

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Западно-Саянская

Лист М-47-III

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: Г. В. Махин, И. И. Башилова
Редактор Г. А. Кудрявцев

Утверждено филиалом Научно-редакционного совета ВСЕГЕИ
при СНИИГГИМС 25 ноября 1960 г., протокол № 33



9407



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
МОСКВА 1964

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Тектоника	39
Геоморфология	48
Краткие сведения о подземных водах	50
Полезные ископаемые	52
Приложения	67
Литература	74

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская*

Технический редактор *Е. Иерусалимская*

Корректор *Т. М. Кушнер*

Подписано к печати 23-III-1964 г.
 Формат бумаги 60×90¹/₂ Бум. л. 2,5 Печ. л. 4,75±0,25 (1 вкл.) Уч.-изд. л. 5,12
 Тираж 100 Зак. 05670

Типография фабрики № 9 ГУГК

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа М-47-III только своей северо-западной частью входит в состав территории СССР. Юго-восточная часть листа лежит в пределах Монгольской Народной Республики.

В административном отношении территория листа принадлежит Каахемскому району Тувинской автономной области.

Описываемый район является частью Восточно-Тувинского нагорья, примыкающего с юго-запада к горной системе Восточного Саяна, и характеризуется сильно расчлененным горным рельефом. Абсолютные высоты водоразделов составляют 2100—2860 м, минимальные отметки 1120 м находятся у уреза р. Кызыл-хем по западной границе района.

Интенсивно развитая речная сеть описываемой территории принадлежит системе Малого Енисея (Каа-хема), точнее — его правой составляющей — р. Кызыл-хем, называемой выше впадения в нее р. Билина и Бусэин-гола Шишихид-голом. Главной рекой района является р. Билин, имеющая многочисленные притоки, крупнейшими из которых являются реки Кыштаг, Тоймас (правые); Бол. Бильдык, Чавач (левые). На территории листа много озер главным образом ледникового происхождения.

Климат района резкоконтинентальный: лето короткое (июль—август) и обычно дождливое. Данных о температурном режиме и количестве осадков, из-за отсутствия в районе метеорологических станций, не имеется.

Половина территории района покрыта тайгой, остальная часть лежит в гольцовой области. Среди древесной растительности преимущественным распространением пользуются лиственница и кедр. Обнаженность района различна для залесенных и гольцовых участков. В первых она слабая, в области гольцов хорошая, но значительные площади перекрыты глыбовыми россыпями.

Животный мир богат и разнообразен; наибольшее промысловое значение имеют соболь и белка, встречаются также бурый медведь, лось, марал, северный олень.

На территории района имеется один населенный пункт — курортный поселок Аршан, расположенный у горячих серных источников вблизи слияния рек Шишхид-гол, Билин и Бусэн-гол. Поселок Аршан связан с центром Тувинской автономной области — г. Кызылом авиалинией. Внутри района передвижение осуществляется выюком по горно-таежным тропам.

Первые сведения о геологическом строении района были даны М. Л. Лурье и С. В. Обручевым, которые в 1945—1946 гг. производили маршрутные исследования в северо-восточной Туве (1948, 1955). В результате этих работ М. Л. Лурье и С. В. Обручев пришли к заключению, что в районе развиты архейские и протерозойские фаунистически немые метаморфические образования, не образующие непрерывного разреза и слагающие крупные глыбы, отделенные друг от друга региональными разломами.

В 1945—1947 гг. в смежных с данной территорией районах работали геологи О. П. Алексеева, Д. В. Титов, производившие геологическую съемку масштаба 1:200 000 в бассейне р. Тиссы (1949ф) и Н. Л. Кудрявцева, составившая геологическую карту масштаба 1:1 000 000 для нагорья Шишхид-гол на территории МНР (1947ф). Перечисленные геологи в своих стратиграфических построениях пришли к выводам, противоположным заключениям М. Л. Лурье и С. В. Обручева, так как вообще отрицали развитие в районе докембрийских образований, считая наиболее древними из них нижнекембрийские. При этом глубокий метаморфизм пород объяснялся контактовым воздействием каледонских гранитоидов.

Новым этапом в изучении геологического строения района явилась геологическая съемка в масштабе 1:1 000 000, проведенная в 1948 г. геологами Тувинской экспедиции ЦАГЭ А. Г. Кацем (1949ф) и Г. А. Кудрявцевым (1950ф). Указанные работы так же, как и все последующие, проводились с широким внедрением в практику геологической съемки аэрометодов.

А. Г. Кац, составивший миллионную геологическую карту почти для всей территории листа, выделил следующие стратиграфические комплексы: 1) свиту гнейсов и кристаллических сланцев, 2) свиту светлых крупнокристаллических мраморов, 3) свиту слоистых мраморизованных известняков, аркозовых песчаников и кристаллических сланцев, 4) свиту эффузивно-туфогенно-карбонатных пород сложного состава и строения.

Первые три свиты, по мнению А. Г. Каца, принадлежат докембрию, четвертая, как менее метаморфизованная, является кембрийской. Среди интрузивных пород А. Г. Кац выделил пять комплексов, причем древнейшему из них приписывался кембрийский или даже послекембрийский возраст.

Г. А. Кудрявцев, работавший в бассейне верховьев Бийхема, т. е. непосредственно к северу и северо-западу от территории описываемого листа, разделил древнейшие образования района

на три толщи (свиты): 1) орто- и парагнейсов (протерозой); 2) мраморов (нижний кембрий); 3) серых и зеленых метаморфических сланцев (нижний и средний кембрий). Г. А. Кудрявцев высказал предположение о существовании в районе докембрийской интрузии, основываясь на присутствии в толще гнейсов ортопород кислого и среднего состава.

Геологическое картирование площади листа в масштабе 1:200 000 было выполнено в 1954 г. Г. В. Махиным и другими геологами Тувинской экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста (1955ф).

В 1956 г. некоторые участки района (истоки р. Бол. Бильдык, верховья р. Бол. Хоромнэгой) были посещены Г. В. Махиным и И. И. Башиловой с целью уточнения стратиграфии докембрийских отложений и поисков органических остатков (1957ф). В 1958 г. геологической партией под руководством Г. В. Махина производились поисковые работы на редкометальное оруденение в районе нижнего течения р. Шишхид-гол и его правого притока — рч. Чавач (1959ф). В 1959 г. Г. В. Махиным и И. И. Башиловой выполнены редакционные работы на территории листа с целью подготовки его к изданию.

Из геофизических исследований на территории листа производились только наземные радиометрические работы, сопровождавшие геологическую съемку масштаба 1:200 000 (1954 г.), поисковые работы (1958 г.) и редакционно-увязочные (1959 г.).

