плаггиогранитного комплекса является обильное проявление сульфидной минерализации, связанной с постмагматической деятельностью, что подтверждается наличием многочисленных сульфидных зон в экзо- и эндоконтактах интрузии, а также широкие поля эффузивов и сланцев, импренйрованных сульфидами. Мощность контактных зон достигает нескольких сотен метров.

Значительное развитие ассимиляционных явлений, большая роль кислых пород предполагает образование мангского комплекса путем ассимиляции кислой магмы вмещающих толщ, в частности основных и средних эффузивов хамсаринской свиты.

Интрузивные породы мангского комплекса трансгрессивно перекрываются красноватыми девонскими отложениями, а также прорываются лейкократовыми микроклиновыми гранитами сютховского комплекса. Плаггиограниты прорывают и метаморфизуют хамсаринскую эффузивную толщу нижнего кембрия. Таким образом, на территории листа возраст мангского комплекса укладывается в широкие пределы от нижнего кембрия до девона. Более точная привязка возраста мангского комплекса дается в Западном Саюне, где он датируется как ниже-среднекембрийский.

#### ОЛЬХОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Среди интрузивных образований района ольховского комплекса наиболее широко распространены, занимают площадь около 900 км<sup>2</sup>. Они составляют целый ряд массивов, наиболее крупных — Хундунский достигает 300 км<sup>2</sup>, локализованных обычно в каледонских структурах. Весьма незначительно распространены породы ольховского комплекса в пределах докембрийских образований. Интрузивные массивы, как правило, тяготеют к ядрам антиклинальных, реже синклиналиных структур, вытягиваясь при этом в субширотном направлении, согласно простиранию вмещающих толщ. Особенно в этом отношении характерны Падунский и Центральный массивы. Интрузивные тела среди докембрийских отложений. (Мунгашский массив), расположены дискордантно.

В состав ольховского комплекса входят гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, плаггиограниты, габбро-диориты, габбро, связанные между собой постепенными переходами. При этом габбро, и габбро-диориты, как правило, имеют гибридное происхождение и сланчат в основном периферические части массивов, плаггиограниты сланчат центральные части. Иногда встречаются интрузивные брекчи, в которых обломки пород основного состава (габбро-диориты) сцементированы плаггиогранитами Падунский массив). Особенно часто отмечаются прорывы плаггиогранитами диоритов (Центральный массив).

Диориты  $\delta\text{Sp}_{13}$  наиболее распространены породы ольховского комплекса. Состоят они из андезина; олигоклаз-андезина (50—75%), роговой обманки (20—45%),  $2V=75-81$ ,  $cN/g=15-18$ , пироксена (2—4%), биотита (1—6%), кварца (1—3%). Акцессории — рудный, апатит, сфен (3—7%). Структура диоритов типидиоморфнозернистая, реже габбровая с участками гранобластовой. Плаггиоклазы обычно сосюртитизированы, серицитизированы,

Демер-Тайгинский — 40 км<sup>2</sup>, Мус-Датский — 16 км<sup>2</sup>, Таежно-Казырские массивы — 25 км<sup>2</sup>, Катунский — 15 км<sup>2</sup>, площадь остальных, более мелких массивов в сумме составляет около 60 км<sup>2</sup>.

Пространственно массивы казырского комплекса приурочены к Восточно-Саянской и Кандагской (Акут-Сорутской) тектоническим зонам прорыва и метаморфизу отложения нижнего кембрия и протерозоя.

Характерной особенностью Крыжинского массива является отчетливо выраженная псевдостратифицированность, наиболее резко проявленная в его южной части, где преимущественно развиты оливиновые габбро и габбро с титаномagnetитом. В северной части фиксируются лейкократовые габбро. Псевдостратификация подчеркивается пластообразными и шпировыми телами рудного габбро, местами переходящего в сливные залежи титаномagnetита, а также ориентированными мелкими ксенолитами известняков и сланцев. В целом Крыжинский массив имеет форму асимметричного лополита, об этом свидетельствует его конкордантность по отношению к вмещающим толщам, а также внутренняя структура.

В Демер-Тайгинском массиве отчетливо выражена трахитоидность габбро-норитов, ориентированная перпендикулярно длинной оси массива.

В других массивах псевдостратификации либо не проявилось совсем, либо выражена очень слабо.

К казырскому комплексу отнесены также массивы водораздела рек Левой Казыр и Таежный Казыр состоящие преимущественно из габбро, габбро-диоритов, горнблендитов. Характерной чертой этих пород является их петрологический облик и частое присутствие граната. Следует заметить, что включение этой группы пород в состав казырского комплекса несколько условно, т. к. в отличие от всех массивов казырского комплекса обладающих интрузивными пологими магнитными полями, массивы габбро-диоритов, горнблендитов, пегматитовых габбро совершенно не выделяется на аэромагнитном плане. Ранее эти породы выделялись авторами в самостоятельный багтайский комплекс (Стамборовский, Пятон, 1961).

Габбро — темно-серые, иногда почти черные среднезернистые породы состоят из авгита, лабрадора, входящих в переменных процентных соотношениях. Акцессории — титаномagnetит, апатит, сфен, реже шпинель. Вторичные изменения выражены в слабой сосоритизации и альбитизации плагиоклаза и замещения пироксенов по периферии обыкновенной роговой обманкой, реже титаносодержащей (керсутит). Габбро связаны постепенными переходами как с меланократовыми разновидностями, так и с лейкократовыми. Структура пород габбровая, либо офитовая; для некоторых разновидностей характерна трахитоидность.

Габбро-нориты — желтовато-серые, желтовато-бурые среднезернистые породы, как правило трахитоидного строения, состоящие из лабрадора, авгита, титанавгита, гиперстена, входящих в весьма переменных соотношениях. Когда количество плагиоклаза в породе достигает 70—80% нориты принимают лейкократовый облик. Иногда в габбро-норитах появляется оливин, оптические свойства которого соответствуют хризотилу ( $2V_1 = 89$ ). Август обычно образует реакционные нарастания на гиперстене и сам образует буровато-зеленой роговой обманкой, которая в свою очередь замещается биотитом. Акцессории — апатит, титаномagnetит. Структура норитов габбровая, реже пойкилоофитовая.

Оливиновые габбро — серые среднезернистые породы, обычно трахитоидного строения. Состоят они из лабрадора (50—70%), титанавгита (30—40%), оливина (10—15%). Оливин, по составу соответствующий хризотилу ( $2V = 86—88$ ), образует округлые зерна, местами группированные в агрегаты. Изредка оливин замещается серпентинитом и иддингситом, а по периферии образует биотитом. В титанавгите часто присутствуют включения рудного минерала. В единичных случаях отмечается ромбический пироксен — бронзит, а также керсутитовая роговая обманка. Акцессорные минералы — апатит, сфен, титаномagnetит.

Лейкократовые оливиновые габбро встречаются совместно с габбро и оливиновыми габбро, но отличаются от них значительным преобладанием

дается уменьшением содержания железа, кальция, магния и увеличением количества щелочей, а также глинозема.

Для всех разновидностей ольховского комплекса характерно повышенное содержание титана, хрома, никеля, кобальта, марганца, ванадия, меди, цинка, фосфора и бария (по результатам обработки 430 спектральных анализов), причем в основных разновидностях по сравнению с кислыми резко увеличено содержание фосфора и несколько повышено содержание никеля, кобальта и хрома.

Вопрос о возрасте ольховского комплекса решается довольно однозначно: он прорывает вулканогенно-осадочные отложения казырской свиты (Ст<sub>2-3</sub>) и перекрывает вулканогенно-осадочным девонном (D<sub>2</sub>). Более определенные данные получены в Туве, где Ю. В. Чудиновым установлено трансгрессивное налегание ордовика на породы тануольского комплекса (аналог ольховского), а Г. А. Кудрявцев отметил наличие гальки пород тануольского комплекса в базальных конгломератах аласутской свиты, относящейся к кембрию геологами к ордовику (П. С. Антонов, Г. Г. Семенов), а другими к кембрию (Благонравов А. В., Кудрявцев Г. А.). Кроме того, определение абсолютного возраста тануольского комплекса по аргонному методу указывается в пределах 475—507 млн. лет (8 определений), что соответствует доордовнику (Иванова, Полевая, 1956). Таким образом, возраст ольховского комплекса принимается как верхнекембрийский.

Вопрос о генезисе пород ольховского комплекса является сложным и до конца не выясненным. Всеми исследователями признается, что в образовании магмы, породившей ольховский интрузивный комплекс, процессы ассимиляции вмещающих толщ играли большую роль.

По данным Г. В. Линуся (1960) магма, образовавшая породы тануольского интрузивного комплекса, по-видимому, возникла путем смешения базальтовой магмы с расплавленными гнейсами протерозоя. Т. Н. Иванова (1962) считает, что интрузивные породы тануольского комплекса формировались в условиях широкого развития процессов ассимиляции гранитной магмы вмещающих пород.

А. Д. Шелковников (1963) обобщив материалы по ольховскому интрузивному комплексу, пришел к выводу о родоначальной кислой магме, возникшей за счет переплавления кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов архейско-протерозойского кристаллического основания, подстилающего геологические отложения. Дальнейшее изменение химического состава магмы в сторону ее усреднения было вызвано, по его мнению, широко проявившимися процессами контаминации и ассимиляции.

Н. Е. Мартынов (1963) на основании обобщения результатов геолого-геофизических работ и интерпретации магнитных полей тануольского комплекса, считает, что преобладающая масса пород тануольского комплекса образовалась «путем переплавления» основных эффузивов нижнего кембрия и протерозойских отложений, в результате сильного сжатия в конце среднего кембрия. Остальные петрографические разновидности тануольского комплекса имеют гибридный характер и представляют собой участки «незавершенной ассимиляции».

Исследования, проведенные в процессе геологической съемки, дают нам основание представлять образование пород ольховского комплекса путем внедрения гранитной магмы во вмещающие эффузивно-осадочные кембрийские толщ. При этом образование целой серии пород среднего и основного состава можно объяснить процессами глубокой ассимиляции вмещающих толщ, а также подстилающего кристаллического основания.

#### КАЗЫРСКИЙ КОМПЛЕКС (р. Рз.)

Породы основного состава — габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро с титаномagnetитом и пироксениты отнесены к казырскому комплексу, впервые были изучены А. Д. Шелковниковым (1953), и позднее выделены им в самостоятельный интрузивный комплекс.

Породы казырского комплекса слагают ряд крупных и мелких массивов. К числу крупных относятся Крыжинский — 80 км<sup>2</sup>, Запавалихинский — 56 км<sup>2</sup>,

лейкокраповых минералов и низким содержанием титаномагнетита. Среди дифференцированных габброидов Крыжинского массива встречаются лейкокраповые оливиновые разновидности, обогащенные керсутитовой роговой обманкой ( $c/mg = 7-8$ ,  $2V = 76-78^\circ$ ).

Анортозиты тесно связаны с лейкокраповыми габбро и трактолитами и образуют прослои в сложнотифференцированных габброидных массивах. Это светло-серые среднезернистые породы с призматически-зернистой, реже гранобластовой структурой и состоят из лабрадор-биговнита, реже битовнит-анортита и авгита, редко оливина (до 5%). Акцессорные минералы — апатит, сфен, титаномагнетит.

Титаномагнетитовые габбро в Крыжинском массиве образуют обособленные горизонты, а в других массивах фиксируются в виде шпирообразных пятен (исток р. Ак-Суга). Состоят эти породы из призматических выделений лабрадора, титанагита, по периферии замещенного баркситом, а также округлых выделений оливина. Титаномагнетит образует ксеноморфные выделения и сливные участки, цементирующие основную массу (сидеритовая структура). Содержание титаномагнетита достигает от 10 до 40%, иногда образуются почти сливные руды. Акцессорные минералы — апатит, шпинель.

Пироксениты присутствуют в незначительном количестве, обычно совместно с титаномагнетитовыми габбро. Это крупнозернистые, зеленовато-серые, почти черные породы, панидоморфнозернистой, иногда гранобластовой структуры, состоящие из короткопризматических зерен авгита, титанагита и некоторого количества вторичной роговой обманки. Акцессории — титаномагнетит, апатит, сфен. Иногда количество титаномагнетита настолько возрастает, что порода по составу становится близкой косьвиту (исток рек Ак-Суга, Холдуг-Баща). В этих разностях увеличивается содержание апатита (до 10—15%), а пироксен приобретает состав высокотитанистого титанагита ( $2V = 58$ ). В подчиненном количестве в косьвитах присутствуют плагиоклаз, оливин, амфибол, биотит и кубические зерна густозеленой шпинели. Среди рудных и безрудных пироксенитов в Крыжинском массиве отмечаются шириры разновидностей, содержащих от 20 до 60% оливина. Оливин сравнительно свежий и по составу относится к гналоидериту ( $-2V = 86$ ).

Габбро-диориты — представляют собой средне- и крупнозернистые породы с габбровой, реже гранобластовой структурой. Состоят они из андезин-лабрадора, авгита, иногда титанагита и керсутитовой роговой обманки, количество которых в породе сильно меняется. Появление габбро-диоритов, а также амфибол-биотитового габбро близ контактов с лейкокраповыми гранитами, по-видимому, объясняется метасоматическими явлениями.

Диориты и габбро-диориты с гранатом — чаще всего крупнозернистые и пегматOIDные породы, состоящие из зонарного андезин-лабрадора (60—50%), бурой роговой обманки (30—40%), граната (5—10%), иногда присутствуют кварц: эпидот, карбонат. Диориты и габбро-диориты с гранатом часто переходят в скарноиды, состоящие из граната, эпидота, карбоната, амфибола, плагиоклаза и пироксена. ПегматOIDные меланократовые габбро сложены крупными кристаллами роговой обманки и основного плагиоклаза.

На контакте габбро с сиенитами часто появляются гибридные разновидности габбро-сиенитов, состоящие из основного плагиоклаза (60—70%), микропертита, антипертита (15—20%), пироксена (10—15%), некоторого количества роговой обманки и биотита. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, титаномагнетит, сфен, изредка гранат. Иногда в габбро-сиенитах присутствует оливин, по составу соответствующий форстериту ( $2V = +87^\circ$ ).

Микрогабро — отмечается, как правило, в периферических частях массива и представляют собой, по-видимому, эндоконтактные зоны закалки, от нормальных габбро эти породы отличаются мелкозернистым строением.

Контактные явления, связанные с габброидами казырского комплекса, отличаются небольшими масштабами. Мощные контактовых зон не превышает первых десятков метров, реже первых десятков метров. Но имеются исключения: так, мощность зоны контактового воздействия Демер-Тайгинского и Мус-Дагского массивов измеряется уже сотнями метров. Сланцы и эффузивы

преобразуются в пироксен-плагиоклазовые, пироксеновые амфибол-биотитовые роговики. Известняки в контакте с габброидами чаще всего подвергаются перекристаллизации с образованием мраморов, тороздо реже возникают маломощные зоны скарнов. В числе их выделяются пироксен-гранатовые, пироксен-воластоновые, эпидот-гранат-шпинельные, везувиан-шпинельные, а также меллитовые скарны. К скарновым образованиям можно, по-видимому, отнести появление голубого пироксена на контакте известняков с габбро (исток р. Запавалихи). В единственном случае (верховья р. Кижиг-Хем) на контакте габбро-диоритов с известняками отмечаются актинолитовые скарны с вкрапленностью титаномагнетита и ильменита, где крупные кристаллы черного титаноидеритового граната окружены мелкозернистым агрегатом лучистых кристаллов актинолита. Густая вкрапленность рудного агрегат сидеритовую структуру. По гранату развивается хлорит, эпидот. Наряду со скарнами и роговиками есть и более низкотемпературные гидротермально переработанные породы. К их числу относятся эпидот-кальцитовые, скалолит-пироксеновые, эпидотовые скарноиды.

Петрохимические расчеты по методу А. Н. Зываринского показывают, что крайние основные дифференциаты казырского комплекса пироксениты и оливиновые габбро характеризуются значительным преобладанием магния над железом, пониженной щелочностью, отсутствием свободного кремнезема, общим повышенным содержанием железа. В биотитовых и амфибол-габбро железо и магний находятся в равновесных соотношениях. Щелочность у этой группы (особенно у биотитового габбро) слегка повышена, вероятно, за счет калиевого метасоматоза. Нориты характеризуются повышенной ролью железа и натрия против среднего типа по Делю. Для всех разновидностей комплекса характерно повышенное содержание титана, хрома, никеля, кобальта, ванадия, марганца, стронция и фосфора.

Нижняя возрастная граница казырского комплекса устанавливается на основании того, что габброиды Булжинского массива, расположенного западнее, прорывают аласугскую свиту (Спз—О). Верхняя возрастная граница определяется тем, что габбро прорываются лейкокраповыми гранитами сютхольского комплекса (D<sub>1</sub>). Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом по биотиту дает цифру 428±9 млн. лет, что соответствует ордовику (Лебедев, Богатиков, 1963).

Взаимоотношение казырского комплекса с ольховским на исследованной территории не выяснено. Несомненно пространственная и, видимо, генетическая связь габброидов казырского комплекса с крупнейшими тектоническими швами и их оперениями, что подчеркивается линейным северо-западным расположением интрузивных тел в поле протерозойских отложений, а также широтной их ориентировки вдоль Аксуг-Соругской тектонической зоны.

Наблюдающиеся разнообразие основных пород казырского комплекса, по-видимому, объясняется результатом дифференциации базальтовой магмы.

#### БУЕДЖУЛЬСКИЙ (СЮТХОЛЬСКИЙ) КОМПЛЕКС

Интрузивные породы Буюджульского комплекса (соответствует Джойскому комплексу западных районов) широко распространены в виде изометрических дискоидальных массивов. К числу наиболее крупных относятся Поселенский (200 км<sup>2</sup>), Кара-Хемский (300 км<sup>2</sup>), Междуреченский, Медвежийский, Аржанский и другие. Гранитные массивы в плане обычно имеют округлую, реже вытянутую форму. В последнем случае длинные оси массивов вытянуты параллельно простиранию основных тектонических структур.

В составе Буюджульского комплекса выделяются микроклин—олигоклазовые биотитовые роговообманково-биотитовые порфиритовые граниты, микроклин-пертитовые граниты, а также граносиениты. Между всеми видами гранитов наблюдаются постепенные переходы.

Микроклин-олигоклазовые, биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты γD<sub>1</sub> состоят из ксеноморфных выделений кварца (25—35%), призматических кристаллов альбит-олигоклаза (10—15%), прямоугольников микроклина, ортоклаза (20—60%), биотита и зеленой роговой обманки (5—

так как с ними, по-видимому, генетически связано мелкое и молибденовое оруденение. Не исключена возможность, что мелкозернистые граниты и кварцевые порфиры, превращенные в районе Ак-Суга постмагматическими процессами во вторичные кварциты, представляют самостоятельную молодую (постсреднедевонскую?) гипабиссальную формацию. К сожалению, взаимоотношения этих образований со средним девонем не выяснены.

Кварцевые жилы наблюдаются как в массивах лейкократовых гранитов, так и во вмещающих толщах, близ контактов интрузий. Жилы обычно не выдержаны по простиранию и быстро выклиниваются или ветвятся на ряд тонких прожилков. Мощность жил от 10—20 см до 1,5—2 м. Кварц в жилах белый или серовато-белый, иногда обохренный за счет сульфидов. По химическому составу граниты сютхольского комплекса относятся к ряду калиевых, резко пересыщенных глиноземом. По данным спектральных анализов граниты и их жилы аналогичны отщепленным повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой и цериевой группы, а также молибдена, вольфрама, меди.

В результате ассимиляции гранитами вмещающих пород среднего и основного состава вдоль эндоконтактов гранитных массивов образуются ореол гибридных пород, по составу отвечающих гранодиоритам и кварцевым гранодиоритам. Они отличаются, как правило, мелкозернистым строением и порфировой структурой, а также интенсивной сосоритизацией и серицитизацией полевых шпатов, хлоритизацией и эпидотизацией темноцветов.

Контактное воздействие гранитов буюджульского комплекса довольно слабое. Сланцы и эффузивы, как правило, превращаются в роговики, а известняки мраморизуются, реже скарнируются. Диориты и гранодиориты ольховского комплекса инфильтруются жилами и апофизами гранитов, а также подвергаются незначительному окварцеванию.

