

СВ 200401 / М-45-ХII  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ



# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Саянская

Лист М-45-ХII

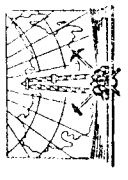
Объяснительная записка

Составители: Т. С. Гостева, А. К. Савосина, И. М. Мерцалов,  
А. И. Музис, Г. Л. Горощенко, Г. М. Красильников  
Редактор Л. П. Зоненшайн

Утверждено филиалом Научно-редакционного  
совета ВСЕГЕИ при СНИИГИМСе  
14 февраля 1967 года



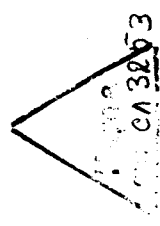
9290



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1967

**ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ**  
обозначенного здесь срока


Тираж 4 экз. 4-7500000. 1984 г. ЛГ-087-01-563.  
Цена 0 р. 58 к. за 1000 шт.



## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-45-ХП расположена между  $50^{\circ}40'$  и  $51^{\circ}20'$  с. ш. и  $89^{\circ}00'$  и  $90^{\circ}00'$  в. д. и охватывает части Бай-Тайгинского района Тувинской АССР и Кош-Агачского района Горно-Алтайской А. О. Площадь листа располагается в области сопряжения горных систем Западного Саяна и Алтая. В его юго-западной части, пересекая лист с северо-запада на юго-восток, протягивается Шаншальский хребет. Он принадлежит к главным водораздельным хребтам Сибири, разделяя бассейны рек Енисей и Оби, и характеризуется резко расчлененным высокогорным рельефом с абсолютными отметками 2700—3400 м. К северо-востоку от него располагается высокогорное плато с абсолютными отметками 2000—2500 м, расчлененное глубоко врезанными долинами рек Хемчик, Алаш, Ташту-Холь и др. Территория, расположенная к юго-западу от Шаншальского хребта, входит в пределы Чулышманского плоскогорья. В него глубоко врезана долина р. Онгураш. Обнаженность района хорошая. Дешифрируемость аэрофотоснимков удовлетворительная. Однако для значительной части территории контактная часть очень плохого качества. Климат континентальный. Средняя температура января  $-30^{\circ}$ , июля  $+18^{\circ}$ . Осадки обильные и выпадают в основном в летний период. В распространении растительности обнаруживается вертикальная зональность. В котловинах с высотами 1300—1400 м растительность степная. Склоны хребтов затаежены. На высотах более 2000 м тайга сменяется высокогорной тундрой. Население — тувинцы. Экономически район освоен слабо. Имеется один населенный пункт — пос. Тапсы-Аксы на р. Алаш, связанный воздушным сообщением и автомобильной дорогой с районным центром Бай-Тайга. На остальной территории передвижение возможно только по выточным тропам. В связи с сильной расчлененностью рельефа проходимость района плохая. Алтайская часть района не населена совершенно и практически не имеет троп.

Геологическая изученность района неравномерная. Единственный геологическим документом для алтайской части площади листа до 1959 г. являлась геологическая карта Горного Алтая масштаба 1:500 000, изданная в 1956 г. под редакцией

В. П. Нехорошева. На ней показано обширное поле ордовика и предпологаемая линия Шапшальского разлома.

Тувинская часть территории листа исследовалась многими геологами. Основные черты геологии района были выявлены В. А. Кузнецовым (1934 г.), который составил пятиверстную геологическую карту бассейна р. Хемчик и Алаш. Согласно В. А. Кузнецову в районе развиты: 1) актовракская формация зеленокаменных эффузивов верхнего кембрия, с которой связана интрузивная перидотитов и пироксенитов, 2) толща сильно дислоцированных метаморфических сланцев кембро-силура, 3) алашская формация верхнего силура — девона, залегающая несогласно на более древних породах. С алашской формацией связаны гранитные интрузии.

А. Л. Додин, составивший геологическую карту масштаба 1:500 000 бассейна р. Хемчик (1946ф, 1948ф\*), напротив, считал, что метаморфические сланцы (кембро-силур по В. А. Кузнецову) принадлежат в основном к протерозою. Прорывающие сланцы гнейсо-граниты Шапшальского массива он считал также протерозойскими, выделив их в чонгенский комплекс.

С 1950 г. поисково-съемочные и геофизические исследования масштаба 1:200 000 в пределах площади листа начинается Горная экспедиция. В 1950 г. в бассейне р. Алаш эти работы проводил П. С. Матросов (1951ф), в 1953 г. в бассейне р. Чуль-Ча — В. Е. Кудрявцев (1954ф). При составлении карт их авторами была использована схема стратиграфии В. А. Кузнецова. Среди интрузивных образований ими выделяются древний (таннуольский — таконский) и молодой (бай-тайгинский — эрийский) комплексы. Геологические карты П. С. Матросова и В. Е. Кудрявцева и не являются кондиционными.

В 1957 г. на восточных склонах Шапшальского хребта и по правобережью Хемчика поисково-съемочные работы масштаба 1:200 000 проводил Г. Г. Бельский (1957ф). Составленная им геологическая карта достаточно подробно и правдиво отражает геологическое строение района. Им выделяются: вулканогенные отложения чингинской свиты нижнего кембрия, песчано-сланцевый комплекс верхнего кембрия — нижнего ордовика (чингекатская и шуйская свиты), песчано-карбонатные отложения силура (мештухемская, чергакская и хондергейская свиты), терригенно-вулканогенные образования девона (хемчикская свита Д<sub>1</sub> и теректыгская свиты Д<sub>2</sub>). Нижнепалеозойские отложения Г. Г. Бельским не расчленены и откартированы схематично. Среди интрузивных образований района Г. Г. Бельский выделяет три комплекса: шапшальский, чингекатский и сютхольский, причем первые два он считает ордовикскими, а сютхольский — девонским. Г. Г. Бельским впервые была отмечена большая роль процессов метасоматоза в образовании Шапшальского массива.

\* Примечания см. в конце записки.

В результате работ П. С. Матросова, В. Е. Кудрявцева, Г. Г. Бельского вся тувинская часть территории листа к 1957 г. была покрыта радиометрическими полевками масштаба 1:200 000. С 1958 по 1960 г., в пределах района та же Горная экспедиция МГИОН проводит поисковые работы масштаба 1:50 000 и 1:25 000 (Скляров, 1959ф, 1960ф; Угрюмов, 1960ф, 1961ф; Пономарев, 1961ф). В результате этих работ было обнаружено большое количество мелких рудопроявлений молибдена, га-ленита, киновари, асбеста и т. д. и выявлен целый ряд точек с повышенной гамма-активностью, связанных преимущественно с гранитоидами Шапшальского массива. Эти работы почти повсеместно сопровождалась шлиховым опробованием. Материалы Горной экспедиции были использованы при составлении карты полезных ископаемых листа.

Большое значение для решения вопросов стратиграфии кембрия, ордовика, силура и девона имели тематические исследования, проводившиеся с 1956 г. как в пределах листа, так и на смежных территориях Западного Саяна и Тувы геологами ВСЕГЕИ: Е. В. Владимирской (1959), Г. М. Владимирским (1959), Н. Н. Предтеченским (1958).

Вся территория листа покрыта аэромагнитной съемкой, результаты которой были использованы при составлении геологической карты листа. Аэромагнитная съемка проводилась Западным геофизическим трестом (Кабанов, 1959 г.).

Геологическая съемка площади листа М-45-ХП масштаба 1:200 000 с целью подготовки его к изданию была начата в 1959 г. Алтайской экспедицией ВАГТ (Гостева и др., 1960ф). В 1960 г. оставшаяся незакрытой часть площади листа была откартирована в один сезон большим коллективом геологов (Т. С. Гостева, Л. Г. Васютина, В. И. Колесников, П. М. Мерцалов и др., 1961ф). В 1961 г. на всей территории листа проводились редакционно-увязочные работы, позволившие решить ряд вопросов, касающихся стратиграфии, возраста и положения интрузивных образований и полезных ископаемых района.

При составлении и подготовке к изданию государственной геологической карты листа М-45-ХП были использованы следующие материалы:

1. Геологическая карта южной части листа М-45-ХП масштаба 1:200 000 (Гостева и др., 1960ф).
2. Геологическая карта центральной и северной части площади листа М-45-ХП масштаба 1:200 000 (Гостева, Васютина, Колесников, Мерцалов и др. 1961ф).

3. Геологическая карта района верховьев рек Хемчик, Шуй и Чуль-Ча масштаба 1:200 000 (Бельский, Серебряцкий и др., 1957ф). В основу расчленения нижнепалеозойских отложений была положена схема стратиграфии Западного Саяна, разработанная геологами Тувинской экспедиции ВАГТ (Зоненшайн, 1962; Адамович, 1961ф и др.) и Алтас-Саянской группой геоло-

гов ВСЕГЕИ (Владимирский, Черноморский и др., 1959). В результате исследований, проводившихся в Западном Саяне в последние годы, сложились две точки зрения на геологическое строение этого региона. И. Н. Казаков (ВСЕГЕИ, 1960ф), П. С. Антонов (КГУ, 1960ф) и другие геологи предполагают существование в основании ордовика крупного перерыва, приходящегося на весь средний — верхний кембрий. В то же время геологи ВАГТ и ВСЕГЕИ пришли к выводу об унаследованном развитии Западного Саяна в течение кембрия и ордовика, отрицают наличие предордовикского перерыва и определяют возраст песчано-сланцевых толщ в интервале от среднего кембрия до нижнего силура.

Северная и восточная границы площади листа М-45-ХII полностью увязаны со смежными листами, которые тоже готовятся к изданию.

По западной и южной границе имеется местами несбивка. Возраст некоторых интрузивных комплексов, которые на смежных площадях (Колесников, 1960ф; Вишневатский, 1961ф) считались досилурийскими, в действительности является более молодым. Кроме того, по тем же рамкам в связи с принадлежностью смежных листов к различным сериям: Горно-Алтайской и Запдно-Саянской — отдельные стратиграфические подразделения имеют различную индексировку.

### СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-45-ХII располагается на стыке структур Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы, поэтому в ее строении обнаруживаются черты сходства с каждым из этих регионов.

В строении района принимают участие протерозойские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и четвертичные образования.

### ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Джебашская серия (*Ptdg?*) выделена А. Г. Сивовым в 1944 г. на северном склоне Западного Саяна. На территории листа М-45-ХII отложения, условно отнесенные к джебашской серии, развиты в пределах Чулышманского плоскогорья. Они представлены исключительно терригенными, в различной степени метаморфизованными образованиями от хлоритовых сланцев и метаморфизованных песчаников до биотитовых и силлиманитовых кристаллических сланцев.

Наименее измененные породы развиты в северо-восточной части Чулышманского плоскогорья, где джебашская серия отчетливо делится на две толщи. Нижняя из них сложена довольно разнообразными мелкослоенными, часто тонколистватыми зелеными сланцами кварц-серцит-хлоритового состава, содержа-

щими различной мощности (от 50—10 см до 10 м) прослой кварцитовидных песчаников. Количество их увеличивается к верхам толщи. Отмечаются также редкие прослой лиловых и серых микрокварцитов. Сланцы характеризуются полосчатой текстурой, в их составе преобладают хлорит и серцит, что свидетельствует об образовании их в основном за счет метаморфизма тонких глинистых пород. Видимая мощность толщи 2000 м. Верхняя толща имеет песчано-сланцевый состав и образована частым переслаиванием зеленых и серо-зеленых метаморфизованных кварц-полевошляковых песчаников и тех же кварц-серцит-хлоритовых сланцев, присутствующих примерно в равных количествах. Мощность их прослоев колеблется от 10—15 см до 1,5 м. Верхняя толща хорошо слоистая, что является одной из характерных ее особенностей. Видимая мощность верхней толщи порядка 2000 м.

На остальной части площади отложения джебашской серии претерпевают значительный метаморфизм, интенсивность которого нарастает в юго-западном направлении вкост простирания толщи. Это выражается в постепенном переходе кварц-серцит-хлоритовых сланцев и метаморфизованных песчаников в кварц-плагиоклаз-биотитовые, кварц-плагиоклаз-амфибол-биотитовые и даже в кварц-силлиманит-биотитовые кристаллические сланцы. Наиболее высоко метаморфизованные кварц-силлиманит-биотитовые сланцы представляют собой темно-серые полосчатые породы с крупночешуйчатым биотитом и большим количеством линзовиднополосчатых сегрегаций кварц-плагиоклазового состава. Они сложены кварцем, плагиоклазом (андезин, лабрадор), биотитом, в меньших количествах присутствуют гранат, спутанно-волокнистые выделения силлиманита, турмалин и апатит.

Видимая мощность отложений джебашской серии определяется в 4000 м.

Определение возраста описываемых отложений базируется с одной стороны, на их литологическом сходстве с предположительно протерозойской джебашской серией Западного Саяна и, с другой, на их несомненной принадлежности к комплексу метаморфических пород, развитых непосредственно к западу на территории листов М-45-ХI и М-45-Х. В пределах последних эти метаморфические породы описаны В. И. Колесниковым (1960ф) и Л. Г. Васютиной (1960ф) под названием теректинской свиты. По данным этих геологов, теректинская свита с угловым несогласием перекрывается отложениями нижнего — среднего кембрия и относится также к протерозою. Вместе с тем Ю. С. Перфильев (Отчет тематической партии о работах в Горном Алтае за 1958—1961 гг., ф), опираясь на структурную и литологическую близость пород теректинской свиты с кембрийскими отложениями, пришел к выводу о ее синишском возрасте. Аналогичные взгляды были высказаны геологами ВАГТа (Ада-

мович и др., 1961ф) в отношении джебашской серии Западного Саяна. На территории листа М-45-ХII породы джебашской серии имеют тектоническое взаимоотношение с нижнекембрийскими отложениями. На карте они отнесены к протерозою, как это предусмотрено сводной легендой Западно-Саянской серии.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

Чингинская свита (Сп<sub>1сн</sub>). На территории листа М-45-ХII породы чингинской свиты выходят в зоне Шапшальского разлома, где слагают ограниченную тектоническими нарушениями полосу, протягивающуюся в северо-западном направлении по рекам Толчахе и Онгураш. Свита образована интенсивно метаморфизованными вулканогенными и терригенными породами: различными метаморфическими сланцами, зеленочаменными эффузивами, туфами и кварцитами. Встречаются линзы метаморфизованных известняков. Породы повсеместно интенсивно рассланцованы, местами сильно милонитизированы и фельдшпатизированы, в связи с чем на большей части площади своего распространения с трудом диагностируются. Амфиболиты представляют собой темно-серые полосчатые мелкозернистые или крупнокристаллические породы, состоящие из роговой обманки, биотита, эпидота и кварца, присутствующих в различных количественных соотношениях. Они скорее всего образовались в результате глубокого метаморфизма вулканогенных пород. Метаморфические сланцы представлены кварц-серицит-эпидот-хлоритовыми, кварц-биотитовыми, кварц-альбит-гранат-биотитовыми, кварц-альбит-биотит-амфиболовыми и другими разновидностями, различающимися по количественному соотношению компонентов, входящих в состав породы. Чрезвычайно изменены вулканогенные образования, которые лишь в редких случаях сохраняют реликты структур туфов и порфиритов и только по комплексу вторичных минералов — большому количеству эпидота, хлорита, карбоната и альбита, можно установить их принадлежность к вулканогенным породам, по-видимому, основного и среднего состава.

Строение чингинской свиты выявляется с трудом. По всей вероятности, нижняя часть свиты выходит в тектоническом клине на водоразделе рек Онгураш и Закрытая и состоит из чередующихся зеленочаменных рассланцованных эффузивов и туфов, полосчатых темно-зеленых эпидот-актинолитовых сланцев, черных кремнисто-углистых сланцев и кварцитов, среди которых присутствуют невыдержанные горизонты и линзы серых пелитоморфных известняков и известковистых сланцев мощностью около 10 м. Более высокие горизонты чингинской свиты выходят далее к северо-востоку на водоразделе рек Онгураш и За-

крытая. Здесь наблюдается переслаивание амфиболитов, черных, серых, розовато-бурых кварцитов и кремнистых сланцев, зеленочаменноизмененных туфов и порфиритов, содержащих прослойки темно-зеленых кварцево-хлоритовых сланцев и линзы метаморфизованных известняков мощностью не более 1 м. В верхах толщи преобладающим развитием пользуются амфиболиты, нередко образующие пачки мощностью от 50 до 200 м. Ориентировочно мощность чингинской свиты определяется в 2000 м. Описанные отложения тесно ассоциируют с гипербазитами и габброидами и чрезвычайно сходны с зеленочаменными породами чингинской свиты в Западном Саяне (Центрально-Саянская зона).

Нижнекембрийский возраст чингинской свиты устанавливается в пределах Западного Саяна (Сивов, 1953ф) по содержащимся в ней водорослям и археоциатам.

Алтынобулакская свита (Сп<sub>1ал</sub>) развита в восточной половине листа в бассейне рек Ашыяк-Оруг, Ниж. Хонделен и Ниж. Мешту-Хем.

Алтынобулакская свита образована зеленочаменными эффузивами основного и среднего состава, их туфами и туфобрекчиями, часто рассланцованными и превращенными в метаморфические сланцы. Подчиненным развитием пользуются серые, лиловые, фиолетово-красные кварциты и серицит-хлорит-кварцевые сланцы, иногда с пьелонитом. Совместно с ними встречаются грязно-зеленые тонкослоистые туффиты и туфоалевролиты. Иногда отмечаются линзы белых сахаровидных мраморов и прослойки зеленых метаморфизованных песчанков.

В большинстве случаев эффузивы состоят из тонкого агрегата хлорита, альбита, эпидота, серицита, магнетита и актинолита, и микролитов альбитизированного плагиоклаза. Нередко эффузивы имеют миндалекаменные текстуры. Наименее измененные разновидности эффузивов представлены днабазами. Среди эффузивов встречаются своеобразные массивные серые кварцевые порфириты, состоящие из лейст альбит-олигоклаза, интерстиции которых выполнены кварцем и хлоритом. Очень характерно для кварцевых порфиритов присутствие миндалин, выделенных кварцем. Туфы состоят из обломков плагиоклаза и измененных эффузивов. Туфобрекчия обычно сильно рассланцованы, содержат округлые развальцованные обломки, достигающие 20—30 см в поперечнике. Очень часто вулканогенные породы не сохраняют реликтов первоначальных структур и изменены до состояния альбит-актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев.

На юго-востоке территории листа в бассейне р. Ниж. Мешту-Хем алтынобулакская свита выходит в изолированном тектоническом блоке. Нижняя часть свиты здесь слагается главным образом сильно рассланцованными зелеными и лиловыми карбонатизированными туфобрекчиями, содержащими крупные

(20—50 см) развальцованные обломки эффузивов. Встречаются пласты измененных туфов и эффузивов, часто превращенных в альбит-эпидот-хлорит-карбонатные сланцы. Среди этих пород присутствуют прослойки лиловых, ярко-зеленых и фиолетово-красных серицит-хлорит-кварцевых сланцев, мощность в 20—50 м, и небольшие линзы мраморов. В верхней части свиты преобладают зеленокаменноизмененные эффузивы, а туфы представляются мелко- и среднезернистыми разностями и встречаются спорадически. Отмечаются также кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся, вероятно, по туфогенно-осадочным породам, метаморфизованные песчаники и крупные горизонты светло-серых кварцитов, достигающие 100 м мощности. Мощность алтынбулакской свиты в бассейне р. Ниж. Мешту-Хем около 2500 м.

На северо-востоке в бассейне рек Аныяк-Оруг и Ниж. Хонделен алтынбулакская свита сложена преимущественно зеленокаменными эффузивами и их туфами. Видимая мощность около 1000 м.

Описанные породы хорошо сопоставляются с нижней частью разреза нижнекембрийских отложений (алтынбулакской свитой), развитых на территории соседнего к востоку листа М-46-VII, в пределах Хемчикской зоны Тувы. Породы верхней части этого разреза, выделяемые в акдурукскую свиту, охарактеризованы фауной археоциат и трилобитов (Владимирский, 1959ф, Зайцев, 1960), что достаточно твердо определяет возраст всей толщи как нижнекембрийский. Алтынбулакская свита, по всей видимости, примерно одновозрастна чингинской.

#### Нижний — средний отделы нерасчлененные (Ст<sub>1-2</sub>)

Нерасчлененные отложения нижнего — среднего кембрия развиты в левобережье р. Ниж. Мешту-Хем, в верховьях р. Аныяк-Оруг и по р. Ниж. Хонделен. Толща этих пород по составу вулканогенно-осадочная, является переходной между собственно вулканогенной алтынбулакской свитой нижнего кембрия и терригенным комплексом условно верхнего кембрия (сюгхольской и ишкинской свитами) и связана с ними постепенными переходами. Характерной особенностью этой толщи является ассоциация зеленокаменных туфов, редко эффузивов, туфопесчаников с терригенными породами: песчаниками, алевролитами, серицит-хлоритовыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, которые в различных соотношениях чередуются между собой. Чрезвычайно характерно также присутствие крупных выдержанных горизонтов лилово-красных и серых кварцитов. В низах толщи широким развитием пользуются метаморфические сланцы по терригенным и вулканогенным породам, иногда присутствуют линзы мраморизованных известняков.

Песчаники и алевролиты тонкопелосчатые, иногда массивные, известковистые, по составу кварц-полевошпатовые, в значительной степени измененные и рассланцованные, нередко сохраняющие лишь реликты обломочной структуры. Туфопесчаники грубозернистые, характеризуются весьма пестрым составом обломочного материала, и наряду с кварцем и плагиоклазом содержат в обломках измененные порфириты, эпидозиты, хлоритовые сланцы. Особенно характерно присутствие в них крупных обломков вторичных кварцитов, вероятно всего по кислым эффузивам. О припадкежности их к туфогенным образованиям свидетельствует угловатая форма обломков, полное отсутствие сортировки, пятнистые текстуры и обилие в цементе эпидота, альбита и магнетита.

Метаморфические сланцы по вулканогенным породам характеризуются темно-зелеными, фиштакново-зелеными, лиловатыми окрасками, резко выраженной линзовидно-полосчатой или пятнистой текстурой. Они сложены агрегатом землистого эпидота, хлорита, магнетита, в значительном количестве содержат альбит, карбонат, реже кварц. Иногда они сохраняют реликты первичной структуры эффузивов в виде blastoporfirных выделений измененного плагиоклаза. Среди них встречаются разности близкие по составу к эпидозитам. Зеленокаменные вулканогенные породы в основном представлены порфиритами и их туфами, также в значительной степени рассланцованными и по облику приближающимися к метаморфическим сланцам.