На 1/1 1960 г. район обеспечен полностью аэрофотосъемкой масштаба 1:60 000—1:65 000 (качество этих материалов низкое). На аэрофотоснимках дешифрируются обычно только разрывные нарушения, четвертичные образования, формы рельефа и очень редко элементы складчатых структур. В основу геологической карты листа М-47-III положена геологическая карта, составленная в 1954 г. со значительными изменениями и дополнениями, полученными в результате перечисленных, более поздних работ.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа наибольшим распространением пользуются докембрийские метаморфические образования, большей частью немые, или, реже, содержащие ископаемые водоросли, не имеющие пока большого значения. Отложений палеозойского возраста на территории листа нет. Поэтому стратиграфическая схема района в значительной мере основана на стратиграфии более обширной территории восточной Тувы и не лишена некоторой условности. Докембрийские образования разделены на два разновозрастных комплекса: верхнепротерозойский и синий. В составе верхнепротерозойского комплекса выделены (снизу вверх): 1) балыктыгхемская свита ($Pt_2 bl$) — мраморы; 2) билинская толща ($Pt_2 bn$) — сланцы, гнейсы. Билинская

толща подразделяется на две части: нижнюю и верхнюю. Синий-ский комплекс разделен на две толщи: 1) айлыгскую (*Sp al*) — мраморы и 2) харальскую (*Sp ch*) — сланцы.

В соответствии со сводной легендой Западно-Саянской серии листов геологической карты масштаба 1:200 000, для трех верхних подразделений докембрия принято наименование «толща» (билинская, айлыгская, харальская толщи), так как объемы их и региональное распространение пока окончательно не выяснены.

Отложения четвертичной системы представлены базальтами, развитыми в долинах некоторых рек, и разнообразными рыхлыми породами.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Балыктыгхемская свита (*Pt₂ bl*) впервые была выделена А. И. Левенко (1944—1948 гг.) в бассейне р. Балыктыгхем (левая составляющая р. Каа-хем) в юго-восточной Туве и позднее детально описана А. В. Ильиным и В. М. Моралевым (1957ф). Эта свита хорошо прослеживается на большей части территории восточной Тувы и, благодаря выдержанному фациальному составу, служит маркирующей для верхнего протерозоя.

На территории данного листа отложения балыктыгхемской свиты развиты незначительно. Наиболее крупный участок, сложенный породами этой свиты и имеющий площадь до 80 км², находится в среднем течении р. Бол. Бильдык. На небольшом участке эта свита отмечена в северо-восточной части территории, западнее пер. Дутур-балаг-даба. Кроме того, видимо, породами балыктыгхемской свиты сложены многочисленные ксенолиты мраморов среди гранитоидных пород в междуречье Билина и Бол. Бильдыка.

Балыктыгхемская свита сложена преимущественно мраморами серыми, белыми, иногда черными, нередко графитистыми. Подчиненное значение имеют прослои кварцитов, кристаллических сланцев, тальковых сланцев и гнейсов. Характер разреза балыктыгхемской свиты наиболее хорошо наблюдается по левому водоразделу р. Бол. Бильдык, где балыктыгхемская свита слагает ядро крупной антиклинали (названной Бильдыкской). Здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Мрамор светло-серый среднезернистый	300—320 м
2. Сланец кристаллический слюисто-кварцевый с графитом, ожелезненный	10 "
3. Мрамор серый и черный	250 "
4. Сланец кристаллический слюисто-кварцевый	6 "
5. Мрамор черный среднезернистый	130 "
6. Кварцит слюистый	12 "
7. Мрамор серый и черный, местами с актинолитом, содержит большое количество кварцевых и карбонатных жил	90—100 "
8. Сланец кварцитовый	3—4 "
9. Мрамор серый	130 "

10. Кварцит	5 "
11. Мрамор серый	90 "
12. Сланец кварцитовый	110 "
13. Мрамор серый	10 "
14. Сланец слюисто-кварцевый с прослоями мраморов	180 "
15. Мрамор темно-серый, мелкозернистый с тонкими прослоями кварцитов и сланцев слюистых	около 600 "

Общая мощность более 2000 м.

Этот разрез является наиболее полным на данной территории.

Характерной особенностью балыктыгхемской свиты в бассейне р. Бол. Бильдык является значительное распространение в ее составе крупных линз, прослоев и неправильных тел тальковых, тальково-карбонатных и тальково-серпентиновых пород гидротермально-метасоматического происхождения, а также прослоев тремолитовых сланцев. К западу от перевала Дутур-балаг-даба в верхней части мраморов, кроме кварцитов, содержатся прослои слюдяных гнейсов. В междуречье Билина и Бол. Бильдыка мраморы представлены почти исключительно крупнокристаллическими белыми разновидностями, содержащими графит и мусковит: это объясняется контактовым воздействием на мраморы гранитов, среди которых эти мраморы залегают.

Петрографическая характеристика мраморов довольно однообразна. В основном они (на 70—98%) состоят из карбоната. В качестве примесей присутствуют кварц, мусковит, графит и рудный минерал (магнетит и пирит). Основание балыктыгхемской свиты в районе не вскрыто. Видимая мощность ее 2000—2200 м. Севернее района, в бассейне р. Тиссы (Ильичев и др., 1957ф) хорошо фиксируется согласное наложение мраморов балыктыгхемской свиты на гнейсы шутхулайской свиты. Те же соотношения известны для чинчилогской серии и балыктыгхемской свиты в нагорье Сангилен (Ильин, Моралев, 1957ф).

Шутхулайская свита Восточного Саяна и соответствующая ей чинчилогская серия Сангилен представляют древнейшие образования в Туве, лежащие в основании протерозойских отложений этой территории.

Билинская толща выделена Г. В. Махиным в 1954 г. в бассейне среднего течения р. Билин. Развита, главным образом, в восточной части описываемого района. На небольшой площади билинская толща выделена, кроме того, в юго-западной части района близ г. Хулутруг-Ула. Билинская толща сложена преимущественно кристаллическими сланцами; в подчиненном количестве в ее составе присутствуют гнейсы, кварциты и мраморы.

Нижняя (большая по мощности) часть билинской толщи сложена слюдяными кристаллическими сланцами и слюдяными гнейсами, среди которых встречаются прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. Верхняя часть толщи сложена роговооб-

манковыми кристаллическими сланцами (амфиболитами) с редкими прослоями слюдяных сланцев. Соответственно этому билинская толща на карте разделена на две части: нижнюю ($Pt_2 bn_1$) и верхнюю ($Pt_2 bn_2$) *. Наиболее полный разрез билинской толщи наблюдается в водораздельной части левого бережья верхнего течения р. Бол. Бильдык до ее истоков. Здесь стратиграфически выше мраморов балыктыгхемской свиты согласно лежат:

1. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные, серые, пересланяющиеся со сланцами кристаллическими слюдяно-кварцплагиоклазовыми. В низах пачки наблюдаются прослои темно-серых мраморов, обычно невыдержанные по простиранию, фациально замещающиеся сланцами. Мощность отдельных прослоев — метры, десятки метров	570 м
2. Сланец слюдяно-хлоритовый пльчатый, серо-зеленый	20 ..
3. Сланец кристаллический слюдяный	200—220 ..
4. Сланец слюдяно-хлоритовый	10—12 ..
5. Пересланяющиеся гнейсы и кристаллические сланцы	700—750 ..
6. Сланец эпидот-хлоритовый	1—2 ..
7. Сланец кристаллический слюдяно-плагиоклазовый	180 ..
8. Гнейс биотитовый	10—15 ..
9. Сланец кристаллический слюдяный	20—450 ..
10. Сланец эпидот-хлорит-амфиболовый	3 ..
11. Сланец кристаллический, слюдяный	30 ..
12. Сланец амфиболовый	30—40 ..
13. Сланец кристаллический слюдяный, местами пиритизированный, с графитом	800 ..
14. Амфиболит, редкие прослои слюдяных сланцев	более 1000 ..