Постмагматическая и гидротермальная деятельность интрузий сютхольского комплекса проявилась интенсивно и выразилась в образовании вдоль тектонических ослабленных зон участков окварцевания и грейзенизации гранитов с наложенной сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, молибденит и др.).

Возрастное положение гранитов буюджульского (сютхольского) комплекса на исследованной территории определяется тем, что они прорывают нижнепалеозойский казырский комплекс и присутствуют в гальке конгломератов толтаковской свиты (D<sub>2</sub>). Более точные данные известны в соседних районах, где интрузии лейкократовых гранитов прорывают кислые эффузивы верхнего силура — нижнего девона и трансгрессивно перекрываются средним девонем.

По данным определений абсолютного возраста (А. С. Павленко, Т. Н. Иванова) по калий-аргоновому и свинцово-урано-ториевому методу, возраст гранитов укладывается в пределах 277—400 млн лет (10 определений). Изученные граниты хорошо сопоставляются с буюджульским комплексом северо-западной части Восточного Саяна, а также с джойским комплексом Западного Саяна.

#### САНГИЛЕНСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе этого комплекса объединяются щелочные породы, которые достаточно широко распространены. Структурное положение массивов щелочных пород целиком определяется приуроченностью их к двум крупнейшим тектоническим зонам: Восточно-Саянской и Аксут-Соругской. В пределах сочленения этих зон (междуречье Ак-Суг — Соруг — Киж-Хем) фиксируется максимальное проявление щелочного магматизма. Щелочные породы здесь образуют ряд мелких и крупных массивов (Катунский, Чамдзякский, Чудаякский, Иредякский, Ак-Сугский). Связь с региональным разломом наложился яркий отпечаток на форму интрузивных массивов: все они, особенно Иредякский и Чудаякский, вытянуты в северо-западном направлении согласно простиранию тектонических зон и оперяющих их разломов. Ряд мелких массивов в районе рек Проходной и Левого Казыра также ориентированы в северо-западном направлении и приурочены к Восточно-Саянской тектониче-

10%). Иредка отмечают микроклин-пертиты. Вторичные изменения выражаются в пелитизации калишатов, серицитизации плагиоклазов, хлоритизации биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы — циркон, сфен, рутил, апатит. Значительно реже встречаются граниты существенно микроклинитовые (кварц 35%, микроклин 60%, биотит 5%) и олигоклазовые (кварц 30—35%, олигоклиз 65—70%).

Порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты светло-розовые неравномернозернистые породы, состоящие из крупных (до 1,5—2 см) табличатых кристаллов полевитов и округлых выделений кварца, заключенных в среднезернистом кварце — полевощпатовом агрегате. Темноцветные минералы — биотит и роговая обманка. Акцессорные — апатит, сфен, циркон.

Микроклин-пертитовые граниты состоят из щелочного полевитов шпата (65—70%), кварца (25—35%), темноцветов (5—7%). Иредка наблюдается небольшое количество олигоклаза. Микроклин-пертиты, пертиты, антипертиты представлены субпрямоугольными зёрнами полочатого, реже пятиугольного строения. Микроклин в пертитах почти всегда пелитизирован. Из темноцветных минералов наряду с обыкновенной роговой обманкой и биотитом встречаются также щелочные (рибекит, гастигсит) или полущелочные роговые обманки. Акцессорные — циркон, ортит, сфен, апатит, рудный.

Среди микроклин-пертитовых гранитов отмечаются различия с пониженным содержанием кварца, которые можно отнести к граносенитам  $\chi$ SD. Переход этот, как правило, постепенный. Наряду с уменьшением кварца наблюдается нарастание альбитизации. Темноцветные минералы в граносенитах носят четкий щелочной уклон (эгирин, рибекит). В составе акцессориев появляются редкоземельные минералы.\*

Особый интерес в составе буюджульского (сютхольского) комплекса представляет Кадыр-Ооский гранитный массив из-за широко проявившихся там гидротермальных процессов с образованием молибденового оруденения. Этот массив сложен светло-розовыми и светлыми неравномернозернистыми, реже порфировидными гранитами, состоящими из кварца (25—30%), микроклина (5—10%) представленным главным образом биотитом и зеленовато-бурым амфиболом, обычно хлоритизированным. Акцессории — апатит, сфен, сульфиды. Некоторые различия гранитов имеют меланократовый характер. Микроклиниты и микроклин-пертиты пелитизированы, зонарные олигоклазы серицитизированы, причем центральные участки изменены сильнее, нежели периферия. Характерно замещение плагиоклазов микроклином, чаще всего в направлении спайности.

Жильная (дайковая) фация сютхольского (буюджульского) комплекса представлена мелкозернистыми гранит-аплитами, кварцевыми порфирами, жильным кварцем.

Мелкозернистые граниты встречаются довольно часто, слагаая дайки и жилы, мощность от десятков до нескольких сотен метров. Эти породы по внешнему виду и составу сходны с нормальными гранитами и отличаются от них мелкозернистым строением.

Аплиты образуют, как правило, секущие тела. Это мелкозернистые лейкократовые породы светло-розовых и светло-серых тонов; состоят они из кварца (30—40%), микроклина и олигоклаза, реже пертита полочатого строения (60—70%). Структура гранитовая, реже аплитовая.

Кварцевые порфиры слагают дайки, реже мелкие штоки размером от 10—20 м до 400—500 м. Макроскопически это светло-серые, зеленовато-серые афанитовые породы с редкими вкраплениями водяно-прозрачного кварца и альбита. Кристаллы кварца часто оплавлены. Основная масса кварца и микроклина, образующих тонкозернистый агрегат микроклинитовой и сферолитовой структуры.

Кварцевые порфиры, а также мелкозернистые лейкократовые граниты (район Ак-Суга, Кадыр-Оя) представляют большой практический интерес,

\* Возможно, что микроклин-пертитовые граниты и щелочные граносениты принадлежат к более молодому сангиленскому комплексу. — Прим. ред.



сорные минералы обычно представлены апатитом (обычно в сочетании с рудным), цирконом, сфеном.

Амфиболовые кварцсодержащие щелочные сиениты и граносиениты пользуются меньшим распространением и слатают, в основном, Ирелигский и Ак-Сутский массивы, а также отдельные участки в Катунском, Крыжинском и других массивах. Полевой шпат в них представлен широкоплащитчатыми и призматическими кристаллами пергита с полюсами, реже пятнистыми и сетчатым строением. Роговая обманка присутствует в переменных количествах (5—10%) обычно в виде призматических кристаллов гастингита, арфведсонита. Количество кварца в этой группе сильно изменяется от 5% до 15%. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, титаномагнетитом, а также редкоземельными минералами.

Мелкозернистые субщелочные граниты  $\gamma_2D$  второй фазы слатают не больше штоков и дайк. Это светло-серые мелкозернистые породы, состоящие из широкоплащитчатых зерен микроклин-пергита. Пергитовые вроски имеют веретенообразную и пятиугольную форму. Таблицчатые кристаллы пергитов часто присутствуют в мелкозернистых щелочных гранитах в виде порфировидных выделений. Совместно с пергитами отмечаются в переменных количествах кристаллы альбита. Темноцветы — рибекит и эгирин, а также щелочная роговая обманка. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, а также ильменитом и флюоритом.

Мелкозернистые щелочные граниты Ак-Сутского массива отличаются интенсивной поствагматической альбитизацией, а также присутствием редкоземельных минералов. Средний состав щелочных гранитов Ак-Сутского массива, по данным Н. Е. Костина, микроклин (47,7%), кварц (33,3%), альбит (7,8%), рибекит (2,0%), эгирин (2,4%), редкоземельные и акцессорные минералы (5,9%). Мелкозернистые щелочные граносиениты обычно образуют постепенные переходы к щелочным гранитам.

В качестве второй фазы сангилекского комплекса в Ирелигском массиве выделяются скрытокристаллические светло-серые щелочные граносиениты с обильной вкрапленностью циртолита. Эта порода имеет гранфирующую структуру, обусловленную сростками микроклина и кварца. Участками проявляются радиально-строение с нераскристаллизованной стеклоподобной центральной частью.

Щелочно-сиенитовые пегматиты пространственно и генетически связаны с массивами щелочных сиенитов и представлены нефелиновыми, кварц-полевошпатовыми, а также бескварцевыми существенно полевошпатовыми разновидностями.

Нефелиносодержащие пегматиты зафиксированы в пределах Крыжинского и Чудаякского массивов. Они отличаются своей гигантской структурой и состоят из крупных таблицчатых кристаллов микроклин-пергита (до 50%), призматических выделений гастингита, арфведсонита, реже рибекита (25%), биотита (10%) и широкоплащитчатых кристаллов нефелина. Довольно часто в нефелиносодержащих пегматитах присутствуют кристаллы бурого циртолита, а также выделения титаномагнетита.

Кварцсодержащие пегматиты состоят из крупных кристаллов пергита, кварца, эгирина, рибекита, реже эгирин-авгита, гастингита. Размер кристаллов пергита, эгирина и эгирин-авгита достигает 5—7 см в длину.

Процессы поствагматической альбитизации повлекли за собой возникновение мономинеральных альбититов, образующих в щелочных сиенитах не большие тела и зоны. Это мелкозернистые, реже среднезернистые лейкокраповые породы, состоящие на 90% из призматических кристаллов альбита, при низком содержании пергита. Постоянно в альбититах присутствует эгирин, замещенный рибекитом, титан-авгит, кварц, флюорит, астрофиллит, циртолит, а также целый комплекс редкоземельных минералов.

Результаты петрохимических пересчетов по методу А. Н. Заварицкого показывают, что для щелочных пород первой фазы сангилекского комплекса характерна высокая щелочность ( $a=17,3-29,8$ ), недосыщение кремнеземом, приближающегося к нормальному содержанию ( $Q=-41,7+до+10$ ),  $a/c=4,8-210$ , постоянное преобладание Na над K ( $a=49,6-81,4$ ). Коэффициент

ской зоне. Из массивов щелочных сиенитов наиболее интересны и характерны Катунский и Ак-Сутский.

Катунский массив площадью около 70 км<sup>2</sup> сложен массивными крупнозернистыми пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми щелочными сиенитами. Северо-восточный его выступ сложен крупнозернистыми биотит-пироксеновыми нефелиновыми сиенитами, в которых четко проявляется трахитоидность в ориентировке полевых шпатов. Близ контактов многочисленных ксенолитов известняков направление трахитоидности меняется согласно простиранию этих контактов. Нефелиновые сиениты постепенно переходят в щелочные сиениты. К более поздней фазе нефелиновых сиенитов относятся мелкозернистые нефелиновые сиениты и пегматитовые шпидры. Вторая фаза в Катунском массиве представлена мелкозернистыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми щелочными гранитами, сиенит-порфирами, щелочными граносиенитами, которые слатают несколько мелких штоков и большое количество жильных тел.

Ак-Сутский массив площадью 8—10 км<sup>2</sup> сложен мелкозернистыми и среднезернистыми рибекитовыми щелочными сиенитами. Вторая интрузивная фаза представлена мелкозернистыми рибекитовыми гранитами. Породы как первой, так и второй фаз в значительной степени изменены процессами поствагматической альбитизации. В апикальной южной части массива альбитизация проявилась настолько интенсивно, что привела к образованию метасиликатических альбититов, с которыми связана редкоземельная минерализация.

Нефелиновые сиениты  $\xi_1D$  состоят из призматических кристаллов микроклин-пергитов и антиперитов сетчатого, полюсчатого и пятнистого строения (60—70%), а также изометричных красноватых зерен нефелина (25—30%), обладающих хорошей спайностью. По нефелину развивается канкринит, а также тонкозернистый агрегат либнерита. Темноцветные минералы (5—10%) представлены эгирин-диопсидом (с содержанием 40—50% эгиринового компонента), эгирином а также сильно железистым биотитом. Акцессорные представлены сфеном, апатитом, цирконом, титаномагнетитом, пиррохлором, ураноторианитом. Эти разновидности нефелиновых сиенитов можно отнести к группе фойзитов. Иногда в нефелиновых сиенитах в значительных количествах появляется кислый плагиоклаз, а из темноцветов — щелочная роговая обманка. Такие разновидности по составу соответствуют миаскитам.

Нефелиновые сиениты Чудаякского массива характеризуются лейкокраповым составом и крупными выделениями нефелина. Среди сильно катаклизированных щелочных сиенитов в истоках р. Чудаяк—Оя встречаются лейкокраповые амфиболсодержащие, альбитизированные анальцитовые сиениты, состоящие из микроклина, замещенного «шахматным альбитом», промежуток между которыми заняты ксеноморфными выделениями анальцита и флюорита.

Крупнокристаллические пироксеновые и амфибол-пироксеновые щелочные сиениты типа ларвикитов, пуласкитов, тенсбергитов  $\xi_1D$  имеют очень широкое распространение в массивах щелочных сиенитов и слатают Катунский, Чудаякский и другие массивы. Макроскопически — это крупно-, реже среднезернистые породы зеленоватых, буроватых и темно-серых оттенков с призматически зернистым, иногда трахитоидным расположением полевых шпатов. Породы существенно полевошпатовые (до 95%) лишь в незначительном количестве присутствует эгирин-авгит. Полевые шпаты представлены пергитами, антиперитами, криптопертитами полюсчатого, сетчатого и пятнистого строения; кашплат обычно пелетизирован. Среди темноцветных минералов в этой группе сиенитов обычны эгирин-авгит, реже эгирин-диопсид, с резко изменяющимся содержанием эгиринового компонента и титанавгит, по периферии замещенный рибекитом и биотитом. Совместно с пироксеном часто присутствуют длиннопризматические выделения гастингита, который замещается рибекитом и арфведсонитом. В ларвикитах появляются единичные округлые зерна оливина ( $Fe_{30}Fe_{70}$ ). В пуласкитах темноцветы представлены в сочетании биотита и эгирин-диопсида, совместно с гастингитом и рибекитом. В некоторых разновидностях щелочных сиенитов количество темноцветов резко сокращается, иногда до полного исчезновения (тансбергиты). Акцес-

агентности 0,85. Весьма характерна частая насыщенность пород глиноземом, резкое преобладание железа над магнием, низкое содержание щелочно-земельных элементов.

Щелочным породам второй фазы присуща высокая щелочность ( $a = 14,3-20,3$ ;  $a/c = 4,8-168$ ), пересыщенность кремнеземом ( $Q = +6,8-30,9$ ), преобладание натрия над калием ( $n = 48,8-69,4$ ), а также пониженное содержание железа.

Спектральный анализ щелочных и нефелиновых сиенитов показывает повышенное содержание в них циркония, ниобия и редкоземельных элементов, а также меди, свинца, олова и цинка.

Контактовое воздействие щелочных пород сангиленского комплекса на вмещающие породы проявилось слабо и выразилось в мраморизации и частичном скаринировании известняков, ороговиковании сланцев и эффузивов; эндоконтактовые изменения выражаются в появлении в щелочных сиенитах мелкозернистых структур. Довольно сильное воздействие щелочные сиениты оказали на габброиды казырского комплекса, которые подверглись интенсивной биотитизации, частичной калишпатизации. Поэтому нередко образуются породы промежуточного состава типа габбро-сиенитов.

Возрастное положение щелочных пород сангиленского комплекса на исследованной территории устанавливается достаточно определенно. Это самые молодые интрузивные образования района, прорывающие породы всех остальных комплексов. Прорыв сиенитами сыгхольских гранитов можно наблюдать в истоках рек Ингиша и Куль-Аскарлыг-Оя. Определения абсолютного возраста щелочных пород приводятся в таблице.

Порода	Минерал	Метод	Возраст в млн. лет	Автор
Тенсбергит	Биотит	K—Ar	303	Лебедев, Богатов, 1963
Ларвикит	"	"	267	"
Ларвикит	"	"	343	"
Ларвикит	"	"	270	"
Тенсбергит	"	"	293	"
Нефелиновый сиенит	"	"	284	Иванова, Полевая
"	"	"	289	"
"	"	"	195	"
"	"	"	163	"
"	"	"	165	"
"	"	"	195	"
Нефелиновый пегматит	Циркон	U—Pb—Th	270	"
"	Биотит	K—Ar	585?	"
Альбитит	Цирто-лит	U—Pb—Th	440?	"

Наиболее вероятным для сангиленского комплекса представляется возраст в интервале 270—30 млн. лет, что соответствует верхнему палеозою. Однако, поскольку радиологических определений надежными методами (U—Pb—Th и Rb—Sr) еще недостаточно, возраст комплекса принят условно девонским, согласно легенде.

Характерной чертой сангиленского комплекса является его тесная связь с гранитами сыгхольского комплекса. В пользу этого говорит их пространственная ассоциация, а также близкий характер петрохимических особенностей и тенденции гранитов к переходу к субщелочным разновидностям. Кроме того, спектральные анализы показывают, что, как сиенитам, так и гранитам свойственны повышенные содержания циркония, ниобия и редкоземельных

элементов, что подчеркивается и общими для них акцессорными минералами (циркон, фергусонит, пирохлор, самарскит и др.).

Однако, если внедрение сыгхольских гранитов произошло в период завершения этапа геосинклинального развития, то формирование щелочных пород происходило в постгеосинклинальный этап и связано с блоковыми движениями относительно стабильной области в спокойной тектонической обстановке. Щелочная магма была богата летучими, о чем говорит обилие пегматитов, флюорита, канкринита, цеолитов, постмагматического альбита.

А. Д. Шелковников, А. П. Лебедев и О. А. Богатиков (по нашему мнению ошибочно) связывают происхождение щелочных сиенитов исследованного района с процессами дифференциации базальтоидной магмы и объединяют габбро казырского комплекса и щелочные сиениты в одну габбро-щелочносиенитовую формацию.

## ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении изученная территория располагается в зоне сочленения трех крупных структур: Восточно-Саянского антиклинория (I), сложеного докембрийскими образованиями, северной части Тоджинского синклинория (II) и крайней восточной части Казыро-Кизырского синклинория (III) выполненных ниже-палеозойскими отложениями. Названия последних двух структур используются авторами, как исторически сложившиеся в геологической литературе термины (рис. 1). К Тоджинскому синклинорию отнесена площадь, расположенная к югу от Ак-Суг-Сорулского (Кандатского) разлома, к Казыро-Кизырскому — площадь, расположенная к север-северо-западу от него.

Тоджинский синклинорий осложнен двумя наложенными структурами типа межгорных впадин: Хунгурской синклиналию (IV) и Даштыг-Ойской грабен—синклиналию (V), в формировании которых принимают участие средне-палеозойские отложения.

Незначительные по размерам площади занимают останцы мезо-кайнозойского чехла активизированной молодой платформой, залегающего резко несогласно на размытой поверхности древних складчатых сооружений.

В строении перечисленных структур принимают участие четыре тектонических комплекса (этажа), соответствующих основным этапам геологического развития района:

Тектонические комплексы	Формации
I этаж. Нижне-среднепротерозойский	Карбонатная и терригенно-карбонатная
II этаж. Верхнепротерозойский — нижнепалеозойский	Терригенно-карбонатная, спилито-диабазовая и карбонатная
1 подэтаж. Верхнепротерозойский	Порфирировая
2 подэтаж. Нижнекембрийский	Вулканогенно-сланцевая, порфирировая и карбонатная
3 подэтаж. Средне-верхнекембрийский	Порфирировая
III этаж. Девонский	Вулканогенно-красноцветная
1 подэтаж. Нижнедевонский	Терригенно-красноцветная
2 подэтаж. Среднедевонский	Терригенная, базальтовая
IV этаж. Мезо-кайнозойский	

Проведенными работами охвачена центральная часть антиклинория и часть его юго-западного крыла, расположенные в верховьях рек Казыра, Уды и Кизи-Хема. В строении этой структуры принимают участие два комплекса протерозойских образований, относимых к различным структурным этажам.

Нижний (нижне-среднепротерозойский) структурный этаж объединяет серия непрерывно пластующихся отложений дербинской и жайминской свит общей видимой мощностью более 2800 м. Степень метаморфизма пород, слагающих эти свиты (гнейсы, мраморы), является наибольшей в районе (амфиболитовая фация).