Полный разрез описываемых отложений наблюдался на стрелке двух составляющих р. Аныяк-Оруг. Граница с нижележащей алтынбулакской свитой совершенно условна и проводится по появлению в разрезе крупных начек туфогенно-осадочных пород:

1. На лиловых и зеленых туфах, характерных для алтынбулакской свиты лежит пачка зеленых и лиловатых метаморфических сланцев, тонко-линзовидно-полосчатых, не сохраняющих реликтов первичных структур, но, по-видимому, образованных по тонким туфогенно-осадочным породам. Пачка содержит отдельные подчиненные прослой туфов и горизонты лиловых кварцитов . . . . . 120 м
2. Зеленые кварц-серицит-хлоритовые мелкопелосные сланцы (наблюдаются в высыпках на задернованном участке шириной 150 м).
3. Лиловые альбит-эпидот-хлоритовые метаморфические сланцы по вулканогенным, возможно, туфогенно-осадочным породам . . . . . 30 "
4. Зеленые кварц-серицит-хлоритовые сланцы, содержащие отдельные прослой серых кварцитов. Вверх по разрезу сменяются пачкой сплошных лилово-красных кварцитов . . . . . 155 "
5. Полосчатые светло-зеленые известковистые песчаники . . . . . 5 "
6. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями тонкопелосчатых известковистых песчаников . . . . . 40 "
7. Мелкопелосные кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями лилово-красных кварцитов . . . . . 20 "
8. Лиловые и зелено-серые мелкопелосные кварциты . . . . . 100 "
9. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы с прослоями песчаников . . . . . 25 "

были выделены Г. М. Владимировским в 1955 г. в бассейне р. Хемчик. На территории листа М-45-ХII нерасчлененные отложения сютхольской и ишкинской свит широко развиты в бассейне р. Тапсы, по р. Аныяк-Оруг, в верховьях рек Чинге-Хем и Хемчик, а также на западе района в верховьях р. Кызыл-Кочко. Они согласно залегают на нерасчлененных вулканогенно-осадочных отложениях нижнего — среднего кембрия и связаны с ними постепенными переходами. Для них характерна неравномерная перемежаемость тускло-зеленых и зелено-серых метаморфизованных, часто известковистых песчаников с кварц-серпичит-хлоритовыми и кварц-хлоритовыми сланцами. Некоторые различия последних, особенно в низах толщи, имеют тускло-лиловую окраску. Наиболее примечательны массивные плотные слонстые песчаники, в которых слонстость подчеркивается тонкими (2—5 мм) сегрегациями существенно карбонатного состава. Песчаники кварц-полевошпатовые, содержат, в виде примеси, обломки микрокварцитов, полностью измененных эффузивов, сфена и эпидота. В цементе их, наряду с серпичитом и хлоритом, в большом количестве присутствуют землелистый эпидот и карбонат. Кварц-серпичит-хлоритовые сланцы аналогичны таковым же по составу ниже-среднекембрийским отложениям.

Согласное налегание описываемых отложений на породы ниже-среднекембрийского возраста наблюдалось на стрелке двух составляющих р. Аныяк-Оруг. Граница между ними проводится условно по исчезновению в разрезе метаморфических сланцев, образовавшихся по вулканогенным породам, и крупных горизонтов кварцитов.

Соотношение в разрезе песчаников и сланцев изменчиво. Наиболее характерно такое строение расматриваемых отложений (в бассейне р. Тапсы, в верховьях рек Чоон-Хем и Хемчик и др.), при котором происходит чередование крупных по 150—200 м мощностью пачек, характеризующихся преобладанием или песчаников или сланцев. В других местах (на правобережье р. Хемчик у устья р. Чоон-Хем, на левобережье р. Аныяк-Оруг) в низах описываемой толщи обособляется пачка мощностью 250—300 м, сложенная почти одними кварц-серпичит-хлоритовыми сланцами. Только в этих немногих случаях можно проводить расчленение толщи на две свиты — существенно сланцевую — сютхольскую и песчанниковую — ишкинскую.

Ориентировочно общая мощность нерасчлененных сютхольской и ишкинской свит, подсчитанная графически по карте, достигает, вероятно, 2000 м.

Возраст сютхольской и ишкинской свит определяется условно их стратиграфическим положением в непрерывном разрезе между отложениями нижнего и среднего — среднего кембрия, с одной стороны, и верхнекембрийскими отложениями алаугуской свиты — с другой. Однако не исключено, что нижняя

10. Зеленые кварц-серпичит-хлоритовые сланцы с прослоями лиловых хлорит-кварцевых сланцев . . . . . 30 "
11. Полосчатые известковистые песчаники и алевролиты . . . . . 100 м
12. Тонкополосчатые кварцтоподобные песчаники, содержащие прослой мощностью 5 м метаморфических сланцев кварц-серпичит-карбонатного состава, по-видимому, по туфам и туфопесчаникам . . . . . 80 "

Выше лежат известковистые песчаники, алевролиты и сланцы, принадлежащие нерасчлененным отложениям сютхольской и ишкинской свит. Мощность ниже-среднекембрийских отложений по разрезу около 1000 м.

Несколько отличается разрез описываемых отложений на левобережье р. Ниж. Мешту-Хем и по р. Ниж. Хонделен. Здесь породы толщи выходят в изолированных блоках и имеют тектонический контакт с алтынбулакской свитой. На левобережье р. Ниж. Мешту-Хем в строении толщи отчетливо выделяются две части. Нижняя сложена главным образом метаморфическими сланцами по вулканогенным, возможно, туфогенно-осадочным и терригенным породам, содержит крупные (50—100 м) выдержанные горизонты лиловых и серых кварцитов и линзы мраморизованных известняков мощностью 0,5 м. Меньшим разрезом пользуются полосчатые известковистые песчаники. В верхней части толщи преобладают песчаники, алевролиты и кварц-серпичит-хлоритовые сланцы, которым подчинены горизонты туфоправелитов мощностью 1—1,5 м, слонстых туфопесчаников и маломощные прослои лиловых и зелено-серых кварцитов и хлорит-кварцевых сланцев. Аналогичное строение имеет толща в районе р. Ниж. Хонделен.

Мощность свиты в этой части района 1500 м. Нижняя часть разреза описанных отложений по стратиграфическому положению непосредственно выше алтынбулакской свиты и характеру строения сопоставляется с акдуржукской свитой, выделенной на территории соседнего к востоку листа М-46-VII. Нижнекембрийский возраст последней достаточно твердо определяется находками археологических остатков комплекса (Владимирский и др., 1960ф). Кроме того, по данным Н. С. Зайцева (1960), эта свита содержит трилобиты синского горизонта нижнего кембрия. Верхняя часть описанной толщи тесно связана с сютхольской и ишкинской свитами верхнего кембрия (?) и поэтому является более молодой. Тем самым вся толща принадлежит, видимо, верхам нижнего и среднему кембрию.

### Верхний отдел

К верхнему кембрию отнесены песчано-сланцевые отложения сютхольской, ишкинской и аласугской свит, образующих единую серию.

Сютхольская и ишкинская свиты не расчленены в (Смз? st + is) Сютхольская и ишкинская свиты впервые

часть разреза (сютохольская свита), а возможно и обе свиты могут относиться и к среднему кембрию.

Аласугская свита (*Смзai*) широко распространена в бассейне рек Аныяк-Оруг, Тапсы, Кара-Сулук и Хемчик. Она согласно с постепенным переходом залегает на ишкинской свите, отходящая от нее меньшей известковистостью слагающих ее пород и присутствием прослоев конгломератов и лиловых филлитизированных глинистых сланцев. Граница между свитами является условной и проводится по появлению в разрезе крупных пачек лиловых сланцев.

Аласугская свита образована переслаиванием мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых зеленых песчаников, зеленых алевролитов и тускло-лиловых, лиловых и зеленых филлитизированных глинистых сланцев. Весьма примечательно появление среди этих пород прослоев гравелитов и конгломератов, приуроченных к нижней части свиты. В основании наблюдается обычно частое чередование прослоев песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу появляются крупные пачки этих пород мощностью в 40—50 м. В целом в составе свиты устанавливается почти равное количество песчаников с одной стороны и алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев — с другой.

Песчаники, обычно, кварцево-полевошпатовые, реже полимиктовые. Цемент базальный, кварц-эпидот-серицит-хлоритовый, часто известковистый. Филлитизированные глинистые сланцы обладают характерным шелковистым блеском на поверхности расслаивания. Они состоят из хлорита, серицита, мелкого слабополяризующего кварца, мелких зерен рудного минерала. Часто в них присутствуют редкие алевролитовые зерна кварца. Конгломераты содержат хорошо окатанную разнообразную гальку, в составе которой преобладают зеленокаменные эффузивы, эпидозиты, кварциты, мраморы, сходные с породами нижнего кембрия. Многочисленная галька гранитоидов, среди которых отмечаются лейкократовые гранофировые граниты, серые, среднезернистые биотитовые граниты и биотит-роговообманковые гранодиориты.

Аласугская свита имеет различный состав в восточной и северо-западной части описываемой территории. На востоке она более грубообломочная и содержит в своем составе большое количество грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Нижние горизонты ее в бассейне р. Аныяк-Оруг имеют мощность 1300 м и представлены чередованием песчаников, тускло-лиловых и зеленых филлитизированных глинистых сланцев, а также песчаников. Довольно часто появляются прослои конгломератов и гравелитов. Более высокие части разреза аласугской свиты развиты в бассейне р. Алаш. В отличие от нижней, верхняя часть свиты существенно пестроцветная и содержит наряду с зелеными, большое количество лиловых алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев. Видимая мощность

аласугской свиты здесь — около 350 м. Общая мощность свиты на северо-востоке 1500 м.

В бассейне р. Хемчик аласугская свита имеет в общем сходное строение. Однако здесь в ее составе значительную роль играют зеленые известковистые песчаники и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, несомненные от пород ишкинской свиты, и линзы белых мраморов, мощностью от 1 до 25 м.

На северо-западе территории в бассейне рек Кара-Сулук и Иерихоль аласугская свита более однообразна и сложена преимущественно тонкообломочными породами: мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и филлитизированными глинистыми сланцами. Мощность пластов колеблется от нескольких сантиметров до 20—30 м, причем очень характерной является тонкая саптитовая слонистость пород. Преобладающей окраска пород — зеленая. Встречаются прослои алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев темно-серых или тускло-лиловых тонов. Аналогичные отложения на территории соседнего к западу листа М-45-ХI отнесены к горно-алтайской свите верхнего кембрия — нижнего ордовика. По составу, строению и стратиграфическому положению эта свита является аналогом известной аласугской свиты, выделенной В. А. Благовым (1959) и Г. А. Кудрявцевым в зоне сочленения структур Западного Саяна и Тувы. Верхнекембрийский возраст аласугской свиты там определяется тем, что она трансгрессивно залегает на породах нижнего — среднего кембрия и несогласно перекрывается слоями, содержащими нижне-среднеордовикскую фауну (систигхемская и малновская свиты).

#### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Иньсукская свита (*О? in*) впервые выделена в 1958 г. Л. П. Зоненшайном (1962) и др. в бассейне р. Инь-Сук (Западный Саян). В пределах района она распространена на севере в бассейне р. Алаш и представляет собой монотонную толщу зеленовато-серых, зеленых, массивных или слабо расслаиваемых песчаников, среди которых присутствуют подчиненные прослои зеленых, серых и лиловых алевролитов и филлитизированных сланцев мощностью 0,5—1,5 м. Песчаники обычно мелко- и среднезернистые, кварцево-полевошпатовые, сильно известковистые, кавернозные.

Граница между аласугской и иньсукской свитами условная и проводится по появлению в разрезе пластов массивных известковистых песчаников. В основании иньсукской свиты выделяется переходная пачка, в которой наряду с известковистыми песчаниками присутствуют крупные до 20—30 м пласты зеленых или тускло-лиловых алевролитов и филлитизированных глинистых сланцев. Мощность переходной пачки 200—300 м. Общая мощность иньсукской свиты около 1000 м. Аналогичные отло-



жения на территории листа М-45-ХІ отнесены к горно-алтайской свите кембрия — ордовика.

Возраст иньсукской свиты определяется условно как ордовикский на основании стратиграфического положения между аласутской свитой верхнего кембрия и шигнетской серией ордовика — нижнего силура. Не исключено, что нижние части иньсукской свиты могут принадлежать верхнему кембрию.

Нерасчлененные отложения (О). К нерасчлененному ордовику отнесена толща известковистых песчаников и сланцев в бассейне р. Сухой и в тектонических блоках на левобережье р. Чоон-Хем. Она образована частым переслаиванием серых, зеленовато-серых, редко косослоистых, сильно известковистых песчаников, белесых, также сильно известковистых алевролитов, серых известково-глинистых сланцев и зеленых, серых и лиловых глинистых сланцев. В основании толщи залегают крупная пачка (250—300 м) голубовато-зеленых глинистых сланцев. В верхах появляются лиловые песчаники и глинистые сланцы. Песчаники мелко-среднезернистые, кварцево-полевошпатовые, часто слюдястые. На р. Чоон-Хем описываемые отложения залегают согласно на породах аласутской свиты верхнего кембрия. Взаимоотношения с подстилающими породами в районе р. Сухой не установлены. В обоих случаях эти отложения трансгрессивно с конгломератами в основании перекрываются чергакской свитой нижнего — верхнего силура.

Видимая мощность описываемых отложений около 700 м.

Ордовикский возраст описываемой толщи определяется ее стратиграфическим положением между отложениями аласутской свиты верхнего кембрия и чергакской свитой нижнего — верхнего силура. Наличие пестроцветов, большое количество глинистых сланцев, появление пород с косою слоистостью не позволяют эту толщу сопоставлять с отложениями иньсукской свиты.

Условно к отложениям нерасчлененного ордовика также отнесена толща, выходящая в изолированном тектоническом блоке на правобережье р. Алаш. Она образована частым переслаиванием массивных или слабо рассланцованных лиловых и серо-зеленых полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Среди них встречаются невывержанные прослойки глинистых сланцев. По представлениям Г. М. Владимировского эти отложения лучше всего сопоставляются с образованиями манчурекской свиты ордовика.

#### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА — НИЖНИЙ ОТДЕЛ СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

Шигнетская серия — (О — S) *sg* — впервые была выделена И. К. Баженовым (1934) в центральной части Западного Саяна в бассейне р. Шигнета. В пределах описываемого района эти отложения развиты на севере в бассейне р. Чульча. Они составляют крайнее южное окончание широкого поля раз-

вития образовавший шигнетской серии в Западном Саяне, протягивающийся сюда из бассейна р. Манчурек. Отложения шигнетской серии в пределах района представлены флишиондой толщей, образованной ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Цвет пород изменяется от серого, зеленовато-серого до ярко-зеленого и фиолетово-красного. Ритмы, как правило, начинаются крупно-среднезернистым песчаником, который ложится по резкой границе или с разрывом на подстилающий пласт. Вверх постепенно крупность зерна убывает. Песчаники сменяются алевролитами и глинистыми сланцами. В верхах ритма часто наблюдается тонкое переслаивание алевролитов и глинистых сланцев, обладающих иногда тонкой перекрестной косою слоистостью. Мощность ритмов довольно разнообразна и колеблется от 0,1—0,2 м до 2—3 м. На фоне этого ритмичного переслаивания наблюдается общее увеличение количества песчаников вверх по разрезу. В верхней части разреза появляются крупные пачки массивных серых и фиолетово-красных песчаников с линзовидными прослоями глинистых сланцев. Отложения шигнетской серии залегают согласно на породах иньсукской свиты ордовика. Граница между ними довольно резкая и проводится по явно ритмично переслаивающимся пестроцветным породам.

Наибольшим распространением среди отложений шигнетской серии пользуются слюдястые полимиктовые песчаники, содержащие плохо окатанные обломки кварца, плагиоклаза, кислых и средних эффузивов, кварцитов, хлорит-серпентиновых сланцев, гранит-порфиров, габбро-диабазов и чешун мусковита. Встречаются обломки лиловых алевролитов и песчаников. Глинистые сланцы и алевролиты несколько фаллитизированы, однако, глинистый материал сохраняется повсеместно.

Нижняя часть толщи, по-видимому, может быть сопоставлена с еркырской свитой шигнетской серии Западного Саяна. Верхняя, существенно песчаниковая, — с оржакской свитой. Более высокие части шигнетской серии в пределах территории листа М-45-ХІ не установлены.

Мощность шигнетской серии в пределах района, высчитанная графически, не менее 1500 м.

Возраст отложений шигнетской серии как ордовик — нижний силур определяется следующими данными. В центральной части Западного Саяна в еркырской свите шигнетской серии в среднем течении р. Карып-Сук (И. Б. Филиппова, 1962 г.) обнаружена фауна среднего — верхнего ордовика. Нижняя часть разреза шигнетской серии хорошо сопоставлена с манчурекской свитой Западного Саяна, охарактеризованной, по данным Е. В. Владимировской, также фауной среднего — верхнего ордовика. Верхний разрез шигнетской серии в бассейне р. Усы содержит фауну нижнего силура (Владимирский и др., 1959; Казаков, 1960ф).



## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения распространены в восточной половине территории листа в бассейне рек Чинга-Хем, Кара-Су, Сухая, Н-жк. Хонделен, а также в верховьях р. Шапай. Выходы их составляют крайне западные окончатые обширного поля силурийских пород, выполняющих Тувинский прогиб. В пределах последнего Е. В. Владимирской (1959) они были подробно изучены и разделены на две свиты: чергакскую карбонатно-терригенную, нижнего — верхнего силура и хондергейскую — красную цветную терригенную верхнего силура.

### Нижний — верхний отделы

Чергакская свита ( $S_{1-2}^{gr}$ ) повсеместно в пределах листа лежит с размывом и резким угловым несогласием на отложениях кембрия и ордовика. Она образована, главным образом, зелеными слонстыми известковистыми алевролитами и глинистыми сланцами кварцево-полевошпатовыми песчанками, серыми, темно-серыми хемогенными и органогенными известняками. В основании свиты всегда прослеживаются базальные конгломераты.

В пределах описываемой территории чергакская свита испытывает существенные фациальные изменения. Наиболее полный ее разрез наблюдается в южной части описываемой территории, на водоразделе рек Чинге-Хем и Мешту-Хем. Здесь в чергакской свите выделяется две пачки. Нижняя пачка\*, образована красными полимиктовыми песчанками, конгломератами с прослоями органогенных известняков и пластинами вишнево-красных андезитовых порфиритов и их туфов. Разрез ее следующий:

1. На зеленые песчанки и алевролиты аласутской свиты несогласно ложатся базальные конгломераты с галькой кварца, зеленых песчанков и черных кремнистых пород . . . . . 3 м
  2. Вишнево-красные туфы андезитовых порфиритов, переслаивающиеся с пластинами (мощностью от 1 до 10—12 м) розовых органогенных известняков, содержащих брахиоподы *Steghynchus decomplicatus* var. *angustensis* Tchern., *Stropheodonta* cf. *filosa* var. *elegastica* Tchern., *Rhipidomella asiatica* Nikif. sp. nov. (определение Е. В. Владимирской), кораллы: *Favosites* ex gr. *golithandicus* Lam., *F. hisingeri* M. Edw. et H., *Mesofavosites septentrionalis* Tchern. (определение Н. Б. Келлер), мшанки *Monotrypa pseudopediculata* Astr., *Semicoscinium fragilis* Astr. (определение Г. Г. Астровой) . . . . . 150 "
  3. Переслаивание песчанков, конгломератов, гравелитов. В верхних пачках — пласт вишнево-красных миндалекаменных андезитовых порфиритов мощностью 1,5—2 м . . . . . 30 "
  4. Переслаивание красноцветных песчанков и алевролитов . . . . . 80 "
- Общая мощность нижней красноцветной пачки 270 м.

\* Эту пачку Г. Г. Бельский выделял в самостоятельную мештухемскую свиту.

Верхняя пачка имеет обычный для чергакской свиты карбонатно-терригенный состав. В нижней части ее наблюдается переслаивание массивных серых и темно-серых известняков с табачно-зелеными алевролитами, песчанками и серыми кремнистыми сланцами. Верхняя часть ее очень монотонна. Она образована слонстыми зеленовато-серыми алевролитами, содержащими подчиненные прослойки зеленых песчанков и глинистых сланцев. Мощность верхней пачки около 1250 м. К этой пачке приурочено местонахождение фауны на левом борту р. Чинге-Хем в 1,5 км к востоку от горы Черной. Здесь обнаружены брахиоподы *Leveneia* (?) cf. *markovskii* Tchern., *Tivaella* cf. *raçkovskii* Tchern. (определение М. С. Потаповой), кораллы *Halsites labyrinthicus* Goldf., *H. regularis* Fischer-Benson (определение Н. Б. Келлер), мшанки: *Haltopora vitalix* Astr. (определение Г. Г. Астровой). Общая мощность чергакской свиты в приведенном разрезе 1500 м.

Восточнее в бассейне р. Кара-Су нижняя пачка из разреза выпадает. Чергакская свита ложится на подстилающие\* породы непосредственно своей верхней пачкой, разрез которой начинается базальными конгломератами. Последняя по строению сходна с верхней пачкой разреза свиты по рекам Чинге-Хем и Мешту-Хем. Однако, в составе ее значительно большим развитаем пользуются песчанки. Кроме того, мощность ее возрастает до 2500—3000 м. В самых верхах чергакской свиты в бассейне р. Кара-Су были обнаружены брахиоподы *Tivaella gigantea* Tchern., *Stropheodonta filosa* var. *elegastica* Tchern. (определение Е. В. Владимирской).

В северной части площади распространения силурийских отложений в районе р. Сухой в чергакской свите вновь появляются нижняя пачка. Здесь в левом борту р. Сухой на зеленые песчанки и алевролиты ордовика несогласно ложатся:

1. Нижняя пачка — базальные валунистые конгломераты, смешанные вверх по разрезу красными и зеленовато-серыми песчанками и алевролитами . . . . . 150 м
  - К юго-западу эта пачка выклинивается.
  2. Светло-серые кварцевые конгломераты . . . . . 100—150 "
  3. Верхняя пачка, образованная частым переслаиванием серых, бурых, розовых известняков, табачно-зеленых и зеленых песчанков. В известняках содержится фауна, из которой определены мшанки: *Haltopora vitalix* Astr., *Ampeloxopora sinifilis* Astr., *Trematopora* aff. *betkenensis* Astr., *Phaenopora bejan-golica* Astr., *Stellipora* sp., *Homonitrypa* sp. (определение Г. Г. Астровой) . . . . . 300—500 "
- Видимая мощность чергакской свиты в районе р. Сухой достигает 650 м.

\* Несогласные наложения чергакской свиты наблюдаются и по правому борту долины р. Пичи-Шуй (лист М-46-VII), граничащей с территорией данного листа.

К девонской системе на территории листа М-45-ХП принадлежат пестроцветные слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, повсеместно залегающие с размытым и угловым несогласием на различных горизонтах подстилающих пород. Они разделяются на две свиты: осадочно-вулканогенную кендейскую и нижнего девона и существенно осадочную — саглинскую среднего девона.

### Нижний отдел

Кендейская свита (*Djkl*) распространена в бассейнах рек Хемчик, Ниж. Хонделен и в междуречье Козера и Чуль-Чи. Свита сложена в основном разнообразными вулканогенными породами кислого, среднего и основного состава, среди которых наиболее распространены эффузивы кислого состава. Осадочные породы имеют резко подчиненное развитие. Для пород кендейской свиты характерны разнообразие пестрые окраски: вулканогенные породы кислого состава окрашены обычно в серые, бурые, фиолетово-серые, темно-серые цвета, вулканогенные породы основного и среднего состава — в зеленые, темно-зеленые. Осадочные породы имеют, как правило, красные окраски. Среди эффузивов кислого состава преобладают липаритовые порфиры. Примечательно, что во вкрапленниках они содержат только калиевый полевоый шпат и плагиоклаз (альбит). Изредка встречаются плагиопорфиры, характеризующиеся присутствием вкрапленников альбит-олигоклаза. Кроме того, присутствуют дацитовые порфиры, в которых вкрапленники представлены андезитом (№ 30), роговой обманкой и моноклинным нироксеном, а основная масса имеет кварцево-полевошлатовый состав и метасферолитовую структуру. Широко развиты туфы и туфобрекчии кислого состава. Средние эффузивы представлены андезитовыми порфиритами, а основные — диабазовыми порфиритами. Они различаются тем, что в андезитовых порфиритах во вкрапленниках содержится андезит (№ 35—38) и роговая обманка, а в диабазовых порфиритах — андезит-лабрадор № 45—50 и моноклинный нироксен. В обеих разновидностях масса имеет микролитовую или пилотакситовую структуру, состоит из микролитов плагиоклаза, интерстиции которых выполнены хлоритом, энидотом, лейкоксеном. Совместно с эффузивами встречаются туфы и туфобрекчии среднего и основного состава.