Слои с 1 по 13 включительно относятся к нижней части билинской толщи ($Pt_2 bn_1$), общая мощность которой в этом месте 3080 м² (полный разрез). Слой 14 характеризует верхнюю часть билинской толщи ($Pt_2 bn_2$), разрез ее неполный.

Аналогичный разрез можно наблюдать в излучине р. Бол. Бильдык в ее истоках и в верховьях р. Нурту-Баран-гол (правый приток р. Шишхид-гол), а также в районе перевала Бильдэк-даба. На северо-востоке района (западнее перевала Дутур-Балагдаба) билинская толща представлена только нижней частью ($Pt_2 bn_1$), сложенной здесь преимущественно слюдяными гнейсами, насыщенными послойной инъекцией кварцевого и гранитного состава. В западной части района (г. Хулутруг-ула) вскрыта только верхняя часть билинской толщи (верхи $Pt_2 bn_2$), представленной роговообманковыми гнейсами и амфиболитами. Ксенолиты пород билинской толщи в гранитах таннуольской интрузии в междуречье Билина и Бол. Бильдыка сложены гнейсами и слюдяными кристаллическими сланцами.

Слюдяные гнейсы состоят из кварца, биотита, плагиоклаза (олигоклаза). Некоторые разновидности, кроме того, содержат

* Ввиду того, что билинская толща не на всей территории восточной Тувы может быть разделена на две части, это деление принято только для описываемого района.

мусковит (двуслюдяные гнейсы) и микроклин (редко). В качестве аксессуарных минералов встречаются: розовый гранат, силлиманит (фибrolитовая разность), турмалин, андалузит (редко), графит, апатит, циркон и рудный минерал. В контакте с гранитами в гнейсах присутствует иногда моноклинный пироксен. Структура гнейсов, как правило, гетеробластическая; размеры составляющих породу минеральных зерен лежат в пределах 0,1—2 мм.

Слюдяные кристаллические сланцы отличаются от гнейсов отсутствием или небольшим (до 10—20% по объему) содержанием плагиоклаза; редко в этих породах можно наблюдать также обычные для гнейсов гранат и особенно силлиманит. Состав кристаллических сланцев обычно проще, чем состав гнейсов. Структура кристаллических сланцев лепидобластическая, иногда порфиробластическая; размер минеральных зерен редко превышает 0,6—0,8 мм.

Кварциты представляют собой разновидность кристаллических сланцев и отличаются от последних меньшим содержанием слюды и обычно роговиковой структурой. Роговообманковые гнейсы сходны со слюдяными гнейсами, но вместо слюды в них, в качестве темновесного породообразующего минерала, присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка. Кроме того, плагиоклаз обычно более основной (олигоклаз-андезин и андезин). Возможно, что роговообманковые гнейсы являются продуктом изменения и рассланцевания мелких пластовых интрузивных тел диоритового состава.

Амфиболиты состоят из амфибола (обыкновенная роговая обманка и актинолит), плагиоклаза, биотита, с примесью кварца, рудного минерала и, как правило, значительного количества хлорита и эпидота. Структура амфиболитов нематобластическая до фибробластической, иногда порфиробластическая.

Порфиробласты сложены плагиоклазом, реже амфиболом. В породах с порфиробластической структурой заметна микроочковая текстура.

Минеральный состав амфиболитов, их структура (наличие порфиробласт) являются признаком вероятной эффузивной первичной природы этих горных пород (верхняя часть билинской толщи). Для пород билинской толщи характерна в целом высокая степень регионального метаморфизма.

Мощность билинской толщи 4,0—4,4 тыс. м, из них на нижнюю часть ($Pt_2 bn_1$) приходится 3—3,2 тыс. м, на верхнюю ($Pt_2 bn_2$) 1,0—1,2 тыс. м. Соотношение между нижней и верхней частями билинской толщи является довольно сложным. В большинстве случаев это соотношение согласное, что хорошо видно в истоках р. Нурту-Баран-гол, в районе перевала Бильдэк-даба и к западу от перевала Хадатай-даба. Несколько более сложным является контакт между нижней и верхней частями толщи в излучинах истоков р. Бол. Бильдык. Здесь, на северном и

северо-западном склоне горного массива с отметкой 2678 м. в области центриклинального замыкания синклинали, фиксируется структурное несогласие (?) между амфиболитами ($Pt_2 bn_2$) и подстилающими их слюдяными кристаллическими сланцами ($Pt_2 bn_1$), выраженное в различной интенсивности микроскладчатости.

Амфиболиты дислоцированы менее интенсивно, складки в них более плавные и спокойные, отсутствует пloyчатость. Никаких признаков размытия в основании амфиболитов ($Pt_2 bn_2$) нет. Вероятнее всего, указанное различие в характере дислокаций является выражением дисгармоничной складчатости, связанной с различной компетентностью пород верхней и нижней частей толщи. Однако не исключена возможность, что указанное несогласие вызвано тектоническими подвижками, предшествовавшими излиянию лав (затем превращенных в амфиболиты), причем эти подвижки происходили в подводных условиях.

Соотношение между билинской толщей и подстилающей ее балыктыгхемской свитой согласное.

Билинская толща к западу от описываемой площади (лист М-47-II) сложена, в основном, роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами. К северу от площади листа М-47-III (лист N-47-XXXIII) в составе билинской толщи, кроме кристаллических сланцев, в значительном количестве присутствует мрамор. Количество карбонатных пород в составе толщи особенно сильно увеличивается к югу и востоку от района. Фациальная изменчивость является одним из характерных признаков билинской толщи. Билинская толща сопоставляется с чартысской свитой Сангилен.

Для обоснования возраста двух описанных толщ прямых данных в районе не имеется.

Эти отложения разными исследователями датировались по-разному в весьма широких пределах. М. Л. Лурье и С. В. Обручев относили мраморы, гнейсы и кристаллические сланцы описанных толщ к архею (1948). А. Г. Кац (1949ф) эти же образования считал протерозойскими, Г. А. Кудрявцев (1950ф) часть этих образований, развитых севернее данного района, нашел возможным сопоставить с менее метаморфизованными сланцами кембрия. Для датирования балыктыгхемской свиты и билинской толщи верхним протерозоем имеют следующие основания. В районе г. Хулутруг-ула на амфиболитах верхней части билинской толщи согласно залегают мраморы айлыгской толщи, в которой в районах рек Хоромнэгой и правобережья среднего течения Билина, И. И. Башиловой в 1956 и 1959 гг. найдены остатки нескольких форм водорослей *Osagia* (см. ниже), типичных для синийского комплекса Прибайкалья и Патомского Нагорья. В нагорье Сангилен в непрерывном разрезе выше чартысской свиты (сопоставляющейся с билинской

толщей) залегает нарынская свита, также содержащая водоросли *Osagia*. Непосредственно стратиграфически выше нарынской свиты лежат палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Залегание двух описанных толщ непосредственно под отложениями синия позволяет относить эти две толщи к верхнему протерозою, как это принято для всей территории восточной Тувы.

СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Айлыгская толща ($Sn\ al$) широко распространена в западной части района в долине р. Билин. Айлыгская толща впервые была выделена Г. А. Кудрявцевым в 1948 г. в бассейне р. Айлыг (на старых картах—Айнык)—левого притока Бий-хема, под названием айлыкской свиты (Кудрявцев и др., 1949ф).

Ввиду сложной складчатости, развитой в отложениях айлыгской толщи, составление ее разреза представляет значительные трудности. В составе айлыгской толщи резко преобладают мраморы (кристаллические известняки), весьма разнообразные по окраске, степени кристалличности, составу примесей и текстурно-структурным особенностям. Наиболее распространены мелкокристаллические слоистые (полосчатые) мраморы серой окраски. От мраморов балыктыгхемской свиты эти породы отличаются меньшей кристалличностью (кристаллические известняки айлыгской толщи обычно мелкозернистые), более темной окраской и, как правило, отсутствием графита. Эти различия особенно отчетливы к югу и северу, за пределами района. Внутри мраморов, по всему разрезу, заключены прослои, линзы и пачки разнообразных сланцев, количество которых увеличивается в верхней части толщи, близ контакта с перекрывающей ее харальской толщей. Типичным для айлыгской толщи является маломощный, невыдержанный по простиранию, горизонт конгломератов, залегающих в низах разреза, примерно, в 300 м стратиграфически выше основания толщи. Горизонт конгломератов не имеет регионального распространения и характеризует кратковременные перерывы в осадконакоплении, связанные с локальными тектоническими движениями.

В районе верховьев р. Бол. Хоромнэгой, в пределах небольшой антиклинальной складки меридионального простирания наблюдается следующий разрез, представляющий низы айлыгской толщи (снизу вверх):

1. Известняк кристаллический тонкозернистый, плотный, светло-серый, иногда пелитоморфный, пронизанный в различных направлениях тонкими (до 1,5 см) ветвистыми кварцевыми прожилками. Известняк содержит остатки водорослей *Osagia lamellata* (определение И. К. Королюк, институт горючих ископаемых АН СССР) 200—300 м
2. Сланец «углистый» кварцитовый, черный, тонкоплитчатый 7 ..
3. Известняк кристаллический мелкозернистый, брекчированный и заметно рассланцованный не менее 150 ..

4. Конгломерат серый, местами зеленовато-черный, плотный. Галька в базальном цементе имеет сплюснутую и яйцевидную форму, размеры ее колеблются от 0,5 до 15 см. Состав цемента: кварцево-карбонатная порода с хлоритом и пиритом, известняк тонокристаллический окварцованный, сланец алевро-псаммитовый сложного состава (амфибол, кварц, карбонат, эпидот, хлорит) и др. Состав гальки: кварцит, карбонатно-эпидот-хлоритовый сланец, метаморфизованный полимиктовый песчаник, амфибол-эпидотовый скан и мрамор серый, черный, мелкокристаллический. Обычно вверх по разрезу размеры гальки уменьшаются. Иногда по простиранию галька пропадает совершенно, и конгломерат превращается в сланец. Кроме того, внутри горизонта конгломерата содержатся прослои сланцев хлорит-амфиболовых и кварцитовых, а также серых мраморов. Мощность горизонта конгломератов и сланцев достигает 50—120 м.

5. Выше залегают мраморы серые, полосчатые, среднекристаллические, с прослоями сланцев 1600—1800 „

Органические остатки в айлыгской толще были обнаружены в 1959 г. Башиловой И. И. еще в одном пункте территории листа: в истоках левого притока р. Айлыг (р. Айлыг находится за пределами района у северной его границы). Здесь розовато-белые пелитоморфные известняки, слагающие верхи айлыгской толщи, содержат обильные остатки водорослей, определенные И. К. Королук, как *Osagia lamellata* Kogol, *Os. tenuilamellata* Reith (?), *Os. undosa* Reith.

Известняки пронизаны большим количеством кварцевых жил и в контакте с последними сильно амфиболитизированы, иногда нацело замещены радиально-волокнистыми агрегатами тремолит-асбеста.

В разных местах района, особенно вблизи контакта синтризвивными породами, наряду с ясно слоистыми серыми мраморами, можно наблюдать крупнокристаллические белые мраморы с графитом. Все разновидности мраморов, слагающие толщу, состоят, в основном, из карбоната (кальцита). В виде примесей содержатся графит, кварц, мусковит, плагиоклаз, пирит, циркон. Структура мраморов гетеробластическая. Размеры минеральных зерен колеблются в пределах — от 0,1 до 4—6 мм. В составе мраморов преобладают почти чистые известняки.

Химический анализ мраморов айлыгской толщи.

Место взятия	Содержание в вес. %	
	CaO	MgO
Левый берег руч. Чавач	55,24	0,30
Водораздел Кыштаг-Билин	54,56	0,69
Правый берег р. Билин ниже р. Кыштаг	54,11	0,30
Верховья р. Бол. Чавач	54,23	0,75
Правый берег р. Билин	50,97	3,64
Правый берег р. Билин	54,00	0,46

Анализ произведен в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления.

Петрографический состав сланцев, образующих прослои в айлыгской толще, ничем не отличается от состава аналогичных пород стратиграфически более высокой — харальской толщи. Поэтому их краткая характеристика будет приведена ниже. Мощность айлыгской толщи 3,0—3,5 тыс. м. (Полная мощность указанной толщи определена графически из геологического профиля).

Айлыгская толща согласно залегает на амфиболитах билинской толщи (западный склон г. Хулутруг-Ула). Такое же соотношение билинской и айлыгской толщ наблюдается к северу от района, в бассейне р. Бий-хем.

Харальская толща (Snch) впервые была выделена Г. А. Кудрявцевым в 1948 г. в бассейне р. Айлыг (к северу от района), а также в бассейне р. Харал, и названа им харальской свитой. Разрез харальской толщи в районе является неполным, так как верхняя, большая часть ее, видимо, размыта.

Харальская толща развита в западной половине района и сложена преимущественно сланцами (обычно мелкокристаллическими) разнообразными по составу и структуре, и кварцитами; в подчиненном количестве присутствуют мраморы и гнейсы.

Харальская толща залегает на айлыгской толще согласно; при этом в зоне контакта всегда имеется пачка переходных пород значительной мощности, достигающей 300—500 м. Переходная пачка представлена переслаивающимися сланцами и мраморами. Благодаря постепенному переходу, наблюдаемому между айлыгской и харальской толщами, граница между ними несколько условна и проводится примерно по средней части переходной пачки, по признаку преобладания сланцев или мраморов.

Характерным для харальской толщи является сложный и изменчивый состав сланцев и пестрый метаморфизм пород. Существенной особенностью толщи является наличие в ее составе прослоев «углистых» (графитистых) кварцитов черной окраски, имеющих для толщи маркирующее значение, что было установлено Г. А. Кудрявцевым (1949ф, 1950ф). В пределах данного района наиболее полные разрезы харальской толщи наблюдаются по рч. Чавач, в верховьях рч. Орук-хем (правый приток р. Билин) и в междуречье Билина и Кыштага.