Верхний (верхнепротерозойский) структурный этаж, вернее его первый верхнепротерозойский подэтаж объединяет также непрерывную серию вулканогенно-сланцево-карбонатных отложений урманско-манской, бахтинской и овсянковой свит общей мощностью 4600 м. Степень метаморфизма этих отложений является более низкой (фация зеленых сланцев).

Взаимоотношения между структурными этажками не выяснены, поскольку различия структурных особенностей обоих этажей затуманены более молодой и вместе с тем более интенсивной послепротерозойской складчатостью.

Частные структуры Восточно-Саянского антиклинория характеризуют, в основном, структурный план послепротерозойской складчатости, отличительными чертами которого в пределах антиклинория, являются: 1) выдержанное северо-западное простирание структур; 2) линейный тип складок, закономерно сменяющих друг друга вкост простирания; 3) увеличение напряженности складчатости в направлении от ядра антиклинория к его периферии (крутизна крыльев складок увеличивается от 65—70° до 90°, открытые складки сменяются изоклинальными).

Краткая характеристика частных структур Восточно-Саянского антиклинория приводится в таблице. Название структур отражает их географическое местонахождение. Границы между структурами большей частью тектонические.

этаж (порфировая формация подэтапа завершенной складчатости), 5а — первый (верхнепротерозойский) подэтаж в пределах Восточно-Саянского антиклинория (карбонатная, спилит-диабазовая и терригенно-карбонатная формации собственно геосинклинального подэтапа), 5б — второй (нижнекембрийский) подэтаж в пределах Тоджинского и Казыро-Кизирского синклинориев (карбонатная, вулканогенно-сланцевая и порфировая формации); 6 — нижне-среднепротерозойский структурный этаж (терригенно-карбонатная и карбонатная формации сублатформенного этапа); штокобразные интрузивные массивы орогенного этапа: 7 — щеповые, 8 — кислые; 9 — стратифицированные лополиты основного состава подэтапа завершено геосинклинального подэтапа; 10 — акмолитоподобные гранитоиды собственно геосинклинального этапа; 12 — разрывные нарушения; границы разрывных массивов сублатформенного этапа; 13 — структурных этажей, 14 — подэтажей; 15 — наклонное залегание пластов; 16 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости в интрузивных массивах; 17 — главные тектонические структуры; 18 — второстепенные тектонические структуры; 19 — главные разломы; 20 — второстепенные разломы.

Названия структур: I — Восточно-Саянский (Дербинский) антиклинорий, II — Тоджинский синклинорий, III — Казыро-Кизирский синклинорий, IV — Хунжурская синклиналь, V — Даштыгояская грабен-синклиналь, (цифры в кружках) I — Ужур-Арыдагская синклиналь, 2 — Казыро-Хатагская антиклиналь, 3 — Удинская синклиналь, 4 — Кизирская антиклиналь, 5 — Верхнеозерная антиклинальная структура, 6 — моноклиналная структура Вали и Прямого, 7 — Кошпешская зона складок, 8 — Чаралыгская зона складок; 9 — Кадыйройская антиклиналь, 10 — Сорурская зона складок, 11 — Верхне-Кизирская антиклиналь, 12 — Запевадхинская антиклиналь, 13 — Катуская зона складок, 14 — зона складок бассейна р. Кедровой, 15 — складчатая структура бассейна р. Луговой; А — Кандатский глубинный разлом, Б — Восточно-Саянский региональный разлом, В — Ледо-Казырский сброс, Г — Кизи-Хемский сброс, Д — Озерно-Хатанский сброс, Е — Падунский разлом, Ж — Томский разлом.

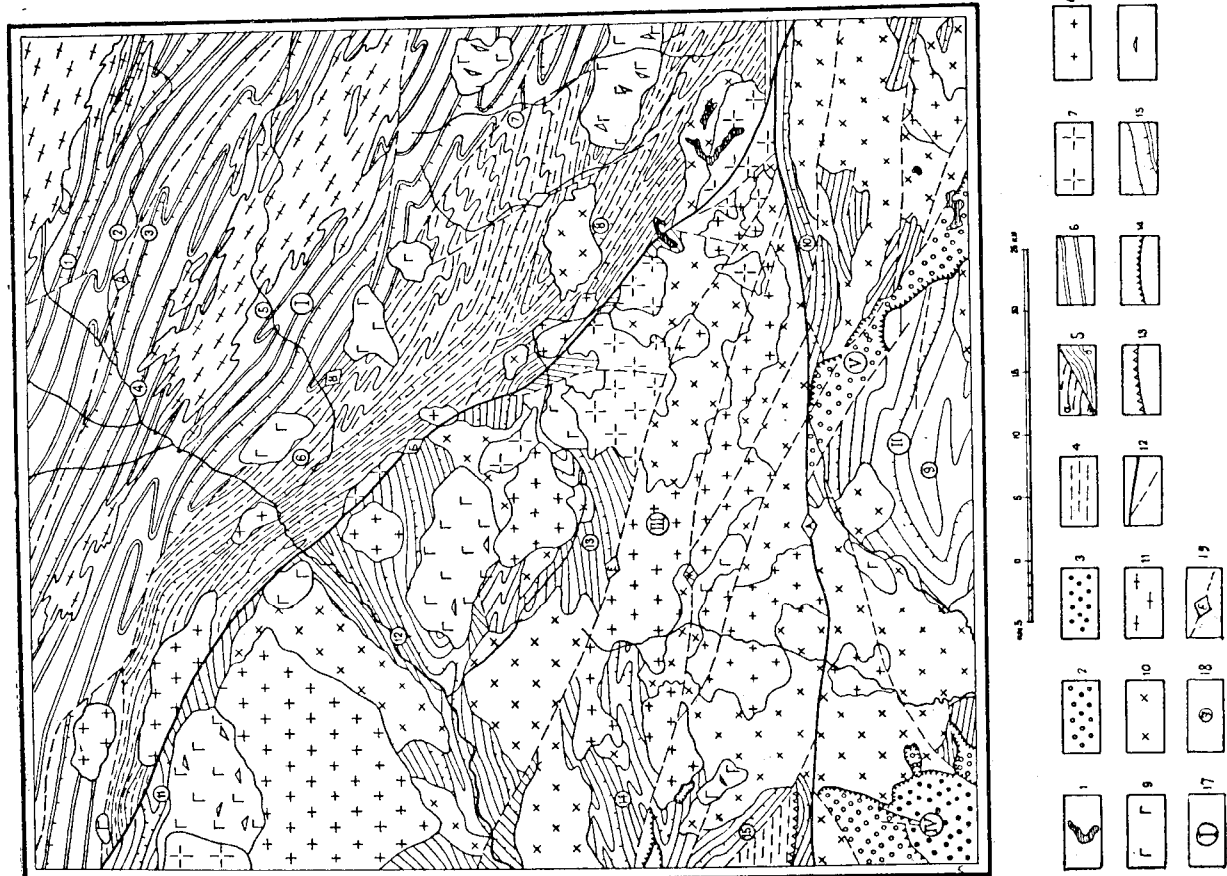


Рис. 1. Тектоническая схема листа № 47-XIX

1 — останцы мезо-кайнозойского платформенного чехла (терригенная и базальтовая формации); девонский структурный этаж (красноцветные формации орогенного этапа); 2 — второй (среднедевонский) подэтаж (терригенно-красноцветная формация); 3 — первый (нижнедевонский) подэтаж (вулканогенно-красноцветная формация); верхнепротерозойский (нижнедевонский) подэтаж (вулканогенно-красноцветная формация); терригенные и карбонатный нижнепротерозойский структурный этаж (вулканогенные, терригенные и карбонатные формации геосинклинального этапа); 4 — третий (средне-верхнекембрийский) под-

Для частных структур, выделенных в пределах Тоджинского синклинория, характерны преимущественно широтные простирания и крутые падения пластов. Краткое описание их приводится в таблице. Структуры разделяются широкими полями интрузивных пород.

№ на схеме	Структура	Форма структуры	Степень симметричности	Продольный профиль	Примечание
9	Калыр-Ойская антиклиналь	Косая, открытая	Асимметричная	Шарнир круто погружается на запад	Падение крыльев
10	Соругская зона складок	Серия сжатых изоклинальных складок (?)	—	Падение плоскостей рассланцевания в восточной части структуры южное, в западной части — северное	Интенсивная продольная рассланцовка

#### КАЗЫРЬ-КИЗИРСКИЙ СИНКЛИНИРИЙ

На описываемой территории располагается юго-восточная часть синклинория, в плане имеющая форму гигантского клина, разделяющего Восточно-Саянский антиклинорий и Тоджинский синклинорий и отделенного от них двумя крупными разломами. В строении синклинория принимают участие два комплекса палеозойских образований, отнесенных к различным структурным подэтажам.

Нижний (нижнекембрийский) структурный подэтаж объединяет серию непрерывно пластующихся вулканогенно-карбонатных отложений колпинской и балахтинской свит общей мощностью 3700 м.

Верхний (средне-верхнекембрийский) структурный подэтаж образован порфиритовой формацией кизирской свиты, имеющей мощность 1500 м. Структурные подэтажи разделены стратиграфическим перерывом и азимутальным несогласием (10—15°) в подшве майских ярус среднего кембрия. К этому времени приурочена одна из главных фаз складчатости. Интрузии ольховского комплекса, вероятно связанные с этой складчатостью, отстоят от нее по времени и датируются верхним кембрием.

Частные структуры, выделенные в пределах изученной части синклинория, характеризуют структурный план именно этой, кембрийской складчатости, отличительными чертами которого в бассейнах р. Катуня и среднего течения р. Казыр являются: 1) отсутствие единого четко выраженной ориентации простираний структур; 2) тип складчатости характеризуется чередованием сжатых, иногда образующих виргации антиклиналей и сравнительно широких синклиналей.

Формирование верхнего структурного подэтажа завершилось в ордовике — силуре. Складчатые движения этого периода, вероятно, близки по возрасту с интрузивными казырского комплекса.

№ на схеме	Структура	Какими отложениями выполнена	Форма структуры, степень симметричности	Продольный профиль
1	Ужуро-Ары-Дагская синклиналь	Жайминская свита	Прямая, открытая симметричная, падение крыльев 65—70°	Шарнир полого погружается на ЮВ
2	Казыро-Хатанская антиклиналь	Дербинская свита	Косая, ЮЗ крыло метрами запрокинуто, асимметричная, на крыльях дополнительная мелкая складчатость	
3	Удинская синклиналь	Жайминская свита	Остроугольная асимметричная, падение крыльев 80—85°	
4	Китинская антиклиналь	Дербинская свита	Косая, изоклиная, асимметричная. На крыльях дополнительная складчатость	Шарнир полого погружается на ЮВ
5	Верхне-Озерная антиклинальная структура	Дербинская свита	Не установлено, насыщена гранитными интрузиями	
6	Моноклираль хребтов Валу и Прямого	Урманско-манская, бахтинская овсянковская свита	Клинообразный вытянутый тектонический блок, падение слоев юго-западное под углом 70°	
7	Кош-Пешская зона складок	Жайминская, урманско-манская свиты	Крупный тектонический блок. Структура осложнена дополнительной складчатостью	
8	Цыраалыгская зона складок, осложненная локальными поперечными структурами	Урманско-манская, бахтинская, овсянковская свиты	Крупный тектонический блок	

#### ТОДЖИНСКИЙ СИНКЛИНИРИЙ

Проведенными работами охвачена лишь часть синклинория, расположенная к югу от рек Соруг и Ак-Суг. В его строении принимают участие существенно вулканогенные зеленокаменные породы хамсаринской толши Сп1, имеющие мощность 2400 м.

Складчатые движения, сформировавшие эту структуру, вероятно всего, одновозрастны с интрузивной манского комплекса и относятся к границе раннего и среднего кембрия.

Характеристика частных структур Казыр-Кизирского синклинория

№ на схеме	Структура	Какими отложениями выполнена	Форма структуры, степень симметричности	Продольный профиль
11	Верхне-Кизирская синклиналь	Коллинская, балахтинская свита	Косая, открытая асимметричная, падение слоев на крыльях 50—70°	Ось дугообразно изогнута 3—СЗ
12	Западно-Кизирская антиклиналь	Коллинская свита	Косая, килевидная, асимметричная, падение северного крыла — 50—60°, южного — 80—85°	В западном направлении — виргации
13	Катунская зона складок	Коллинская, балахтинская свита	Серия сжатых изоклинальных складок, в извосточных дополнительных мелкая складчатость	Простиранне восточное-северо-восточное
14	Зона складок бассейна реки Кедровой	Коллинская, балахтинская свита	Серия сжатых изоклинальных складок, падение слоев — 60—80°	Простиранне субширотное
15	Складчатая структура бассейна р. Луговой	Кизирская свита	Южное крыло, моноклиналь, севернее — среданно разломом, асимметричная (?), падение слоев — 60—70°	Простиранне западное — северо-западное

ХУННУТСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ

В строении Хуннутской синклинали, юго-восточная часть которой расположена в бассейне р. Хуннуг, принимают участие две относительно слабо дислоцированные толщи, выделяемых в качестве самостоятельных структурных подэтажей. Нижний (нижнедевонский) структурный подэтаж охватывает вулканогенные образования сайгской толщи мощностью 1500 м. Верхний (среднедевонский) структурный подэтаж образован вулканогенно-терригенными отложениями толтаковской свиты мощностью 700 м. Подэтажи разделены стратиграфическим перерывом и азимутальным несогласием (15—20°). Складчатые движения, послужившие причиной этого несогласия, по времени, возможно, совпадают с внедрением гранитов сютохольского комплекса. Непосредственные взаимоотношения нижнего структурного подэтажа с геосинклинальными складчатыми структурами Тоджинского синклинория не установлены. Верхний структурный подэтаж залегает на древних складчатых сооружениях резко несогласно, образуя мелкие наложенные мульды овальной формы.

Хуннутская синклиналь в пределах исследованного района имеет форму симметричной, сравнительно пологой, неполной синклинальной складки, ограниченной на севере тектоническим нарушением. Падение юго-восточного крыла структуры (в пределах нижнего структурного подэтажа) — северо-западное, под углом 20—30°. В северной части синклинали (в ее ядре) в пределах верхнего структурного подэтажа, преобладают более пологие падения: 10—15°.

ДАШТЫГ-ОЙСКАЯ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛЬ

Даштыг-Ойская грабен-синклиналь расположена в бассейне р. Даштыг-Ой и представляет собой узкую, вытянутую в северо-западном направлении асимметричную наложенную структуру, ограниченную почти со всех сторон разломами (юго-восточное ее продолжение уходит за пределы района). В ее строении принимает участие только одна формация (толтаковская свита), по составу, возрасту и типу дислокаций аналогичная верхней структурному подэтажу Хуннутской синклинали. Наиболее глубоко погруженная часть грабен-синклинали — ее ядро располагается в нижнем течении р. Даштыг-Ой. Крутизна падения слоев в пределах структуры отличается непостоянством и колеблется от 40 до 85°, что вызвано широким развитием флексур и приразломных складок.

ОСТАНЦЫ МЕЗО-КАИНОЗОЙСКОГО ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

На размытой пенеленизированной поверхности докембрийских и палеозойских складчатых сооружений резко несогласно залегают маломощные (60 м) очень слабо дислоцированные песчано-конгломератовые отложения юры и неогеновые — четвертичные базальты. Площади их развития очень малы, вероятно, большая часть их к настоящему времени размыта. Полное (15°) юго-восточное падение подошвы юрских конгломератов объясняется по-видимому, с одной стороны — их первоначальным уклоном, а с другой — неравномерностью сводового поднятия страны в кайнозое. Базальты залегают практически горизонтально.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Сложная система разрывных нарушений в районе имеет вид лучка, веерообразно расходящегося в ССЗ направлении. Наиболее крупными по масштабу и определяющими основные направления этого «лучка» являются глубинный Кандатский (Ак-Суг-Сорутский) и региональный Восточно-Саянский разломы.

Кандатский глубинный разлом (А), разделяющий Тоджинский и Казыр-Кизирский синклинории, проявляется на поверхности в виде мощной зоны дробления и расщепления пород шириной от 1 км до нескольких десятков метров. Смещение границ интрузивных тел указывает, что в последнедевонское время амплитуда сдвига на запад южного крыла по отношению к северному превысила 6 км.

Кандатский разлом контролировал распределение фаций в раннем кембрии, обусловив становление двух структурно-фациальных зон. Несомненно, что при этом основные движения по разлому имели вертикальное направление (южное крыло погружалось быстрее, чем северное). Таким образом, Кандатский разлом является гигантским сбросо-сдвигом и имеет длительную историю формирования. К Кандатскому разлому и к оперяющим его нарушениям приурочена редкоземельная, медно-молибденовая и никель-кобальтовая минерализация.

Восточно-Саянский региональный разлом (Б), разделяющий Казыр-Кизирский синклинорий и Восточно-Саянский антиклинорий, выражен на поверхности в виде зоны тектонических брекчий и расщепления пород шириной от 700 до 50 м, простирающейся в северо-западном направлении. По этому разлому произошло поднятие северо-восточного крыла. Амплитуда смещения, вероятно, соответствует мощности нижнекембрийских отложений Казыр-Кизирского синклинория и составляет около 4 км. Плоскостное расщепление пород в зоне разлома имеют кругое (70—80°) юго-западное падение. Таким образом, Восточно-Саянский разлом является крупным сбросом. Срезание разломом нижнекембрийских отложений и его продольный характер по отношению к простиранию протерозойских складчатых толщ указывает на его ранне-каледонский возраст или, во всяком случае, на возобновление движений в это время. К Восточно-Саянскому разлому приурочены

тела девонских интрузий, имеющих вытянутые формы. В средне-поздне-палеозойское время разлом «подновлялся», так как зоны дробления рассекают девонские массивы, в юрских отложениях этого не наблюдается.

Серия разломов в поле развития верхнепротерозойских отложений имеет общее направление, подчиненное направлению Восточно-Саянского разлома. Северо-Казахский (В) и Кизи-Хемский (Г) разломы также являются соробрами с амплитудой смещения 1—2 км (северо-восточное крыло приподнято относительно юго-западного). По возрасту они, вероятно, являются одновременно с Восточно-Саянским разломом (раннекаледонские). Подновления их в более поздние эпохи не происходило, так как интрузивные тела казырского комплекса приурочены к этим разломам, ими не секутся.

Озерно-Хатагский разлом (Д) отличается от выше охарактеризованных своей надвиговой природой (северо-восточное крыло надвинуто на юго-западное) и незначительной амплитудой смещения (десять метров). Падение сместителя — северо-восточное под углом 65°. Ширина зоны дробления и расщеливания пород составляет 2—5 м. Продольный характер Озерно-Хатагского разлома и соответствие направления падения сместителя общему падению толщ указывают на одновозрастность его с главной фазой складчатости протерозойских отложений (Сп<sub>1</sub>—Сп<sub>2</sub>).

Серия субширотных дизъюнктивных нарушений в поле развития отложения хамсаринской толщи, относится к числу разрывов, опережающих Кандатский разлом. На поверхности они проявляются в виде нешироких (10—20 м) зон дробления в интрузивных массивах и расщеливания в эффузивах. Их возраст устанавливается как ранне-среднедевонский, так как они секут раннедевонские интрузивные массивы и перекрываются отложениями толтаковской (среднедевонской) свиты. К этим разломам приурочена сульфидная медно-молибденовая, молибденовая и редкоземельная минерализация.

Разломы запад-северо-западного простирания в пределах Казыро-Кизирского синклинория: падунский (Е), томский (Ж) и др., а также разломы, ограничивающие Даштыл-Ойский грабен, имеют после-среднедевонский возраст. Как правило, ориентировка сместителей, наблюдавшаяся на левом берегу р. Катун и в северных отрогах хр. Озерного, имеет вертикальное падение. Ширина зон дробления и ожелезнения пород составляет 10—15 м. Амплитуда смещения измеряется сотнями метров (500—700 м). Большинство из этих разломов, будучи подновленными в неоген—четвертичное время, отчетливо дешифрируются на аэрофотоснимках.

С разрывной и пликвативной тектоникой тесно связана форма интрузивных тел. По своему внутреннему строению и по отношению к структурам вмещающих толщ интрузивные тела каждого комплекса имеют свои отличительные черты.