Наиболее полный разрез кендейской свиты наблюдается в бассейне р. Хемчик. Здесь она отчетливо подразделяется на три части. Из них нижняя — осадочно-вулканогенная образована переслаиванием эффузивов и туфов разного состава и горизонтов осадочных пород. Разрез нижней части свиты наблюдается в междуречье Кара-Су и Хемчика и на левобережье р. Чиндозын. Мощность нижней части около 2800 м.

Условно к чергакской свите отнесена толща, развитая в верховьях рек Шапай и Ташту-Холь. Она сложена светло-серыми мраморизованными известняками, переслаивающимися с тонко-слоистыми темно-серыми и лиловыми глинистыми сланцами и алевролитами. В верховьях р. Ташту-Холь эти отложения залегают несогласно на метаморфизованных песчаниках ишкнидской свиты. В мраморизованных известняках содержатся криноидей плохой сохранности, но имеющие, по заключению Р. С. Елтышевой, силурийский облик. Видимая мощность толщи, представленной здесь только нижними горизонтами не более 200 м. Возраст чергакской свиты определяется содержащейся в ней фауной: *Rhipidomella asiatica* Nikif. sp. nov., *Stegerhynchus angarcensis* Tchern. (лландоверии), *Tuvaella gigantea* Tchern., *T. račkovskii* Tchern., *Favosites gothlandicus* Lam., *Hallopora viatrix* Astr., *Semicoscinium fragilis* Astr. и др. (вендок), *Mesofavosites septentrionalis* Tchern., *Monotrypa pseudopediculata* Astr. и др. (низы лудлова).

Анализ фауны показывает, что представители нижнего и верхнего отделов силура встречаются совместно в разных частях разреза, поэтому возраст чергакской свиты принимается как нижний — верхний силур.

### Верхний отдел

Хондергейская свита (*Szhn*) образована красноцветными песчаниками и алевролитами, согласно залегающими на чергакской свите. Ее нижняя граница проводится по появлению в разрезе прослоев красноцветных пород.

Песчаники кварц-полевошлатового состава, тонко- и мелкозернистые плитчатые, обладают четкой, иногда косой слоистостью, хорошо сортированы. Алевролиты массивные, иногда тонкослоистые. Для пород характерны фиолетовые, красно-фиолетовые, вишнево-красные окраски и высокая известковистость.

В основании хондергейской свиты выделяется переходная пачка, образованная чередованием фиолетово-серых и зеленовато-серых песчаников и алевролитов, в которой иногда появляются пласти серых известняков мощностью до 0,5 м. Мощность ее — 100—150 м. Выше в разрезе свиты наблюдается разнообразное переслаивание песчаников и алевролитов. Песчаники преобладают и слагают крупные пласти мощностью 100—1500 м. Алевролиты образуют прослои от 1 до 10—20 м. Мощность хондергейской свиты порядка 1500 м.

Возраст хондергейской свиты определяется как верхнесилурийский на том основании, что она согласно залегает на чергакской свите нижнего — верхнего силура и трансгрессивно перекрывается эффузивами нижнего девона.

роды очень слабо изменены, повсеместно содержат неизменный глинистый материал, характеризуются высокой известковистостью, грубой и часто косою слоистостью. В крошке отдельных прослоев наблюдаются трещины усыхания и мелкие размывы. Строение саглинской свиты хорошо иллюстрируется разрезом на водоразделе рек Сюрбозун и Теректыг. Здесь на андезитовых порфиритах кендейской свиты согласно лежат:

1. Тонкопереставляющиеся серые известковистые мелкозернистые песчанки, алевролиты и черные битуминозные аргиллиты. В последних отчетливо видны трещины усыхания . . . . . 200 м
  2. Переслаивающиеся зеленые известковистые песчанки, алевролиты и конгломераты. Мощность прослоев 0,5—1,5 м. Конгломераты содержат гальку зеленых песчанок и алевролитов и, реже, вулканогенных пород . . . . . 250 "
  3. Серые, буровато-серые, красные косослоистые известковистые песчанки, алевролиты, конгломераты. В конгломератах наблюдается многочисленная хорошо окатанная галька эффузивов кислого и среднего состава . . . . . 150 "
  4. Зеленые миндалекаменные андезитовые порфириты и их туфы . . . . . 10 "
  5. Косослоистые известковистые песчанки, алевролиты, содержащие линзовидные прослои серых липаритовых порфиритов и их туфов. В верхах пачки появляются крупные прослои (5—10 м) ярких красных аргиллитов.
  6. На размытую поверхность красных песчанок ложится горизонт крупновалунных конгломератов, содержащих хорошо окатанную гальку и гальку эффузивов кислого и среднего состава . . . . . 30 "
  7. Красноцветные песчанки и алевролиты, чередующиеся с прослоями розовых липаритовых порфиритов мощностью 2—3 м . . . . . 30 "
- Мощность саглинской свиты по разрезу около 1000 м.

Взаимоотношения пород саглинской свиты с более молодыми отложениями в пределах района неизвестны. На территории соседнего к востоку листа М-46-VII установлено (Благойранов, 1962ф), что саглинская свита согласно перекрывается известняками, содержащими фауну таштыпского горизонта верхнего эйфеля. Это позволяет предположительно отнести саглинскую свиту к эйфельскому ярусу среднего девона.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

#### Средний — верхний отделы нерасчлененные

Онкажинская свита ( $S_{2-30a}$ ). Средне-верхнекаменноугольные отложения выполняют небольшие грабени в юго-западной части территории листа. Они залегают резко несогласно на породах чингиской свиты нижнего кембрия и представлены грубообломочными образованиями: песчанниками, конгломератами, гравелитами. Разрез средне-верхнекаменноугольных отложений отчетливо подразделяется на две пачки. Нижняя — собственно красноцветная, сложена в основном красными и светлыми кварцевыми конгломератами. Они замещаются по простиранию ярко-красными алевролитами и песчанниками, содер-

Средняя часть кендейской свиты обнажается на левобережье р. Хемчик выше устья р. Чиндозы. Она представляет собой монотонную толщу серых, темно-серых, буроватых лав кислого состава: липаритовых порфиритов, плагиопорфиритов и дацитовых порфиритов, имеющих характерную параллелепипедальную отдельность. Мощность 1500—2000 м.

Верхняя часть кендейской свиты сложена разнообразными вулканогенными породами. В разрезе по водоразделу рек Хемчик и Теректыг в ней выделяются две пачки:

1. Зеленые андезитовые порфириты и их туфы, содержащие прослой серых известковистых песчанок мощностью 1 м . . . . . 150 м
  2. Кварцевые порфиры и их туфы, туфобрекчи . . . . . 400 "
- Мощность верхней части свиты 550 м.

Общая мощность кендейской свиты 3000—5000 м. В бассейне р. Чинге-Хем характер разреза сохраняется, однако большинство осадочных горизонтов нижней части свиты выклинивается или замещается пирокластическими образованиями. Одновременно мощность нижней части уменьшается до 1500 м. В верхней части свиты появляются крупные пачки эффузивов и туфов среднего и основного состава.

Разрез кендейской свиты на левобережье р. Ниж. Хонделен, в основном, сходен с разрезом по р. Хемчик, однако, здесь туфогенные породы широко распространены по всему разрезу.

В междуречье Козера и Чуль-Чи кендейская свита сложена, главным образом, грубообломочными туфами плагиопорфиритов и дацитовых порфиритов. В основании свиты прослеживается горизонт базальных конгломератов, залегающих несогласно на породах иньсукской свиты ордовика.

В пределах района свита фаунистически не охарактеризована. По литологическому составу и стратиграфическому положению она хорошо сопоставляется с кендейской свитой нижнего девона, развитой в смежных районах Тувы, где в ней найдены ostracodes и лингулы нижнего девона (Предтеченский, 1958).

#### Средний отдел

Саглинская свита ( $D_{2sg}$ ) имеет ограниченное распространение в междуречье Хемчика и Сюрбозуна, где согласно залегает на отложениях кендейской свиты. Граница между ними проводится по появлению в разрезе крупных пачек осадочных пород. Саглинская свита образована в основном грубообломочными терригенными породами: красными, реже зелеными известковистыми, часто косослоистыми полимиктовыми песчанниками, алевролитами, конгломератами, ярко-красными аргиллитами. Среди них наблюдаются линзовидные прослои красных липаритовых порфиритов и их туфов, а также редкие пласты зеленых миндалекаменных андезитовых порфиритов. Осадочные по-

К среднему отделу относится комплекс осадков, слагающих высокие террасы и ледниковые отложения эпохи полупокровного оледенения.

Высокие террасы наблюдаются в устье р. Ташту-Холь и верховьях р. Хемчик. Разрез их следующий (снизу вверх):

1. Озерно-аллювиальные палево-серые супеси, тонко переслаивающиеся с белесо-бурыми суглинками. Видимая мощность 8 м.
2. Аллювиальные грубые палево-серые супеси, переслаивающиеся с серыми разнородными гравийными песками . . . . . 8 м
3. Водно-ледниковые образования, состоящие из валуново-галечного и грубого песчаного материала с прослоями лессовидных суглинков. Валунно-галечный материал не сортирован . . . . . 18 "

Тонкозернистые пески, супеси и суглинки по всему разрезу содержат незначительное количество пылцы, в спектре которой преобладает пыльца древесной растительности (кедр, сосна). Встречается пыльца ели, пихты, единичные зерна лиственничной березы, ольхи, разнотравья.

Ледниковые отложения представлены маломощной мореной, которая перекрывает террасы, сложенные описанным выше комплексом осадков. Более обширные покровы морены наблюдаются на Чулышманском плоскогорье, в бассейне р. Иерихоль, на правобережье р. Чиндозы, левобережье р. Чоон-Хем, в Алашской котловине и в проходных долинах Чуль-Ча — Ташту-Холь и Тихая — Козер. Морена сложена палево-серыми, серыми и бурыми валуново-щебнистыми суглинками, супесями и песками. В составе валунов главную роль играют порфировидные граниты Шапшальского массива, а в устье долины р. Ташту-Холь и в Алашской котловине — эффузивы и красноцветные алевролиты девона, вынесенные ледником с верховий р. Чуль-Чи. В центре морены преобладает мелкозем\* (до 80%). Видимая мощность морены не превышает 6 м.

Морена на отдельных участках перекрывает озерно-болотными оторфованными суглинками и супесями, охарактеризованными спорово-пыльцевым спектром, сходным, по заключению Т. С. Шенбаиной (ВАГТ), со спектром майминско-чиньтского межледниковья — Q<sub>3</sub><sup>1</sup> (Шукина, 1952ф). По сопоставлению с отложениями максимального оледенения, выделенного для Чуйской и Джукуньской котловин геологами ВАГТ (Отчет тематической партии о работах в Горном Алтае за 1958—1961 гг.), описанные выше ледниковые отложения и подстилающие их флювиогляциальные, аллювиальные и озерно-аллювиальные образования на Горном Алтае отнесены к межстадиальным и датируются как среднечетвертичные.

\* Под термином «мелкозем» здесь и в дальнейшем подразумеваются неразделенные фракции тонкого песка (до 0,25 мм) в алевролитах, песках и глинах.

жания отдельные линзы конгломератов. Верхняя — сероцветная, образована переслаиванием зеленовато-серых полимиктовых разнородных песчаников, конгломератов и гравелитов, среди которых встречаются редкие прослои углистых сланцев.

Конгломераты содержат хорошо окатанную гальку, в составе которой преобладают лавы и туфы, сходные с вулканическими породами девона. Весьма многочисленна галька серых и красных кварцитов, углисто-глинистых сланцев, отмечаются редкие обломки кристаллических сланцев. В большом количестве встречается галька гранитоидов, которая чаще всего представлена светлыми аплитовидными гранитами, розовыми среднородными гранитами, розовыми гранит-порфирами, сходными с гранитоидами нижнесреднедевонского интрузивного комплекса. Отмечается также галька серых среднородных биотитовых гранодиоритов.

Общая мощность средне-верхнекаменноугольных отложений 750 м.

Среди зеленовато-серых песчаников на левобережье р. Зарытой были обнаружены неопределимые растительные остатки. К западу, на территории листа М-45-ХI, в аналогичной толще, развитой в бассейне р. Яхон-Сору, по данным В. И. Колесникова (1960ф), содержится флора, характерная для мазуровской подсвиты нижнебалахонской свиты С<sub>2-3</sub> Кузбасса.

Описанные отложения литологически хорошо сопоставляются с породами онкажинской свиты С<sub>2-3</sub>, выделенной в центральных частях Тувинской впадины (Клитин, 1960).

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного возраста отнесены к нижнему — среднему нерасчлененному, среднему, верхнему и современному отделам четвертичной системы.

#### Нижний — средний отделы нерасчлененные (Q<sub>1-2</sub>)

К нерасчлененным отложениям нижнего — среднего отделов относятся буро-коричневые супеси и суглинки, выполняющие понижения рельефа на междуречье Алаш-Хемчик. Они содержат щебнистый материал, представленный местными породами и некоторых случаях линзовидные прослои разнородных пеллювиально-пролювиальными. Видимая мощность их не менее 4 м. На отдельных участках они спускаются с плато в долины рек Алаш и Хемчик, где в них вложены водно-ледниковые осадки верхнечетвертичного возраста. Исходя из этого, возраст пеллювиально-пролювиальных отложений определяется как доверхнечетвертичный, скорее всего как ниже-среднечетвертичный.

### Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

К верхнему отделу относятся ледниковые и водно-ледниковые отложения, выполняющие крупные троговые долины или котловины. Ледниковые отложения представлены конечными, стадийными, береговыми и реке донными моренами, отличающимися от морен среднего отдела гораздо более грубым механическим составом. Это — гравелистые морены, в которых валуны составляют около половины от общего объема. Преобладают валуны размером 30—50 см, отдельные валуны достигают 2 м. Окатанность мелких валунов слабая или средняя, состав пород — местный. В цементе преобладает гравий (60—80%), встречаются линзы и линзовидные прослои (3—5 м) песка и гальки, чередующиеся с пропластками тонких супесей и суглинков. Мощность морен порядка 100—120 м.

Водно-ледниковые отложения выполняют большую часть Алашской котловины, а также долины рек Чуль-Ча, Кара-Сулук, Алаш, Улуг-Оруг, Хемчик и Узун-Оюк. По условиям образования они подразделяются на перигляциальные и внутригляциальные. Первые слагают комплекс флювиогляциальных террас высотой от 3 до 20 м, вторые образуют камы, озы и камовые террасы. Водно-ледниковые образования состоят главным образом из валунов размером 10—30 см и гальки средней и хорошей окатанности.

В составе вневалунного материала преобладают гравий и песок (30—50%), а также мелкозем, содержание которого крайне изменчиво. Водно-ледниковые отложения повсеместно сочленены с моренами и являются их фациальными аналогами.

Стратиграфическое положение описанных ледниковых отложений достаточно хорошо устанавливается в устье долины р. Ташту-Холь, где они перекрывают образования среднего отдела или вложены в них по размыву. Подобные соотношения наблюдаются также на левобережье р. Чоон-Хем, правобережье р. Чиндозын и в Алашской котловине. В свою очередь, морены верхнего отдела перекрывают современными открытыми торфяниками. Согласно схеме, разработанной геологами ВАГТ для Горного Алтая, возраст их устанавливается как верхнечетвертичный.

### Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

Современные образования представлены аллювиальными разнородными песками и сортированными валунными галечниками, слагающими низкую и высокую поймы рек Чуль-Ча, Чиндозын, Алаш и Хемчик. Видимая мощность аллювиальных отложений 1—3 м.

К современным относятся также открытые торфяники, развитые в бассейне рек Узун-Оюк и Толчиха. Торфяники осокоро-

гипновые, гипновые и древесно-гипновые, мощность их 0,5—3 м.

Помимо выделенных на карте, к современному отделу относятся также маломощные обвалы, осыпные и делювиально-пролювиальные образования, развитые у подножия склонов или на бортах долин. Особого внимания заслуживают делювиально-пролювиальные образования, сцементированные мергелистым материалом и кальцитом и представляющие собой грубообломочную брекчию. Брекчия лежит на отдельных участках склонов долин рек Сай-Гоуш и Кызыл-Кочко, перекрывая коренные выходы палеозойских отложений. Мощность этих образований колеблется от 0,5 до 12—15 м. Брекчия состоит из обломков местных пород и содержит валуны гранитов, вымытые из морены. Крупные валуны размером 1,5×2,5 м лежат на палеозойском фундаменте и перекрывают делювиально-пролювиальными образованиями.

Возраст этих образований неясен. Брекчия содержит валуны гранитов, которые в равной степени могут принадлежать морене как среднечетвертичного, так и верхнечетвертичного возраста. В то же время брекчия перекрывается современными делювиальными образованиями. Скорее всего она образовалась в конце верхнечетвертичного — начале современного времени.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа М-45-ХII интрузивные образования представлены пятью интрузивными комплексами: 1) нижне-среднекембрийским (актовракским); 2) ордовикским; 3) среднепалеозойским; 4) ниже-среднедевонским и 5) девонским (торгальским).

### НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К актовракскому комплексу принадлежат ультраосновные (серпентиниты, пироксениты) и основные (габбро, габбро-диориты и диориты) породы. Они пространственно приурочены к полосе выходов пород чингиской свиты нижнего кембрия в зоне Шапшальского разлома, где слагают ряд мелких тел, ориентированных согласно с вмещающей структурой. Небольшой массив габбро-диоритов встречен также в верховьях р. Аны-Як-Оруг, где он приурочен к площади развития вулканогенных пород алтынбулакской свиты нижнего кембрия.

Серпентиниты, пироксениты (сСтп-2). Ультраосновные породы представлены в основном серпентинитами. Размеры тел их не превышают 10—15 м в длину и 0,5—3 м в поперечнике. Наиболее крупные из них встречены в верховьях р. Закрытой и на водоразделе рек Огураш и Закрытая. Серпентиниты представляют собой массивные или рассланцованные зеленые или темно-зеленые породы, сложенные хризотилом и антитри-

том. Текстура серпентинитов решетчатая, слоистая. Первичные разности гипербазитов, представленные пироксенитами, встречаются на левобережье р. Толчихи, где они тесно ассоциируются с габброидами. Пироксениты представляют собой среднерзистые породы черного цвета с обильной вкрапленностью мелких кристаллов хромита и магнетита. Они состоят на 70—80% из крупных зерен моноклинного и ромбического пироксена и незначительного количества оливина. Породы в значительной степени изменены, что выражается в актинолитизации пироксена и развитии серпентина, идингита и талька по оливину.

Габбро, габбро-диориты и диориты (вСт<sub>1-2</sub>) распространены гораздо более широко и слагают ряд тел протяженностью до 2—3 км и до 0,5—1 км в поперечнике. Они имеют пластообразную или линзообразную форму и быстро выклиниваются по простиранию. Массивы сложены преимущественно измененными, катаклазированными и амфиболитизированными породами, которые сохраняют облик магматических образований только в центральных частях наиболее крупных массивов. Наибольшим распространением пользуются габбро. Последние представляют собой темно-серые мелкозернистые породы с характерной пятнистой текстурой, обусловленной мелкими выделениями плагиоклаза. Основная масса их превращена в мелкозернистый агрегат вторичных минералов: альбита, хлорита, серицита, эпидота, сфена, карбоната, в котором просвечивают реликты крупных зерен плагиоклаза (лабрадор № 50) и наблюдаются крупные зерна роговой обманки. Габбро связаны постепенными переходами с диоритами. Последние состоят из плагиоклаза (андезин № 30) в большинстве случаев нацело серицитизированного, альбитизированного, роговой обманки и биотита. Как для габбро, так и для диоритов характерным является высокое содержание сфена (до 10—15%) и магнетита. Амфиболиты, развитые в краях массивов всегда как вкрест, так и по простиранию поздних обнаруживают постепенные переходы в метаморфизованные диориты и габбро, показывая тем самым генетическую связь с этими породами.

Непосредственных контактов габброидов с серпентинитами нигде не наблюдалось. Контакты их с пироксенитами (левобережье р. Толчихи) нечеткие, но, по-видимому, рвушие, причем габброиды являются относительно более молодыми образованиями. Тесная пространственная связь габброидов с гипербазитами и отложениями чингинской свиты, являющаяся чрезвычайно характерной для всех районов Тувы и Западного Саяна, где развиты нижекембрийские толщи, позволяет с уверенностью относить описанные породы к актоврацкому интрузивному комплексу.

С породами этого комплекса в пределах района связано развитие в шлихах хромита и магнетита. Возможна также асбестовая минерализация.

Образование пород актоврацкого комплекса было, вероятно, длительным. Они пространственно тяготеют к нижекембрийским толщам и являются, видимо, в значительной части нижекембрийскими. В то же время отдельные массивы прорываются на северном склоне Западного Саяна и среднекембрийские толщи и содержатся в гальке отложений верхнего кембрия. Тем самым актоврацкий комплекс является ниже-среднекембрийским.

### ОРДОВИКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы этого комплекса имеют в районе ограниченные распространение и представлены диоритами и гранодиоритами.

Гранодиориты (γО?) развиты в верховьях р. Иерихоль, где слагают краевую часть крупного массива, расположенного за пределами района на территории листа М-45-ХI. Это светлые серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз — андезин) — 40%, калиевого полевого шпата — 10%, биотита и роговой обманки — 20% и кварца — 30%. Из акцессорных присутствуют сфен и апатит.

На территории листа М-45-ХI как гранодиориты, так и диориты описаны В. И. Колесниковым (1960ф) к наиболее ранней фазе досилурийского интрузивного комплекса. В пределах района и те и другие прорывают иороговывавают отложения аласутской свиты верхнего кембрия. Диориты прорываются гранитами среднепалеозойского интрузивного комплекса. На этом основании описанные породы условно отнесены в соответствии с легендой для геологических карт Западно-Саянской серии к ордовикскому интрузивному комплексу.

Диориты (δО?) на предыдущих геологических картах показывались в составе пород Шапшальского массива, с которыми они пространственно тесно связаны. Они слагают небольшой массив в верховьях р. Кедровки и ряд мелких ксенолитов среди гранитоидов Шапшальского массива. Наиболее крупные из них размером в 1 и 2 км<sup>2</sup> встречаются в верховьях р. Каменной — правого притока р. Ташту-Холь. Диориты представляют собой темно-серые массивные породы и состоят из плагиоклаза (андезин) часто зонарного — 40—45%, роговой обманки — 40%, биотита — 15% и незначительного количества кварца — 2%. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Иногда среди диоритов появляются кварцевые разности, содержащие до 20% кварца.

### СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К среднепалеозойскому комплексу отнесены крупнозернистые порфировидные граниты, гранодиориты и гранито-гнейсы, слагающие крупнейший в районе Шапшальский массив, а также



мелко- и среднезернистые граниты и гранодиориты, образующие мелкие массивы в пределах Чулышманского плоскогорья. Кроме перечисленных выше разновидностей к этому комплексу отнесены аplitовидные граниты, представляющие собой породы дополнительной интрузивной фазы.