В долине рч. Чавач, в пределах четко выраженной синклинали, наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Мрамор среднекристаллический светло-серый с прослоями сланцев слюдяных серых (переходная пачка айлыгской толщи) 70—80 м
2. Сланец кварцитовый с переменным содержанием графита полосчатый 20 „
3. Сланец слюдяно-кварцевый 180—200 м
4. Мрамор светло-серый 40 „

5. Сланец слюдисто-плагиоклаз-кварцевый	6 ..
6. Мрамор светло-серый	4 ..
7. Переслаивание сланцев амфиболовых и слюдистых; ред- кие прослои мраморов	150—160 ..
8. Сланец слюдисто-кварцевый	90—100 ..
9. Мрамор белый	10 ..
10. Сланцы слюдистые и амфиболовые	300—350 ..
11. Сланец «углистый»-кварцитовый	20—30 ..
12. Переслаивание слюдистых и амфиболовых сланцев; прослои «углистых» кварцитов	500—600 ..

Общая мощность пород этого разреза около 1500 м.

Аналогичен разрез харальской толщи в районе р. Орукхем: отличается этот разрез от предыдущего более значительной ролью в нем «углистых» пиритизированных кварцитов.

В междуречье Билина и Кыштага в составе харальской толщи значительную роль играют также гнейсы. Они приурочены, главным образом, к контакту крупного массива гранитоидов (Билинский массив) и представляют интрузивную породу. Встречаются также прослои гнейсовидных кристаллических сланцев среди слюдистых кварцитов и слюдисто-хлоритовых сланцев.

Узкие ореолы интрузивных гнейсов наблюдаются, также, по правобережью р. Билин, ниже устья р. Орукхем. В некоторых случаях в контакте с гранитами сланцы харальской толщи превращены в пироксеновые, гранитовые, плагиоклазовые и др. роговики (левый борт р. Билин в нижнем течении), причем ширина зоны роговикования достигает 0,5 км.

Среди пород харальской толщи преобладают следующие разновидности: сланцы амфиболовые, сланцы слюдистые, кварциты и кварцитовые сланцы, «углистые» (графитистые кварциты).

Сланцы амфиболовые, являющиеся наиболее распространенными, имеют серовато-зеленую окраску и характеризуются тонкослоистой текстурой. Структура сланцев нематобластическая, часто также порфиробластическая. Размеры минеральных зерен в основной массе 0,01—0,5 мм. В составе этой группы пород отмечались следующие минералы: амфибол (актинолит, иногда обыкновенная зеленая роговая обманка, реже — тремолит), кварц, плагиоклаз (состав различен — от альбита до андезита), биотит, карбонат, хлорит, серицит, эпидот, клиноцонозит, графит, пирит, магнетит, апатит. Порфиробласты образованы плагиоклазом и амфиболом. Многие разновидности амфиболовых сланцев петрографически чрезвычайно сходны с амфиболитами билинской толщи.

Сланцы слюдистые имеют обычно лепидобластическую и гранопепидобластическую структуру и окрашены, как правило, в серый цвет. В составе сланцев присутствуют: биотит, амфибол (актинолит и роговая обманка), кварц, плагиоклаз, рудный минерал (магнетит, пирит), апатит, титанит и циркон.

Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом и продуктами разрушения плагиоклазов.

Кварциты и кварцитовые сланцы, кроме кварца, почти постоянно содержат мусковит (серицит), биотит, рудный минерал и иногда плагиоклаз. Структура гетеробластическая.

«Углистые» кварциты обычно черные, тонкозернистые, сланцеватые, с характерной тонкоплитчатой отдельностью. Состоят из кварца, тонкораспыленного графита (в количестве от 10 до 30%), пирита и иногда небольшого количества слюды. Структура гетеробластическая, иногда роговиковая.

Состав и структура пород указывают на то, что значительная часть их, главным образом, амфиболовые сланцы, произошла за счет метаморфизма эффузивных образований среднего и основного состава; большую роль играют также пара-сланцы. Мощность харальской толщи в районе не менее 2000 м. Верхняя часть толщи в районе и на непосредственно прилегающих территориях неизвестна. Возраст айлыгской и харальской толщ тесно связанных друг с другом пространственно, по разрезу, а также положением в структуре района, определяется по следующим данным. Айлыгская толща — единственная из описанных отложений содержит органические остатки, представленные несколькими видами водорослей *Osagia* (см. выше), типичных для территории восточной Тувы, и позднедокембрийских (синийских) отложений Западного Прибайкалья и Патомского нагорья.

В бассейне р. Булун-Ажикхем (лист N-47-XXXI), по данным Я. Д. Шенкмана и Е. Н. Станкевич, на отложения охемской толщи вверх по разрезу, с постепенным переходом, сменяющей отложения харальской толщи с размывом налегают отложения нижнего кембрия.

Эти факты позволяют отнести айлыгскую и харальскую толщ условно к синийскому комплексу.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы в районе представлены базальтами и рыхлыми осадочными континентальными породами различных генетических типов.

Нижний — средний (?) отделы

Базальты долины р. Билин $\beta Q_{1-2} (?)$. К нижнему — среднему (?) отделу четвертичной системы отнесены базальты, разлитые в долине р. Кыштаг и в долине р. Билин вблизи устья р. Кыштаг. Базальты образуют террасы высотой до 50—60 м с плоской поверхностью и крутыми склонами, нижняя часть которых обычно закрыта глыбовой осыпью.

Базальты представлены оливиновыми и оливин-авгитовыми разностями. Структура пород порфировая; структура основной массы обычно долеритовая. Основная масса состоит из плагиоклаза (лабрадора № 50—60), небольшого количества оливина и иногда авгита. Во вкрапленниках наблюдаются те же минералы. Текстура пород массивная и шлаковая (пузырчатая).

Излияния «долинных» базальтов, судя по полному отсутствию на исследованной площади пирокластического материала, принадлежат трещинному типу. Повсеместно в описываемом и в прилегающих районах базальты современных речных долин перекрываются мореной и несут на себе следы выпавивания ледником, следовательно, базальты, несомненно, древнее последнего оледенения, возраст которого определяется как верхнечетвертичный (Q_3).

Нижний возрастной предел определяется из следующих косвенных данных. Описываемые базальты по геоморфологическому положению сходны с базальтами Бий-хема, Азаса, Соруга и Хамсыры (листы N-47-XXVII и N-47-XXXIII). Подбазальтовые отложения в бассейнах рек Соруг и Хамсыра являются флювиогляциальными и содержат четвертичный (ближе неопределяемый) комплекс пылицы *Pinus sibirica*, *P. sibirica* и др. (Зоненшайн и др., 1957ф) и перекрываются отложениями верхнечетвертичного оледенения. На территории описываемого листа также есть основание предполагать наличие двух оледенений; базальты по р. Кыштаг перекрываются мореной, но лежат в троговой долине. Последнее подтверждается характером поперечного и продольного профиля реки. Этот факт является дополнительным критерием для сопоставления базальтов р. Билин-Кыштаг и Соруга. Поэтому базальты можно считать межледниковыми — доверхнечетвертичными, следовательно, возраст базальтов укладывается в пределы нижнего — среднего отделов четвертичной системы.

Верхний отдел (Q_3)

К этому отделу относятся ледниковые, озерно-ледниковые, аллювиальные отложения террас высотой 10, 15, 25, 40 м и базальты долины р. Кызыл-хем—Шишхид-гол.