Гранитные тела дербинского комплекса относятся к позднейшим акмоли-топодобным интрузивным массивам. Интрузии маньского и ольховского комплексов образуют конкордантные межформационные лакколиты. Для казырского комплекса характерны стратифицированные лополиты, конформные по отношению к структурам вмещающих толщ. Для интрузий сютховского комплекса типичны штокообразные, иногда вытянутые вдоль разломов массивы. Интрузии сангиленского комплекса относятся к трещинным и штокообразным интрузивным телам.

#### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития района выделяются пять этапов:

1. *Ранне-средне-протерозойский этап* — сублатформенный. В это время на территории Восточного Саяна формируются морские существенно карбонатные отложения дербинской серии. Большие мощности отложений и отсутствие в них фацциальной изменчивости во всех направлениях указывает на интенсивное, но равномерное, недифференцированное прогибание земной коры, свойственное областям с промежуточным (между геосинклинальным и платформенным) режимом развития. В конце среднего протерозоя район испытывает незначительные тектонические подвижки, сопровождавшиеся (?)

выдвинем многочисленных преимущественно последних гранитных тел. Однако эти движения не привели к консолидации страны.

II. *Верхнепротерозойский—нижнепалеозойский геосинклинальный этап*. События геосинклинальный подэтап. Интенсивное прогибание бассейна возобновилось в верхнем протерозое. Отложения кувайской серии характеризуются значительной мощностью, фацциальной изменчивостью и широко проявленным подводного вулканизма. Непрерывное накопление отложений со все возрастающей интенсивностью прогибания продолжается в раннем кембрии, причем дифференцированность прогибания дна бассейна сказывается в это время с наибольшей отчетливостью. По линиям Кандатского и Восточно-Саянского разломов происходит обособление трех раннекембрийских структурно-фацциальных зон с различной интенсивностью прогибания и отличными осадками.

Наиболее мощные толщи андезитовых и спилитовых лав накапливались в Тоджинской зоне. Во второй половине раннего—начале среднего кембрия первые фазы каледонской складчатости, сопровождавшиеся выдвинем градопиритов маньского комплекса, привели к формированию на ее территории Тоджинского синклинория, где более молодые кембрийские отложения отсутствуют. Основное простирание складчатых структур синклинория совпадает с направлением Кандатского разлома.

В Казыро-Кизирской зоне скорость прогибания дна бассейна в раннем кембрии была меньшей, вулканические процессы здесь проявились несколько слабее. Складчатые движения в среднем кембрии привели к формированию на ее территории Казыро-Кизирского синклинория. Простирания структур в эпоху складкообразования приспособились к направлению двух разломов, ограничивающих зону, северо-западной и широтному.

Отсутствие нижнекембрийских отложений в пределах Восточно-Саянского синклинория не позволяет достоверно восстановить историю его развития в эту эпоху. Вероятно, завершающие фазы каледонской складчатости привели к полной инверсии геосинклинального прогиба, причем складчатые движения проявились здесь с наибольшей силой. Северо-западные простирания структур, параллельные разлому, ограничивающему зону с юго-запада, явились для образовавшейся структуры — Восточно-Саянского антиклинория — основными.

Подэтап завершающего геосинклинального развития. Начиная с конца среднего кембрия и до конца раннего палеозоя интенсивность тектонических движений в районе резко падает. Большая часть площади, на которой формировались ранне-каледонские складчатые сооружения, выходит из-под уровня моря и подвергается размыву. И только на отдельных, наиболее погруженных участках Казыро-Кизирского синклинория (бассейн р. Луговой) вулканическая деятельность продолжается хотя при этом мощность лавовых потоков значительно падает. В конце кембрия вулканизм прекращается. Сформировавшаяся складчатая структура бассейна р. Луговой носит унаследованный характер. К концу раннего палеозоя район постепенно превращается в складчатую горную страну.

III. *Средне-позднепалеозойский этап* — орогенный. В среднем палеозое каледониды вступают в новый этап развития, характеризующийся установлением орогенного режима. Большая часть территории в это время представляла собой возвышенную страну, разделенную межгорными впадинами, в пределах которых накапливались вулканогенно-терригенные красочные отложения. Проседание впадин происходило по разрывным нарушениям в фундаменте, благодаря чему складчатость девонской отложениям в фундаменте. Орогенный этап явился наиболее продуктивным для данного района в отношении металлогении.\* Глыбовые движения вдоль густой сети раз-

\* По мнению редактора, буждзкульский интрузивный комплекс, равно как и прорываемая им порфировая формация (имирская свита) следует датировать верхним ситуром и относить к завершающему этапу геосинклинального развития.

ломов и широкое развитие кислого и щелочного интрузивного магматизма создали благоприятную геологическую обстановку для формирования целого ряда месторождений полезных ископаемых.

Поздний палеозой характеризуется временным затихшем тектонических движений; в это время происходило постепенное перерастание орогенного режима в платформенный.

IV. *Мезо-кайнозойский этап — платформенный.* Первые признаки существования платформенного режима устанавливаются в юре. Крупный размер гальки юрских конгломератов указывает на значительную расчлененность страны в середине мезозоя, а малые мощности этих отложений и их пологое залегание являются свидетельством небольшого размаха тектонических движений, т. е. по всей вероятности, они имели колебательный характер.

В конце третичного периода подвижность платформ резко возрастает. Появление базальтовых покровов вызвано, очевидно, расколами в ее фундаменте. Обновляются древние разломы происходит общее свдвое поднятия страны, начинает формироваться современный высокогорный альпийский рельеф. Эти признаки бурной активизации платформы указывают на наступление ее в новый, современный этап геологического развития.

Краткая интерпретация аэромагнитных данных по территории. В результате геологической интерпретации данных аэрогеофизической съемки установлено следующее (рис. 2):

1. Протерозойские образования в пределах исследованной территории характеризуются отрицательными значениями магнитного поля (от  $-100$  до  $-200 \gamma$ ).

2. Кембрийские и девонские отложения также отличаются пониженными значениями  $\Delta T_a$  (от  $-100$  до  $-400 \gamma$ ).

3. Среди интрузивных образований отрицательные значения магнитного поля  $\Delta T_a$  (от  $-100$  до  $-400 \gamma$ ) имеют гранитоиды сюгольского комплекса, а также плагиограниты, диориты и гранодиориты тануольского и маньского комплексов.

4. Наиболее высокие магнитные поля (до  $+1000 \gamma$  и выше) отвечают габброидам казырского комплекса.

5. Повышенные магнитные поля (до  $+400$ — $+700 \gamma$ ) отмечаются в поле развития основных пород тануольского комплекса. Средние значения  $\Delta T_a$  для них не превышают  $+100$ — $+200 \gamma$ .

6. В верховьях рек Соруг — Ак-Суг и далее на запад к р. Перевальный Хунуг четко выделяется полоса высоких градиентов магнитного поля, соответствующая широтному Ак-Суг-Соруг-Кандатскому разлому.

7. Северная граница положительного магнитного поля совпадает с Восточно-Саянским региональным разломом.

8. Эффузивы хамсаринской свиты ( $S_{ч1}$ ) и поля девонских отложений характеризуются отрицательными полями.

9. Для полей протерозойских толщ характерны спокойные региональные отрицательные магнитные поля.

10. Граниты сюгольского комплекса и отложения коллинской и балахтинской свиты отмечаются интенсивными локализованными отрицательными полями со значительными градиентами.

11. Аэромагнитной съемкой М-ба 1:50 000 в верховьях р. Кижичема зафиксирована магнитная аномалия № 9 интенсивностью 500 и 1500  $\gamma$  при ширине 600—800 м. В этом районе при производстве геологосъемочных работ обнаружены скарны с титаномагнетитом и ильменитом.

В южной части района аэромагнитной съемкой выявлены 2 локальные магнитные аномалии, связанные с габброидами, обогащенными титаномагнетитом.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория, располагаясь в области сопряжения центральной части Восточного Саяна и Западного Саяна, представляет собой мощный горный узел, приподнятый в среднем на 2500 м над уровнем моря и глубоко расчлененный процессами ледниковой и речной эрозии.

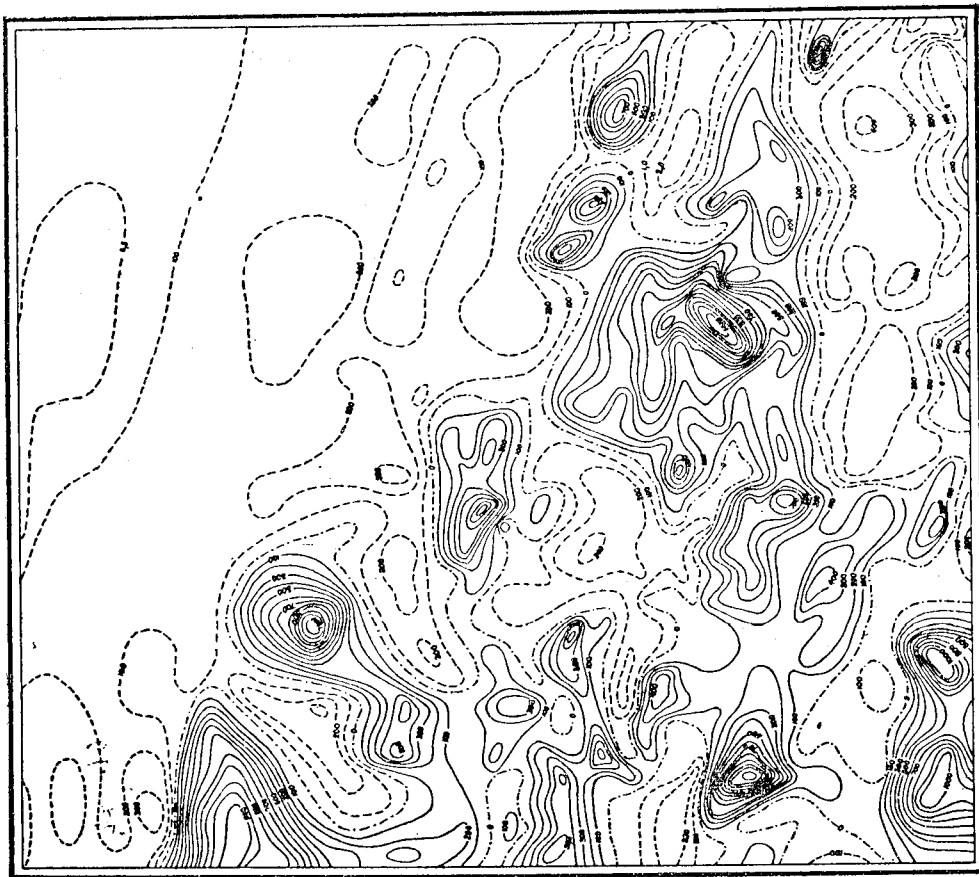


Рис. 2. Карта изодинам  $\Delta T_a$  листа №-47-XIX.

Значения магнитного поля: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные;

В районе выделяются две крупные возрастные категории рельефа: позднеглетичная — раннеглетичная и позднеглетичная — современная. Первая объединяет в себе два типа рельефа: структурный (поверхности, бронированные позднеглетичными и раннеглетичными базальтами) и ледниково-денудационный (массивное высокогорье). Вторая объединяет пять типов рельефа: ледниково-эрозионный (альпийское высокогорье); ледниково-денудационный (слаборасчлененное среднегорье со следами оледенения); эрозионный рельеф; денудационно-аккумулятивный (слаборасчлененное среднегорье) и эрозионно-аккумулятивный (рельеф речных террас). В основу выделенных типов рельефа положены присутствие каждому из них характерные черты генезиса, морфологии и морфометрии.

#### 1. ПОЗДНЕГЛЕТИЧНЫЙ — РАННЕГЛЕТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ

Участки рельефа, сформированного в позднеглетичное—раннеглетичное время, отмечаются исключительно в южной части района в виде сравнительно небольших разрозненных пятен более или менее выровненной поверхности.

##### *Структурный тип рельефа*

Поверхности, бронированные позднеглетичными базальтами, занимают небольшие горизонтальные или слабонаклонные площадки на юго-восточных отрогах хр. Даштыг-Хемского (абсолютные отметки 2200—2400 м). Платообразные вершины сложенные базальтами, говорят о равнинном характере местности, предвещающей излиянию.

Полотонаклонные поверхности, бронированные раннеглетичными базальтами, наблюдаются в долине р. Биче-Кадыр-Оос, где они перекрывают остатки морены последнего оледенения. В современном рельефе они занимают относительно пониженные участки местности (1800—2000 м).

##### *Ледниково-денудационный тип рельефа (массивное высокогорье)*

К массивному высокогорью отнесены часть водораздельных пространств между реками Прорвой и Васькиной, Проходной и Казыром, Запезвалихой и Левым Казыром и др., а также обширные пространства на южных скатах хр. Сорутского. Все эти участки, расположенные на высотах 1800—2000 м, представляют собой реликты древнего ледниения. Большую роль в формировании этого типа рельефа сыграло полупокровное оледенение, следы деятельности которого отмечаются в виде отдельных эратических валунов, борозд лобов, экзарационных борозд выпадения. Рельеф массивного высокогорья находится в определенной зависимости от геологического субстрата. Как правило, все участки массивного высокогорья сложены устойчивыми к процессам эрозии и выветриванию изверженными породами.

#### II. ПОЗДНЕГЛЕТИЧНЫЙ — СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

##### *Ледниково-эрозионный тип рельефа (альпийское высокогорье)*

Разкорасчлененный рельеф альпийского высокогорья наиболее широко распространены на исследованной территории (более 50% площади) и занимает самое высокое положение в вертикальном орографическом профиле центральной части Восточного Саяна. Абсолютные отметки здесь колеблются от 2000 до 2600 м, нередко достигая 2924 м (пик Поднебесный, Грандиозный). Относительные превышения 1500 м и больше. Характерной чертой альпийского высокогорья является развитие многочисленных ледниково-эрозионных форм рельефа: каров, цирков, троговых долин. Водоразделы, как правило, скалистые, представляющие систему труднопроходимых, порой неприступных зубчатых гребней, с острыми пикообразными вершинами. Склоны водоразделов отличаются значительной крутизной и зачастую имеют вид отвесных скальных обрывов, осложненных многочисленными сопрягающимися

карами и цирками, на днище которых обычно располагаются озера или мощные снежники. Речные долины носят ясно выраженный троговый характер, причем многие из них являются висячими по отношению к главным водотокам.

Основные черты современного облика рельефа альпийского высокогорья обусловлены, главным образом, два мощных фактора: дифференциально складчатого-глыбовое поднятие района и последующее расчленение его ледниково-эрозионными процессами.

Являясь областью аккумуляции снежных масс в течение большей части времени года, альпийское высокогорье представляет арену интенсивного проявления нивальных процессов в настоящее время, а сравнительно низкое положение снеговой линии (около 2300 м) благоприятствует развитию современного оледенения. В районе насчитывается 7 ледников, 5 из которых зафиксировано на хр. Крыжина, один на хр. Кошурикова и один на хр. Зубчатом. Все они расположены на высотах свыше 2500 м. Размеры их значительны (длина от 400 до 1500 м, ширина 200—800 м). По своему генезису они относятся к типу висячих, иногда каровых. Питание ледников осуществляется за счет снежников, сохраняющихся на отдельных вершинах и в верхних частях каров круглый год.

##### *Ледниково-денудационный среднегорный тип рельефа*

Слаборасчлененное среднегорье характерно для южной части района. Абсолютные отметки здесь не превышают 1700—1900 м при относительном расчленении не более 300—500 м. Водоразделы пологие, склоны сравнительно крутые, долины рек яшикообразные. Следы ледниковой деятельности (борозды выпадения, бараньи лбы) устанавливаются в районе горы Плоской, а также на водоразделах рек Кара-Хем-Хуннуг, Кадыр-Ой — Ак-Суг и т. д. Последующая речная эрозия и плоскостной смыв в значительной степени затушевали и выглазили участки трогового профиля. В долинах некоторых рек с трудом улавливаются участки трогового профиля.

##### *Эрозионный рельеф*

Эрозионный рельеф гипсометрически располагается ниже альпийского и массивного высокогорья и занимает преимущественно нижние части водораздельных гребней и склонов более или менее крупных рек и их притоков. Абсолютные отметки достигают в среднем 1500—1800 м. Долины рек хорошо разработаны, следы ледниковой деятельности полностью уничтожены. Склоны водоразделов крутые, ирезаны многочисленными промоинами и глубокими эрозионными бороздами, в устьевых частях которых отмечаются огромные конусы выносов. Современные черты рельефа обусловлены прежде всего деятельностью речной эрозии.

##### *Денудационно-аккумулятивный тип рельефа*

К этому типу относится рельеф юго-западной части района с полого-склонными затаеженными горными отрогами и широкими речными долинами. Абсолютные отметки здесь редко превышают 1500 м при относительном расчленении на более 200 м. Значительно распространены озера, старшицы, болота. Следы экзарационной ледниковой деятельности (троги, борозды выпадения) полностью отсутствуют, зато в изобилии распространены водно-ледниковые образования. Последние отмечаются в долине р. Кара-Хем, где они образуют узкие вали (20—50 м) высотой не более 10 м, которые протягиваются вдоль реки на 200—500 м. Преобладающими рельефообразующими факторами являются денудация и аккумуляция.

##### *Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа*

Эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, созданные деятельностью рек, распространены на исследованной территории крайне неравномерно. Так, если в северной и центральных частях района, расположенных преимуще-



ственно в области сноса, террасы выражены слабо даже на главной водной артерии р. Казыре, террасированность речных долин южной части района выражена сильнее. Песчано-галечниковые отложения поймы высотой не более 1,5 м повсеместно распространены почти на всех более или менее крупных реках. Поверхность ее горизонтальная, нередко заболоченная.

Первая надпойменная терраса высотой от 2 до 5 м при ширине площади 50—100 м прослеживается отдельными обрывками по р. Казыру и его притокам. В южной части района она зафиксирована по долинам рек Кара-Хем, Ак-Суг, Кижж-Хем, Кош-Пеш, Томской, Луговой и др. Протяженность ее здесь составляет от 1 до 2 км при ширине около 800 м. По своему характеру терраса аккумулятивная, реже эрозионно-аккумулятивная. Аллювий ее представлен песчано-галечниковым материалом, перемежающимся иногда с линзообразными прослоями желтых песков. Площадка ровная, нередко заболоченная.

Вторая надпойменная терраса высотой 8—12 м и шириной 100—300 м наблюдается в виде отдельных обрывков по р. Казыру и в среднем течении р. Катун. Это преимущественно цокольная терраса с небольшим аллювиальным плащом. В южной части района надпойменная терраса высотой 10—15 м устанавливается в виде слабонаклонных площадок шириной 100—300 м и протяженностью от 300 до 500 м по долинам среднего течения рр. Кара-Хем, Кижж-Хем, Ак-Суг и т. д. В строении террасы р. Кара-Хем наряду с аллювием принимает участие размытый моренный материал.

Третья надпойменная терраса высотой 20—40 м наблюдается в виде обрывков по долине р. Ак-Суг, а также в нижнем течении р. Кара-Хем. На р. Томской, близ устья р. Луговой, 30-метровая терраса зафиксирована по обрывкам долины на протяжении около 1 км в виде отдельных изогнутых слабонаклонных площадок, шириной 100—200 м. Сложена терраса мелко- и крупногалечниковым и песчанистым материалом. В некоторых случаях устанавливается смешанный эрозионно-аккумулятивный характер террасы. Выходы цоколя террасы наблюдаются по р. Ак-Суг, ниже устья р. Биче-Кара-Ой, где высота террасы над урезом воды составляет около 20 м, мощность аллювия не превышает 5 м.

Четвертая надпойменная терраса небольшими обрывками высотой около 60 м наблюдается по рр. Ак-Суг, Кара-Хем, Кижж-Хем, Казыр. По своему характеру это преимущественно цокольные террасы с маломощным плащом аллювия и размытого моренного материала.