**Шапшальский массив** располагается в осевой части Шапшальского хребта и протягивается единым телом на северо-восток в междуречье Ташту-Холь — Козер и верховья р. Улуг-Оруг. Состав слагающих его пород в пределах отдельных его частей различен, что обусловлено положением массива в общей тектонической структуре района и пространный приуроченностью к зоне Шапшальского глубинного разлома. Среднезернистые, порфирировидные граниты, очковые гранито-гнейсы ( $\gamma Pz_2$ ). В северо-восточной части Шапшальского массива, выходящей за пределы Шапшальского разлома, развиты в основном массивные розовато-серые и серые порфирировидные биотитовые, реже роговообманково-биотитовые граниты. Граниты состоят из микроклина — 30—50%, плагиоклаза (часто зонального андезитом № 30—33 во внутренних частях зерен и олигоклазом № 28 — во внешних) — 20—30%, кварца — 30%, биотита — 3—5%. Из акцессорных минералов встречаются сфен и апатит, циркон, турмалин, ильменит. Порфирировидные выделения представлены плагиоклазом (также обычно зональным) и микроклин-пертитом. Они имеют табличатую форму, размеры их колеблются от 1 до 3 см. Весьма характерны реакционные взаимоотношения микроклина с минералами основной массы и особенно с плагиоклазом. Краевые части вкрапленников микроклина переполнены включениями кварца, плагиоклаза и биотита, количество которых уменьшается к центру зерна, что свидетельствует об образовании вкрапленников в результате метасоматического разрастания.

В юго-западной части массива, непосредственно попадающей в зону Шапшальского разлома, породы повсеместно несут отчетливые следы протоклаза, изменены более поздними процессами катаклаза, а вблизи тектонических нарушений интенсивно милонитизированы. Широким развитием здесь пользуются гнейсовидные резко порфирировидные микроклиновые граниты и очковые гранито-гнейсы. Ориентировка текстурных элементов пород, а также многочисленных ксенолитов, даек и жил, насыщающих породы этой части массива, имеют выдержанное северо-западное простирание, совпадающее с направлением Шапшальского разлома.

Гнейсовидные порфирировидные граниты развиты в северо-западной части массива, располагающейся между двумя крупными ветвями Шапшальского разлома. На некоторых участках на левобережье р. Козер среди них встречаются слабо гнейсовидные, почти массивные разновидности, а на левобережье р. Ташту-Холь, по мере удаления в сторону от разлома, наблюдался их

постепенный переход в массивные биотитовые граниты северо-восточной части массива.

Граниты крупнозернистые, для них характерно присутствие очень крупных, размером 3—4 см, порфирировидных выделений микроклина, имеющих, как правило, овальную форму и окруженных неширокой светлой каймой, что создает характерную очковую текстуру, а также крупных выделений, размером до 0,5—0,6 см, отчетливо голубоватого кварца. В отличие от биотитовых гранитов для них характерно повышенное содержание микроклина (до 50—70%), который в них также является более поздним метасоматическим образованием.

Ниже в табл. I приводятся данные химических анализов этих разновидностей пород и результаты их пересчета по методу А. Н. Заварицкого.

Как видно из табл. I, все они при сравнении со средним составом пород по р. Дели могут быть отнесены к категории нормальных гранитов. Характерной особенностью их является повышенная щелочность. Гранито-гнейсы слагают в основном юго-западную часть массива (правобережье р. Хемчик и бассейна р. Узун-Оюк). Они представляют собой крупнозернистые породы, среди которых наблюдается большое число разновидностей, связанных взаимными переходами. Наиболее распространены розовато-серые гранито-гнейсы, содержащие расщипые, от 1 до 4 см выделения микроклина, количество которых варьирует в широких пределах. Порфирировидные выделения отчетливо выделяются на фоне среднезернистой основной массы этих пород, которая характеризуется бластоцементной и милонитовой структурами. Она сложена трещиноватыми раздробленными зернами сильно измененного плагиоклаза, кварца и микроклина размером от 1 до 3 мм, сцементированными мелкозернистым перекристаллизованным агрегатом кварца с примесью альбита и микроклина и крупночешуйчатого биотита. Последний содержится в породе в количестве до 20—30%, чешуи его изогнуты, раздроблены, часто растащены. Биотит в значительной степени хлоритизирован. Он слагает крупные полосы, в которых в том или ином количестве присутствует также эпидот.

Среди раздробленной массы породы иногда сохраняются крупные зерна измененного плагиоклаза размером до 3 см. В отличие от плагиоклаза, микроклин как в порфирировидных выделениях, так и в мелких зернах, имеет относительно свежий облик. Выделения его переполнены включениями биотита, корродированных зерен плагиоклаза, обычно окруженных альбитовой каймой и кварца. Несмотря на то, что основная ткань породы в значительной степени катаклазирована, зерна микроклина бывают деформированы очень редко. Все это может свидетельствовать о более позднем метасоматическом проросждении микроклина и о том, что выделения его представляют собой порфиробласты.



Общий химический состав этих пород (табл. 2) также соответствует составу нормальных гранитов по Дэли.

На некоторых участках наблюдается тесная перемежаемость описанных гранито-гнейсов с более меланократовыми разновидностями на 50% из крупночешуйчатого биотита и содержащими редкие, разобщенные порфириобласты плагиоклаза и микроклина. Состав этих пород, содержащих кроме биотита в значительном количестве кварц, эпидот и магнетит, а также апатит и гранат, свидетельствует, скорее всего о том, что они представляют собой измененные вмещающие породы. На правобережье р. Хемчик эти породы слагают сплошную полосу значительной протяженности и шириной до 5 км.

Гранито-гнейсы содержат большое число крупных и мелких ксенолитов, как правило, ориентированных согласно с общим направлением тектур. Среди них встречаются (верховья рек Мал. Хемчик и Ташту-Холь) крупные ксенолиты — прослои мощностью до 1,5 м и протяженностью до 15 м измененных существенно слюдяных, первоначально, по-видимому, сланцевых пород. Они весьма неравномерно насыщены порфириобластами полевого шпата и голубоватого кварца. Нередко встречаются ксенолиты измененных диоритов, по-видимому, принадлежащих более раннему ордовикскому комплексу, и огромное количество ксенолитов пород, не сохраняющих первоначального состава и различной степени фельдшпатизированных. Все это свидетельствует о том, что гранито-гнейсы, обычно выделяемые в качестве милонитизированных магматических образований Шашальского массива, являются гетерогенным образованием и представляют собой интенсивно измененные метасоматические как собственно интрузивные, так и вмещающие их породы. Однако размер ксенолитов настолько мал, что показать их на карте не представляется возможным.

Эндоконтактовые изменения в породах массива выражаются в образовании гранодиоритов ( $\delta Pz_2$ ), развитых в основном вдоль северного его контакта. Экоконтактовые породы представлены роговиками, ширина ореолов которых не превышает 1—2 км. Вдоль юго-западного контакта массива, непосредственно вдоль Шашальского разлома наблюдается зона интенсивной фельдшпатизации пород. Она протягивается от оз. Кызыл-Кочко до р. Ташту-Ойре на расстоянии около 25 км и имеет ширину 4—5 км. Пространственно эта зона приурочена к наиболее подвижной части Шашальского разлома. В ее пределах изменению подвергались высоко метаморфизованные отложения чингинской свиты нижнего кембрия: зеленокаменные эффузивы, амфиболиты, кристаллические сланцы, а также прорывающие толщу габброиды. Фельдшпатизация выражается в неравномерном, послонном обогащении пород порфириобластами плагиоклаза и микроклина. Скопления порфириобластов на отдельных участках настолько значительны, что в них по-

Таблица 1

Название пород		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	a	b	c	f	m	r	n	q	a/c	
Крупнозернистый гранитоидный порфиритовый гранит, Северо-восточная часть массива		72,77	0,12	19,42	0,96	2,51	0,06	—	1,46	3,72	4,22	81,2	14	1,1	3,7	84	0	16	—	57,2	33,3	12,7
Крупнозернистый порфиритовый гранит, Верховья р. Кошур		69,2	0,63	15,76	0,81	2,28	0,07	0,97	1,79	3,25	4,5	76,4	13,2	0,9	9,5	29,6	15,2	—	55,2	52	25,5	14,7

Таблица 2

Название пород		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	a	b	c	f	m	r	n	q	a/c	
Крупнозернистый гранитоидный порфиритовый гранит, Верховья р. Хемчик		73,21	0,30	14,27	0,57	1,15	0,05	0,55	1,15	3,6	4,3	80,2	13,6	1,4	4,8	30,6	28	—	44	55,8	31,8	10
То же		69,08	0,28	14,17	1,15	2,07	0,86	0,86	2,21	3,25	4,5	77,2	13,4	2,6	6,8	42,1	20,7	—	37,2	52	25	5,2

роды приобретают облик лейкократовых порфиробластических гранитов. Последние всегда характеризуются гнейсовидной текстурой. С интенсивно фельдшпатизированными породами перемежаются линзы известняков, прослой кварцитов, амфиболитов и темных плотных ороговичкованных пород, совершенно не затронутых фельдшпатизацией. На фоне этого неравномерного чередования наблюдается общее нарастание степени фельдшпатизации на северо-восток в сторону гранитного массива от сравнительно слабо измененных пород, сохраняющих первичный состав и структуру и содержащих мелкие (1—2 мм) порфиробласты плагиоклаза, до очковых микролинзсодержащих гнейсов, включающих линзы и жилы подобные тела гранитов.

В верховьях р. Закрытой и по р. Ташту-Ойре наблюдался постепенный переход от фельдшпатизированных пород до гнейсовидных очковых гранитов краевой части Шапшальского массива.

Микроскопическими исследованиями в пределах описываемой зоны отчетливо устанавливаются два разновременных метасоматических процесса: натрово-кальцевый и калиевый. Натрово-кальцевый метасоматоз проявлен очень широко и выражается в обогащении пород уже претерпевших значительный метаморфизм, порфиробластами плагиоклаза (андезит). Калиевый метасоматоз является более поздним и выражается в образовании решетчатого микроклина, который развивается главным образом по плагиоклазу. Образованию микроклина в породах обычно сопутствует появление мусковита.

Аплитовидные граниты ( $\gamma Pz_2$ ) слагают небольшие тела среди гранитондов Шапшальского массива и представляют собой породы фазы дополнительных интрузий. Эти тела встречаются обычно вблизи крупных тектонических нарушений, чаще всего вытянуты в северо-западном направлении и всегда имеют рвущие контакты с вмещающими их гранитами. Нередко в непосредственной близости к тектоническим нарушениям эти породы также интенсивно огнейсованы и катаклазированы. Граниты имеют розовую окраску и иногда неясно выраженную порфировидную структуру. Они сложены микроклином, плагиоклазом (олигоклаз, олигоклаз-андезит), кварцем и биотитом, который обычно замещен мусковитом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, турмалином, сфеном, ортитом. Из них особенно характерным является турмалин, образующий иногда крупные столбчатые выделения.

Жильная серия. Для массива в целом характерно большое количество связанных с ним даек и жил диабазов, аплитовидных гранитов и реже пегматитов. Особенно много их наблюдается в юго-западной части массива, в зоне Шапшальского разлома, где они ориентированы согласно общему направлению огнейсования. Мощность их не превышает 1—3 м, по простиранию они иногда прослеживаются на 500 м. В зоне Шапшаль-

ского разлома аплитовидные граниты нередко огнейсованы; дабазы повсеместно сохраняют свежий облик и массивную текстуру и являются по времени более поздними образованиями.

Таким образом, в образовании пород Шапшальского массива можно наметить две последовательные стадии. Первая стадия — это внедрение магматического расплава и образование нормальных гранитов, характеризующихся обычными для интрузивных пород структурами. Там, где граниты кристаллизовались в спокойной обстановке (северо-восточная часть массива), породы имеют массивную текстуру и четкие резкие контакты с вмещающими толщами, сопровождающиеся ореолами роговиков. В пределах зоны Шапшальского разлома породы кристаллизовались в условиях напряженной тектонической обстановки и интенсивных тектонических движений, на что указывает гнейсовидный облик пород. Образование пород здесь происходило при участии процессов гранитизации, что подтверждается наличием среди гранито-гнейсов ксенолитов, несущих отчетливые метасоматические изменения. Вторая стадия — интрузивный катаклаз уже затвердевших пород, сопровождавшихся образованием в них blastocementных и миклитовых структур, а также изменением пород в результате каллевого метасоматоза. Вторая стадия, по-видимому, была незначительно оторвана по времени от предыдущей и особенно широко проявилась в пределах зоны Шапшальского разлома. Породы подвергались дроблению в несколько этапов, о чем свидетельствует катаклаз не только пород самого массива, но хотя и в меньшей степени дополнительных интрузий и даек.

Породы Шапшальского массива (Бельский, 1957ф) выделялись в самостоятельный Шапшальский интрузивный комплекс, который по времени образования относился к кордовку. На территории смежных листов М-45-ХI В. И. Колесников (1959ф) и А. А. Вишневецкий (1960ф) идентифицировали этот комплекс как S. В настоящее время установлено, что гнейсовидные граниты Шапшальского массива в верховьях р. Ташту-Холь прорывают отложения, условно отнесенные к чергакской свите силура и поддерживающие фауну криноидей. Породы Шапшальского массива, в свою очередь, прорываются гранитами нижне-среднедевонского интрузивного комплекса. По всей вероятности, их следует считать разновозрастными большепорожскому комплексу Западного Саяна и по времени образования отнести к среднему палеозою. Этому не противоречат и данные определения абсолютного возраста (380 млн. лет), которые в соответствии с новой геохронологической шкалой указывают на девонский возраст описываемых образований.

Однако вещественный состав пород Шапшальского массива в значительной степени отличается от пород большепорожского комплекса, представленных в основном гранодiorитами и топаитами. По химической характеристике они ближе стоят к гра-

в северной его части также преобладают гранодиориты, среди которых встречаются плагиограниты, кварцевые диориты, диориты, а в южной приконтактовой части массива присутствуют диориты, габбро-диориты, габбро. Кроме того, диоритами сложен обособленный небольшой массив, расположенный в северо-восточной части района по р. Алаш. Взаимоотношения пород основного и среднего состава с гранитами неясны. В. Е. Кудрявцев (1954ф), В. И. Колесников (Гостева, 1961ф) относят эту группу пород к гибридным эндоконтактовым разновидностям. Однако в ряде случаев наблюдались резкие контакты между гранитами и габбро-диоритами, что может свидетельствовать об относительной разновозрастности этих образований.

Гранодиориты и диориты имеют мелко-среднезернистую структуру, темно-серый цвет и состоят из плагиоклаза (андезин № 35—37) 30—40%, микроклина 15—20%, кварца 20—25%. В диоритах количество кварца и микроклина не превышает 5%, плагиоклаза (андезин № 35—40) 55—60%. Темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой, количество которых составляет 20—30%. Габбро состоит из основного плагиоклаза (60—65%) и моноклинового пироксена (30—32%), кроме того, в единичных зернах встречены оливин, роговая обманка, апатит, магнетит. Вторичные изменения в основном выражены в сильной серицитизации и сосюртитизации плагиоклаза, хлоритизации и эпидотизации роговой обманки и биотита, актинолитизации пироксена. По оливину в габбро развивается идилингит, серпентин, пылевидный магнетит. Микроструктура пород гинидиоморфнозернистая в разностях среднего состава и габбровая в габброидах. Особенности химического состава пород этой группы иллюстрируются данными химических анализов, пересчитанных по А. Н. Заварицкому (табл. 3).

Сравнительные результаты пересчета с данными химического состава пород по Дэли, видно, что приведенные разности близки по составу с габбро.

Аляскитовые и биотитовые граниты ( $\gamma D_{1-2}$ ). Биотитовыми гранитами сложены центральные части Кизерского массива и массива горы Лысой. Остальные массивы сложены в основном аляскитовыми гранитами, среди которых граниты нормального состава имеют подчиненное распространение. Граниты обладают розовой и серо-розовой окраской, среднезернисты, иногда порфировидные. В эндоконтактовых частях массивов они становятся мелкозернистыми. В порфировидных гранитах вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами микроклина размером 1—2 см. Аляскитовые граниты на 50—70% состоят из микроклин-пертита, плагиоклаза (олигоклаз № 15—25) 70%, кварца 30—40%. В нормальных гранитах количество микроклина уменьшается до 30—35%, плагиоклаза же становится 30—40%. Те и другие являются лейкократовыми породами, содержащими до 5% биотита, а в краевых частях ин-

нитам ниже-среднедевонского комплекса и, вероятно, не исключена возможность того, что породы Шапшальского массива могут представлять собой раннюю фазу ниже-среднедевонского интрузивного комплекса.

**Массивы Чулышманского плоскогорья** имеют размеры 80—90 км<sup>2</sup> и сложные извилистые контуры. Они сложены розово-серыми среднезернистыми или мелкозернистыми, иногда слабо-порфировидными, гранитами, состоящими из плагиоклаза (олигоклаз), калиевого полевого шпата и кварца, присутствующих примерно в равных количествах, и биотита (7—10%). В зоне эндоконтактов граниты сменяются темно-серыми более мелкозернистыми гибридными гранодиоритами. Массивы прорывают высоко метаморфизованные породы джебашской серии протерозоя и занимают отчетливо секущее положение по отношению к внутренней структуре этой толщи. Контакты их сопровождаются ореолами мигматизации и реже слабой фельдшпатизации вмещающих пород.

Отнесение этих пород к среднепалеозойскому интрузивному комплексу в достаточной мере условно. Гранитоиды, аналогичные описанным, имеют широкое распространение на территории соседнего к югу листа М-45-ХVIII, где они тесно связаны с породами Шапшальского массива и объединены с ними в один интрузивный комплекс (Вишневыский, 1960ф).

#### **НИЖНЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС**

К этому комплексу на территории листа М-45-ХII относятся различные гранитоиды, диориты, габбро-диориты до габбро, образующие первую, главную, фазу внедрения, а также гранит-порфиры и аплитовидные граниты, представляющие собой образования дополнительной фазы. Преобладающими разностями являются аляскитовые и лейкократовые биотитовые граниты. Гранодиориты, диориты, габбро имеют незначительное распространение и встречаются в краевых частях некоторых массивов. Породами главной фазы внедрения сложено несколько массивов и мелких тел в бассейнах рек Кизер, Алаш, в районе хр. Бай-Тайга, восточнее горы Лысой, в бассейне р. Тонгуль и др. Особое положение занимает массив р. Тонгуль, который располагается вдоль контакта среднепалеозойской интрузии с вмещающими породами, обрамляя его с востока в виде подковы. Все массивы имеют неправильную, резко дискордантную форму и крутые контакты, погружающиеся в сторону вмещающих пород под углами 50—80°. В некоторых случаях (по левобережью р. Хемчик, по левобережью р. Алаш и т. д.) наблюдались полные (15—20°) контакты.

Диориты, габбро-диориты, габбро ( $\delta$  —  $\nu$   $D_{1-2}$ ) и гранодиориты ( $\gamma D_{1-2}$ ). Гранодиоритами сложены эндоконтактовые части массива горы Лысой. В Кизерском массиве

Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	a	c	b	f	m	n	q	alc	
Габбро-диорит	51,44	1,07	19,86	1,38	5,85	0,19	6,02	8,14	4,2	0,85	61,3	10,9	8,2	19,6	36,8	53,9	9,4	88,3	-7,4	1,3
Габбро	49,01	0,84	20,23	3,0	4,88	0,14	6,48	11,86	2,34	0,28	59,6	5,8	11,4	23,2	33,4	50,1	16,5	92,5	-3,8	0,5

Таблица 3

Название породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	a	c	b	f	m	n	q	alc		
Бютиловый гранит	73,86	0,21	13,91	0,71	1,62	0,04	0,42	1,23	3,2	5,2	80,3	14,0	1,4	4,3	60,7	15,2	—	24,1	47,7	31,2	10,0
Аляскиновый гранит	76,86	0,06	13,43	0,39	0,58	0,01	0,20	0,35	3,68	4,0	82,3	13,1	0,4	4,2	17,7	8,1	—	74,2	65,2	38,0	32,0
Аляскиновый гранит	75,10	0,19	12,96	0,5	1,08	0,04	0,15	0,27	4,8	4,4	81,3	16,1	0,2	2,4	83,8	10,8	5,4	—	62,1	30,2	80,5

Таблица 4

трузий встречаются биотит-рогообманковые разновидности, в которых количество темноцветных минералов увеличивается до 5—10%. Из аксессуарных минералов в гранитах присутствуют апатит, циркон, ортит, монацит, флюорит, магнетит. Структура пород гилдиоморфнозернистая, что подтверждают результаты химических микрографическая, что подтверждают результаты химических анализов, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (табл. 4).

Характерной особенностью этих гранитов является повышенная роль Na и K по отношению к Ca (a/c) в составе полевых шпатов.

Гранит-порфиры и аплитовидные граниты (гД<sub>1-2</sub>) слагают несколько мелких штокообразных тел изометричной или вытянутой формы в плане с ровными четкими контурами и крутыми контактами. Гранит-порфиры и аплитовидные граниты внедрились как в граниты главной фазы нижне-среднедевонского комплекса, так и в граниты Шашальского массива. Наиболее крупные тела этой группы сосредоточены в районе горы Тонгуль, несколько более мелких — приурочены к Кизерскому массиву.

Большинство тел сложено розово-серыми аплитовидными гранитами, которые к эндоконтактам массивов сменяются гранит-порфирами. Отдельные тела сложены целиком гранит-порфирами. Размер вкрапленников в этих породах достигает 0,5—1 см. Вкрапленники представлены хорошо ограниченными зернами кварца и иногда полевого шпата. Породы имеют следующий средний петрографический состав: плагиоклаза (олпноклаз № 20—25) до 20—30%, микроклин-перита 30—40%, кварца 30—40%, биотита 2—3%, из аксессуарных наиболее типичным является ортит. Микроструктура пород гилдиоморфнозернистая, аплитовая, широко распространены гранит-порфиры с микрографической структурой основной массы.

Зоны экзоконтактовых изменений, связанные с массивами нижне-среднедевонского комплекса, имеют разную ширину, которая варьирует от нескольких сантиметров и первых метров в эффузивных породах до 2—3 км в осадочных образованиях. Эффузивные породы на контакте с гранитоидами превращены в кварц-биотитовые роговики. За счет терригенных пород образуются биотит-кварцевые роговики с корднеритом. На контакте гранодиоритов Кизерского массива развиты полосчатые кристаллические сланцы кварц-биотит-полевошпатового состава и мигматиты. Зоны экзоконтактовых изменений, а также крайние части массивов, сложенные более основными разновидностями пород, отчетливо фиксируются на аэромагнитной карте повышенными значениями ΔТ.

Жильная серия. Среди жильных пород нижне-среднедевонского комплекса выделяются образования первого и второго этапов. К жильным породам первого этапа принадлежат жилы

## ТЕКТОНИКА

Основные особенности тектоники территории листа М-45-ХП определяются его положением в области сопряжения структур Горного Алтая, Западного Саяна и Тувы. Именно этим объясняется сложное сочетание в пределах территории листа двух основных направлений дислокаций — северо-западного, свойственного Южному Алтаю, и восток-северо-восточного, присущего Западному Саяну. Сочетаясь, перпендикулярно ориентированные структуры образуют круглую, изломанную дугу, обращенную выпуклостью к северо-западу.