Ледниковые отложения пользуются в районе широким распространением в долине р. Билин в области придонной мелкохолмистой части (Билинская котловина); в долинах рек Бол. и Мал. Бильдык, Бол. Хоромнэгой, Кыштаг, а также в долинах средних левых притоков р. Билин. Ледниковые образования представлены, в основном, мореной и, отчасти, флювиогляциальными отложениями, которые вниз по долинам рек нередко сменяют собственно моренные отложения и очень часто неотличимы по литологическому составу и условиям залегания от аллювиальных осадков. В большинстве случаев ледниковыми

отложениями сложены небольшие по размерам округлые и плоские моренные холмы, ориентированные своими длинными сторонами вдоль долины реки; иногда морена образует полого-волнистую равнину в днищах троговых долин.

Моренные образования чаще всего представляют собой песчано-глинистый желтовато-бурый, совершенно несортированный материал с валунами и галькой различных пород. Часто, наряду с мореной, встречаются отдельные, иногда очень крупные валуны, разбросанные по днищам многих долин и на их склонах. В долине среднего течения р. Билин, где моренные отложения слагают многочисленные холмы, имеющие высоту до 8—12 м и протяженность иногда достигает 100—150 м. На плоской поверхности холмов наблюдаются сравнительно редкие, хорошо окатанные глыбы базальтов и серых роговообманковых диоритов. Далее, на глубину до 35 см прослеживается суглинок желтого цвета, который внизу переходит в крупнозернистый полимиктовый песок, содержащий в себе многочисленную хорошо окатанную гальку и валуны гранитов и диоритов. Размеры гальки самые разнообразные: от 0,5 до 7—8 см. Повсеместно, где развиты ледниковые отложения, морена образована из местных коренных пород. Видимая мощность ледниковых отложений в пределах района, судя по максимальной отмеченной высоте моренного холма, не превышает 30—35 м.

Озерно-ледниковые отложения пользуются в районе очень незначительным развитием в пределах двух небольших озерных котловин, расположенных на левобережье меридионального течения р. Билин и к западу от перевала Бильдэ-даба. Эти котловины выполнены песчано-глинистым материалом постепенно и закономерно грубеющим снизу вверх и характеризующимся слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Обычно в основании разреза залегают голубовато-серые ленточные глины, представляющие чередование тонких (до нескольких сантиметров) песчано-алевритовых и глинистых слоев. Выше ленточные глины переходят в мелкозернистые и, далее вверх, — грубозернистые пески, содержащие хорошо окатанную гальку.

Аллювиальные пески, галечники высоких (10, 15, 25, 40 м) террас (Q_3) наблюдаются по Бол. и Мал. Бильдыку в виде небольших останцов в среднем и нижнем течении рек и в месте слияния рек Билин и Шишхид-гол. Максимальное количество террас (четыре) высотой от 10 до 40 м (II, III, IV, V надпойменные террасы) прослеживаются по р. Бол. Бильдык у устья р. Бол. Хоромнэгой. II и III надпойменные террасы высотой 10 и 15—18 м являются аккумулятивными, IV, V террасы, высотой, соответственно 25 и 40 м — цокольными. IV, V надпойменные террасы хорошо выражены в долине среднего течения р. Бол. Бильдык по обоим бортам в виде небольших останцов. Цоколь этих террас сложен гранитоидами.



нижнепалеозойского комплекса, на котором лежит сравнительно маломощный (до 3 м) покров грубозернистого, иногда глинистого песка с галькой, и бурым песчано-глинистым материалом. III надпойменная терраса (высота 15—18 м) наблюдается в нижнем течении р. Мал. Бильдык и по правому склону долины р. Бол. Бильдык. Она сложена, в основном, тем же материалом, что и вторая (10-метровая) терраса, прослеживающаяся в среднем течении р. Мал. Бильдык, по р. Бол. Бильдык — в устье его левого притока р. Бол. Хоромнэгой, по правому берегу р. Билин у самого устья и по правому берегу р. Шишхид-гол в месте слияния ее с р. Билин. Наиболее полный разрез 10-метровой террасы наблюдается в устье р. Бол. Хоромнэгой: (спизу вверх):

- | | |
|--|---------|
| 1. Переслаивание тонкозернистого глинистого песка с мелкозернистым, менее глинистым песком. Косая слоистость | 3—3,5 м |
| 2. Тонко- и мелкозернистый песок с единичными прослоями гравия и галечника | 2 „ |
| 3. Переслаивание мелкозернистого серого песка с грубозернистым песком и гравием. Линзовидные прослои галечника | 2,5—3 „ |
| 4. Галечник с гравием и валунами | 4 „ |

По р. Мал. Бильдык в террасе на глубине около 2 м наблюдается хорошо выдержанный горизонт (мощностью около 3 м) слабо глинистого песка с окатанными ледниковыми валунами.

Базальты долины р. Кызыл-хем—Шишхид-гол. Базальты в долинах рек Кызыл-хем и Шишхид-гол петрографически не отличаются от ниже—средне(?) четвертичных описанных выше. Они образуют террасы, обычно цокольные, высотой до 100 м.

Возраст описанных выше отложений (ледниковых, озерно-ледниковых, аллювиальных, а также базальтов) определяется на основании следующих данных.

Ледниковые отложения территории листа являются частью единого моренного покрова северо-восточной Тувы. Наличие в отложениях аллювиальных террас ледниковых валунов позволяет предполагать образование этих террас в ледниковое время. Гипсометрический уровень и состав отложений дает возможность сопоставлять II, III и IV террасы с соответствующими террасами р. Эми (к юго-западу от территории листа М-47-III), где были найдены остатки *Bison priscus* и *Elephas primigenius* (Гудилин, 1954ф), а V террасу с 40-метровой террасой р. Харал, содержащей остатки *Elephas primigenius* Blum (Агентов и др., 1954ф) и *Rhinoceros Tichorhinus* (Кудрявцев и др., 1949ф). Все органические остатки позволяют датировать вмещающие отложения верхнечетвертичными. Следовательно, к этому же возрасту можно отнести ледниковые и озерно-ледниковые отложения. Базальты в долине р. Кызыл-хем в 3 км выше устья р. Верхн. Кадраус (западнее территории описывае-

мого листа) лежат на галечнике 12-метровой аллювиальной террасы (Башилова и др., 1954ф), что позволяет считать эти базальты не древнее, чем верхнечетвертичными.

Современный отдел (Q₄)

Этот отдел включает аллювиальные образования I надпойменной террасы, поймы и русла. I надпойменная терраса имеет высоту 5—7 м и наблюдается в нижнем и среднем течении р. Мал. Бильдык, в среднем течении р. Бол. Бильдык, и у пос. Аршан по правому борту и р. Шишхид-гол. Внизу терраса сложена обычно галечником, иногда с валунами (р. Мал. Бильдык), выше песчано-глинистым материалом с галькой и в самом верху — среднезернистым и мелкозернистым песком и супесью.

Пойменный аллювий состоит из валунов и гальки, сцементированных тонкозернистым рыхлым материалом. Русловой аллювий представляет собой совершенно несортированный материал, состоящий из валунов, глыб и галек различных коренных пород. Преобладает хорошо окатанная галька.