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Находки латеритной третично-мезозойской коры выветривания в западной части Восточного Саяна позволяют говорить о том, что еще во второй половине третичного периода рассматриваемая территория была пенепленом. Кроме того, некоторые представления о характере рельефа и об относительном уровне его поверхности в конце третичного времени дает подошва плато-табазальтов. Заложение основных черт современного рельефа, по-видимому, обусловили молодые тектонические движения конца третичного периода, связанные с альпийским циклом тектогенеза.

В начале четвертичного времени Восточный Саян представлял собой относительно приподнятую область с более или менее мягкими однородными формами рельефа. К этому же времени, вероятно, относится и обособление отдельных горных хребтов, в частности, хребтов Крыжина и Эргак-Таргак-Тайга, которые в какой-то мере уже господствовали над окружающим плоскогорьем. Одновременно с общим сводовым поднятием территории произошло и заложение древней гидросети. К середине четвертичного периода тектоническая деятельность усилилась. Медленное и плавное поднятие сменилось резкими дифференцированными подвижками, в результате которых хр. Крыжина и Эргак-Таргак-Тайга еще более упрочили свое господствующее положение.

Интенсивное поднятие территории в середине четвертичного периода сопровождалось мощным оледенением, которое носило, по всей вероятности,

полулповый характер. К началу оледенения третичный пенеплен уже был в какой-то мере расчленен. По нашему мнению основные черты рельефа этого времени и расположение главных хребтов в общем напоминали современные.

Центрами оледенения являлись наиболее высокие горные цепи района — хр. Крыжина, Эргак-Таргак-Тайга и их отроги, с которых во все стороны мощными языками спускались ледники. Из-за относительно слабой расчлененности рельефа оледенение ледники в особо благоприятных случаях выходили из своих «берегов», переваливали через водоразделы, соединяясь друг с другом.

Межледниковая эпоха среднечетвертичного времени ознаменовалась интенсивной эрозионной деятельностью. Последующее усиление тектонических движений и новое мощное воздымание Восточного Саяна благоприятствовали развитию эрозионных процессов, которые еще более расчленили рельеф и почти полностью уничтожили следы первого оледенения. Поднятие отдельных блоков на значительную высоту послужило причиной нового оледенения. Однако в это время преимущественное развитие получили ледники долинного типа, т. е. оледенение носило альпийский тип.

В последледниковое время район вновь испытывает воздымание, о чем свидетельствует интенсивное проявление эрозионной деятельности и формирование комплексов средних и низких террас. Существенную роль стали играть и денудационные процессы.

В настоящее время территория центральной части Восточного Саяна также испытывает поднятие, об этом говорит заметное оживление речной эрозии. Многочисленные осыпи и обвалы в виде мощных делювиальных плащей у подножия склонов свидетельствуют о том, что в настоящее время в горах кроме эрозионных процессов проявляются и агенты планации.

Таким образом, современные черты рельефа района представляют собой результат тесного взаимодействия как прошлых, так и новейших тектонических движений и эрозионно-денудационных процессов.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-47-XIX известны месторождения и рудопроявления железа, титана, хрома—никеля, ванадия, полиметаллов, редких земель, молибдена и золота.

#### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### Железо

Рудопроявление горы Россыпной (40) расположено в 1 км северо-восточнее горы Россыпной. Здесь среди битуминозных известняков, диабазовых порфириров, яшмовидных сланцев колчешной свиты обнаружены прослои осадочных гематитовых руд. Мощность рудоносного горизонта 2 м, протяженность более 400 м. Содержание железа близко к кондиционному, однако ввиду незначительных размеров рудопроявление практического интереса не представляет.

##### Титан (титаномагнетит)

Рудопроявление рч. Верх. Гришкиной (9) расположено на водоразделе рч. Верхней Гришкиной и Правой Проходной и представлено двумя пластовыми телами титаномагнетита, мощностью 2 м и 0,5 м, прослеживающихся на 300 м среди габброидов Крыжинского массива. Простирание пластовых тел выдержанное, северо-западное, с крутым падением на северо-восток. Контакты сливных руд титаномагнетита с вмещающими габброидами представлены химическим анализом восьми бороздовых проб устанавливается содержание двуокиси титана 6,76 до 8,47%, окиси железа от 18,25 до 26,93%.

Рудопроявление верховьев рч. Васькиной (12) находится на левом склоне долины рч. Васькиной. Здесь прослеживается целая серия пластовых тел

сливных титаномангнетитовых руд мощностью от 20—30 см до 1—2 м, чередующихся с относительно обедненными участками полосчатых габбро. Общая мощность рудных габбро составляет 300 м, по простиранию прослежены на 3 км. По пяти бороздовым пробам устанавливается содержание двуокиси титана до 8%, окиси железа до 20—22%.

Рудопроявление кл. Удачного (11) находится в 2 км севернее горы Раздольной. Вмещающими породами являются оливиновые габбро, обогащенные титаномангнетитом. Мощность пластообразного тела сливных руд прослеживается на 120—130 м по простиранию составляет 10—12 м. Химический анализ единичных штудов сливных руд титаномангнетита показывает содержание двуокиси титана до 12%, окиси железа до 27,5%.

Холдуг-Башское рудопроявление (57) расположено в истоках рч. Холдуг-Баш, в 2,5 км севернее высоты 2551 м. Здесь среди габброидов казырского комплекса выделяется обогащенная титаномангнетитом зона, мощностью до 30 м, протяженность около 150 м. Содержание двуокиси титана по химическим анализам штудовых проб составляет 6—8%.

Чинге-Хемское рудопроявление (62) находится в истоках кл. Чинге-Хем. Оно аналогично Холдуг-Башскому и представлено густой вкрапленностью титаномангнетита и ильменита в мелкозернистых габбро казырского комплекса. Размеры проявления установить не представлялось возможным. По результатам аэромагнитной съемки (1962) здесь выявлена положительная аномалия 2400 у.

Ак-Сугское рудопроявление (87) расположено в истоках р. Ак-Суг и представлено линзообразной залежью сливных титаномангнетитовых руд мощностью 50—60 м среди оливиновых габбро. Общая площадь рудных габбро составляет 0,5—0,6 км<sup>2</sup>. Химический анализ пяти штудовых проб сливных титаномангнетитовых руд дал содержание двуокиси титана 10%, окиси железа 22%.

Харлыг-Ойское рудопроявление (42) находится в кл. Харлыг-Ой (истоки р. Кижин-Хем) и представлено рудными скарнами, залегающими на контакте небольшого тела габбро-диоритов с карбонатными породами урманской и манской свит. Размеры рудного тела 200×300 м. Состав рудных скарнов: шпидролит, актинолит, титаномангнетит. По результатам химических анализов пяти точечных проб среднее содержание двуокиси титана составляет 11%, окиси железа 17%.

Помимо отмеченных рудопроявлений скопления титаномангнетита известны в пределах Крыжинского габброидного массива, на горе Плоской, в низовьях р. Ак-Суга, на хр. Даш-Хемском, в устье р. Ингиша, где шшировые обособления титаномангнетита являются продуктами кристаллизационной дифференциации.

В охарактеризованных рудопроявлениях выделяется два типа титаносодержащих руд: сливные и реже вкрапленные, состоящие из титаномангнетита, ильменита, рутила, апатита, а также ничтожного количества пирротина, пирита, пентландита. Все рудопроявления могут быть поставлены в разряд позднемагматических сегрегационных образований.

Обогащение ильменитом (до 10 кг и более на 1 м<sup>3</sup> промытой породы) наблюдается по р. Васькиной (7), Верхне-Гришкиной, р. Кош-Пеш, Даш-Хем, Чинге-Хем. Четко выделяется ореол повышенных содержаний титана по данным спектральных анализов в габброидах Крыжинского массива в районе рек Васькиной, Гришкиной, Проходной (8).

Широкое распространение титаномангнетит-ильменитовых рудных тел в пределах габброидов казырского комплекса, их значительные размеры при среднем содержании двуокиси титана до 8% и окиси железа до 24%, ставят данные рудопроявления в разряд заслуживающих внимания.

#### Ванадий

Повышенные содержания ванадия, известные в районе, концентрируются в осадочно-метаморфических отложениях колпинской свиты.

Казырское рудопроявление (30) расположено в 2 км ниже устья р. Запавалихи, в правом борту р. Казыр. Кремнисто-углистые сланцы с повышенным количеством ванадия в виде линзы 3×20 м, залегают в самом борту долины, близ уреза воды. Линза состоит из трех разобщенных гнезд, тех же сланцев, но с обильным количеством графита и вторичных минералов железа. Минерализованные гнезда имеют размеры 0,7×1,0 м, причем располагаются по слоистости. Радиоактивность минерализованных гнезд составляет 1800—2000 мкр/час. По химическим анализам 10 бороздовых проб содержание пятиокиси ванадия от 0,22 до 0,63%, молибдена от 0,005 до 0,018%. По характеру отложений и минерализации Казырское рудопроявление относится к формации уран-ванадиевых сланцев с молибденом.

Отчетливо выделяется ореол повышенных содержаний урана и ванадия по данным спектральных анализов в районе рек Казыра и Запавалихи (33). Графитизированные сланцы, обладающие повышенной радиоактивностью (до 50 мкр/час) отмечаются и в верхнепротерозойских отложениях (истоки рр. Кош-Пеш и Кош-Тыш).

#### Медь

Биче-Кадыр-Оосское рудопроявление (80) расположено в истоках р. Биче-Кадыр-Оос, близ перевала Манса. Здесь среди порфиров хамсаринской свиты, прорванных интрузивной диоритов и трондземитов манского комплекса, расположена зона интенсивного окварцевания со сливной сульфидной минерализацией, представленной пиритом, халькопиритом, сфалеритом и арсенопиритом. Наиболее обогащенный участок, площадью 50×100 м, ориентирован согласно зоне катаклаза и расщелочивки в порфиритах. Сульфиды присутствуют в виде прожилков мощностью от 1 до 3 см, протяженность их небольшая, по простиранию они выклиниваются и переходят во вкрапленность. Зона окисления почти совершенно отсутствует. По результатам химического анализа точечных проб содержание меди в прожилковых рудах составляет 2,7—8,0% (в среднем по 9 пробам — 3%), а во вкрапленных — 0,42—1,20%. Содержание цинка достигает 0,85%. Спектрохимическим методом в целом ряде проб определено золото от 0,1 до 1 г/т. Содержание серебра по данным спектрального анализа не превышает 0,02%.

Даштыгское рудопроявление (89) расположено в 1 км к западу от перевала Даштыг. Здесь к широтному разлому, проходящему в поле развития диоритов манского комплекса, приурочено вытянутое вдоль разлома тело кварцевых порфиров, насыщенных сульфидами. Спектральным анализом точечных проб из кварцевых порфиров с вкрапленностью сульфидов определяется содержание меди — 0,2%, кобальта — 0,01%, серебра — 1—10-4%. Ввиду незначительных размеров рудопроявление практического интереса не представляет.

Повышенные содержания меди по данным спектральных анализов устанавливаются в районах р. Луговой (45), Кадыр-Оя (79), Шандал-Оя (91). Эти ореолы объясняются вкрапленностью халькопирита в сланцах и порфиритах хамсаринской и кизирской свит.

Широким распространением в пределах изученной территории пользуются медно-колчеданные зоны минерализации. Интенсивность вкрапленности сульфидов в них различна. Иногда наблюдаются небольшие зоны сливных пирит-пирротинных руд (правый борт р. Казыр, ниже устья р. Верхней Гришкиной (27), 2 км ниже устья р. Запавалихи, в левом борту р. Казыр (31), истоки р. Оруктур-Ой (69), истоки р. Луговой (70), устье р. Поселенки (26) и в ряде других мест. По содержанию полезных компонентов (медь — 0,01%, никель — 0,02%, вольфрам — 0,03%) и по незначительным размерам пирит-пирротинные зоны вряд ли смогут представить практический интерес. Но несмотря на это, они могут оказаться перспективными на поиски золота, которые генетически с ними связывается (известные месторождения Восточного Саяна).

Катун-Запавалихинское рудопроявление (36) находится на водоразделе рек Катун — Запавалиха. Здесь в контакте ксенолита известняков с габброидными казырского комплекса залегает кварц-карбонатное жильное тело, насыщенное сульфидами. Мощность его не превышает 1 м, протяженность достигает 5 м. Состав сульфидов: галенит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин. Спектральный анализ штурфовых проб показывает содержание свинца до 1%, цинка — 1%, меди — 0,01%, индия — 0,01%, кадмия — 0,1%.

Запавалихинское рудопроявление (32) находится в 3 км выше устья рч. Запавалихи и представлено кварц-карбонатной жилой с сульфидами мощностью около 15 см и протяженностью до 13 м. Содержание полезных компонентов по данным спектральных анализов аналогично предыдущему.

Алтыякское рудопроявление (50) находится в правой вершине кл. Алыгяк и представлено кварц-полевощпатовой жилой с тонкой вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита, молибденита. Размер рудопроявления незначительный.

Рудопроявление кл. Пихтового (1) расположено в истоках кл. Пихтового, в районе высоты 2061 м и приурочено к мелкозернистым разностям гранитов, в которых отмечается мелкая вкрапленность пирита и галенита. Ввиду незначительных размеров это и описанные выше рудопроявления интереса не представляют.

Рудопроявление Озерное (95) находится в истоках кл. Чельдзрик-Хем, в районе высоты 2394 м. Здесь на контакте диоритов манского комплекса с эффузивно-осадочной отложениями хамсаринской толщи, отмечается серия тонких кварцевых и кварц-карбонатных прожилков с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, халькопирита. Мощность минерализованной зоны 1—1,5 м, протяженность 120 м. Химический анализ 11 бороздовых проб показал содержание свинца 2,02%, цинка — до 0,3%, меди до 0,93%.

По данным спектральных анализов металлометрических проб отчетливо выделяются ореолы повышенного содержания свинца (до 0,4%), р. Уда (22).

#### Медь, цинк

Кадыр-Ойское рудопроявление (83) находится в истоках рч. Кадыр-Ой и приурочено к порфиритам хамсаринской толщи, которые прорываются и метаморфизуются диоритами гранодиоритами, плагиогранитами манского комплекса. Здесь наблюдаются небольшие тела кварцевых порфиров. Сульфидное оруденение локализуется в интенсивно окварцованных и эпидотизированных порфиритах. В пределах минерализованных зон выделяются линзовидные участки: Валуный — 300×40 м, Кадыр-Ойский — 120×30 м, 20×3 м, 15×2 м, Гольцовый — 15×4 м, представленные окварцованными порфиритами, нередко до сливных вторичных кварцитов с интенсивным прожилково-вкрапленным оруденением. С усилением окварцевания возрастает минерализация, вплоть до образования сливных пиритовых, пирротиновых, а также комплексных рудных тел, размером 3—6 м × 0,5—1 м, в которых главная роль принадлежит халькопириту, сфалериту и пириту в переменных количествах. Зона окисления почти совершенно отсутствует. Изучение полированных и прозрачных шлифов показывает, что процесс окварцевания и оруденения многостадийный: 1-ая стадия — пирит, арсенопирит; 2-ая стадия — пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит. По результатам химических анализов 14 бороздовых проб содержание меди колеблется в пределах 0,3—4,03% (среднее 1,5%), цинка от 0,05% до 4,94% (среднее 1,2%), свинца — до 1%. Кроме того, спектральнохимическим анализом в пробах установлено золото в количестве 0,1—0,03 г/т. Содержание серебра по данным спектрального анализа не превышает 0,003%. Кадыр-Ойское полиметаллическое рудопроявление несомненно представляет большой интерес и требует дальнейшего изучения.

Аржанское рудопроявление (67) расположено на восточной окраине хр. Аржанского, к юго-востоку от вершины с отметкой 2024,0 м. Здесь среди катаклизированных сланцев, известняков и роговиков бахтинской свиты находится небольшое тело (размером 10×100 м) светло-зеленых карбонатных пород неясного генезиса. В этой породе, кроме кальцита, присутствуют кварц и минералы хрома и никеля, по-видимому, силикатного состава. Химический анализ точечных проб дает содержание пятлюксен хрома — 0,26%, никеля — 0,12%. Рудопроявление интереса не представляет.

Рудопроявление хр. Сорутского (86) расположено на водоразделе рек Соруг — Кижж-Хем. По своим размерам и вещественному составу данное рудопроявление полностью аналогично Аржанскому.

#### Золото

О коренных проявлениях золота совместно с полиметаллами упомянулось выше в соответствующих разделах.

По результатам шлихового опробования ореолы с содержаниями от 1 до 20 знаков неокатанного золота на шлих выделяются в нижнем течении р. Кадыр-Ой (73) и ее истоках (91). Все проявления золота связаны с зонами окварцевания и сульфидизации порфиритов хамсаринской толщи. Кадыр-Ойское проявление является весьма перспективным как на россыпное золото, так и на поиски коренных источников золота.

#### Серебро

По результатам металлометрического опробования ореолы повышенных содержаний серебра (до 0,01%) выделяются в районе истоков р. Кадыр-Ой (82) и перевала Даштыг (90).

#### Вольфрам

В бассейне р. Биче-Кара-Ой по данным шлихового опробования выделяется ореол (64) повышенного содержания шеелита (от 30 до 170 зерен на шлих — в 15 пробах). Пространственно эти пробы тяготеют к экзоконтактовым зонам гранитоидов ольховского и буюдзульского интрузивных комплексов.

#### Молибден

Кадыр-Оосское месторождение молибдена (94) расположено в истоках рч. Улуг-Кадыр-Оос, на западных скатах высоты 2351,0 и приурочено к апикальной западной части небольшого массива биотитовых, биотит-амфиболовых гранитов слотхольского комплекса. Жильная фашия представлена гранит-порфирами, аплитами, грауофирами, кварцевыми штокообразными телами и кварцевыми жилами. Кадыр-Оосское месторождение включает в себя два участка — Центральный и Грейзеновый, расположенные в непосредственной близости друг от друга.

Центральный участок представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении минерализованную зону размером 2200×1000 м, в пределах которой граниты в значительной степени окварцованы, грейзенизированы, пиритизированы и несут редкую вкрапленность халькопирита и молибденита. Граница зоны проведена условно, так как переход от измененных гранитов к неизменным постепенный. В пределах зоны выделены два участка с повышенными содержаниями молибденита. Северный участок размером 900×350 м, сложен более измененными по сравнению с самой зоной грейзенизированными, окварцованными гранитами, причем грейзенизация развития преимущественно в северной его части, а окварцевание — в южной (рис. 3).

Южный участок размером 650×75 м сложен исключительно грейзенированными гранитами. В юго-западной части северного участка на дневную поверхность выходит кварцевый шток изометричной формы, размером 120×100 м, с крупными почти вертикальными южными и западными контактами, в северной и восточной части более пологие — 50—60° с падением на юг-юго-запад. В непосредственной близости от штока обнажаются многочисленные, более мелкие кварцевые тела неправильной формы, являющиеся по-видимому, его сателлитами. Шток сложен молочно-белым, крупнокристаллическим кварцем, зачастую с перматовидными полвошлат-мусковитовыми выделениями, слюда обычно хлоритизирована. В пределах кварцевого штока оруденение довольно бедное и представлено крупными гнездовыми выделениями молибдена, пирита, халькопирита. В этих местах кварц, как правило, кавернозный, желтовато-бурых тонов за счет разложения сульфидов. В северо-восточной части штока по его периферии развита зона мощного окварцевания гранитов с довольно интенсивным оруденением.

Вторая зона интенсивного оруденения зафиксирована к северу от кварцевого штока. Общая площадь обогащенных участков составляет около 100×100 м. В лежачем, восточном боку штока, большим распространением пользуются мелкосернистые аплитовидные граниты (кварц-полевошпатовые породы), рассеянные маломощными параллельными кварцевыми прожилками с тонковкрапленным молибденитом. Здесь местами развивается грейзенизация. В зонах окварцевания граниты разбиты многочисленными трещинами, преимущественно субмеридионального и субширотного направления, причем интенсивность минерализации, как правило, прямо пропорционально увеличению трещиноватости. Трещины выполнены кварцевыми жилами мощностью 2—3 мм до 5—10 см, образующими довольно густую сетку. Интенсивность окварцевания падает по мере удаления от кварцевого штока.