В целом площадь листа сложно построенным древнепалеозойским складчатым сооружением, на которое в восточной части наложены сравнительно простые средне-верхнепалеозойские структуры, составляющие здесь крайнее западное окончание Тувинского прогиба. Кроме того, в западной половине описываемой площади также отмечаются небольшие наложенные структуры, сложенные средне-верхнепалеозойскими породами. В соответствии с этим выделяются два структурных яруса, разделенных крупным угловым несогласием.

### НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Нижний структурный ярус складается протерозойскими, кембрийскими, ордовикскими и ордовик-нижнесилурийскими (шигнетская серия) отложениями. Для него характерно сложное сочетание глыбовых и складчатых форм. Все основные структурные элементы ограничены разломами и выступают в виде поднятых или опущенных блоков. Такими структурами первого порядка являются: Чулышманский, Куртушбинский, Чингекатский антиклинорий и Западно-Саянский синклинорий. Как и из этих структур разбита многочисленными разломами на отдельные блоки. Внутри них заключены сильно сжатые вытянутые складки, часто килевидные и изоклинальные, почти всегда наклонные или опрокинутые. Как правило, складки осложнены наклоненные или опрокинутые. Как правило, складки осложнены мелкой складчатостью более высоких порядков, обычно гофрировка слоев и пloyчатость. Весьма характерно для нижнего структурного яруса проявление процессов штейншварца-расслащивания и квиважа скальвания.

Чулышманский антиклинорий структурно принадлежит к Горному Алтаю и имеет северо-западное простирание. В нем выделяется осевая часть, сложенная протерозойскими отложениями и выступающая в виде глыбового горстового поднятия, и ограничивающий антиклинорий с северо-востока офиолитовый пояс, приуроченный к наиболее подвижной части зоны Шалашского глубинного разлома. Внутренняя структура горстового поднятия характеризуется развитием узких вытянутых

аллитов и аляскитовых микрогранитов, которые имеют протяженность 5—30 м при мощности 0,1—0,5 м и обычно не выходят за контуры интрузий. Жильные породы второго этапа имеют гораздо большее распространение и представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, диорит-порфиритами, лампрофирами диоритового ряда — спессартитами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами. Эти дайки развиты как внутри массивов, так и за их пределами. Мощность от 0,2—0,3 м до десятков метров, иногда 100—150 м, протяженность от 10—20 м до 2—3 км.

С интрузиями ниже-среднедевонского комплекса связано повсеместное площадное развитие в шлихах ильменита, циркона, шеелита, монацита. Особенностью гранитов восточной части территории является присутствие в них касситерита, что подтверждается анализом протолючек.

Гранитоиды этого комплекса прорывают вулканогенные образования кендейской свиты нижнего девона. По петрографическому составу гранитоиды этого комплекса сопоставляются с гранитоидами буйбинского комплекса Западного Саяна. Поселенные прорывают вулканогенные образования нижнего девона и в ряде мест (р. Большие Уры, Владимировский, 1959) содержатся в гальке базальных конгломератов верхнего девона. Есть указания (Кудрявцев, 1952ф), что сходные интрузивные породы встречаются и в гальке саглинской свиты среднего девона. Таким образом, вероятнее всего, формирование пород описываемого комплекса происходило в начале среднего девона.

### ДЕВОНСКИЙ (ТОРГАЛЫКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (с.д)

К торгалыкскому интрузивному комплексу в пределах района отнесены среднезернистые габбро. Эти породы слагают небольшое штокообразное тело площадью около 1 км<sup>2</sup>, расположенное по левому борту р. Хемчик ниже устья р. Чон-Хем и приуроченное к крупному тектоническому нарушению. Габбро представляют собой массивные темно-зеленые среднезернистые породы, состоящие из лабрадора № 52—55 (60%) и моноклинного пироксена (40%). Из акцессорных минералов в них обнаружены апатит, сфен и магнетит.

На территории листа М-45-ХП габбро прорывают вулканогенные отложения кендейской свиты нижнего девона. В пределах Западной Тувы, по данным Э. Ф. Дорофеевой основная часть интрузий торгалыкского комплекса прорывает отложения нижнего и среднего девона и является доверхнедевонской. Однако В. В. Волков (1960ф) указывает, что в районе рек Сев. Торгалык, Чаа-Хем они прорывают также и отложения верхнего девона. Поэтому предполагается, что образование пород торгалыкского комплекса происходило на протяжении всего девона.

складок с быстро ундулирующими шарнирами, осложненных мелкой гофрировкой и плейчатостью. Углы падения на крыльях, как правило, 75—80°, вместе с тем вдоль северо-восточной окраины горстового поднятия наблюдается сочетание узких гребневидных антиклиналей и широких пологих синклиналей. Примером таких структур является синклиналь на левобережье р. Онгураш, размах крыльев которой достигает 2 км. Офиолитовый пояс имеет ширину 4—5 км и сложен зеленокаменной сланцевой формацией нижнего кембрия и прорывающими ее конкордантными телами гипербазитов и габброидов. Она протягивается через территорию листа в северо-западном направлении и уходит на сопредельные площади листов М-45-XVIII, М-45-XI и М-45-V.

Офиолитовый пояс отчетливо фиксируется на аэромагнитной карте полосой локальных возмущений магнитного поля. Наиболее высокие значения  $\Delta T$  порядка 1000 $\gamma$  характерны для площадей выходов гипербазитов и габброидов и участков интрузивной обохренности пород. В его пределах нижекембрийские отложения разбиты системой разновеликих сблизженных разломов и смяты в узкие складки северо-западного простирания, нередко опрокинутые на юго-запад.

Куртушинский и Чингекатский антиклинорин. Тектоническая структура восточной части территории листа представляет собой сложное образование. Она включает западные окончания крупных антиклинориев — Куртушинского и Чингекатского, входящих сюда из сопредельных площадей Западного Саяна и Тувы и имеющих восток-северо-восточную ориентировку. В пределах района оба эти антиклинория смыкаются, причем, как это хорошо видно на тектонической схеме (рис. 1), вдоль западной их границы обнаруживается последовательная смена простираний с северо-восточных на северо-западные и вновь на северо-восточные. В восточных частях рассматриваемого тектонического сооружения, где дислокации обладают северо-восточной ориентировкой, наблюдается перемена поднятых участков, сложенных отложениями, начинающаяся с алтынобулакской свиты нижнего кембрия и кончая ишклин-

Верхний структурный ярус. Грaben-синклиналь и надложечные мульдзы: 8 — нижний подъярус, сложенный отложениями селура, 9 — верхний подъярус, сложенный отложениями делюва. 10 — пришовный прогиб, сложенный отложениями среднего — верхнего карбона. 11 — линейные конкордантные тела гипербазитов и габброидов, 12 — дискордантные массивы гранитоидов ордовикского и среднекаменноугольного возраста, связанные с зоной Шаншальского глубинного разлома. 13 — дискордантные массивы гранитоидов послепериодического возраста. **Прочие обозначения.** 14—16 — разломы: 14 — глубинные, 15 — региональные, 16 — прочие; 17 — зона расчленения, мезоинтрузии и отщепления интрузивных пород с интрузивными провалами процессов фельдшпатовизации; 18 — границы структурных ярусов и подъярусов. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Талинская горст-антиклиналь, 2 — Верхнеулаинская горст-антиклиналь, 3 — Аляк-Орская горст-антиклиналь, 4 — Чингекатская горст-антиклиналь, 5 — Хемчикская горст-антиклиналь, 6 — Чингекатская синклиналь, 7 — Чульчинская синклиналь, 8 — Хемчикская горст-синклиналь, 9 — Хондольская грабен-синклиналь, 10 — Козерская палеоженная мульдза, 11 — пришовный прогиб.

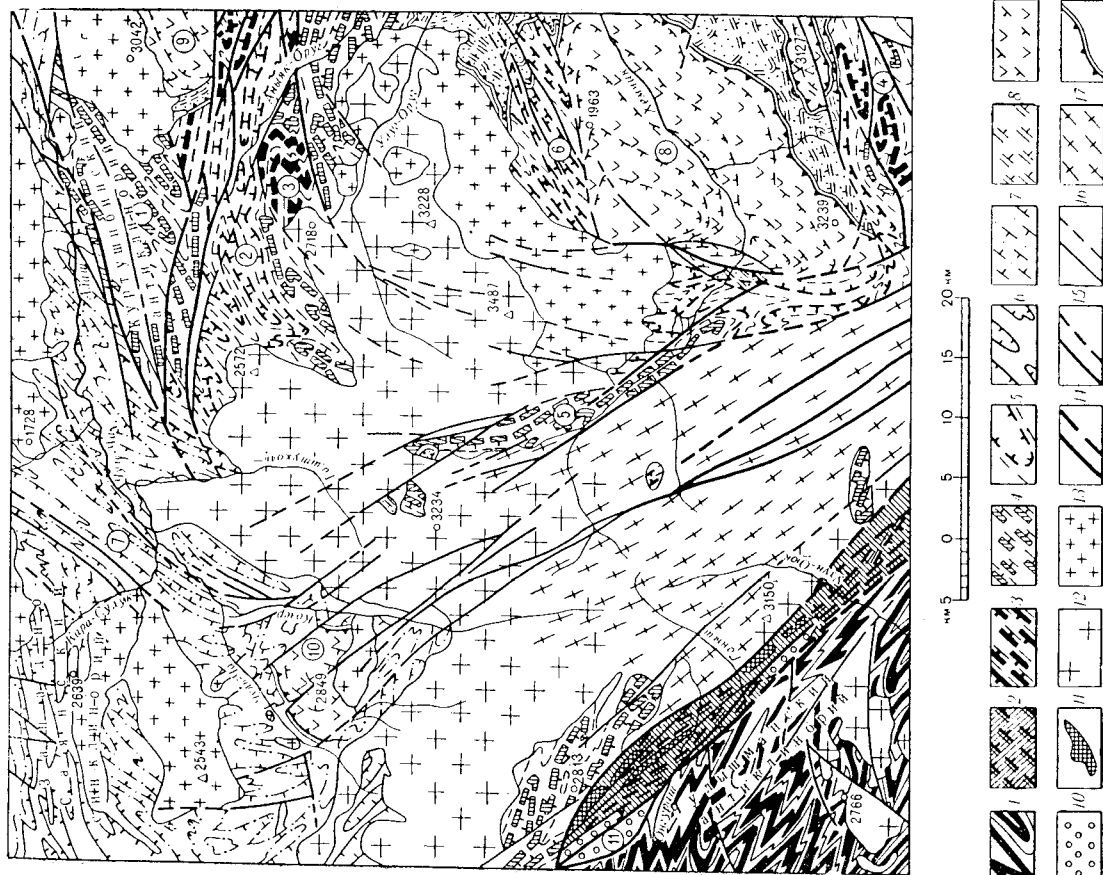


Рис. 1. Тектоническая схема. Составили И. М. Мерцалов, Т. С. Гостева  
**Нижний структурный ярус.** А. Антиклинорин: 1 — глыбовое горстовое поднятие осевой части Чульчинского антиклинория, сложенное отложениями протерозойского возраста, 2 — зона Шаншальского глубинного разлома. Офиолитовый пояс, сложенный отложениями чингекатской свиты нижнего кембрия, телами гипербазитов и габброидов; 3 — осевые части антиклиналей и горст-антиклиналей, сложенные отложениями нижнего (алтынобулакская свита) и нижнего — среднего кембрия, 4 — краевые части антиклиналей, горст-антиклиналей, сложенные отложениями верхнего кембрия (слохольская и ишклинская свиты нерасчлененные), 5 — синклиналь, сложенные отложениями верхнего кембрия (аласугская свита) и нерасчлененного ордовика. Синклинорид: 6 — краевые части, сложенные отложениями верхнего кембрия (аласугская свита); 7 — осевые части, сложенные отложениями ордовика (ишклинская свита) и ордовика — нижнего селура (чингекатская серия).

ской свитой верхнего кембрия, и опущенных, в пределах которых сохранились более молодые осадки, принадлежащие аласугской свите верхнего кембрия и нерасчлененному ордовика. Соответственно поднятые участки представляют собой сложно построенные антиклиналы, иногда горст-антиклиналы, а опущенные — сложные синклинали.

В северной части выделяется Тапсинская горст-антиклиналь (1), представляющая собой собственно западное окончание Куртушибинского антиклинория. Она ограничена зонами крупных разломов и имеет в плане форму клина, сходящегося к западу. Южнее располагается Аныяк-Оругская антиклиналь (3). Осевая часть ее, сложенная вулканогенными отложениями алтынбулакской свиты, представляет собой крупную антиклинальную складку с размахом крыльев до 5 км, резко погружающуюся на северо-восток. Углы падения на замыкании складки составляют 55—70°. Тапсинская горст-антиклиналь и Аныяк-Оругская антиклиналь разделены Верхнетапсинской синклиналью (2), выполненной отложениями аласугской свиты верхнего кембрия.

Западное окончание Чингекатского антиклинория представляет собой разбитую многими разломами Чингекатскую горст-антиклиналь (4). Структура имеет субширотное простирание; слагающие ее породы смяты в узкие линейные складки того же простирания с падением на крыльях в 70—75°.

Между описанными выше структурами располагается выступ нижнепалеозойского складчатого основания Тувинского прогиба, перекрытый трансгрессивно лежащими отложениями силура и девона. Он сложен породами нерасчлененного ордовика и по отношению к прилегающим частям поднятия представляет собой крупную Чиндозынскую синклиналь (6). Она характеризуется развитием узких линейных складок, осложненных продольными разломами.

На сочленении Куртушибинского и Сингекатского антиклинориев располагается Хемчикская горст-антиклиналь (5). В отличие от всех других структур этого поднятия она имеет выдержанное северо-западное простирание и образована серией мелких резко удлиненных тектонических клиньев, внутри которых зажаты узкие килевидные складки той же северо-западной ориентировки. Сочленение разноориентированных структур, как видно в области сопряжения Хемчикской и Чингекатской горст-антиклиналей, происходит чрезвычайно резко. Как разломы, так и оси складок «притыкаются» друг к другу почти под прямым углом. В данном случае можно говорить о торцовом сочленении структур, причем разломы северо-западного направления секут разломы северо-восточного простирания.

Западно-Саянский синклинорий входит в пределы района юго-западным окончанием и представляет собой крупную Чульчинскую (7) синклинальную зону, краевые части кото-

рой сложены отложениями аласугской свиты верхнего кембрия, а внутреннее — отложениями ордовика (иньсукская свита) и ордовика — нижнего силура (шигнетская серия). В краевой части зоны, прилегающей к Куртушибинскому антиклинорию, слои имеют выдержанное северо-восточное простирание. Они смяты в систему сопряженных синклиналей и антиклиналей с быстро погружающимися и воздымающимися шарнирами, с размахом крыльев до 2—5 км, нередко сильно сжатых и осложненных мелкой складчатостью различных порядков. В северо-западном крыле развиты узкие нередко изоакциальные складки преимущественно широтного простирания. Осевая часть структуры вытянута в северо-восточном направлении. Здесь развиты узкие изоклинальные, часто ундулирующие складки, осложненные большим количеством продольных нарушений и опрокиннутые на юго-восток.

### ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Сложен силурійскими, девонскими и каменноугольными породами. Для него характерна сравнительно спокойная дислоцированность. Здесь преимущественно развиты разнообразные брахискладки, коробчатые и гребневидные складки, незначительные мушды.

Угловое несогласие, наблюдающееся в основании нижнего девона, разделяет верхний структурный ярус на два подъяруса, несколько отличающихся по характеру складчатых форм. Образование верхнего структурного яруса слагают ряд резко наложенных на нижнепалеозойское складчатое основание грабен-синклиналей и мушды. Кроме того, выходящие в пределах Шавшальского глубинного разлома средне-верхнекаменноугольные отложения образуют там прищовный прогиб.

Наиболее крупной структурой является Хемчинская грабен-синклиналь (8), составляющая крайнее западное окончание Тувинского прогиба. Она представляет собой крупный, почти прямоугольный блок, опущенный по ограничивающим его разломам. Внутри этого блока наблюдается сложная асимметричная синклиналь, наклоненная в целом на север и северо-запад. По южному ее обрамлению выходят силурійские отложения, слагающие здесь нижний подъярус. Они собраны в спокойные вытянутые в северо-восточном направлении брахискладки длиной до нескольких километров, размахом крыльев 3—4 км и углами падения на них местами до 70°. Севернее, в бассейне р. Сухая, в поле развития силурійских отложений наблюдается сложная система мелких грабен-синклиналей, разделенных разломами и сопровождающими их гребневидными антиклиналями. Местами здесь отмечается весьма напряженная складчатость: крупноасимметричные складки сочетаются с пережатыми и опрокинутыми. Можно предполагать, что эта складчатость является



оползневой. Наиболее опущенная северная часть блока занята ниже- и среднедевонскими отложениями, образующими верхний подъярус. Они выполняют широкую мульдугу с пологими (10—30°) юго-западным крылом и крутыми (до 70°) северными и западными крыльями, срезанными ограничивающими блоком разломами. Местами вдоль этих разломов наблюдаются резкие флексуры.

В северо-восточной части территории располагается Хондленская грабен-синклиналь (9), наложенная на Куртушибинский антиклинорий. Она имеет много общего с Хемчинской грабен-синклиналью, представляя собой также опущенный по разломам блок, несколько меньших размеров.

В западной части территории листа в междуречье Тихая — Козер, на окончании Западно-Саянского синклинория располагается Козерская наложенная мульда (10). Она имеет изометричную блюдцеобразную форму, северо-восточные и юго-западные крылья ее оборваны разломами. Наклон крыльев на периферии 40—50° с выполаживанием к ядру до 10—15°.

К зоне Шапшальского глубинного разлома приурочена серия узких грабенов, в которых верхний структурный ярус представлен грубообломочными эпиконтинентальными отложениями среднего — верхнего карбона (11). Они прослеживаются полой северо-западного направления на расстояние около 30 км, параллельно главному шву разлома. В пределах этих грабенов толща пород в свою очередь разбита многочисленными нарушениями на отдельные приподнятые или опущенные блоки, что свидетельствует о неоднократно повторяющихся движениях в зоне Шапшальского разлома. Пласты пород испытывают резкие флексуобразные изгибы. Углы падения слоев колеблются в пределах 10—30°, но вблизи разломов достигают 70—90°. Совершенно очевидно, что эти разрозненные в настоящее время грабены были ранее соединены и образовывали узкий прищовный прогиб вдоль Шапшальского разлома.

Разрывные нарушения. Среди них выделяются две основные системы: разрывные нарушения северо-западного простирания и разломы северо-восточного и субширотного направления. Разрывные нарушения северо-западного простирания принадлежат зоне Шапшальского глубинного разлома, имеющих в пределах района ширину не менее 25 км. Разломы шапшальского направления отчетливо прямолнейны, хорошо выражены морфологически крупными уступами, зонами дробления, обохренности и милонитизации пород. Плоскости сместителей обычно ориентированы вертикально. Шапшальский разлом заложился не позже нижнего — среднего кембрия, когда по нему происходило внедрение гипербазитовых интрузий. С этим же разломом связано формирование Шапшальского массива гранитов среднепалеозойского возраста. Разломы предопределили его вытянутую в северо-западном направлении форму, обусло-

вили протоклад и широкое развитие в массиве ориентированных тектур. Более молодые движения, унаследованно развивавшиеся в зоне глубинного разлома вызвали катаклиз и миконитизацию, которые сопровождалась интенсивными проявленными калдвеего метасоматоза. С этой же системой разломов связаны своеобразные образования четвертичного возраста делювиально-пролювиального происхождения, представленные брекчией с кальцит-карбонатным цементом. Цемент брекчией, состоящий нередко из чистого патечного кальцита, и секущие ее крупные карбонатные жилы свидетельствуют о гидротермальной деятельности в зоне Шапшальского разлома, проследившей в верхнечетвертичное время. Все это указывает на глубокое заложение разломов Шапшальской зоны и длительность их развития. Разрывные нарушения северо-восточного и субширотного простирания весьма многочисленны и принадлежат различным системам, имеющим за восточной границей описываемого района региональное значение. Разломы по правому берегу р. Алаш и по р. Ниж. Хонделен, по-видимому, являются западным продолжением главных ветвей Саяно-Тувинского глубинного разлома. Разломы в районе р. Ниж. Мешту-Хем принадлежат крупному тектоническому шву, ограничивающему с юга Тувинский прогиб. Сопряжение этих нарушений с зоной Шапшальского разлома в одних случаях отчетливое терцовое (верховья р. Ниж. Мешту-Хем), в других наблюдаются плановые дугообразные изгибы и кулисообразное расположение этих нарушений по отношению к оперяющим ветвям Шапшальского разлома. Движения по разломам как вертикальные, так и горизонтальные фиксируются по смещению отдельных блоков, когда в сопряженные приходят разновозрастные толщи. Времени заложения наиболее крупных ветвей этих нарушений так же, как и Шапшальского разлома, следует считать не позднее кембрия, так как восточнее с ними связаны пояса кембрийских интрузивов (Благонараов, 1962ф). С разрывными нарушениями этих направлений связаны крупные массивы гранитов послемилонитово-девонского возраста, как правито, «залегивающие» их. Иногда массивы этих пород (Кизерский) приурочены к участкам пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Формирование рельефа исследованного района происходило длительное время под воздействием различных эндогенных и экзогенных сил. Намечаются следующие основные этапы развития рельефа: 1) дочетвертичный, когда в условиях тектонического покоя формировалась обширная денудационная поверхность выравнивания; 2) нижнечетвертичный, когда под воздействием тектонических движений поверхность выравнивания



была поднята на различные высоты и подвергалась интенсивному расчленению; 3) средневерхнечетвертичный, когда основная рельефообразующая роль принадлежала ледникам и 4) современный.

Дочетвертичный рельеф. К наиболее древним формам рельефа исследованного района относятся денудационная поверхность выравнивания (рис. 2). Эта поверхность хорошо сохранилась на Чулышманском плоскогорье, на северо-западе листа в бассейне р. Иерихоль, на левобережье р. Алаш и на юге района, в междуречье Хемчи-Шуй. Она характеризуется сочетанием широких (2—4 км) денудационных ложбин с такими же широкими пологосклонными куполообразными возвышенностями. Относительные превышения здесь составляют 200—400 м. На Чулышманском плоскогорье и в бассейне р. Иерихоль она обработана ледником. Денудационная поверхность выравнивания широко распространена в этой части южной Сибири и рядом исследователей (Шукина, 1952ф) ее возраст устанавливается как дочетвертичный.

Рельеф нижнечетвертичного возраста. Тектонические движения, проявившиеся в плочен-нижнечетвертичное время, подняли поверхность выравнивания на абсолютную высоту 1600—3300 м и разбили ее на крупные блоки, отделенные друг от друга тектоническими уступами. Наиболее крупным является тектонический уступ по правобережью р. Алаш. Его длина около 80 км. Уступы вдоль юго-западных отрогов Шаншальского хребта и по правобережью р. Чон-Хем имеют длину порядка 18—25 км. Бровка уступов, как правило, четкая; ее превышения над подошвой колеблются в пределах 400—800 м; уклоны в среднем составляют 30—35°. Тектонические уступы на р. Чон-Хем и юго-западе Шаншальского хребта разделяют участки поверхности выравнивания, обработанные оледенением, и не затронутые им, т. е. уступы сформировались в доледниковый период (Q<sub>1</sub>).