Аллювиальные отложения I надпойменной террасы, поймы и русла являются послеледниковыми, современными. Они перекрывают во многих местах моренные отложения и в основании I надпойменной террасы наблюдаются валуны, несомненно, ледникового происхождения.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы имеют широкое распространение в районе. Они представлены весьма разнообразными петрографическими типами, от нефелиновых сиенитов до ультрабазитов и принадлежат различным возрастным комплексам. Для определения возраста каждой интрузии (комплекса) в пределах района прямых данных нет.

На основе сопоставления с интрузивными образованиями других районов Тувы, а также Восточного Саяна, на территории листа выделены пять интрузивных комплексов:

1. Докембрийский (?) (саянский?) интрузивный комплекс.
2. Нижне-среднекембрийский (актоврацкий) интрузивный комплекс.
3. Нижнепалеозойский (таннуольский) интрузивный комплекс.
4. Девонский интрузивный комплекс.
5. Средне-верхне(?) - палеозойский (сангиленский) интрузивный комплекс.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ (?) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС γРСТ?

К докембрийскому (?) интрузивному комплексу условно отнесены два небольшие массива гранитов в северо-восточной части района, в истоках левого безымянного притока р. Билин.

Массивы залегают среди гнейсов и кристаллических сланцев билинской толщи, и мраморов балыктыгхемской свиты. Указанные массивы сопровождаются апофизами, проникающими в виде послойной инъекции в метаморфические породы, и участвующими в складчатости метаморфических толщ. Контакты между гранитами и вмещающими их гнейсами, из-за значительного сходства петрографического состава и структуры, часто нерезкис. Интрузия сложена, главным образом, гранитами розовыми и розовато-серыми, мелкозернистыми, двуслюдяными (реже — биотитовыми), обычно с ясно выраженной гнейсовидной текстурой.

В числе главных минералов в гранитах присутствуют калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин) в количестве 40—50%; кислый плагиоклаз (олигоклаз № 15—18) в количестве 10—20%; кварц с ясно выраженным волнистым погасанием — около 30%; биотит и мусковит примерно в равных пропорциях, в сумме до 10—20%.

Акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином, силлиманитом, магнетитом, цирконом. Структура пород гранитовая и бластогранитовая, иногда катаклазовая. Размеры минеральных зерен колеблются от 1 до 3 мм. Гнейсовидная текстура обычно определяется ориентированным расположением листочков слюды. Породы в значительной степени изменены.

В контакте с мраморами граниты контаминированы, иногда наблюдаются переходы в гранодиориты и плагиограниты. В генетической связи с гранитами докембрийского (?) комплекса находятся мусковитовые и шерло-мусковитовые пегматиты, которые часто наблюдаются в виде маломощных послойных, реже — секущих жил среди гнейсов билинской толщи и в самих гранитах.

Возраст описанного комплекса в районе (так же, как и на всей территории восточной Тувы) определяется условно, на основании косвенных признаков. Наличие в восточной Туве докембрийских интрузивных пород неоспоримо, так как в гальке конгломератов нижнего кембрия нередко присутствуют гранитоиды. Описаны граниты и гранодиориты в гальке конгломератов, встречающиеся в айдыгской толще синия (Махин, 1956ф, 1957ф). Однако в восточной Туве нет ни одного интрузивного массива доказанного докембрийского возраста.

Для описанных гранитов имеются даже факты, как будто противоречащие докембрийскому возрасту этих пород: 1) к западу от пер. Хадарсук-даба граниты, сходные с описанными выше, прорывают диориты, типичные для нижнепалеозойской интрузии и гипербазиты нижне-среднекембрийского возраста (Шепкман, 1960ф). 2) Определение абсолютного возраста двуслюдяного гранита, взятого в левом борту левого среднего безымянного притока р. Билин, по калий—аргоновому методу дало цифру — 329 млн. лет, что по новой шкале геологического

летоисчисления соответствует карбону. Тем не менее, эти факты еще не могут служить доказательством палеозойского, а не докембрийского возраста охарактеризованных выше интрузий; во-первых, петрографически сходные породы известны в разных интрузивных комплексах; во-вторых — цифра абсолютного возраста в 329 млн. лет является пока единственной и, видимо, ошибочна, так как верхнепалеозойские гранитоиды в восточной Туве неизвестны.

Основания для условного отнесения описаний интрузии к докембрийскому (?) комплексу следующие:

- 1) тесная связь интрузивных тел со складчатыми структурами вмещающих гнейсов;
- 2) морфология интрузивных тел, имеющих характер «ленточной интрузии»;
- 3) сходство петрографического состава гранитов этого комплекса и вмещающих гнейсов;
- 4) гнейсовидные текстуры гранитоидов и палеотипный облик этих пород;
- 5) генетическая связь с данным комплексом пегматитовой шерло-мусковитовой формации.

Перечисленные признаки позволяют сопоставлять описанный интрузивный комплекс с известной «саянской» интрузией, развитой в пределах Восточного Саяна, возраст которой считается докембрийским. Необходимо, однако, еще раз подчеркнуть условность этого возраста.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС σ Ст₁₋₂

Породы нижне-среднекембрийского интрузивного комплекса имеют в районе большое распространение. Породы этого комплекса вообще широко развиты на территории Тувы и имеют ряд общих, принципиально важных, геологических и петрохимических особенностей, главнейшими из которых являются следующие:

- 1) Породы комплекса представлены, главным образом, гипербазитами, являющимися производными самостоятельной перидотитовой магмы (Кузнецов В. А., Пинус Г. В.).
- 2) Породы актовракского комплекса тесно пространственно, структурно и генетически связаны с осадочно-вулканогенными отложениями нижнего кембрия и не известны в отложениях более молодых, чем кембрийские.
- 3) Массивы гипербазитов располагаются группами, в совокупности слагающими пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов.

Этот комплекс получил название «актовракского» (Кузнецов и др., 1934) по одноименному месторождению хризотил-асбеста в западной Туве. На территории листа известно 13 массивов

этого комплекса; наиболее крупные из них два массива в нижнем течении р. Билин (Билинские), каждый из которых занимает площадь более 20 км² и два массива в междуречье Бол. Бильдыка и Хоромнэгой (Хоромнэгойские); эти массивы частично расположены за пределами территории СССР. Более мелкие массивы, имеющие в плане площадь от 2 км² до 0,05 км², известны в междуречье Билина и Бол. Бильдыка (Бильдыкские массивы), по правобережью среднего течения р. Билин и на левом водоразделе верхнего течения р. Бол. Бильдык. Все перечисленные массивы входят в состав северной ветви так называемого Восточно-Тувинского гипербазитового пояса, имеющего в данном районе север-северо-западное простирание.

Массивы гипербазитов представляют собой крутопадающие линзовидные залежи и во всех случаях локализируются в пределах крупных разломов.

Гипербазиты актовракского комплекса залегают в районе среди метаморфических пород синийского комплекса, мраморов балыктыгхемской свиты (прорывая те и другие), а также среди грапитондов нижнепалеозойской интрузии в виде ксенолитов (Бильдыкские массивы). Комплекс сложен в описываемом районе, главным образом, дунитами, перидотитами и серпентинитами. В резкоподчиненном количестве присутствуют пироксениты. Кроме того, в составе комплекса встречаются серпентино-тальковые и талько-карбонатные породы. Между названными типами пород существуют постепенные переходы. Билинские массивы почти целиком сложены слабо серпентинизированными дунитами, кое-где сменяющимися перидотитами типа гарцбургитов.