Молибденит чаще всего развивается в альбандах кварцевых жил и прожилков в виде сплошных оторочек, но иногда мелкая вкрапленность молибденита отмечается и в гранитах в непосредственной близости от альбандов жил. Нередко в гранитах наблюдаются тонкие кварцевые прожилки с очень мелким, почти пылевидным молибденитом, которые рассекают жилы первой генерации с более крупным молибденитом. Довольно часты в оруденелых породах брекчиевидные, реже полосчатые структуры, причем цементом служат сульфиды. Среди окварцеванных гранитов, в кварцевом штоке, а также в местах раздвигания кварцевых жил встречаются линзы и пятна сливных сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит). На пересечении кварцевых жил в гранитах часто возникают участки грейзенизации, которые сопровождаются особо богатым оруденением в виде тонковкрапленного молибденита, наложенного на крупнокристаллический молибденит первой генерации. Весьма характерна некоторая зональность строения оруденелых участков. Так, грейзенированные граниты с частыми кварцевыми прожилками окружены окварцованными гранитами с редкими кварцевыми прожилками, сменяющимися затем слабоминерализованными и слабоокварцованными гранитами.

Участок Грейзеновый сложенный грейзенированными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, вытянут в широтном направлении и занимает площадь 100×250 м. Центральную и северо-западную его часть составляют грейзены кварц-мусковитового состава, локализующиеся в виде двух широтно ориентированных линзообразных тел, размером 180×15 м и 80×20 м. Грейзенизация проходит по системе параллельных трещин, преимущественно двух направлений — 80—100°, 150—160°. В гранитах постоянно присутствует вкрапленность пирита, реже молибденита. Значительная часть последнего, по-видимому, выщелочена. Минерализация молибдена в основном приурочена к участкам окварцевания. Очень редко в гранитах отмечаются кварцевые прожилки мощностью не более 2 см с пиритом и молибденитом.

Зона окисления на Кадыр-Оосском месторождении развита слабо, мощность ее не превышает 2—3 м и выражена она вторичными минералами железа и небольшим количеством ферримолибдита.

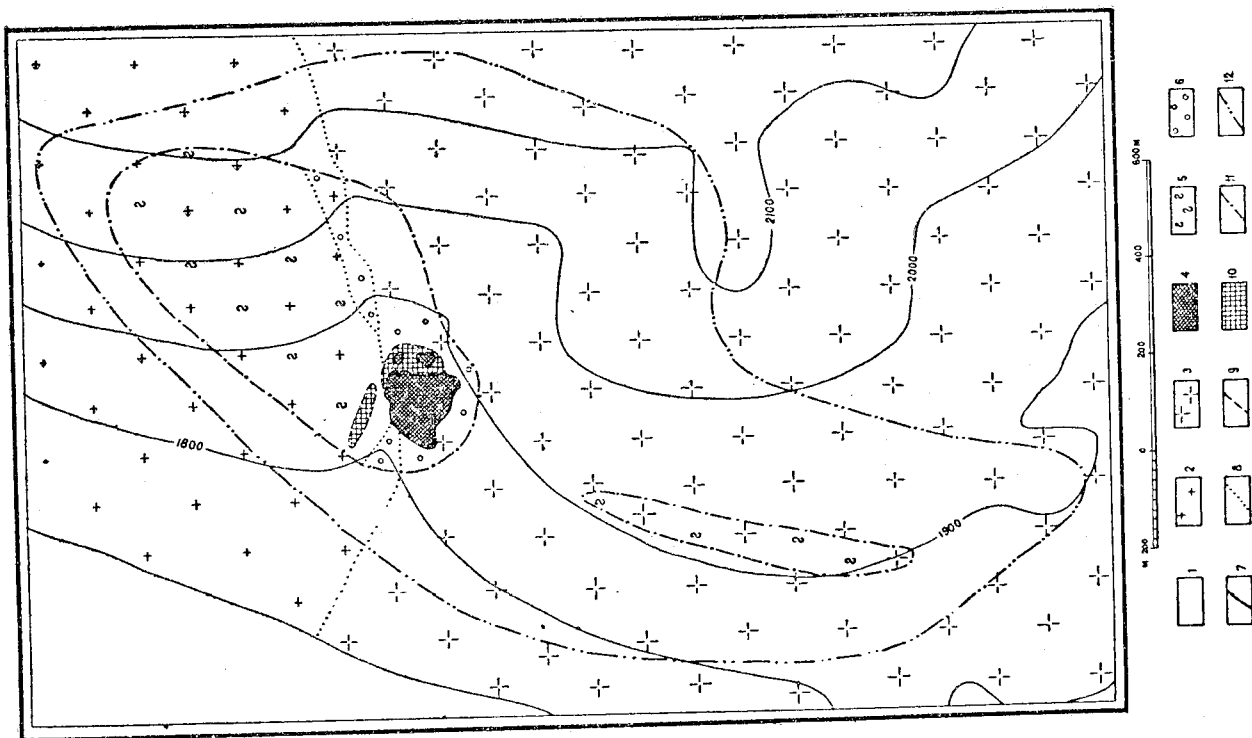


Рис. 3. Схематическая геологическая карта участка Кадыр-Оос

1 — четвертичные отложения; 2 — биотит-роговообманковые граниты; 3 — порфиroidный шток; 4 — биотит-роговообманковые граниты; 5 — кварцевый шток; 6 — грейзенированные породы; 7 — окварцованные породы; 8 — геологические границы; 9 — границы фаций; 10 — границы зон с богатым оруденением; 11 — границы зон с умеренным оруденением; 12 — границы минерализованной зоны

Соругское рудопроявление (52) расположено в долине р. Соруг (бассейн р. Кара-Хем) в 250 м севернее высоты с отметкой 2297 м и представлено спорадическим вкраплением молибдена, в тонких кварцевых прожилках среди мелкозернистых гранитов сотхольского комплекса. Площадь минерализованной зоны на этом участке незначительна. Спектральным анализом в штучных пробах устанавливается содержание молибдена до 0,02%, меди — 0,06%.

Кроме перечисленных рудопроявлений, вкрапленность молибдена отмечается в верховье кл. Медвежьего (бассейн р. Кизира), в левом склоне рч. Васькиной, в левом борту Улуг-Кара-Оя и в целом ряде других мест. Все проявления молибдена приурочены к лейкократовым гранитам сотхольского комплекса и связаны с постмагматической деятельностью.

Ореолы повышенного содержания молибдена по данным металлометрии устанавливаются в районе рр. Улуг-Кадыр-Ооса (93), Улуг-Кара-Оя (49).

#### Молибден и вольфрам

Кара-Ойское рудопроявление (48) расположено в истоках р. Биче-Кара-Ой на водоразделе с р. Соруг, впадающей в р. Кара-Хем. Участок рудопроявления сложен диоритами и гранодиоритами ольховского комплекса, проявлений интрузивной лейкократовых гранитов сотхольского комплекса. В кровле последних сохранились ксенолиты известняков, частично превращенных в скарны. Оруденение представлено густой сетью оруденелых кварцевых прожилков, развивающихся как в диоритах, так и в скарнях. Скарни сложены, в основном, гранатом с редкими зернами пироксена, присутствует эпидот, кальцит. С кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, секущими скарны, ассоциируют рудные минералы: молибденит, магнетит и шешелит. Мощность скарнового тела небольшая 1—1,2 м, протяженность 16—18 м. Распределение рудных минералов в прожилках крайне неравномерно. Молибденит присутствует в виде тонкочешуйчатых вкрапленников, шешелит — в виде тончайшей вкрапленности в кварце. На участке скарнового тела с видимой минерализацией отобрана штучная проба, химический анализ которой дает содержание молибдена — 0,41%, вольфрама — 0,15%. Бороздовые пробы, взятые по всей мощности скарнового тела, дают содержание молибдена до 0,024%, вольфрама не обнаруживается. Участок имеет лишь минералогический интерес.

Алгыкское рудопроявление (51) расположено в истоках р. Алгык в восточной части с р. Соруг, впадающей в р. Кара-Хем. Рудное тело локализуется в розовато-серых, среднезернистых сильно раздробленных лейкократовых гранитах и представляет собой кварцевую жилу и зону окварцованных грейзенизированных вдоль ее контактов лейкократовых гранитов. Вкрапленность рудных минералов приурочена к альбандам кварцевой жилы и представлена пиритом, молибденитом и шешелитом. Тонкочешуйчатые кристаллы молибдена образует либо тонкую оторочку в альбандах жилы, либо вкрапленность в грейзенах вблизи жилы. Шешелит обнаружен в виде очень тонкой спорадической вкрапленности. Химический анализ шести бороздовых проб показал содержание молибдена 0,12%. Штучная проба с видимым молибденитом дает содержание молибдена — 0,38%. Этим еще раз подчеркивается весьма неравномерный характер оруденения.

#### Молибден, медь

Ак-Сугское месторождение (78) расположено по обоим бортам р. Ак-Суг, в 1,5 км выше устья р. Даштыг-Ой и приурочивается к юго-западной оперенно Ак-Суг-Соругской тектонической зоны, локализуясь непосредственно в зоне расщепления и милонитизации, близ контакта девонских туфопесчаников и конгломератов с диоритами и гранодиоритами маньского комплекса, прорванными мелкозернистыми лейкократовыми гранитами и гранитопорфирами (кварцевыми порфирами) сотхольского комплекса. Рудовмещаю-

История формирования Кадыр-Оосского месторождения молибдена представляется в такой последовательности: мощные неодождатные тектонические подвижки интенсивно раздробили граниты, которые стали чрезвычайно проницаемыми для постмагматических растворов. Вслед за подвижками аниокальная, западная часть массива порфировидных биотитовых гранитов подверглась интенсивному окварцеванию и грейзенизации, а также импренация гранитов пиритом и халькопиритом. Видимо этому предшествовало внедрение в биотитовые граниты небольших штокообразных тел гранит-порфиров и позднее мелкозернистых аллитовидных кварц-полевощпатовых пород. Вслед за этим последовала мощная гидротермальная фаза, выразившаяся в формировании крупного кварцевого штока и сопровождавшаяся гнездовым неравномерно вкрапленным молибденитом, пиритом, халькопиритом первой генерации. Несколько позднее, но почти одновременно с этим, происходит внедрение в граниты многочисленных кварцевых жил второй генерации в молибденитом, пиритом, халькопиритом, которая, по-видимому, явилась основной в процессе рудообразования. Окварцевание сопровождалось довольно мощным процессом грейзенизации, в основном, проявившемся в альбандах кварцевых жил.

Кварцевая жильная фаза представлена несколькими генерациями, а вместе с этим отмечается и несколько генераций сульфидов. Так, тонкие жилы аморфного кварца, сопровождавшиеся пылевидным молибденитом, явились, по-видимому, позднейшими проявлениями гидротермальной деятельности. Отмечается поздняя генерация пирита, который в виде тонких жилочек рассекает мелкозернистый молибденит первой генерации.

Кадыр-Оосское месторождение представляет собой типичный штокверк и относится, по всей вероятности, к смешанному типу кварц-молибденитовой и кварц-молибденит-сернистой рудных формаций, что подтверждается существенным составом оруденелых участков, многостадийностью рудообразования, сильным околожильным изменением, полосчатостью и брекчиевидными структурами руд.

В 1964 г. на месторождении проведены горные работы, отобрано 180 бороздовых проб на площади 100×150 м. Содержание молибдена по данным химического анализа составляет 0,005—1,0% (среднее 0,1—0,9%). Ориентировочные запасы по отобранной части Центральной участка составят 5000—6000 т металла при среднем содержании молибдена 0,1% на площади 100×150 м на 200 м углубки. Содержание меди в пробах по данным спектрального анализа не превышает 0,3%. Спектрохимическим анализом в некоторых пробах установлено присутствие золота в пределах 0,01—0,3 г/т.

Кадыр-Оосское месторождение молибдена представлено несомненным интересом, на нем рекомендуется проведение детальных геологоразведочных работ. Холдуг-Башское рудопроявление (55) расположено в долине первого правого притока р. Холдуг-Баш, в 1000 м от его устья. Здесь среди среднезернистых светло-серых снетитов и лейкократовых гранитов отмечается зона интенсивного окварцевания, представленная многочисленными кварц-полевощпатовыми прожилками мощностью от 1 до 2—3 см. Общая мощность зоны до 70 см, прослежена по простиранию на 5—7 м. Некоторые прожилки несут тонкочешуйчатую минерализацию сульфидов, представленную пиритом, халькопиритом, молибденитом, реже галенитом. Спектральный анализ штучных проб дает содержание молибдена до 0,03%, меди до 0,06%, свинца до 0,3%, цинка до 0,3%, серебра до 0,01%. Ввиду незначительных размеров рудопроявления практического интереса не представляет.

Улуг-Кара-Ойское рудопроявление (61) расположено в правом борту грейзенированных, окварцованных и обожженных гранитами сотхольского комплекса и жильным кварцем с редкой вкрапленностью пирита и молибдена. Минерализованная зона, по-видимому, приурочена к разлому и судя по свалам прослеживается в субширотном направлении. Ориентировочно определяемая площадь минерализованной зоны составляет 0,5 км<sup>2</sup>. Детально рудопроявление не изучалось. По данным спектрального анализа содержание молибдена в единичных штучных пробах составляет до 1,0%, меди — 0,01%.

щими породами являются катаклазированные, интенсивно окварцованные и серицитизированные мелкозернистые лейкократовые граниты. Тело измененных и оруденелых пород вытянуто в юго-западном направлении и имеет северо-западное склонение в сторону Ак-Суг-Соругского разлома (рис. 4). По результатам проведенных оценочных работ на Ак-Сугском месторождении четко выделяется две зоны: собственно рудная площадью 1250 и 350 м и минерализованная зона, включающая рудную, общей площадью 1300×750 м. Форма рудного тела линзообразная, сложного строения, вытянутая согласно простиранию всей зоны. Оруденение прожилково-вкрапленное. Насчитывается до 5 различно ориентированных систем трещин, несущих прожилковую минерализацию. В составе Ак-Сугского месторождения выделяется пять типов руд.

1. Богатые прожилковые и прожилково-вкрапленные медные руды, представленные халькопиритом, блеклыми рудами, малахитом. Мощность прожилков колеблется в пределах долей миллиметров и первого десятка сантиметров, вкрапленность — 2—5 мм в поперечнике. Оруденение сопровождается обилием вторичных окислов железа.

2. Богатые прожилковые и прожилково-вкрапленные медно-молибденовые руды, связанные с зонами наиболее интенсивного окварцевания вмещающих пород и представленные халькопиритом, молибденитом, борнитом, малахитом, азуритом, повеллитом, молибдитом. Халькопирит присутствует в виде прожилков и вкрапленности, молибденит — в основном в тонкодисперсном состоянии в кварце и в виде неправильных, часто ветвящихся жильковидных образований. Мощность таких участков не превышает 40 см. По магистральной канаве в интервале 150 м их насчитывается до 10.

3. Бедная тонкопрожилковая и вкрапленная минерализация в менее измененных лейкократовых гранитах и гранодиоритах, представленная халькопиритом, блеклыми рудами, малахитом. Мощность прожилков халькопирита, насчитывающихся до 10—30 на метр, не превышает 3—4 мм. Блеклые руды выделяются в виде вкрапленности в ассоциации с кальцитовыми и кварц-кальцитовыми прожилками, малахит развивается по трещинам.

4. Богатые прожилковые и густо-вкрапленные пиритовые руды, изредка с халькопиритом, малахитом. Мощность жил слитного пирита достигает 1 м. Данный тип руд локализуется в осевой части тектонической зоны, вблизи уреза р. Ак-Суг. Пиритовая минерализация ассоциирует с кварцем и обычно сопровождается обильным выделением лимонита; иногда присутствует молибдит и малахит.

5. Бедная тонковкрапленная минерализация пирита и очень редко халькопирита, приуроченная к диоритам правобережной части долины р. Ак-Суг, окаймляющая рудопроявление с севера и северо-востока.

Первый, второй и четвертый типы выделяются в составе рудной зоны, остальные в составе минерализованной зоны.

Как показали результаты химических анализов бороздовых проб, содержание меди в основной рудной зоне по канаве 1 составляет 1,16%, по канаве 3 — 1,77%. Среднее содержание меди по шурфам в этой зоне на площади 700×120 м составляет 1,8%. Кроме того, по периферии богатой рудной зоны можно выделить площадь 150×800 м со средним содержанием меди по шурфам 0,5% (в пределах площади, изученной горными выработками).

Содержание молибдена по данным химических анализов составляет 0,01—0,04%, по отдельным пробам поднимается до 0,1% (при подсчете использованы 80 бороздовых проб). Содержание рения в молибдените по данным химического анализа составляет 0,05%. По результатам спектральных анализов в рудах Ак-Сугского месторождения отмечается содержание серебра до 0,05%, мышьяка больше 1%, сурьмы до 0,3%, свинца 0,1%, цинка 0,1—0,3%. По металлогенетическим ореолам установлено совпадение повышенных изоконцентратов меди и молибдена с основными рудными телами.

Ак-Сугское месторождение относится к молибденово-медному штокер-ковому типу. Оруденение приурочено к Ак-Суг-Соругскому тектонической зоне и локализовано в мелкозернистых гранитах и гранит-порфирах, нередко претерпевших процессы интенсивного окварцевания во вторичные кварциты.

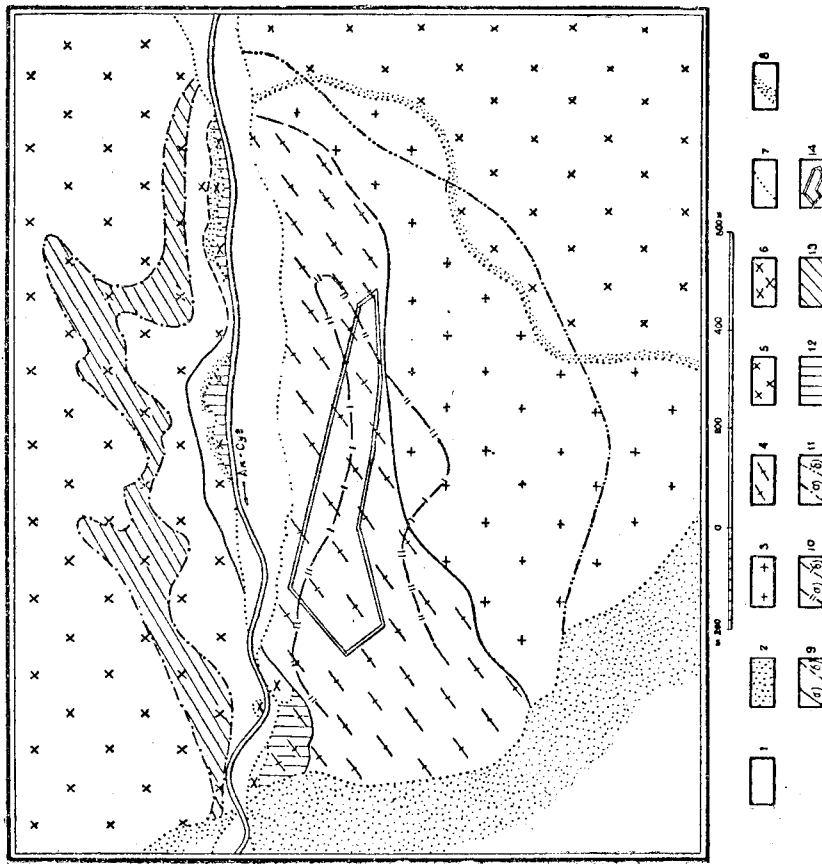


Рис. 4. Схематическая геологическая карта участка Ак-Суг

1 — современные отложения поймы; 2 — конгломераты, туфопесчаники; 3 — лейкократовые средние до крупнозернистые граниты; 4 — светло-серые, катаклазированные, интенсивно окварцованные породы рудной зоны; 5 — Ольховский комплекс, средние до крупнозернистые диориты, габбро-диориты, габбро; 6 — диориты, габбро Ольховского комплекса в зоне милонитизации; 7 — контакты пород; 8 — зоны активной медной минерализации (халькопирит, блеклые руды, борнит, малахит); 9 — прослеженная, 10 — граница зоны богатой прожилковой и прожилково-вкрапленной медно-молибденовой минерализации (халькопирит, молибденит, борнит, малахит, азурит, молибдит); 11 — граница зоны богатой прожилково-вкрапленной и вкрапленной медной минерализации (халькопирит, малахит, блеклые руды, азурит); 12 — зона распространения густо-вкрапленного и прожилкового пирита, изредка халькопирита, лимонита, малахита, молибденита; 13 — зона с бедной очень тонкой вкрапленностью пирита; 14 — контур со средним содержанием меди 2,2%, подсчитанным по 80 бороздовым пробам

60 м. Редкоземельная минерализация в жилах Соругского рудопроявления связана с малаконом, танталом-ниобатами из группы пирохлора, торитом и другими минералами. Кроме того, в жилах присутствует пирит, галенит, магнетит, молибденит, ильменит. Химическим анализом в пегматитах установлено содержание суммарных редких земель 0,1—1,9%.