Там, где поверхность выравнивания была деформирована без четко выраженного разрыва, сформировались эрозионно-денудационные уступы (на правобережье долины р. Чуль-Чн и

пологохолмистая моренная равнина, приуроченная к межгорным понижениям и реликтам древних проходных долин. Рельеф верхнечетвертичного возраста: 9 — высокие аккумулятивные террасы, сложенные комплексом среднетеррических осадков, 10 — холмистый и холмисто-грядовый моренный рельеф. Рельеф средне-верхнечетвертичного возраста: 11 — высокогорный ледниковый рельеф альпийского типа. Рельеф верхнечетвертичного — современного возраста: 12—13 — низкие аккумулятивные террасы, сложенные верхнечетвертичными валдно-ледниковыми (12) или озерными (13) отложениями. Современный рельеф: 14 — пойма низкая и высокая; 15 — мелкобулгуристый рельеф, связанный с мерзлотными явлениями (булгури-могильник, булгуристые марш, горные булгуры). Формы рельефа: 16 — камни, камовые террасы и озны; 17 — борные аккумулятивные террасы; 18 — крупнотыловые осыпи и обвалы; 19 — каровые гребни, карлинги, ледниковые цирки; 20 — низки трого; 21 — каровые гребни, карлинги, ледниковые цирки; 22 — низки трого; 23 — эрозионные гребни; 24 — эрозионные формы, приуроченные к зонам тектонических нарушений

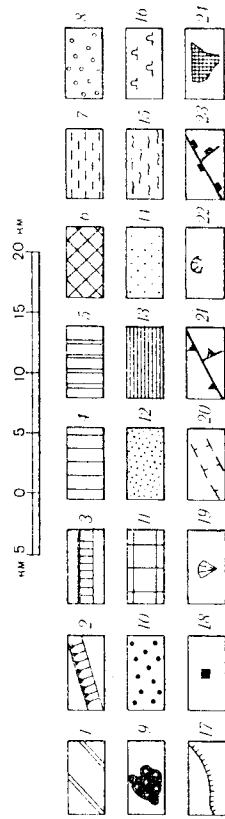
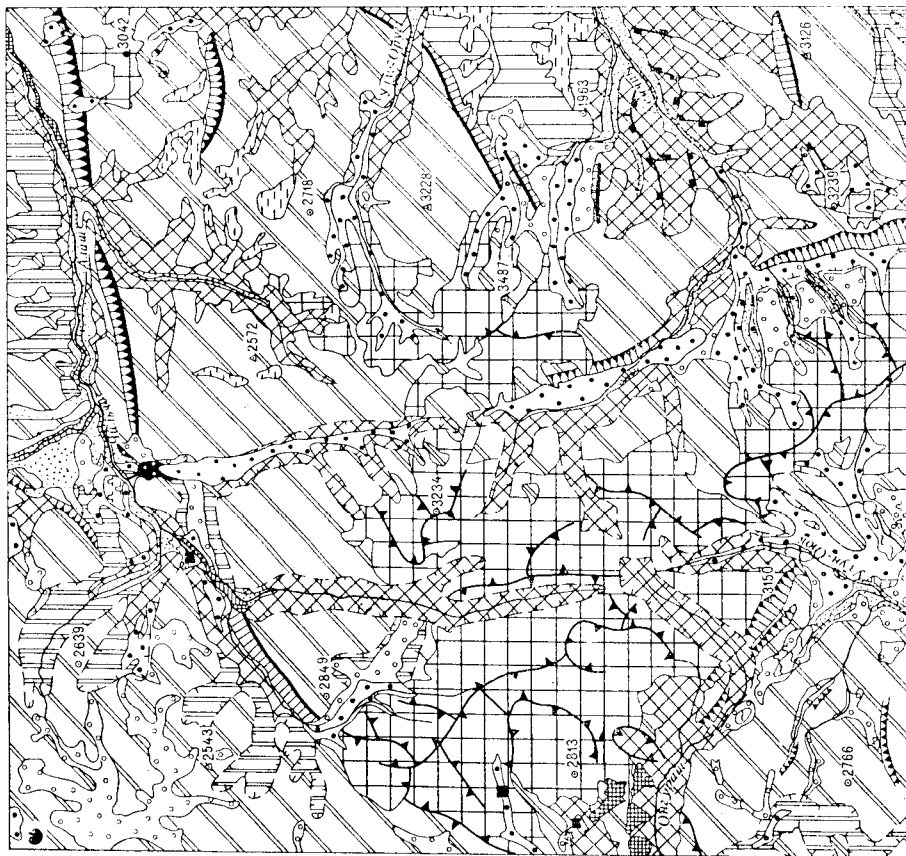


Рис. 2. Геоморфологическая схема. Составил А. И. Музис

Дочетвертичный рельеф: 1 — поверхность выравнивания, поднятая неотектоническими движениями на абсолютную высоту от 1600 до 3300 м. Рельеф нижнечетвертичного возраста: 2 — тектонические уступы; 3 — эрозионно-денудационные уступы; 4 — эрозионно-денудационный рельеф типа мелкосопочника; 5 — эрозионный среднегорный рельеф и эрозионные долины, обработанные оледенением; 6 — эрозионные долины, частично обработанные оледенением и значительно обновленные в средне-верхнечетвертичное время. Рельеф нижне-средне-четвертичного возраста: 7 — плоский делювиально-пролювиальный чехол, перекрывающий межгорные понижения. Рельеф среднечетвертичного возраста: 8 —

в бассейне рек Чиндозын и Сухая). Часто подобные уступы наблюдаются на продолжении тектонических уступов и сходны с ними морфологически.

С началом неотектонических движений связано также интенсивное расчленение поверхности выравнивания. В результате обособляются участки эрозионно-денудационного рельефа, который в совокупности своих форм сохраняет черты древней поверхности выравнивания, и появляются эрозионные долины, глубоко врезаемые в древнюю поверхность выравнивания. Эрозионно-денудационный рельеф (бассейн рек Сухая Чиндозын) характеризуется абсолютными высотами 1200—1600 м и относительно высокими превышениями в 150—200 м узкими уплощенными гребнями и сравнительно пологими склонами долины (15°).

Среди эрозионных долин обособляются долины, врезаемые в поверхность выравнивания на глубину до 300 м и частично обработанные последующим оледенением. Иногда они имеют форму отрогов, в некоторых случаях следы оледенения выражаются микроформами рельефа — курчавыми скалами, ригелями и т. п. Другую группу составляют эрозионные долины, частично обработанные оледенением и значительно обновленные в среднечетвертичное время. Они врезаемы в древнюю поверхность выравнивания на глубину до 1000 м, имеют типично эрозионный облик, характеризуются V-образным или ящикообразным поперечным профилем, крутыми (45—60°) обрывистыми склонами со скалистыми выступами и эрозионными ложбинами.

Нижнечетвертичный возраст долин устанавливается методом корреляции их с тектоническими уступами и возрастом осадков вложенных в долины рек Ташту-Холь и Хемчик.

Рельеф ниже-среднечетвертичного возраста. На поверхности выравнивания, не затронутой эрозией и оледенением, в ниже-среднечетвертичное время продолжали действовать денудационные процессы, которые привели к образованию плоского делювиально-пролювиального чехла, перекрывающего межгорные понижения и подножия вершин (?). По возрасту осадков время формирования делювиально-пролювиального чехла условно принимается нами как ниже-среднечетвертичное (Q<sub>1-2</sub>).

Рельеф среднечетвертичного возраста. Поднятые страны и совпавшее с ним по времени общепланетарное похолодание привело к развитию в районе крупных ледников. В районе устанавливаются признаки двух ледниковых эпох. Первое оледенение было полупокровным. В рельефе на Чулышманском плоскогорье, в бассейне р. Иерихоль и на правобережье р. Чиндозын оно выражено реликтами полого-холмистых моренной равнины. Ее поверхность осложнена ныне микроформами мерзлотного происхождения. Иногда встречаются камовые холмы и озовые гряды высотой до 10—20 м. По возрасту морены рельеф этот датируется как среднечетвертичный (Q<sub>2</sub>).

Рельеф верхнечетвертичного возраста. Второе оледенение было горно-долинным по характеру и меньшим по размерам. Основной питающей провинцией горно-долинных ледников служили Шаншальский хребет и массив горы Менгулек, с которых льды спускались по долинам на запад и на восток. На ледниково-аккумулятивных отложениях этой эпохи сформировался холмистый и холмисто-грядовой рельеф, представленный главным образом крупными валами конечных и боковых морен и мелкими холмами дощой морены. Конечные моренные валы достигают высоты ста и более метров, имеют хорошо выраженный склон ледникового контакта (Алашская котловина) или четкий лобовой уступ (устье р. Танту-Холь). Боковые морены на отдельных участках перекрывают склоны долины от ее дна до бровки и лежат на плечах трога. Донная морена выражена в рельефе холмами и короткими грядками высотой от 1 до 10 м. На отдельных, замкнутых моренными валами участках или по периферии холмисто-грядового моренного рельефа наблюдаются скопления куполообразных камовых холмов высотой 12—15 м, реже 20—30 м, узких озовых гряд высотой 3—5 м или камовых террас высотой 10—12 м. По возрасту ледниково-аккумулятивных отложений этот рельеф датируется как верхнечетвертичный (Q<sub>3</sub>).

Межледниковая эпоха, разделяющая эпохи полупокровного и горнодолинного оледенения, была временем сравнительно интенсивной эрозионной деятельности, в результате чего в долинах рек Хемчик и Ташту-Холь в среднечетвертичное время сформировались высокие (40—50 м) аккумулятивные террасы. Межледниковый этап их формирования устанавливается по положению верхнечетвертичной морены, которая приложена к уступу этих террас.

Рельеф средне-верхнечетвертичного возраста. На западе района, там где развитие льдов носило полупокровный характер, льды изобразили поверхность выравнивания ледниковыми шрамами, создали озерные ванны, бараньи льды, курчавые скалы. На востоке, где оледенение было преимущественно горнодолинным, большее развитие получили трогги. В центральной части района — на Шаншальском хребте и хребте Скалистый (гора Менгулек, 3487 м) как результат карово-долинного оледенения сформировался специфический высокогорный ледниковый рельеф альпийского типа. Этот рельеф характеризуется резкими контрастами высот: острые пилообразные гребни поднимаются здесь на высоту 3—3,5 тыс. м, а дна каров рядом с ними располагаются на абсолютной высоте 2200—2800 м. Крутизна склонов повсеместно превышает 45° и нередко достигает 60—75°. По времени основного развития ледников в районе возраст высокогорного ледникового рельефа альпийского типа принимается нами как нерасчлененный среднечетвертичный (Q<sub>2+3</sub>).

Рельеф верхнечетвертичного — современного в о з р а с т а. Конец верхнечетвертичного и начало современного этапов развития рельефа характеризуется сокращением и исчезновением ледников, усилением эрозионных процессов, развитием вечной мерзлоты и связанным с ней форм микрорельефа. С эрозионными процессами связано формирование низких (от 3 до 20 м) аккумулятивных террас, сложенных верхнечетвертичными водно-ледниковыми или озерными отложениями. Террасы наблюдаются главным образом в Алашской котловине и долинах рек Алаш и Хемчик. Ширина их изменчива — от 0,7 до 4 км, высота на участках примыкания к моренам достигает 15—25 м, вниз по течению она снижается до 2—3 м. Поверхность террас неровная, со следами многочисленных старичных русел (Алашская котловина). Озерные террасы наблюдаются по берегам оз. Ташту-Холь, они представлены несколькими ступенями с ровными плоскими поверхностями шириной от 100 до 500 м и крутыми уступами высотой от 5 до 15 м.

Современный рельеф. С эрозионно-аккумулятивными процессами связано образование поймы, с мерзлотными явлениями — мелкобугристого рельефа. Пойма, низкая и высокая наблюдается в низовьях рек Чульчи, Алаш, Чиндозын и, частично, Хемчик. Ширина ее достигает 1 км. Микроформами рельефа здесь являются береговые валы, косы, русла пересохших потоков. Мелкобугристый рельеф представлен в долине Толчихи буграми-могильниками, торфяными буграми и буграми пучения. Кое-где наблюдаются полигональные кольца. Высота торфяных бугров достигает 5—8 м, в ядре, как правило, обнаруживается лед.

### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В настоящее время на территории листа известны рудопроявления железа, цветных металлов, молибдена, ртути и небольшое проявление тангала с ниобием.

Неметаллические полезные ископаемые представлены мелкими проявлениями флюорита, амфиболового асбеста и строительными материалами.

В шлихах обнаружены минералы титана, хромит, малахит, халькопирит, свинцовые минералы, золото, молибденит, шеллит, вольфрамит, касситерит, киноварь, висмутин и базобисмутит, циркон, минералы редких земель, барит, флюорит.

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

#### ЖЕЛЕЗО

В пределах района известны три железорудных проявления: Карахольское, Чоонхемское и по р. Кызыл-Кочко.

Карахольское рудопроявление (3, 4, 5, 6) расположено по левому борту долины р. Карахоль в 3 км к северу от

ее устья. Впервые отмечено П. С. Матросовым (1951ф), детально обследовано В. Е. Кудрявцевым (1954ф). Участок оруденения представлен четырьмя разобщенными пунктами минерализации общей площадью 4 км<sup>2</sup>. Расположен в зоне эндо- и экзоконтакта массива гранитов нижне-среднедевонского комплекса, прорывающего песчано-сланцевые отложения ордовикского возраста. Оруденение приурочено к кварцевым жилам северо-восточного и субмеридионального простирания, залегающим согласно с вмещающими породами. Мощность жил колеблется от 2—3 см в пережимах до 2,5—3 м в раздувах, протяженность от 1—2 до 50 м. Простирание северо-восточное и меридиональное согласное с простиранием вмещающих пород. Рудная минерализация представлена преимущественно гематитом, реже гидроокислами железа, в незначительных количествах встречаются минералы меди: халькопирит, барит, азурит и малахит. Гематит и малахит распределены неравномерно. Химический анализ валовой пробы показал: из жилы с гематитом — Fe 62,04%, P 0,03%. Спектральными анализами установлены Cu 0,1—1%, Sn, Pb, Co, Ni, W, V 0,01—0,1%. Из жилы с лимонитом (Матросов, Кудрявцев, 1952ф) — FeO<sub>0,7</sub>%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 53,86%, P 0,15%, S 0,24%. Одной пробой устанавливается содержание Cu 14,22%. Спектральный анализ показал: Fe, Mn — 1—10%, V, Cr, Mo, Pb, Ba — 0,001—0,01%, Cu 0,1—1%, Sb 0,01—0,1%.

В силу незначительных размеров рудопроявление, как участок железной минерализации, интереса не представляет, но, возможно, заслуживает пересмотра с точки зрения оценки его на медь.

Чоонхемское рудопроявление (55) расположено по левому борту р. Тарлыг-Тыг в 5 км выше устья, открыто Б. М. Порватовым в 1947 г., разведано Г. Г. Бельским (1958ф). Участок оруденения расположен среди обширного поля ледниковых отложений и имеет площадь 0,4 км<sup>2</sup>. Оруденение приурочено к лежащему боку линзы мраморизованных известняков среди кварц-серицит-хлоритовых сланцев аласугской свиты верхнего кембрия и пространственно связано с субмеридиональным тектоническим нарушением. Известняки вблизи нарушения брекчированы и ожелезнены до образования сплошной собственно железистой залежи мощностью 20—25 м, которая прослежена канавами по простиранию на 110—120 м. Рудные минералы представлены сидеритом, гидрогетитом, гидрогематитом, лимонитом, пиритом, халькопиритом, пирролизитом и пеллоидальном. Наиболее распространены гидротематит и гидрогетит, содержание которых достигает 70%. Они представлены твердыми, землистыми колломорфными и охристыми разновидностями. Бороздовое опробование рудной зоны показало: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 7,19—95,82%, Co до 0,004%, Ni до 0,08%, Cu до 0,025%, а также следы Pb.

Рудопроявление ввиду незначительных масштабов и малых содержаний железа признано неперспективным.

Рудопроявление по р. Кызыл-Кочко (29) расположено в правом борту долины вблизи оз. Кызыл-Кочко. Участок оруденения расположен в зоне Шапшальского глубинного разлома и приурочен к одной из его ветвей, отделяющей массив габброидов актовракского комплекса от ороговикованных пород верхнего кембрия (сютохльская и ишкынская свиты). В зоне нарушения породы раздроблены, милонитизированы и интенсивно ожелезнены. Зона ожелезнения прослеживается по профилю на расстоянии 300—350 м при мощности 0,5—1 м. В обрывистом склоне долины она прослежена на глубину 200—250 м. Рудные минералы представлены гематитом и гидроокислами железа, составляющими до 50—60% общей массы ожелезненной породы. Иногда отмечаются тонкие корочки и натёки пирролизита и псиломелана, примазки малахита и азурита. Спектральные анализы показали присутствие марганца от 0,1% до 0,5%, бария от 0,05 до 0,3% и кларковые количества галлия и ванадия. Рудопроявление практического значения не имеет.

Таким образом, рудопроявления железа на исследованной территории связаны либо с кварцевыми жилами, либо с тектоническими нарушениями; в обоих случаях относятся к гидротермальным проявлениям и являются непромышленными.

Имеющиеся на листе небольшие магнитные аномалии, например, верховья р. Аныяк-Оруг, зафиксированные аэромагнитной съемкой (рис. 3), по-видимому, нужно связывать с нижнекембрийскими вулканогенными образованиями и телами гипербазитов и габброидов.

### ХРОМ

Хромит отмечается в шлихах в единичных знаках по левобережью р. Топчихи, в бассейне рек Ханин-даба, Оруг. Обширный ореол распространения хромита (8) определен в бассейне рек Ниж. Хонделен и Талсы. Хромит в шлихах связан с площадями развития нижнекембрийских отложений, к которым преимущественно приурочены мелкие тела гипербазитов, или с участками накопления и последующего размыва ледниковых образований, принесенных из соседних к западу районов, где гипербазиты используются более широким распространением. Ввиду незначительного распространения гипербазитов район не может считаться перспективным на хром.

### МЕДЬ

Медное оруденение, представленное мелкой вкрапленностью халькопирита и барита, связано с кварцевыми прожилками, развитами преимущественно в зонах дробления (9, 22, 23, 24). Наи-

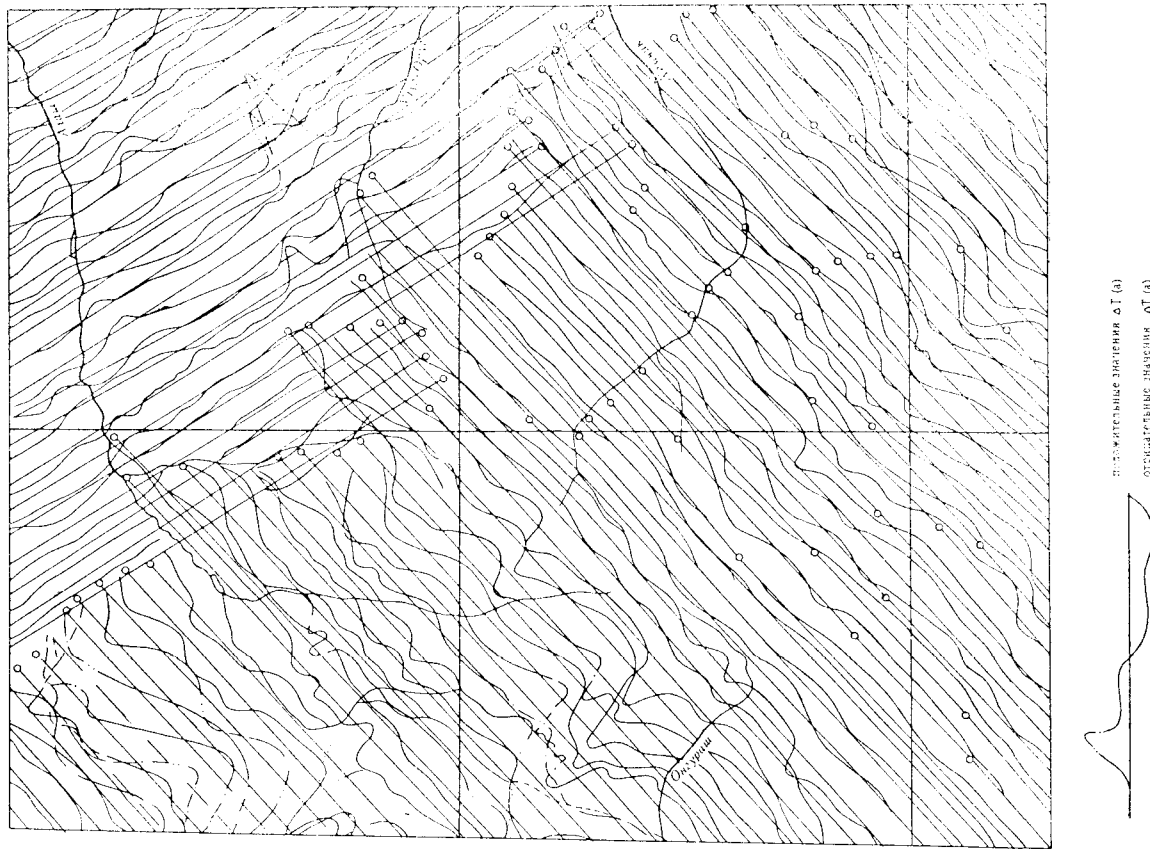


Рис. 3. Карта графиков магнитного поля ΔT южной части Алтае-Саянской области, 1958 г. Составил О. М. Кабанов

более крупным является рудопроявление в верховьях р. Аныяк-Оруг (22), приуроченное к зоне дробления в породах алтынбулакской свиты нижнего кембрия. Здесь наблюдается несколько прожилковых зон протяженностью от 10 до 40 м и шириной от 0,1 до 0,5 м, насыщенных мелкими прожилками кварца с вкрапленностью пирита, барита, халькопирита. По данным химических анализов бороздовых проб, содержание меди составляет от 0,28 до 2,23%. Спектральными анализами выявлены Pb до 0,03%, Ni, Zn, Ga до 0,01%. Ввиду незначительных размеров рудопроявление практического интереса не представляет.

В остальных пунктах медной минерализации, связанной с кварцевыми прожилками, спектральными анализами устанавливается содержание Cu 1%, Pb 0,01%, Ag 0,01%.

Большое количество мелких рудопроявлений меди связано также с зонами дробления и обожренности пород различного возраста и состава (11, 12, 26, 31, 35), но минерализация в них представлена натеками и примазками малахита, азурита и халькопирита непосредственно по трещинам в породах. Спектральными анализами проб из пунктов медной минерализации установлены Cu 0,3—1%, редко 10% (35), Zn 0,1—0,6%, Ni 0,01%, Co 0,01%, Ag до 0,001%.

В шлихах минералы меди представлены малахитом, редко халькопиритом и обнаруживаются в единичных знаках обычно в пространственной связи с зонами тектонических нарушений (реки Кызыл-Кочко, Шагнай, Аныяк-Оруг, Чон-Хем).

Все известные в районе рудопроявления меди относятся к гидротермальному типу и в силу незначительных масштабов не являются промысленными.

#### СВИНЕЦ И ЦИНК

Сайгонышское рудопроявление (47) расположено по левому борту долины р. Сай-Гоныш в нижнем и среднем ее течении. Выявлено и обследовано работами ВАГТа (Гостева, 1960ф, 1961ф). Оно объединяет два участка — восточный и западный, площадь между которыми на протяжении 4 км покрыта чехлом четвертичных отложений.

В пределах каждого из участков метаморфических кварцевых и кварц-биотитовых сланцах джебашской серии протерозоя наблюдается оруденение, которое развивается по тектоническим нарушениям, в основном совпадающим с простиранием вмещающих пород.