Акуское рудопроявление (77) расположено в истоках р. Ак-Суг, в 2 км к востоку от Арысканского месторождения. Здесь среди мелкозернистых диоритов (экооконтативная часть снетитового массива) зафиксирована серия кварц-полевошпат-эгриновых жил с вкрапленными редкоземельными минералами приорита, малакона, торита, пирохлора. Мощность жил 0,2—1,5 м, протяженность 2—8 м. Содержание суммарных редких земель составляет 0,007—1,74%. Среди щелочных снетитов, тяготеющих к Аксуг-Соругской тектонической зоне, отмечены многочисленные находки пегматитов и щелочных гранитов, несущих рассеянную редкоземельную минерализацию (истоки рек Иргитиш, Чамдзьяк-Хем и др.).

Рудопроявление высоты 2384,0 (6) (бассейн р. Правой Проходной) представлено сериями жильных лейкократовых мелкозернистых щелочных гранитов, снетитов и пегматитов, секущих габброиды казырского комплекса. Переход от щелочных снетитов к пегматитам постепенный, через осветленные разновидности снетитов. В некоторых случаях в зоне контакта снетитов с пегматитами отмечаются шпирообразные выделения альбитизированных снетитов, мощность 50—70 см, содержащих тонкораспыленные редкоземельные минералы (циркон, пирохлор, фергусонит). Мощность жил около 1,5 м, протяженность на юго-восток до 150 м. В северной стенке кара отмечаются шпироидные пегматиты с частыми включениями коричневого и бурого ширтолита и темно-фиолетового флюорита. По данным химических анализов сумма редких земель в пегматитах не превышает 0,16%. Минералогическим анализом протолюлек в пегматитах устанавливается фергусонит 3—5 мг/м<sup>3</sup> и пирохлор 10—15 мг/м<sup>3</sup>, а также флюорит, галенит и торит.

Рудопроявление кл. Удачного (10) находится в 900 м южнее высоты 2384,0 м, в северной каре горы Раздольной. Здесь габброиды казырского комплекса прорываются несколькими живообразными телами лейкократовых щелочных гранитов и мелкозернистых снетитов, среди которых выделяется целая серия шпирообразных обособлений пегматитов с ширтолитом. Наибольшая концентрация редкоземельных минералов отмечается в пегматитовой жиле, мощность которой довольно выдержанная и составляет 1,5 м, по простиранию прослеживается на 60 м. Падение жилы пологое в сторону контакта габброидов с гранитами Поселенского массива. Жила сложена микроклин-пертитом, нефелином, щелочной роговой обманкой, биотитом. Редкоземельные минералы представлены цирколитом и пирохлором. Химический анализ шпироидных проб из пегматитов показал содержание суммарных редких земель — 0,08%, пятиокси ниобия — 0,019%. В шпироидной пробе отобранной из участка с максимальной радиоактивностью, спектральным анализом установлено содержание бериллия 0,1%, циркония до 1%, иттрия 0,2%, лантана — 0,2%, ниобия — 0,1%, церия — 0,1%, итербия — 0,02%, тория — 0,06%. Минералогическим анализом в протолюкках из пегматитов определены цирколит, галенит, флюорит, фергусонит, пирохлор, сфалерит, халькопирит, оранжит.

Рудопроявление пика Грандиозного (3) расположено в пределах северного отрога пика Грандиозного (район высоты 2193,0 м) и представлено пегматитовой жилой среди щелочных трахитоидных снетитов и габбро. Мощность жилы — 0,7 м, протяженность — 30—40 м. Основная масса жилы состоит из микроклин-пертита, нефелина, щелочной роговой обманки. Редкоземельные минералы представлены цирколитом, фергусонитом, ловчаритом, пирохлором и эвксенитом. Химическим анализом в шпироидных пробах установлено содержание суммарных редких земель в пределах 0,06% пятиокси ниобия — 0,01%. По результатам спектрального анализа в пегматитах устанавливается повышенное содержание бериллия — 0,02%.

Рудопроявление под высотой 2257,0 (13) находится в водораздельной части рек Васькиной и Верхней Гришкиной. Здесь среди мелкозернистых щелочных снетитов, прорывающих габброиды обнаружена пегматитовая жила

Мощность зоны окисленных руд Ак-Сугского месторождения невелика, на что указывает обилие первичных сульфидов и отсутствие силикатов меди. Проведенное более позднее разведочное бурение трех скважин показало, что оруденение распространяется на глубину свыше 200 м. Запасы меди на 200 м углубки составят ориентировочно 850 тыс. — 1 млн. т.

По масштабам и содержанию полезных компонентов Ак-Сугское месторождение относится к разряду крупных промышленных и несомненно заслуживает дальнейшего изучения и более детальных разведочных работ.

### Бериллий

О коренном проявлении бериллия совместно с редкими землями в районе устья р. Левого Казыра сказано в соответствующем разделе.

По данным металлотрического опробования ореолы повышенного содержания бериллия выделяются в районах рек Улуг-Даштыг-Хема (56), Эдер-Оя (59), Мишкиной (24). Все проявления бериллия генетически связаны с зонами альбитизации щелочных снетитов сангиленского комплекса.

### Редкие земли

На территории листа N-47-XIX редкоземельная минерализация связана с последней фазой сангиленского комплекса щелочных пород. Промышленные скопления редких земель, как правило, концентрируются в альбититах.

Редкоземельное месторождение Арыскан (75) расположено в левом борту кл. Арыскан-Астыг-Ой (правый верхний приток р. Ак-Суг), открыто в 1952 г. Н. Е. Костиним и изучалось им до 1955 г. В 1955—1958 гг. на месторождении проводились разведочные работы. Полное описание месторождения с подсчетом запасов имеется в отчете Д. И. Прохорова (1960ф). Краткое описание Арысканского месторождения приводится по материалам Н. Е. Костина, В. С. Кудрина, Д. И. Прохорова. Месторождение приурочено к одному из северо-западных оперений Ак-Суг-Соругской тектонической зоны и располагается в апикальной части Акуского массива щелочных снетитов, сильно измененных в результате широко проявившегося здесь щелочного метасоматоза (интенсивная альбитизация, вплоть до полного замещения щелочных снетитов и эгирин-рибекитовых гранитов альбитом). Рудное тело, представленное метасоматическими альбититами, имеет форму купола, несколько удлиненного в широтном направлении. На контакте щелочных пород и диоритов альбитизация затухает. Максимальная мощность рудного тела, в восточной части составляющая 70 м, к западу постепенно уменьшается до 15—20 м. Протяженность тела вдоль зоны дробления составляет 375 м. Среди рудных альбититов выделяется три разновидности: крупнозернистые с рибекитом, мелкозернистые, мелкозернистые кварцевые. В рудной зоне преобладают мелкозернистые альбититы.

Редкоземельная минерализация представлена обширным комплексом минералов, из которых практический интерес представляет малакон, приорит, фергусонит, пирохлор. Присутствуют также ксенотим, гадолинит, астрофилит и другие минералы из группы редких земель. Благоприятным фактором для локализации оруденения является куполовидная форма массива снетитов и наличие экранов ольховских (таннуольских) диоритов, залегающих в кровле. Зона дробления послужила подводящим каналом для рудоносных растворов. В настоящее время Арысканское месторождение редких земель находится на консервации.

Соругское рудопроявление (76) находится на левобережье р. Соруг, в гольцовой части одного из отрогов Даштыг-Хемского хребта. Здесь выявлено до 40 жил снетит-пегматитов, альбититов, кварц-полевошпат-рибекитового и кварц-полевошпат-эгринового состава, локализующихся в щелочных снетитах сангиленского комплекса. Жилы, несущие редкоземельную минерализацию, приурочены к северо-западным оперениям Аксуг-Соругской тектонической зоны. Мощность жил — 1—2 м, протяженность 3—10 м, реке 40—

шлиховые и металлометрические ореолы приурочены к массивам щелочных снитов санитарного комплекса, гранитам сютольского комплекса и ортитоносным гранитам дербинского комплекса.

#### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### флюорит

Мус-Даг-Дабанское проявление (41) расположено в 1200 м северо-восточнее перевала Мус-Даг-Дабан. Здесь средн графитистых мраморов дербинской свиты встречаются секущие жилы пегматонных гранитов мощностью 30—50 см, обладающих повышенной радиоактивностью. В жилах гранитов и в приконтактовой части в мраморах отмечается маломощная гнездовая и тонкопрожилковая вкрапленность темно-фиолетового флюорита. Кроме этого, флюорит отмечается почти во всех вышеописанных проявлениях редкоземельной минерализации и ввиду незначительных скоплений практического интереса не представляется.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория листа располагает практически неограниченными запасами строительных материалов. В качестве поделочного и бутового камня, а также для балласта могут быть использованы широко распространенные в районе изверженные горные породы. Для строительных целей вполне пригодны галечники, развитые по долинам рек Кара-Хем, Ак-Суг. Изучение качества строительств не проводилось.

#### МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

##### Радиоактивные источники

Минеральный источник Аржан (64) находится в левом борту кл. Аржан-Хем, в 1000 м западнее перевала Салтасты. Здесь по трещинам в гранитах выходит на дневную поверхность углекислый радиоактивный источник. Загрязненность воды средняя. Вода без запаха, по вкусовым качествам напоминает известный источник Нарзан. Дебит источника 5—7 л/мин. Вода по формуле Курлова относится к гидрокарбонатно-натриево-магнезио-кальциево-му типу. Жесткость мг-экв/л — общая — 16,02, карбонатная — 16,02, некарбонатная — 6,7, окисляемость мг  $O_2$ /л — 38,24;  $SiO_2$  мг/л — 25,00, сухой остаток при  $T = 105-110$ . Радиоактивность источника 800 мкР/час. По данным радиометрического анализа содержание урана в воде источника 7,10—4%.

##### Термальные источники

Кизи-Хемский источник 2-й (68) расположен в правом борту р. Кизи-Хем, 1300 м выше устья р. Улуг-Даштыг-Хем. Вода в нем пресная, неприятная на вкус, обогащенная солями кальция, которые, отлагаясь при выходе источника на поверхность, образуют травертины в виде конусообразного покрова длиной по склону 20—30 м, мощностью 3—4 м. Температура воды +25—30°. Источник использовался тувинцами для лечебных целей.

##### Железистые источники

Все железистые источники района приурочены либо к сульфидным зонам, либо к титаноматнегитовым габбро. Кизи-Хемский источник 1-й (43) расположен в истоках р. Кизи-Хем и представлен водооток с дебитом 0,5 л/сек. В месте выхода источника на поверхность наблюдается небольшой купол из солей железа. На вкус вода источника солоноватая с характерным железистым привкусом.

мощностью 3 м, протяженностью по падению 150 м. По составу жила полностью аналогична вышеописанной. Сумма редких земель в пегматитах по данным химического анализа составляет 0,05%. Все выше рассмотренные рудопрооявления редких земель представляют лишь минералогический интерес.

Левое-Казырское рудопрооявление (28) находится в левом борту долины р. Казыр, в 1,7 км ниже устья р. Левого Казыра. Здесь известняки и порфириты бахтинской свиты прорываются трахитовыми крупнокристаллическими снититами, которые, в свою очередь, секутся серней пегматитовых жил, ориентированных в широтном направлении. Пегматиты по составу микроклинеритовые со щелочной роговой обманкой, иногда с кварцем. В эндоконтакте снититов с известняками широко распространены маломощные альбитовые зоны с повышенной концентрацией редких земель и бериллия. Альбитовые зоны прослежены в ряде силевых рывтин, обнажающих аникальную часть штока снититов. Альбититы обычно насыщены флюоритом, присутствующим в двух разновидностях: ярко-фиолетовой, содержащей торит и светло-фиолетовой мономинеральной. Редкоземельные минералы определены в протоколках, представлены ширтолитом, торитом, эвксенитом, пирохлором, бромстандином, кроме того, отмечается галенит, пирит, пирротин. Высокие содержания бериллия связаны с гельшином и хризобериллом. Химическим анализом в бороздовых пробах из зоны альбитизации установлено содержание суммы редких земель до 1,65%, окиси бериллия от 0,97 до 4,5%. Мощность альбитизированной зоны, несущей редкоземельную и бериллиевую минерализацию, не превышает 2 м, прослеживается она только в пределах трех силей (10—12 м). Остальная часть ее скрыта под чехлом рыхлых отложений, поэтому дать общую картину рудопрооявления без проведения необходимого объема горных работ не представляется возможным. Несомненно, оно весьма перспективно на промышленные скопления бериллия и редких земель.

Верхне-Катунское рудопрооявление (54) находится на водоразделе рек Катун и Кулы-Аскырдыг-Ой и приурочено к северному эндоконтакту Катунского массива нефелиновых трахитовых снититов, прорывающих полочастые известняки колпикской свиты. В нефелиновых снититах фиксируются шпирообразные и жлообразные тела мелкозернистых альбититов, ассоциирующихся с пегматонными обособлениями крупных кристаллов полевого шпалта, нефелина, щелочного пирохлора и биотита. Размеры альбититовых обособлений (30×50 см и 20×70 см). Общая их площадь не превышает 50 м<sup>2</sup>. Редкоземельная минерализация обусловлена наличием мелкой вкрапленности цирконита, пирохлора и минералов из группы тантал-ниобатов. Химическим анализом в пробах устанавливается содержание суммы редких земель в пределах 0,76%.

Холдуг-Башское рудопрооявление (58) находится в верхнем течении р. Холдуг-Баш, в 2 км севернее высоты 2551,0 м. Рудопрооявление связано со щелочными снититами Катунского массива и представлено пегматонными шпирообразными обособлениями, насыщенными редкоземельными минералами: цирконитом и блонстрандином. Сумма редких земель по данным химического анализа шпифной пробы не превышает 0,26%. Ввиду незначительных размеров Верхне-Катунское и Холдуг-Башское рудопрооявления практического интереса не представляют.

По данным шпирового опробования ореолы повышенного содержания редких земель отчетливо выделяются в истоках р. Прямого Казыра (2), в истоках р. Пролодной (4), в устье р. Прямого Казыра (15), в истоках р. Казыра (17), в бассейне р. Запавалихи (34), в истоках р. Левого Казыра (38). В шпихах присутствуют пирохлор, ферросенит, ортит, эвксенит, торит. Содержание редких земель в шпихах иногда достигает весовых количеств (до 200—300 г на 1 м<sup>3</sup> промывной породы).

По данным спектрального анализа металлометрических проб и сколков пород, ореолы с повышенным содержанием редких земель выделяются в районе рек Васыкиной и Верхней Гришиной (25), в истоках рек Казыра, Ужура (19), в бассейнах рек Верхней Хагаги (20), Запавалихи (35), Звериног Казыра (29), Улуг-Даштыг-Хема (53) в кл. Мишкине (23). Редкоземельные



гай, другой в левом борту р. Перевальной, 3-й источник, самый обильный по дебиту (до 1 л/сек) обнаружен у основания левого борта р. Казыр, напротив устья р. Малой Кишты. Для всех них характерны общие черты. Как правило, они относительно холодные, на вкус пресные, с сильным запахом сероводорода. Насыщенность сероводородом объясняется, по-видимому, тем что, просачиваясь по трещинам в более или менее глубокие горизонты дербиинской свиты, вода обогащается сероводородом за счет растворения сильно битуминозных мраморов.

Воды рыхлых отложений приурочены преимущественно к аллювиальным отложениям рек и в меньшей степени к делювиально-продувальным образованиям и отложениям морен. Выходы их обычно наблюдаются в виде незначительных по дебиту источников у основания террас и подножия склонов по долинам рек Казыр, Кижик-Хем, Кара-Хем, Ак-Суг. Подземные воды, связанные с ледниковыми отложениями зафиксированы в истоках рек Казыра и Хагатай, а также по р. Кара-Хем. Режим вод непостоянный и находится в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. Воды рыхлых отложений вполне пригодны для питья, они обычно бесцветны, прозрачны, температура их около 8—10°.

В заключение следует отметить, что исследованная площадь полностью обеспечена водой, т. е. вопрос водоснабжения может быть легко решен путем использования поверхностных и грунтовых вод.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

- Благонаравов В. А. и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте листа N-47-XXV, М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Бутова Е. Л. Тектонические условия образования шелочного комплекса Восточной Тувы. Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докладов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Вологдин А. Г. Геологический очерк Казыро-Кизирского района. Восточный Саян. Тр. ЦНИГРИ, вып. 4, 1936.
- Головачев Ф. А. Отчет о поездке по Восточному Саяну в истоках р. Уды и Тубы летом 1932 г. Изв. ГГО, т. 66, вып. 2, 1934.
- Иванова Т. Н., Полева Я. И. О возрасте интрузий таннуольского комплекса. Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1956, № 3.
- Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Крылов И. В. Дифференцированные интрузии основных пород Гутаро-Агульского района. Изд-во АН СССР, 1959.
- Кудрин В. С. Шелочные интрузии Северо-Восточной части Тувы. «Советская геология», 1962, № 4.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и новые закономерности их проявления. Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949.
- Лебедев А. П., Гинзбург И. В. Петрография магматических пород северо-восточной части центральной Тувы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 1947, сер. петрограф. № 43, 1953.
- Лебедев А. П., Богатиков О. А. Петрология Кизирского габбро-снитового плутона (Восточный Саян). Тр. ИГЕМ АН СССР вып. 97, 1963.
- Леонтьев В. И. О возрасте некоторых каледонских гранитов хребта Восточный Танну-Ола. Докл. АН СССР т. 88, № 1, 1953.
- Мартынов Н. Е. Условия формирования Таннуольского интрузивного комплекса по данным аэрогеофизических работ. Новые данные по геологии Красноярского края, вып. 4, 1964.
- Молчанов И. А. Очерк по геологии Сибири. Восточный Саян. Изд-во АН СССР, 1934.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна. Труды ин-та географии АН СССР, вып. 37, 1946.
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. Изв. ВГО, т. 85, вып. 5, 1953.

5 Зап. № 06705

Холдуг-Башский источник (60) расположен в истоках р. Холдуг-Баш. Дебит источника 5—6 л/мин. Вода с характерным железистым привкусом и слабой газифицированностью.

Соругский источник (88) находится в правом борту р. Соруг, близ устья кл. Шандай-Ой. Кадыр-Оосский 1-й источник (92) расположен в истоках р. Улуг-Кадыр-Оос, в правом борту. Кадыр-Оосский 2-й источник находится в левом борту среднего течения р. Улуг-Кадыр-Оос, напротив выдвиги 2352,0 м. Все эти источники по своим свойствам аналогичны Кижик-Хемскому 1-му. Дебит их не превышает 2—3 л/мин.

## КРАТКАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ РАЙОНА

В результате проведенных геологосъемочных работ установлена определенная закономерность в размещении полезных ископаемых на территории листа N-47-XIX и намечены перспективные площади для постановки более детальных работ.

Широко проявление метасоматических процессов, связанных постмагматической деятельностью щелочных пород сангиленского комплекса в пределах Ак-Суг-Соругской и Восточно-Саянской тектонических зон и их определяющий является весьма благоприятным для промышленных концентраций редкоземельных элементов.

Открытие Ак-Сугского месторождения, Биче-Кадыр-Оосского и Кадыр-Ойского рудопроявлений позволяет рассматривать водораздельное пространство между реками Ак-Суг, Соруг, Биче-Кадыр-Оос и Улуг-Кадыр-Оос, а также же бассейн верхнего течения р. Кадыр-Ой весьма перспективными на медь, цинк, молибден и золото.