В пределах восточного участка (51) зона оруденения вскрыта в трех логах субмеридионального направления, расположенных на расстоянии 50—100 м один от другого. Падение зоны крутое в южных румбах.

Наибольшей мощности зона оруденения достигает в среднем и западном логах, где ширина ее колеблется от 7 до 12 м. Градуса зоны неровная, извилистая.

Внутреннее сложение зоны грубополосчатое: чередуются изменчивые по мощности полосы и линзы дробленых окварцованных метаморфических сланцев и темных кварцитоподобных пород, насыщенных тонкой вкрапленностью и прожилками сульфидов. Ширина полос 0,5—2 м. В лежачем (северном) боку зоны отмечаются тонкие полосы кварц-карбонатного состава, к которым местами приурочены прожилки существенно сфалерит-галенитового состава. Мощность последних 2—3 см при протяженности в первые метры. Отдельные небольшие полосы и линзы шириной 0,1—0,3 м почти целиком сложены пиритом и пирротинном. Вместе с тем наблюдаются участки почти неизменных, слабо окварцованных метаморфических сланцев с убогой вкрапленностью сульфидов.

Были выявлены следующие рудные минералы: сульфиды — пирит, пирротин, марказит и в меньших количествах сфалерит, галенит, халькопирит; окислы — магнетит и рутил.

Химические анализы бороздовых проб, взятых вкрест простирания из зоны оруденения, показали содержание свинца от 0,02 до 2,17% (среднее 0,3%), цинка от 0,03 до 2,89% (среднее 0,5%), меди не более 0,07%. Спектральные анализы выявили содержание серебра 0,003—0,01%, кадмия до 0,01%.

Выходы зоны оруденения на западном участке (47—50) расположены на расстоянии 500—800 м один от другого при общей протяженности участка 2 км. Интервалы между ними перекрыты осыпями и местами задернованы. Выходы зоны невелики — от первых метров до первых десятков метров по простиранию зоны. Только в крайнем западном обнажении (47) в борту кара зона прослеживается непрерывно на расстоянии до 200 м. Мощность ее почти повсеместно выдерживается в пределах 0,5—1 м, но местами наблюдаются резкие линзообразные раздувы до 2,5—3 м.

Из первичных рудных минералов наблюдаются пирит, пирротин, марказит и очень редко халькопирит. Обычно они образуют тонкую густую вкрапленность и прожилки, но часто слагают сплошные гнезда и линзы. В протоочках установлены галенит и сфалерит. Из вторичных минералов отмечаются, помимо гидроокислов железа (сплошные корки ржавчины), патеки малахита и халькантита, борнит. Бороздовое опробование показало весьма незначительные содержания цветных металлов: свинца от сотых долей процента до 0,46%, цинка до 0,57%, меди до 0,14%.

По составу руд и общей геологической обстановке Сайгонышское рудопроявление может быть отнесено по генезису к гидротермальным.

Весьма вероятно продолжение зоны оруденения под чехлом четвертичных отложений (особенно к западу от восточного участка). Рудопроявление заслуживает дальнейших исследований.

наблюдается в виде разрозненных кристаллов размером до 0,5 см. Обнаружены небольшие количества пирита, халькопирита и вторичных минералов — лимонита, малахита. Рудопроявление практического интереса не представляет.

Ореолы рассеяния, главным образом вторичных минералов свинца, в шлихах выявлены на трех участках.

Один из них расположен в верховьях р. Ташту-Холь (19), где на протяжении 2 км в шлихах обнаружены пироморфит, вульфенит и реже галенит в количествах до 10, в одном шлихе до 100 знаков.

Второй подобный участок выявлен на востоке территории (28). Он приурочен к долинам рек Аныяк-Оруг и Улуг-Оруг в приамочной части листа. По обоим рекам на протяжении 6—7 км в шлихах из аллювия обнаружено до 30 знаков церуссита, англесита, пироморфита и вульфенита. Здесь же изредка отмечаются единичные знаки вольфрамина, халькопирита. Шлихи из делювия правого борта долины р. Аныяк-Оруг в 5 км от границы площади листа на участке крутого склона (50 × 50 м<sup>2</sup>) показали содержание вторичных свинцовых минералов до десятков знаков до 50—80% от веса шлиха. Здесь обнаружены небольшие обломки пород кварц-карбонатного состава, на 10—15% сложенных церусситом и пироморфитом с небольшим количеством сохранившегося галенита. В первых двух случаях ореолы рассеяния свинца, по-видимому, связаны с гидротермальными рудопроявлениями незначительных масштабов.

Сравнительно широкий ореол, но с малыми содержаниями свинцовых минералов (галенит не более 10 знаков) и не во всех шлихах развит в бассейнах рек Чинге-Хем и Чон-Хем (60), где он связан с мелкими рудопроявлениями, аналогичными Чингехемскому.

Отчетливые ореолы рассеяния свинца, по данным металлогетрического опробования, намечаются в бассейне р. Хемчик в ее верховьях, по левобережью р. Сай-Гоньш и на водоразделе рек Чон-Хем и Чинге-Хем. Содержание металла в пробах колеблется от 0,006 до 0,2%.

Весь приведенный выше материал свидетельствует о том, что район может считаться перспективным на полиметаллы.

#### НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Рудопроявление никеля и кобальта (14) расположено по р. Ниж. Хондсен и пространственно приурочено к тектоническому нарушению, отделяющему зеленокаменноэоценовые породы алтынбулакской свиты нижнего кембрия от докембрийских образований нижнего девона. На участке оруденения, имеющем площадь в 2,5 м<sup>2</sup> породы интенсивно раздроблены и ожесточены. Спектральный анализ четырех штуфных проб, отобранных из наиболее ожесточенных разностей, показал в одной из

Мешкенкульское рудопроявление (42) расположено по левому борту долины р. Сухая. Открыто партией 143 Горной экспедиции (1959—1960ф). Оруденение приурочено к известнякам чергакской свиты силура в экзоконтакте гранитного массива нижне-среднедевонского возраста. Рудные тела сложены окварцованными, часто обожренными известняками с вкрапленностью галенита. Участки с оруденением имеют неправильную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Ширина их выходов достигает 2,5 м при длине 10—15 м. Суммарная длина рудных выходов на участке протяженностью 530 м составляет около 60 м. С северо-запада полоса оруденения скрыта под мощными рыхлыми наносами, к юго-востоку отмечаются лишь мелкие кварцевые прожилки с убогой вкрапленностью халькопирита.

В рудных телах кварц составляет до 70% от общей массы породы; карбонат составляет 15—20%. Галенит распространен в виде редких включений до 1,5 см в поперечнике или мелкой гнездообразной вкрапленности. На поверхности сильно окислен и окружен церусситовой рубашкой. В рудной массе в незначительных количествах присутствует пирит, халькопирит, азурит и медная зелень. Видимая цинковая минерализация отсутствует. Химические анализы шести бороздовых проб и штуфных проб из рудных тел показали следующие содержания свинца, меди и цинка (табл. 5).

Таблица 5

№ пробы Элементы	1	2	3	4	5	7
Pb	1,05	1,07	2,96	0,98	0,52	0,82
Cu	0,06	0,15	0,005	0,035	0,03	0,05
Zn	0,16	0,8	Сл.	0,19	0,41	0,9

Оруденение, по-видимому, связано с гидротермальными деятельностью при формировании девонских гранитов. Заслуживает дальнейших исследований.

Чингехемское (61) рудопроявление свинца расположено на левом берегу р. Чинге-Хем в 12 км от ее устья. Выявлено партией Горной экспедиции в 1957 г. Редкая вкрапленность галенита была отмечена в одной из многочисленных кварцевых карбонатных жил, расположенных в пределах мощной зоны дробления и гидротермального изменения пород чергакской свиты силура. Мощность жилы 7—10 см, длина 30 м. Галенит



них содержание Ni 0,3%, Co 0,06%, хрома 1%, Cu — 0,03%. Присутствие никеля в количестве до 0,1—0,3% устанавливается также в пунктах медной минерализации (12, 13), расположенных на продолжении той же системы нарушений нижнего венно в поле развития вулканогенных образований нижнего кембрия. Рудопроявления никеля и кобальта, по-видимому, связаны с гидротермально измененными породами в зонах тектонических нарушений. Район в отношении никеля и кобальта перспективен.

#### ЗОЛОТО

Золото обнаружено в 18 шлихах в количествах 1—2 знаков. Установить твердую генетическую связь его с какими-либо образованиями не представляется возможным.

#### ОЛОВО

Ореолы рассеяния касситерита в шлихах на востоке территории (27, 52, 58) и наличие его в аллювии рек на севере района (реки Талдыг-Чаль, Талсы, Алаш) пространственно связано с площадями развития ниже-среднедевонских гранитов, что подтверждается наличием касситерита в протолочках.

Касситерит присутствует в шлихах в единичных знаках, редко, например по р. Чиндозын, количества его достигают 20—30 знаков.

#### ВОЛЬФРАМ

Вольфрам отмечен в нескольких шлихах по р. Аныяк-Оруд и в одном шлихе по левому притоку р. Нижний Хонделен. Присутствует в единичных знаках. По-видимому, связан генетически с интрузиями ниже-среднедевонского возраста.

#### МОЛИБДЕН

В настоящее время на территории листа известно несколько сходных по генезису рудопроявлений молибдена, наиболее крупными из которых являются Хоолашское, Сюрбюзунское и Белоозерское.

Хоолашское рудопроявление (37) расположено на правом борту долины р. Хоолаш (правая составляющая р. Чиндозын). Открыто в 1959 г. партией 143 Горной экспедиции. Оно приурочено к субмеридиональному разлому в массиве ниже-среднедевонских гранитов. Оруденение связано с кварцевыми прожилками и аплитовыми жилами южного и восток-северо-восточного простирания, имеющими крутые углы падения. Квар-

цевые прожилки мощностью от 1 до 5 см и длиной до 50 м содержат богатую, но крайне неравномерную (иногда гнездообразную (1 см<sup>2</sup>) вкрапленность крупночешуйчатого молибденита и редкую вкрапленность пирита и халькопирита. Сближенные параллельные жилы с гидротермально измененными в контакте с ними гранитами образуют зоны мощностью от 0,2 до 1,0 м и протяженностью от 30 до 140 м. Выявлено пять таких зон. Химический анализ штуфной пробы из одной такой зоны показал содержание молибдена 0,38%. Спектральными анализами установлено Mo 0,1%, Cu 0,001%, Pb 0,007%, Ag 0,001%, Bi 0,1%, Zn 0,3%, Sn 0,003%, Cl 0,1%, Yb 0,01%.

В одной из жил светло-серого англита развиты неравномерная пятнистая вкрапленность мелко- и среднеразмерного молибденита, пирита и халькопирита, образующие по всей длине жилы полосу шириной 0,4 м. Жила имеет мощность 2 м и видимость длину 70 м. Химический анализ штуфной пробы показал 1,33% молибдена. Спектральный анализ выявил содержание Bi 0,1%, Zn 0,3%, Sn 0,003%, Se 0,1%, Y 0,01%, Ag — 0,001%. Генезис рудопроявления неясен. Значительные содержания висмута и церия, общая зараженность интрузии молибденом, что выявляется данными металлотрического опробования, указывают на малоперспективный высокотемпературный тип оруденения. Однако значительные содержания цинка, присутствие пирита, халькопирита, флюоритовая минерализация в зоне разлома, выявленная в непосредственной близости к участку оруденения, интенсивные ожоженные изменения свидетельствуют о наличии здесь перспективной молибденово-пиритовой формации. Рудопроявление заслуживает более детального изучения.

Сюрбюзунское рудопроявление молибдена (38) открыто партией 143 Горной экспедиции в 1959 г. Рудопроявление расположено в междуречье Колташ-Су — Сюрбюзун и приурочено к апикальной части массива гранитоидов ниже-среднедевонского возраста, сложенной аплитовидными гранитами, гранодиоритами и насыщенной ксенолитами роговиков и жилами пегматитов и аплитов. Участок разбит субмеридиональными тектоническим нарушением, в зоне которого породы катаклазированы, окварцованы и несут неравномерную молибденовую минерализацию. Полоса гидротермального изменения пород хорошо прослеживается по глыбам на расстоянии 300 м и имеет ширину 100 м. Отдельные обломки неравномерно окварцованных аплитовых гранитов несут гнездовую (3×7 см) вкрапленность крупночешуйчатого молибденита. В гранодиоритах наблюдается мелкая равномерная вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита и флюорита. Брекированные ширитизированные роговики в мелких ксенолитах также несут убогое молибденовое оруденение. Маштабы оруденения незначительны.

Химические анализы отдельных штуфных проб показали содержание Mo — в среднем 0,025%, Cu 0,003—0,007%, Pb

0,001—0,07%, Bi 0,001—0,3%, Zr 0,007—0,1%, Zr 0,003—0,1%,  
Be 0,007—1,0%, Cl—La 0,07—0,3%.

Белоозерское рудопроявление (21) обнаружено в 1959 г. партией 143 Горной экспедиции. Оно расположено в верховьях р. Ташту-Холь на южном берегу оз. Белого. Здесь среди однородных среднеэристерных порфировидных гранитов среднепалеозойского комплекса залегает линзовидное тело роговиков размером  $75 \times 10$  м, к которому приурочено оруденение. На отдельных участках в роговиках наблюдается рассеянная прожилково-вкрапленная молибденовая минерализация, которая сопровождается широким и неравномерным окварцеванием и пиритизацией пород. Опробование, проводимое точечно-площадным методом по сетке, показало среднее содержание молибдена 0,015%, а на отдельных участках 0,1—0,28%. Спектральные анализы обнаруживают повышенные концентрации меди, свинца, цинка (0,01—0,1%).

Как Сторбузунское, так и Белоозерское рудопроявления ввиду незначительных масштабов оруденения практически значения не имеют, но могут относиться как и Хоолашское к перспективному молибденово-пиритовому типу.

Мелкое рудопроявление молибдена, связанное с аплитовидными гранитами среднепалеозойского интрузивного комплекса обнаружено также и по р. Шаггай (36).

Молибденит (в шлихах) выявляется, как правило, в единичных знаках. Большинство шлихов с молибденитом приурочены к площади центральной части массива гранитоидов среднепалеозойского комплекса. По р. Каменная, левому притоку р. Ташту-Холь, оконтурен небольшой ореол (18) молибденита совместно с висмутовыми и свинцовыми минералами. Здесь отмечены максимальные количества молибденита, достигающие 11 знаков в шлихе.

Металлометрическое опробование показывает присутствие молибденита в породах среднепалеозойского и частично нижне-среднедевонского комплекса в количестве от 0,003 до 0,01%.

Приведенный выше материал свидетельствует о возможной перспективности района на молибден. Перспективными следует считать площади распространения гранитоидов как среднепалеозойского, так и ниже-среднедевонского возраста.

#### ТАНТАЛ, НИОБИЙ, РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Рудопроявление минералов тантала и ниобия обнаружено по правому борту долины р. Козер в 15 км выше устья (16). В пределах участка рудопроявления наблюдается прорывание гранитоидов среднепалеозойского комплекса небольшим телом среднеэристерных лейкокатовых гранитов ниже-среднедевонского возраста. В обоих возрастных разностях гранитоидов разбиты дайки гранит-аплитов мощностью от 0,2 до 2 м и протя-

женностью до 150 м и отмечаются пегматоидные образования, слагающие участки площадью  $10 \times 50$  см<sup>2</sup>.

Минералогическим анализом протолочных проб установлено присутствие как в пегматонах и гранит-аплитах, так и в лейкокатовых гранитах наличие пирохлора, циркона, ксенотима, монацита и флюорита, присутствующих в единичных (редко до десятков) знаках. Максимальное количество пирохлора (12 г/т), ксенотима (15 г/т), циркона (15 г/т) отмечено в протолочке из краевой части дайки гранит-аплитов мощностью 0,7 м. Ксенотим в количестве 1 г/т, циркон 3 г/т и монацит (единичные знаки) отмечаются в протолочках из лейкокатовых гранитов. Спектральными анализами в пегматоидном прожилке мощностью 5 см и протяженностью 0,5 м установлены следующие содержания (в %): Nb 0,05, Ta 0,03, Y 0,07, Yb 0,03.

Генезис рудопроявления неясен. Ассоциация пирохлора, циркона и ксенотима может указывать на генетическую связь его с метасоматическими процессами, широко проявившимися в пределах центральной части района. В силу крайне незначительных масштабов рудопроявление практического значения не имеет.

Шлиховым опробованием на территории района выявлены ореолы распространения монацита, ксенотима и фергусонита. Наибольшим распространением пользуется монацит, количество которого в шлихах часто достигает десятков знаков. Монацит генетически, по-видимому, связан с гранитоидами. В среднем течении р. Ташту-Холь и по левым притокам р. Сухой оконтурены ореолы рассеяния монацита, где количества его в шлихах достигают 20—40 знаков (17, 40). С монацитом в шлихах изредка встречается ортит.

Ксенотим довольно редок и встречается в шлихах в единичных знаках. По левым притокам р. Алаш отмечается совместно с фергусонитом почти во всех шлихах (7). Источник сноса находится за пределами территории листа.

#### РТУТЬ

Рудопроявление ртути открыто партией 143 Горной экспедиции в 1959 г. Расположено по правому борту долины р. Чон-Хем в 10 км выше устья (57). Пространственно приурочено к крупному субмеридиональному разлому. Участок оруденения сложен туфобрекчиями кислого состава кедейской свиты нижнего девона, которые вблизи разлома подверглись дроблению и гидротермальной переработке и насыщены большим количеством мелких прожилков кварц-карбонатного состава. Наблюдается прожилковые зоны мощностью до 10 см и протяженностью 15—20 м. Рудная минерализация представлена кинварью, образующей рассеянную или гнездовидную вкрапленность в трещинах и зальбандах прожилков. Сопутствующими минералами представлены галенитом и халькопиритом, образующими мелкую



убогую вкрапленность. Содержание ртуты, по данным химических анализов бороздковых проб, составляет в жилах от 0,1 до 1,4%, в зонах милонитизации 0,006—0,02%, во вмещающих измененных породах 0,03%. По данным спектральных анализов, обнаружены Pb, Sb, V, Ni — 0,01%. Генезис рудопроявления гидротермальный. Ввиду малых масштабов промышленного интереса оно не представляется.

Шлиховым опробованием в районе Чоонхемского ртутного проявления определяется связанный с ним ореол рассеяния киновари (56), в пределах которого шликы из делювия показывают до 10 знаков киновари. Ореолы рассеяния киновари выявлены в бассейне р. Чиндозын (43), по левому борту долины р. Хемчик (45) и по левому притоку р. Чинге-Хем (59). Количество киновари в шлихах колеблется от единичных до 10 знаков. Во всех случаях киноварь, по-видимому, связана с мелкими рудопроявлениями ртуты, аналогичными Чоонхемскому. Перспективы района на ртуть неясны.

#### ВИСМУТ

Небольшие ореолы рассеяния висмутовых минералов (висмутит и базовисмутитина) выявляются в бассейнах рек Козер (15) и Ташту-Холь (18), где они часто отмечаются совместно с молибденитом и галенитом. Источник сноса неясен.

#### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### ФЛЮОРИТ

На территории листа известно несколько небольших проявлений флюорита. Одно из них (33) расположено на левобережье р. Мал. Хемчик в 2 км выше устья. Здесь в гранитах среднепалеозойского комплекса отмечена круто падающая на запад зона дробления мощностью 1,5—2 м, в которой обломки тектонической брекчи сцементированы флюоритом, глинистым и охристым материалом. Прослеженная длина зоны 50 м. По данным спектральных анализов, в этой зоне в незначительных количествах обнаружены Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, Ag, Sb, As, TR. Мелкие прожилки флюорита встречаются на правобережье р. Мал. Хемчик (34) в гранитах среднепалеозойского возраста, по левому берегу долины р. Хемчик в 8 км выше устья р. Чон-Хем (39) в гранитах ниже-среднепалеозойского возраста, в сланцах ишикской свиты верхнего кембрия по левому борту долины р. Аныяк-Оруг (25), а также на участках Хоолашского и Сюрбюзунского рудопроявлений молибдена. Размеры рудопроявления незначительны. Все рудопроявления флюорита представляют только минералогический интерес.

Небольшие ореолы рассеяния флюорита в шлихах определяются по р. Улуг-Оруг (28а) и в среднем течении р. Чиндозын

(44). В обоих случаях флюорит присутствует в шлихах в единичных знаках и пространственно связан с площадями распространения ниже-среднедевонских гранитов.

#### АМФИБОЛОВЫЙ АСБЕСТ

Незначительные проявления амфиболового асбеста известны в верхьях р. Ташту-Холь (20) и на левобережье р. Хемчик против устья р. Чон-Хем (54). Они выявлены и обследованы в 1959 г. работниками Горной экспедиции. По их данным (1960ф), в первом случае длинноволокнистый (от 2—3 до 15 см) амфибол-асбест светло-серого цвета с зеленым оттенком и шелковистым блеском отмечен на отдельных интервалах в кварц-карбонатных жилах, залегающих среди гидротермально измененных алевритов ишикской свиты. Волокна хрупкие. Генезис не ясен. Во втором случае (54) в кислых эффузивах близ интрузии габбро таргалыкского комплекса отмечены редкие мелкие кварцевые жилы, содержащие косоволокнистый асбест зеленого цвета. Волокно грубое, очень ломкое, длина не более 3,5 см. Эти проявления не представляют практического интереса.

#### БАРИТ

Шлиховым опробованием барит выявлен по рекам Кызыл-Кочко, Ташту-Ойре, Толчиха, где в аллювии количества его достигают 100 г/м<sup>3</sup>. Очевидно, связан с зоной Шапшальского разлома, свидетельствуя о широком развитии гидротермальной деятельности в его пределах. В остальных случаях отмечается в единичных знаках.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительных материалов в районе могут быть использованы неограниченные запасы гранитов, а также известняки силурийских толщ, пригодные для выжигания извести. Однако сильно расчлененный рельеф и полное отсутствие дорог делают запасы строительного сырья совершенно недоступными. Исключение составляет лишь крайняя восточная часть района, граничащая с Хемчикской котловиной, в пределах которой для строительных целей могут быть использованы граниты, известняки, а также аллювиальные галечники в долинах рек Хемчик и Чиндозын.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА

Приведенный материал позволяет достаточно уверенно утверждать о перспективности изученной территории на молибден и полиметаллы.

0,5—1 л/сек. Вода в них чистая, прозрачная, без запаха, пригодна для питья. Температура ее 3—9°С.

Заслуживают внимания два источника с повышенным содержанием радиоактивных элементов, описанные К. Ф. Богородицким (1957). Вода в них слабо минерализована (0,1 г/л), гидрокарбонатно-кальциево-магниевая. Наиболее крупный источник с сильно радиоактивной водой расположен в верховьях р. Сухой по правому борту долины в средней части склона. Зафиксировано несколько выходов радоновых вод, образующих единичных ручей с дебитом 7—10 л/сек. Температура воды 6,5°. Содержание радона колеблется от 35 до 100 МЕ, урана — от  $5,6 \cdot 10^{-5}$  до  $6,8 \cdot 10^{-5}$  г/л. Второй источник со слабо радиоактивной водой расположен на левом берегу р. Хемчик в 1,5 м над урезом воды в 1800 м выше устья р. Чиндозын. Он приурочен к дюринг-порфиритам, прорывающим вулканогенные отложения кедейской свиты. Зафиксировано три выхода вод, общим дебитом около 10 000 л/сутки. Температура воды 4,2°. Содержание радона около 6,5 МЕ, урана до  $3,0 \cdot 10^{-6}$  г/л. Пониженная концентрация радона в нем, возможно, объясняется разбавленностью радоновых вод поверхностными, поэтому целесообразно коптировать их на глубине. В летнее время этот источник посещается местным населением. Оба описанных источника могут быть использованы в лечебных целях.