Интрузивные образования стогольского комплекса, расположенные в непосредственной близости от Ак-Суг-Соругской тектонической зоны представляют несомненный поисковый интерес в отношении промышленных месторождений молибдена.

Дифференцированные габброиды казырского комплекса заслуживают постановки в их пределах поисковых работ по выявлению промышленных концентраций титаномагнетитовых руд.

В целях детального изучения перспективных площадей рекомендуются поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на территории листов N-47-86 и N-47-73. Первоочередной задачей следует считать проведение детальных геологоразведочных работ масштаба 1:10 000 и 1:25 000 на площадях Ак-Сугского молибдено-медного и Кадыр-Оосского молибденового месторождений, Кадыр-Ойского медно-цинкового, Биче-Кадыр-Оосского медного и Луго-Казырского редкоземельно-бериллиевого рудопроявлений. Особое внимание должно быть уделено изучению площадей, прилегающих к Ак-Суг-Соругской и Восточно-Саянской тектоническим зонам.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды района подразделяются на два типа: трещинные и воды рыхлых отложений.

Трещинные воды, обычно приуроченные к трещинам как в изверженных так и в осадочно-метаморфических породах, имеют на исследованной территории широкое распространение. Выходы их на дневную поверхность в виде незначительных по дебиту нисходящих источников (0,2—0,4 л/сек) отмечались у подножья склонов по долинам рек Казыра, Уды, Прямой Казыра, Томской, Луговой, Поселенки и др. Питание трещинных вод происходит за счет обильных атмосферных осадков, а также за счет таяния снежников. Вода большинства источников прозрачная, без цвета и запаха, вполне пригодная для питья. Температура ее не превышает 3—6°.

В поле распространения дербиинских графитистых мраморов зафиксировано три источника, зараженных сероводородом. Один из них обнаружен у основания левого борта р. Прямой Казыр в 1,5—1,8 км ниже устья р. Ба-

Пинус Г. В. Тангуольский интрузивный комплекс (Тува), Изд-во СО АН СССР, 1960.  
Стальнов Г. А. К вопросу о современных Саянских ледниках. Вестник геолома, № 4, 1925.  
Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна. «Советская геология», 1960, № 6.  
Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий Гугаро-Агульского района Восточного Саяна. Природные условия Красноярского края. Изд-во АН СССР, 1961.  
Хоментовский В. В. Стратиграфия докембрия и кембрия северозападной части Восточного Саяна. Региональная стратиграфия СССР, № 4. Изд-во АН СССР, 1960.  
Шелковников А. Д. Дифференцированная габброидная интрузия бассейна верховьев р. Казыр в Восточном Саяне. «Советская геология», 1957, № 3.  
Шелковников А. Д. Геологическое строение, петрохимический состав и петрохимические особенности Крымского габбро-щелочно-снитового массива. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 2, 1961.  
Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 3, 1962.  
Шелковников А. Д. Объяснительная записка к государственной геологической карте листа N-46-XVI, М., Госгеолтехиздат, 1962.  
Шелковников А. Д. Основные черты петрологии и металлогении Ольховского гранодiorит-плагиогранитового комплекса. Новые данные по геологии Красноярского края, вып. 4, 1964.  
Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Тувы. Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 6, 1959.  
Яшина Р. М. О причинах разнообразия щелочных пород юго-восточной Тувы. Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докладов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

#### Фондовая

Блюменцайг В. И. Отчет о результатах работ Саянской аэромагнитной партии № 23/60 за 1960 г. КГУ, 1961.  
Далингер Ю. А., Хомяков В. С. и др. Отчет о работах Саянской аэрогеофизической и Ермаковской геофизической партии за 1958 г. КГУ, 1959.  
Дубин П. В. и др. Отчет Удлинской геологосъемочной партии за 1950 г. КГУ, 1960.  
Конилов А. З., Никольская М. П. Стратиграфия и основные черты тектоники районов верхних течений рр. Кана, Казыра, Гугары и низовьев р. Маны (Отчет Казырского отряда по работам 1959—60 гг.). КГУ, 1961.  
Костин Н. Е. и др. Отчет партии № 2 Ферганской экспедиции за 1953 г. КГУ, 1954.  
Костин Н. Е. и др. Отчет партии № 2 Ферганской экспедиции за 1953 г. КГУ, 1954.  
Махин Г. В., Башилова И. И. Некоторые закономерности формирования щелочных пород Восточной Тувы и связанные с ними редкометалльное оруденение. (Отчет тематического отряда № 7 за 1960 г.) КГУ, 1961.  
Межеловский Н. В. Объяснительная записка к картам геологической и полезных ископаемых листа N-46-XVIII. КГУ, 1963.  
Прохоров Д. И. и др. Отчет о результатах разведки Арысканского месторождения редких земель за 1955—1958 гг. КГУ, 1960 г.  
Рассказчиков А. Н. Отчет Агульской партии за 1958 г. КГУ, 1959.  
Стамборовский Н. Н., Пятков О. И., Шелковников А. Д. Геологическое строение северной части листа N-47-XIX. (Отчет Верхне-Казырской ГСП за 1961 г.) КГУ, 1962.

Стамборовский Н. Н., Пятков О. И., Смоляков Ю. Т., Казанцев М. А. Геологическое строение территории листа N-47-XIX (Окончательный отчет по работам Верхне-Казырской ГСП за 1961—63 гг.) КГУ, 1964.

Холяндра В. Л., Саранцев Ф. М. Отчет о работах аэрогеофизической партии Минусинской экспедиции за 1962 г. КГУ, 1963.

Чаиркин В. М., Зялялев Р. Ш., Струнин Б. М. Геологическое строение центральной и северной частей листа N-46-XXIV (отчет Верхне-Китатской ГСП за 1962 г.). КГУ, 1963.

Шелковников А. Д. Отчет о работах Казырской поисково-съемочной партии за 1953 г. КГУ, 1954.

Шелковников А. Д., Стамборовский Н. Н. Отчет о работах Верхне-Казырской партии за 1959 г. КГУ, 1960.

Шелковников А. Д., Стамборовский Н. Н. Отчет о работах Верхне-Казырской поисково-оценочной партии за 1960 г. КГУ, 1961.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы авторов	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový № или место издания
1	Стамборовский Н. Н., Пятов О. И., Смоляков Ю. Т., Казанцев М. А.	Геологическое строение территории листа N-47-XIX (окончательный отчет по работам Верхне-Казырской ГСП за 1961—1963 гг.)	1964	Фонды КГУ, № 0197
2	Костин Н. Е., Трофимов А. А., Кудрин В. С.	Геологическое строение бассейнов верховьев рек Чаваш: Кара-Хем, Катун, Кизи-Хем и результаты поисковых работ в центральной части Восточного Саяна (отчет партии № 2 Ферганской экспедиции за 1953 г.)	1954	Фонды КГУ, № 4971
3	Прохоров Д. И., Костин Н. Е., Терещенко В. С. и др.	Отчет о результатах разведки Арысканского месторождения редких элементов за 1955—1958 гг. (с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1959 г.)	1960	Фонды КГУ, № 0012628

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-47-XIX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использования материала по списку	Примечание
78	IV-3	Медь, молибден Аксугское месторождение	Не эксплуатируется	Коренное	1,3	Содержание Си (среднее) 2,2%; Мо от 0,007 до 0,04%
75	IV-3	Редкие земли Арысканское месторождение	Не эксплуатируется	Коренное	3	

*Металлические ископаемые*

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-47-XIX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использования материала по списку	Примечание
94	IV-4	Молибден Кадыр-Ооское месторождение	Не эксплуатируется	Коренное	1	Содержание Мо от 0,02 до 0,7

*Металлические ископаемые*

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования матер. по списку	Примечание
40	II-3	Черные металлы Гематитовые руды г. Россыпная	Рудоносный горизонт, мощностью 2 м, протяженностью 400 м	1	
87	IV-4	Титано-магнетитовые руды р. Ак-Суг, истоки	Линзообразная залежь слитых титаномагнетитовых руд	1	TiO <sub>2</sub> до 10% FeO до 22%
63	III-3-4	р. Биче-Даштыг-Хем, истоки		1	
7	I-II-1	р. Васькина, бассейн истоков	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	
12	I-1	р. Васькина, верховья	Пластовые тела титаномагнетита в габбро. Общая мощность 300 м, протяженностью 3000 м.	1	TiO <sub>2</sub> до 8% FeO до 20,2%
8	I-II-1	рр. Васькина, Гришкина, Правая Продная, истоки	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в габбро казырского комплекса	1	
9	I-1	р. Верх. Гришкина, верховья	Два пласта титаномагнетита протяженностью 300 м, мощностью 2,0 м и 0,5 м	1	TiO <sub>2</sub> 6,7—8,5% FeO 18,3—27,9%
46	III-2-3	р. Катун, бассейн верховьев	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	

Металлические ископаемые

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования матер. по списку	Примечание
11	I-1	кл. Удачный	Пластообразное тело титаномагнетита мощностью 10—12 м, протяженностью 120 м	1	TiO <sub>2</sub> до 12% FeO до 27,5%
65	III-4	кл. Кош-Пеш, бассейн	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	
84	III-IV-4	р. Соруг, бассейн	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	
44	III-1-2	р. Томская, бассейн	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	
42	II-4	р. Харлыг-Ой, истоки	Скарны с титаномагнетитом и ильменитом. Размер 200×300 м	1	
57	III-3	кл. Холдуг-Бащ, истоки	Линзообразное тело габбро, обогащенных титаномагнетитом мощностью 30 м, протяженностью 150 м	1	TiO <sub>2</sub> до 6—8%
74	III-IV-2-3	рр. Чинге-Хем, Аксуг, бассейн	Ореол рассеяния титаномагнетита и ильменита в шлихах	1	
62	III-3	р. Чинге-Хем, истоки	Густая вкрапленность титаномагнетита и ильменита в габбро	1	
30	II-2	Ванадий р. Казыр, 2 км ниже устья р. Запевахи	Линзы графитизированных сланцев коллинской свиты (3×20 м), радиоактивность гнезд 1800—2000 мкр/час	1	U—0,03 до 0,04% V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> —0,22—0,63% Mo от 0,005 до 0,018%
33	II-1-2	Район рр. Казыра и Запевахи	Ореол рассеяния и по данным спектральных анализов коллинской свиты	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ пользования материка по списку	Примечание
80	IV-3	Цветные металлы Медь р. Биче-Кадыр-Оос, устье	Линзы окварцованных порфиров, общей площадью 50×100 м, с интенсивной вкрапленностью пирита и халькопирита	1	Cu—2,7—8% Zn—0,08—0,85% Ag—0,02 Au—0,1—1 г/т (спектрохимические анализы)
89	IV-4	Даштыг, пещера	Линзообразное тело кварцевых порфиров, насыщенное пиритом, халькопиритом	1	Cu—0,2% Co—0,01%
79	IV-3-4	р. Кадыр-Ой, Биче-Кадыр-Оос, Даштыг-Ой, бассейн	Ореол рассеяния меди в порфиритах хамсаринской толщи по данным спектральных анализов	1	
45	III-IV-1	р. Луговая, бассейн истоков	Ореол рассеяния меди по данным спектрального анализа дюритов и сланцев	1	
91	IV-4	рр. Шандал-Ой, Улуг-Кадыр-Оос, бассейн	Ореол рассеяния меди в порфиритах и кварцевых порфиритах по данным спектральных анализов	1	
31	II-2	р. Казыр, левый борт ниже устья р. Запавалихи	Вкрапленность сульфидов в сланцах	1	
27	II-1	р. Казыр, правый борт ниже устья р. Верх. Гришкиной	Вкрапленность сульфидов в сланцах	1	
70	IV-1	р. Луговая, истоки	Вкрапленность сульфидов в порфиритах	1	
69	III-4	р. Оруктуг-Ой, истоки	Вкрапленность сульфидов в дюритах	1	
26	II-1	р. Поселенка, устье	Вкрапленность сульфидов в сланцах	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ пользования материка по списку	Примечание
50	III-2	Свинец, цинк кл. Алгыяк, истоки	Кварц-полевошпатовая жила с сульфидами	1	
32	II-2	р. Запавалиха, устье	Кварц-карбонатная жила с сульфидами	1	
36	II-2	рр. Кагун, Запавалиха, водораздел	Кварц-карбонатная жила насыщенная сульфидами	1	
1	I-1	кл. Пихтовый, истоки	Вкрапленность сульфидов в мелкозернистых гранитах	1	
22	I-II-4	р. Уда, истоки	Ореол рассеяния свинца по результатам металлометрии	1	
95	IV-4	кл. Челдэзрик-Хем, истоки	Кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью сульфидов	1	
83	IV-3	Полиметаллические руды. р. Кадыр-Ой, истоки	Линзообразные участки окварцованных порфиритов с вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, пирротина, арсенопирита	1	
66	III-4	р. Кош-Тыш, бассейн	Ореол рассеяния свинца и серебра по результатам металлометрии	1	
67	III-4	Никель Аржанский хребет	Линзообразное тело карбонатных пород с минерализацией никеля	1	
86	IV-4	рр. Соруг-Киж-Хем, водораздел	Аналогично 59	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого)	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
73	IV-2	Благородные металлы Золото р. Кадыр-Ой, бассейн	Ореол рассеяния по результатам шлихового опробования (до 20 знаков золота на шлих)	1	
81	IV-2-3	р. Кадыр-Ой, истоки Серебро	Ореол рассеяния по результатам шлихового опробования (до 3—4 знаков золота на шлих)		
90	IV-4	Даштыг, пещеравал	Ореол рассеяния повышенных содержаний серебра по данным металлометрии		
82	IV-3	р. Кадыр-Ой, истоки Редкие металлы Вольфрам	Ореол рассеяния повышенных содержаний серебра по данным металлометрии	1	
72	IV-2	р. Биче-Кара-Ой, бассейн	Ореол рассеяния шеелита в шлихах (от 30 до 170 зерен на шлих)	1	
18	I-2-3-4	р. Казыр, бассейн истоков	Ореол рассеяния шеелита в шлихах (от 30 до 170 зерен на шлих)	1	
37	I-II-2-3-4	р. Лев. Казыр, Уда, бассейн	То же	1	
16	I-1-2	р. Прямой Казыр, бассейн	Ореол рассеяния шеелита в шлихе (от 3 до 100 зерен на шлих)	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
14	I-1	Молибден Водораздел рек. Васькиной и Верх. Гришкиной			
39	II-2-3	р. Звериний, Казыр, бассейн	Ореол рассеяния молибдена в шлихах	1	
5	I-1	р. Правая Прямая, истоки	Вкрапленность молибдена в мелкозернистых окварцованных гранитах	1, 2	
52	III-2	р. Соруг, бассейн	Кварцевые прожилки в мелкозернистых гранитах с вкрапленностью молибдена	1, 2	
71	IV-2	кв. Улуг-Кара-Ой, правобережье	То же	1	
49	III-IV-2-3	кв. Улуг-Кара-Ой, истоки	Ореол рассеяния молибдена по результатам металлометрии	1	
61	III-3	р. Улуг-Кара-Ой, истоки	Грейзенизированные граниты с вкрапленностью молибдена	1, 2	
93	IV-4	р. Улуг-Кадыр-Оос, бассейн	Ореол рассеяния молибдена по результатам металлометрии	1	
55	III-3	кв. Холдуг-Баш, истоки	Кварц-полевошпатовые жилы с вкрапленностью молибдена	2	
51	III-2	р. Алгыяк, истоки	Кварцевая жила в лейкократовых гранитах с пиритом, шеелитом, молибденитом	1	
48	III-3	кв. Биче-Кара-Ой, истоки	Кварцевые прожилки в диоритах с шеелитом, молибденитом	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
24	II-1-2	Бериллий к.л. Мишкина, бассейн	Ореол рассеяния бериллия по данным метаталлометрии	1	
56	III-3	р. Улуг-Даштыг-Хем, бассейн	Ореол рассеяния бериллия по данным метаталлометрии	1	
59	III-3	к.л. Эдер-Ой, бассейн	Ореол рассеяния бериллия по данным метаталлометрии	1	
77	IV-3	Редкие земли р. Аксут, истоки	Кварц-полевошпатовые эфирные жили с вкрапленностью редкоземельных минералов	1, 3	
25	I-II-1	р. Васькина, Грицкина, истоки	Ореол рассеяния редких земель по данным метаталлометрии	1	
20	I-4	р. Верх. Хатага, бассейн	Аналогично 22	1	
34	II-2	р. Запевалиха, бассейн	Аналогично 2	1	
35	II-1-2	р. Запевалиха, бассейн	Аналогично 22	1	
29	II-2	р. Звериный Казыр, бассейн	Аналогично 22	1	
17	I-3	р. Казыр, истоки	Аналогично 2	1	
21	I-3-4	р. Казыр, истоки	Аналогично 2	1	
19	I-4	рр. Казыр, Ужур, истоки	Аналогично 22	1	
54	III-3	рр. Катун и Кулы — Асыкырыг-Ой, водораздел	Шлиры альбитов среди нефелиновых сиенитов с редкоземельной минерализацией	1	
38	II-3	р. Левый Казыр, истоки	Аналогично 2	1	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
28	II-2	р. Лев. Казыр, устье	Альбитизированные участки с редкоземельной минерализацией	1	ΣTR до 1,65% BeO—0,97— 4,5%
23	II-1	к.л. Мишкин	Аналогично 22	1	
13	I-1	Район высоты 2257	Жилы пегматитов с редкоземельной минерализацией	1	
6	I-1	Район высоты 2384	Жилы пегматитов с редкоземельной минерализацией	1	
3	I-1	Район пика Грандиозного	Жилы пегматитов с редкоземельной минерализацией	1	
4	I-II-1-2	р. Проходная, истоки	Аналогично 2	1	
2	I-1-2	р. Прямой Казыр, истоки	Ореол рассеяния редких земель в шлихах	1	
15	I-2	р. Прямой Казыр, устье	Аналогично 2	1	
76	IV-3	р. Соруг, левое бережье	Жилы щелочно-сиенитовых пегматитов с редкоземельной минерализацией	1	
85	IV-4	р. Соруг, левый борт	Жилы щелочных гранитов с редкоземельной минерализацией	1, 2	
10	I-1	к.л. Удачный, верховья	Шлировые обособления пегматитов с редкоземельной минерализацией	1	
53	III-IV-3-4	р. Улуг-Даштыг-Хем, бассейн	Аналогично 22	1	
58	III-3	к.л. Холдуг-Баш, истоки	Шлиры пегматитов с редкоземельной минерализацией	1, 3, 2	
47	III-2		Шлиры пегматитов с редкоземельной минерализацией	1, 2	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ изользовано материала по списку	Примечание
------------	------------------------	---	---------------------------	-----------------------------------	------------

*Неметаллические полезные ископаемые*

41	III-4	Химическое сырье Флюорит Район пер. Мус-Даг-Дабан	Гнездовая вкрапленность флюорита в жилах гранитов и известняках	1	
----	-------	---	---	---	--

*Минеральные источники*

64	III-3	кл. Аржан-Хем	Углекислый радиоактивный источник	1, 3	
68	III-4	р. Киж-Хем, правый борт близ устья кл. Улуг-Даштыг-Хем	Термальный (теплый) минеральный источник, обогащенный солями кальция	1	
43	II-4	р. Киж-Хем, истоки	Источник, обогащенный солями железа	1	
88	IV-4	р. Соруг, правый борт близ устья ключа Шандал-Ой	Источник, обогащенный солями железа	1	
92	IV-4	кл. Улуг-Кадыр-Оос, истоки	Источник, обогащенный солями железа	1	
96	IV-4	р. Улуг-Кадыр-Оос, среднее течение против высоты 2352,0	Источник, обогащенный солями железа	1	
60	III-3	кл. Холдуг-Баш, источник	Источник, обогащенный солями железа	1	

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные образования	21
Тектоника	35
Геоморфология	45
Полезные ископаемые	46
Подземные воды	64
Литература	65
Приложения	68

Подписано к печати 13/II 1976 г.

Печ. л. 5,0.

Формат 60×90/16.  
Тираж 100 экз.

Уч.-изд. л. 8,98  
Заказ № 06705

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»