**Грунтовые воды.** Наибольшим распространением пользуются в области развития ледниковых и водно-ледниковых образований долин рек Алаш, Хемчик, Чон-Хем, Чинге-Хем и др. По гидравлическому режиму грунтовые воды являются безнапорными, а по типу — поровыми. Глубина залегания их колеблется в пределах 0,5—3 м. Воды вполне пригодны для питья, чистые, прозрачные, без запаха. Питание их осуществляется за счет атмосферных осадков, подтока трещинных вод и таяния мерзлых грунтов. Режим этих вод не постоянен и характеризуется сезонными колебаниями.

В целом территория листа является водообеспеченной и при возникновении потребности в воде проблема водоснабжения может быть легко разрешена путем использования поверхностных вод.

## ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Баженков И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири АН СССР, 1934.

Благоназаров В. А. Об аласугской и ситигхемской свитгах бассейнов рек Ситиг-Хем, Узь, Чаваша, Ала-Суга. Тр. ВАГТ, вып. 5, 1939.

Богородицкий К. Ф., Валдинский В. И. Гидротермальные ресурсы. Тр. Тувинской комплексной экспедиции, вып. III. Изд. АН СССР, М., 1957.

Валдинская Е. В. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы. Информ. сб., № 21. ВСЕГЕИ, Л., 1959.

5\*

67

Проявления молибдена на площади листа связаны как со среднепалеозойскими, так и с ниже-среднедевонскими интрузиями. Известно, что ниже- и среднедевонские интрузии в Западном Саяне являются молибденоносными (Адамович и др., 1961ф). В связи с этим следует рекомендовать участки, занятые указанными интрузиями, на поиски молибдена. Наиболее перспективными, судя по характеру известных рудопроявлений (21, 37, 38), являются апикальные части гранитных массивов; те их участки, в которых проявлены процессы гидротермального изменения. В этом отношении интересны площади, прилегающие к участкам Хоолашского (37) и Сюрбюзунского (38) рудопроявлений и площади в бассейнах рек Ташту-Холь, Шагнай и Козер.

На полиметаллы наиболее перспективна территория вдоль Шапшальского разлома к юго-западу от него. В пределах участка уже известно здесь Сайгонышское рудопроявление (47—51) на площади, перекрытой чехлом четвертичных отложений и к северо-западу от участка рудопроявления, могут находиться подобные или даже большие рудные залежи.

Другие участки, заслуживающие внимания в отношении полиметаллического оруденения, находятся в бассейне р. Сухой, где известно Мешкенкульское рудопроявление в силурийских известняках в экзоконтакте массива ниже-среднедевонских гранитов, и в верховьях р. Ташту-Холь, где выявлены ореолы расщепления свинцовых минералов в шлихах и имеют место условия для локализации оруденения в известняках развития здесь небольших силурийских мульд. Этот тип оруденения имеет аналогии в пределах Западного Саяна, где депрессии, сложенные карбонатными силурийскими отложениями (Отуксугский рудопроявления (Адамович и др., 1961ф).

Промышленные концентрации минералов полезных ископаемых в россыпях на изученной территории вряд ли могут быть встречены, ввиду молодости современного альпийского рельефа.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По условиям залегания и характеру движения на территории листа М-45-XII установлены следующие типы подземных вод: трещинные и грунтовые.

**Трещинные воды.** Преобладающими являются пресные воды трещинного типа, развитые в массивных кристаллических породах. Обводненность пород невелика. Питание трещинные воды получают за счет атмосферных осадков, поэтому режим их не постоянен. Выходы трещинных вод на дневную поверхность представлены незначительными, обычно нисходящими источниками, встречающимися у подножия склонов долин рек Артыша, Чинге-Хем, Хемчик и др. Дебит источников не превышает

Матросов П. С., Кудрявцев В. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Алаш и Удуг-Оруг. Фонды Горной экспедиции, 1951.

Отчет тематической партии о работах в Горном Алтае за 1958—1961 гг. по теме «Геология и полезные ископаемые Горного Алтая».

Пonomarev Н. П. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Алаш-Хемчик (Геологический очерк Байтайгинской партии № 135 за 1959—1960 гг.). Фонды Горной экспедиции, 1961.

Склярков А. А., Храбров Н. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Хонделен (Отчет о поисково-съемочных работах партии № 129 за 1958 г.). Фонды Горной экспедиции, 1959.

Склярков А. А., Храбров Н. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Алаш и Ак-Хем (отчет о поисковых работах партии № 139 за 1959 г.). Фонды Горной экспедиции, 1960.

Угрюмов Г. Я., Сальников В. Д., Боровиков А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Хемчик (отчет о поисково-съемочных работах партии № 143 за 1959 г.). Фонды Горной экспедиции, 1960.

Угрюмов Г. Я., Боровиков А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чуль-Ча, Козер, Таштухоль, Чоон-Хем. Фонды Горной экспедиции, 1961.

Щукина Е. Н. Геология сложенных кайнозой и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. Фонды ИГиН АН СССР, 1952.

Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Новые данные по стратиграфии палеозой левобережья р. Хемчик в Западной Туве. Информ. сб., № 21. ВСЕГЕИ, Л., 1959.

Зайцев Н. С. Кембрий Тувы. Геология и геофизика. № 7, 1960.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Автореф. диссерт. М., 1962.

Клигин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 36, 1960.

Нехорошев В. П. Геологическая карта Алтая м-ба 1:500 000. Госгеолтехиздат, Л., 1956.

Предтеченский Н. Н. Стратиграфия нижнего девона Тувинской котловины. Докл. АН СССР, т. 120, № 6, 1958.

Сивов А. Л. Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томского политехнического ин-та, вып. 73, 1953.

Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов Н. В. Геологические исследования Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисей (1932 г.). Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.

#### Фондовая

Адамович А. Ф. Отчет по тематическим работам партии № 6 Тувинской экспедиции ВАГТА в Западном Саяне в 1960 г. Фонды ВАГТА, 1961.

Антонов П. С. Геологическое строение северной части листа М-45-41. ВГФ, 1960.

Бельский Г. Г., Серебрицкий А. И. Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Хемчик, Шуй и Чуль-Ча, ВГФ, 1957.

Благодеров В. А. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-VII. Рукопись, фонды ВАГТ, 1962.

Васютина Л. Г. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Объяснительная записка к листу М-45-X (Балынга). Фонды ВАГТ, 1960.

Вишневский А. А. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-45-XVIII. Фонды ВАГТ, 1961.

Волков В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые района бассейнов рек Чаа-Хем, Шивелиг, Сев. Торгалык Тувинской АО. Л., ВГФ, 1960.

Гостева Т. С., Васютина Л. Г., Колесников В. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной и северной части листа М-45-XII. Фонды ВАГТ, 1961.

Гостева Т. С., Савосина А. К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа М-45-XII. Фонды ВАГТ, 1960.

Додин А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Западной части Тувы (отчет о геолого-съемочных и поисковых работах партии № 1 в бассейнах рек Хемчик и Каргы). Фонды горной экспедиции, 1946.

Додин А. Л., Матросов П. С. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Тувы (отчет о геолого-съемочных и поисковых работах в бассейнах рек Хемчик, Барлык и Каргы). Фонды Горной экспедиции, 1948.

Кабанов О. М. и др. Отчет о работе Горно-Алтайской аэромагнитной партии за 1958 г. Фонды Зап. геофиз. треста. Л., 1959.

Казаков И. Н. и др. Геологическое строение Западного Саяна, ВГФ, 1960.

Колесников В. И. Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-45-XI (Балынтыль). Фонды ВАГТ, 1960.

Кудрявцев В. Е., Вельверсюк Б. Ф. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна истоков р. Алаш (отчет о работах партии № 51 Горной экспедиции летом 1953 г.). Фонды горной экспедиции, 1954.

**ПРИЛОЖЕНИЕ 1**  
**СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ**  
**КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер и место издания
1	Бельский Г. Г., Серебрицкий А. И.	Геологическое строение и полезные ископаемые района верховьев рек Хемчик, Шуй и Чуль-Ча	1957	Москва, ВГФ
2	Богородицкий К. Ф., Валединский В. И.	Гидроминеральные ресурсы. Издание трудов Тувинской комплексной экспедиции. Вып. II	1957	Академиздат
3	Гостева Т. С., Савосина А. К.	Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа М-45-XII	1960	Москва, Фонды ВАГТ
4	Гостева Т. С., Васютина Л. Г., Колесников В. И.	Геологическое строение и полезные ископаемые центральной и северной части листа М-45-XII	1961	Москва, Фонды ВАГТ
5	Долин А. Л., Матросов П. С.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Тувы. Отчет о геологических и поисковых работах в бассейнах рек Хемчик, Барлык и Каргы	1948	г. Кызыл, Фонды Горной экспедиции
6	Кудрявцев В. Е., Сельверськ Б. Ф.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна истоков р. Алаш (Отчет о работах горной экспедиции летом 1953 г.)	1954	г. Кызыл, Фонды Горной экспедиции
7	Матросов П. С., Кудрявцев В. Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Алаш и Улуг-Оруг	1951	г. Кызыл, Фонд Горной экспедиции
8	Скляров А. А., Храбров Н. А.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Хонделен (Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 129 за 1958 г.)	1959	г. Кызыл, Фонды Горной экспедиции

**Продолжение прилож. 1**

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер и место издания
9	Угрюмов Г. Я., Сальников В. Д., Боровников А. М.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Хемчик (Отчет о доцсково-съёмочных работах партии № 143 за 1959 г.)	1960	г. Кызыл, Фонды Горной экспедиции
10	Угрюмов Г. Я., Боровников А. М.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чуль-Ча, Козер, Ташту-Холь, Цоон-Хем.	1961	г. Кызыл, Фонды Горной экспедиции

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования горного материала по списку (прилож. 1)
<b>Железо</b>				
4	I-3	Карахольское рудопроявление. Левый борт долины р. Карахоль в 3,5 км к северу от ее устья	Кварцево-гематитовые жилы в эндоконтакте массива гранитов	7, 6
5	I-3	Карахольское рудопроявление. Левый борт долины р. Карахоль в 2 км к северо-западу от ее устья	Кварцево-гематитовые жилы в роговиках шпигетской серни	7, 6
6	I-3	Карахольское рудопроявление. Левый борт долины р. Карахоль в 1,5 км к северо-востоку от ее устья	Кварцево-гематитовые жилы в роговиках иньуской свиты	7, 6
3	I-2	Карахольское рудопроявление. Левый борт долины р. Карахоль в 2 км к югу от высоты 1728,0	Пластообразные или четковидные жилы кварц-пимонитового состава с малахитом, азуритом, халькопиритом. Мощность жил до 0,5 м. Прогрессивность до 50 м	7, 6
29	III-1	Р. Кызыл-Кочко. Правый борт долины	Пластообразная залежь мощностью 0,5 м и протяженностью 300—350 м. Гематит и гидроокислы железа составляют 50—60% от общей массы залежи	3
55	IV-3	Чоюнхемское рудопроявление, р. Тарлыг-Тыг. Левый борт долины в среднем течении	Линзообразная залежь мощностью 20—30 м и протяженностью около 120 м. Содержание гематита 7—95% (среднее 40%) по данным химического анализа	1, 5
<b>Хром</b>				
8	I-1	Бассейны верхнего течения рек Н. Хонделен, Аныяк-Оруг и среднего течения р. Тапсы	Ореол рассеяния хромита в шлихах (единичные знаки)	4

Продолжение прилож. 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования горного материала по списку (прилож. 1)
<b>Медь</b>				
1	I-2	Левый борт долины р. Оруг в 5 км к северу от высоты 2138,0	Примазки медной зелени по трещинам в песчаниках и алевролитах. Содержание меди 1% (спектральный анализ)	4
2	I-2	Правый борт долины р. Оруг в 2 км к северу от высоты 2138,0	Натеки малахита в зоне дробления алевролитов и песчанков. Спектральным анализом штуфной пробы установлено содержание меди — 1%, кобальта до 0,01%	4
9	I-3	Правый борт долины р. Тапсы в 3,6 км к юго-востоку от высоты 2119,0	Вкрапленность халькопирита и примазки малахита и азурита в кварцевом прожилке мощностью от 5 до 20 см	4
10	I-4	Правобережье р. Алаш	Примазки малахита в дробленных гранодиоритах	4
11	I-4	Водораздел рек Н. Хонделен и Тапсы в 0,6 км к северо-востоку от высоты 2409,0	Расщепованные, обожженные, осветленные, породы с малахитом. Содержание меди до 1%, цинка 0,1%, никеля 0,01% (спектральный анализ)	4
12	I-4	Верховья р. Ниж. Хонделен в 4 км к востоку от высоты 2409,0	Натеки и примазки малахита в ороговкованных трещиноватых алевролитах. Содержание меди 1%, цинка 0,1%, никеля 0,1% (спектральный анализ)	4
13	I-4	Левый борт долины р. Н. Хонделен, в 5 км к северо-западу от высоты 2311,0	Примазки малахита в зоне дробления роговиков. Содержание меди — 1%, никеля 0,3%, цинка 0,1%, серебра 0,01% (спектральный анализ)	4
22	II-4	Верхнее течение р. Аныяк-Оруг. Левый борт долины реки	Вкрапленность халькопирита и борнита в кварцевых прожилках. Содержание меди 1%, цинка 0,03%, свинца и серебра 0,001%	9
23	II-4	р. Аныяк-Оруг у стрелки составляющих. Левый борт долины	Вкрапленность халькопирита и примазки малахита в кварцкарбонатных прожилках	4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ उपयोगованного материала по списку (прилож. 1)
24	II-4	Водораздел рек Ниж. Хонделен и Аныяк-Оруг у высоты 2311,0	Вкрапленность халькопирита и примазки малахита в кварцевых прожилках. Содержание меди до 1%, свинца 0,01%, селен 0,01% (спектральный анализ)	4
26	II-4	р. Аныяк-Оруг, левый борт долины. В 4 км южнее отметки 2311,0	Примазки халькопирита в дробленых песчанниках. Содержание меди 0,6%, цинка 0,06%, кобальта 0,006% (спектральный анализ)	4
31	III-2	руч. Узкий. Правый борт долины	Натеки гидроокислов железа и примазки малахита в зоне дробления гранитов. Спектральный анализ установил присутствие меди 0,3%, никеля и кобальта — 0,01%	4
35	III-3	Верховья р. Ташту-Холь	Примазки малахита в дробленых гранитах.	4
53	IV-3	Р. Хемчик. Левый борт долины против р. Чон-Хем	Примазки малахита по трещинам в рассланцованных эффузивах девонского возраста	4
<b>Свинец</b>				
19	II-2	Верховья р. Ташту-Холь	Ореол рассеяния в шлихах пироморфита, вульфенита, ангалезита, реже галенита. (До 10 в одном случае, до 100 знаков в шлихе)	4, 10
28	II-4	Бассейны среднего течения рек Улуг-Оруг и Аныяк-Оруг	Ореол рассеяния в шлихах церуссита, ангалезита, пироморфита, вульфенита, редко галенита	4
60	IV-4	Бассейны рек Чинге-Хем и Чон-Хем	Ореол рассеяния в шлихах галенита. Единичные знаки	1, 4
<b>Свинец, цинк</b>				
42	III-4	Мешкенкульское рудопроявление. Р. Сухая. Левый борт долины	Окварцованные, часто обогатенные известняки с вкрапленностью галенита. Содержание свинца до 2,96%, цинка до 0,9% (химический анализ)	9

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ उपयोगованного материала по списку (прилож. 1)
47	IV-1	Сайгопышское рудопроявление. Левый борт долины р. Сай-Гоньш в 1 км северо-восточнее отметки 2801,0	Прожилки, гнезда и тонкая вкрапленность сульфидов в окварцованных, брекчированных кристаллических сланцах. Содержание свинца до 0,46%, цинка до 0,57% (химический анализ)	4
48	IV-1	2 км северо-восточнее отметки 2701,0	Вкрапленность и прожилки сульфидов, преимущественно пирита и пирротина, по окварцованным кристаллическим сланцам. Содержание свинца до 0,28%, цинка до 0,15%	4
49	IV-1	2,6 км восток-северо-восточнее отметки 2801,0	Тонкая вкрапленность пиррита, пирротина, халькопирита и галенита, развитая по зоне окварцованных кристаллических сланцев мощностью 3,0 м	4
50	IV-1	3,2 км восток-северо-восточнее отметки 2801,0	Окварцованные метаморфические сланцы с сульфидами. Видимая мощность зоны оруденения 0,5 м	4
51	IV-1	Левый борт долины р. Сай-Гоньш в 6,5 км восточнее отметки 2801,0	Выходы зоны брекчированных, окварцованных метаморфических сланцев с сульфидным оруденением. Мощность зоны 7—12 м. Содержание свинца от 0,02% до 2,17% (среднее 0,3%), цинка от 0,03% до 2,89% (среднее 0,5%), меди не более 0,07% (химический анализ)	4, 89%
61	IV-1	р. Чинге-Хем. Левый борт долины в среднем течении	Редкая вкрапленность галенита в кварцево-карбонатной жиле, приуроченной к зоне дробления пород сингура. Мощность жилы 7—10 см, протяженность 30 м	1
<b>Никель, кобальт</b>				
14	1-4	Левый борт долины рек Ниж. Хонделен в 0,5 км к северо-востоку от отметки 1770,0	Зона дробления в эффузивах. Содержание никеля 0,3%, кобальта 0,06%, хрома 1% (Спектральный анализ)	4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

**Редкие земли**

17	II-2	Среднее течение р. Ташту-Холь	Ореол рассеяния монашита в шлихах (в количествах от 20 до 50 знаков)	4, 10
7	I-3	Левый борт долины р. Алаш против поселка Сомон-Карахоль	Ореол рассеяния фергосонита и ксенотима в шлихах (от 10 до единичных знаков)	7, 4
40	III-4	Бассейн верхнего течения р. Сухой	Ореол рассеяния монашита в шлихах (в количествах от 20 до 50 знаков)	9

**Ртуть**

43	III-4	Бассейн р. Чиндозын	Ореол рассеяния киновари в шлихах (единичные знаки)	9, 4
45	III-4	Р. Хемчик. Левый борт долины выше р. Чиндозын	Ореол рассеяния киновари в шлихах	9
56	IV-3	Р. Чон-Хем в среднем течении	Ореол рассеяния киновари в шлихах	9, 10
57	IV-3	Р. Чон-Хем. Правый борт долины в среднем течении	Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с ртутным оруденением, прлурученные к зоне дробления туфобрекчий нижнего девона	9, 10
59	IV-4	Р. Чинге-Хем. Левый приток	Ореол рассеяния киновари в шлихах	9, 10

**Висмут**

15	II-2	Среднее течение р. Козер	Ореол рассеяния висмута и базовисмута в шлихах (единичные знаки)	4, 10
----	------	--------------------------	--	-------

**Флюорит**

25	II-4	Р. Аньяк-Оруг в 4 км южнее отметки 2311,0	Прожилки кварца с обильной вкрапленностью гематита и флюорита	4
28а	II-4	Нижнее течение р. Улут-Оруг	Ореол рассеяния флюорита в шлихах	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

**Олово**

27	II-4	Бассейны среднего течения рек Аньяк-Оруг, Улут-Оруг и Чиндозын	Ореол рассеяния касситерита в шлихах	4, 9, 10
52	IV-3	Р. Хемчик. Левый борт долины ниже р. Чон-Хем	Ореол рассеяния касситерита в шлихах	4, 9, 10
58	IV-4	Бассейны верхнего течения р. Кара-Су и правого притока р. Хемчик	Ореол рассеяния касситерита в шлихах	4, 9, 10

**Молибден**

18	II-2	Р. Каменная	Ореол рассеяния в шлихах молибденита в ассоциации с галенитом, висмутином и баритом	4
21	II-3	Верховья р. Ташту-Холь. Правый борт долины. Белоозерское рудопроявление	Рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация молибденита в ксенолите роговиков	9
32	III-2	Бассейны верхнего течения рек Козер, Узун-Оюк	Ореол рассеяния в шлихах единичных знаков молибденита	4, 9, 10
36	III-3	Первый снизу левый приток р. Шагпай	Аллитовидные граниты с вкрапленностью молибденита	4
37	III-3	Правый борт долины ручья. Хоолашское рудопроявление	Кварцевые прожилки и жилы гранит-аплита протяженностью до 50—70 м с вкрапленностью молибденита	9
38	III-3	Хребет Каменистый. Споробозунское рудопроявление	Вкрапленность молибденита в гранодиоритах и аллитовидных гранитах. Содержание молибденита 0,025%, свинца 0,07%, цинка 0,1%, висмута 0,03%	9

**Тантал, ниобий**

16	II-2	Водораздел рек Козер и Ташту-Холь в 2 км юго-западнее отметки 3034,0	Пегматондные жилы в лейкократовых гранитах. Монашит, ксенотим и широхлор в протолочных пробах. Содержание ниобия — 0,05%, тантала — 0,03% (спектральный анализ)	4
----	------	--	---	---

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
33	III-2	Р. Мал. Хемчик. Правый борт долины в среднем течении	Кварцевые прожилки с вкрапленностью флюорита	9, 10
34	III-2	Р. Мал. Хемчик. Левый борт долины у устья	Тектоническая брекчия в зоне дробления гранитов Шалшальского массива. Обломки брекчий сцементированы флюоритом, глинистым и охристым материалами. Протяженность зоны 50 м	9, 10
39	III-3	Р. Хемчик. Левый борт долины ниже ручья Тонгуль-Бажи	Мелкие прожилки флюорита в гранитах	9, 10
44	III-4	Среднее течение р. Чиндозын	Ореол рассеяния флюорита в шлихах. Ед. зн.	4

**Барий**

30	III-1	Р. Онгураш	Ореол рассеяния барита в шлихах. Содержание от ед. зн. до 100 г/м <sup>3</sup>	4
----	-------	------------	--	---

**Асбест амфиболовый**

20	II-2	Верховья р. Ташту-Холь. Левый борт долины	Кварц-карбонатные жилы среди гидротермально измененных хлоритовых пород. Содержат длиноволокнистый (2—15 см) амфибол-асбест	9, 10
54	IV-3	Р. Хемчик. Левый борт долины против р. Чон-Хем	Мелкие кварцевые жилы в экзоконтакте кислых эффузивов с габброидами, содержащими косоугольный асбест зеленого цвета. Длина волокон до 3,5 см	9, 10

**Минеральный источник**

41	III-4	Левый приток р. Сухой	Минеральный источник с содержанием радона 35—100 МЕ и урана от 5,6 · 10 <sup>-3</sup> до 6,8 · 10 <sup>-5</sup> г/л	2
46	III-4	Р. Хемчик. Левый борт долины выше р. Чиндозын	Минеральный источник с содержанием радона 6,5 МЕ, урана до 3,0 · 10 <sup>-6</sup> г/л	2

**СОДЕРЖАНИЕ**

Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	6
Интрузивные образования . . . . .	27
Тектоника . . . . .	41
Геоморфология . . . . .	47
Полезные ископаемые . . . . .	52
Подземные воды . . . . .	66
Литература . . . . .	67