В Хоромнэгойских массивах преобладают апоперидотитовые серпентиниты, а дуниты слагают сравнительно небольшие шлирообразные тела. Мелкие массивы гипербазитов (Бильдыкские и др.) сложены, в основном, аподунитовыми серпентинитами, реже — лерцолитами.

Серпентинизация наиболее интенсивно проявляется в периферических частях массивов и вблизи от разломов. Дуниты представляют собой плотные зеленовато-серые породы. Структура дунитов панидиоморфнозернистая, в серпентинизированных разностях петельчатая. Дуниты состоят из оливина (до 98%), образующего крупные зерна до 4 мм в поперечнике, серпентина и хромита. Из вторичных минералов в дунитах присутствуют карбонат (брейнерит) в виде мелких прожилков и гнезд. Перидотиты, представленные лерцолитами и гарцбургитами, обычно значительно обогащены оливином. Серпентиниты сложены, преимущественно, хризотилом, и антигоритом. Структурные соотношения между хризотилом и антигоритом не дают возможности определить порядок их образования, хотя по наблюдениям В. М. Моралева (1955ф) в серпентинитах Эрзинского района антигорит является более поздним минералом по

сравнению с хризотилом. В апоперидотитовых серпентинитах часто присутствует бастит. Серпентиниты являются автометаморфическими образованиями.

Тальково-карбонатные и серпентино-тальковые породы наблюдаются в большинстве массивов района. Ими сложены обычно небольшие неправильные тела и линзы среди серпентинитов. Образование тальковых пород связано с постмагматическим гидротермально-метасоматическим процессом.

Контактовые изменения, связанные с интрузией гипербазитов, совершенно незначительны. В контакте с гипербазитами габброиды нижнепалеозойского комплекса иногда хлоритизированы; в мраморах наблюдается окварцевание (левобережье р. Бол. Бильдык). В контакте с мраморами гипербазиты иногда амфиболитизированы. С гипербазитами актовракского комплекса в районе генетически связаны рудопроявления хризотил-асбеста, талька, хромита.

Возраст интрузии определяется по следующим признакам. В описываемом районе гипербазиты прорывают сланцы и мраморы синийского комплекса и прорываются габброидами нижнепалеозойской интрузии (Билинский массив). В других районах Тувы гипербазиты актовракского комплекса не известны среди отложений моложе кембрийских. Галька гипербазитов присутствует в конгломератах ордовика (Западная Тува).

По мнению В. Д. Кузнецова и Г. В. Пинуса, возраст гипербазитов актовракского комплекса в целом укладывается в промежуток времени от нижнего до среднего кембрия.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ТАННУОЛЬСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы нижнепалеозойского интрузивного комплекса развиты в районе наиболее широко. По составу слагающих его пород комплекс является сложным и разделяется на две крупные группы пород, генетически тесно связанные между собой. В одну из них объединяются породы среднего и основного состава — от диоритов до габброидов, в другую — кислые породы от гранитов до кварцевых диоритов.

Первые частично, видимо, образовались в более раннюю, начальную фазу формирования интрузивного комплекса, чаще образование их связано с процессами гибридизма. В последнем случае, естественно, между основными и кислыми породами существуют непрерывные взаимопереходы и разделение тех и других на геологической карте носит несколько условный характер.

Интрузия сопоставляется с породами, объединенными под названием таннуольского комплекса, и развитыми широко на территории восточной Тувы. Однако это сопоставление для данной территории не является уверенным. На территории

листа выделяются следующие массивы нижнепалеозойского комплекса: в бассейне среднего течения р. Билин (Билинский) несколько массивов в районе нижнего течения р. Билин и по р. Кызылхем, несколько массивов в районе р. Хормнэгой. Крупнейшим в районе, и наиболее хорошо изученным является Билинский массив. В плане он несколько вытянут в широтном направлении и имеет сложные очертания, особенно в западной части. Внутри массива залегает большое число ксенолитов более древних пород.

Форма кровли Билинского массива является сложной. В восточной части, почти на всем протяжении границы, контактная поверхность массива круто падает в сторону вмещающих пород. В западной половине контакты массива являются пологими, особенно в районе нижнего течения р. Бол. Бильдык. Здесь в экзоконтакте Билинского массива расположено много мелких интрузивных тел, представляющих апофизы главного массива, и развиты широкие ореолы контактовых роговиков и инъекционных пород.

В строении Билинского массива наблюдаются следующие закономерности: 1) восточная часть массива сложена, в основном, гранитами; в западной части значительная роль принадлежит гранодиоритам, диоритам и габброидам; 2) в районе нижнего течения р. Бол. Бильдык, в контакте с мраморами айлыгской толщи и вблизи от многочисленных ксенолитов мраморов, наблюдается очень сложный состав пород Билинского массива и широкое развитие пород диоритового ряда до габбродиоритов включительно. Породы среднего и основного состава, как правило, связаны с гранитами постепенными переходами и представляют гибридное образование.

Многие, более мелкие, интрузивные массивы района построены, в общих чертах, по типу Билинского массива.

В составе нижнепалеозойского интрузивного комплекса выделяются следующие типы пород: 1) габбро-диориты, габбро и пироксениты; 2) диориты и кварцевые диориты; 3) гранодиориты и кварцевые диориты; 4) граниты и плагиограниты.

Габбро-диориты, габбро и пироксениты — δ - ν Pz₁. Наиболее распространенными из этих пород являются габбро-диориты. Габбро и пироксениты слагают среди габбро-диоритов небольшие участки обычно в контактах с мраморами. Между перечисленными породами существуют постепенные переходы. В свою очередь, габбро-диориты связаны постепенным переходом с диоритами, благодаря чему граница между ними является условной. Наибольшим распространением описываемые породы пользуются в западной части Билинского массива и в массиве, расположенном севернее г. Хулутруг-ула.

В составе габброидов встречаются следующие минералы: основной плагиоклаз (лабрадор № 55—62), моноклинный пироксен, оливин, биотит, титанит, титаномагнетит, апатит. В габ-

бро-диоритах плагиоклаз несколько более кислый, меньше цветных минералов. В некоторых случаях присутствуют одновременно оливин и биотит, что является признаком гибридного происхождения пород. Для пород этой группы обычна такситовая текстура.

Диориты и кварцевые диориты — δ Pz₁ являются более распространенными породами, чем предыдущие. Широко развиты эти породы в западной части Билинского массива, в массивах, расположенных в верховьях р. Кызылхем, в районе г. Хулутруг-ула. Как правило, диориты слагают краевые части массивов гранитоидов. В ряде случаев наблюдаются резкие контакты между диоритами и гранитами (правый и левый борты среднего течения р. Билин, пер. Хэлтэсин-даба, г. Огорха-ула), причем последние проникают в диориты в виде жил. Эти факты свидетельствуют о том, что диориты и ранее описанные габброиды в данном случае являются проявлением ранней фазы нижнепалеозойской интрузии. Среди диоритов краевой зоны массивов широко распространены типичные гибридные микродиориты, но часто наблюдаются, кроме того, диориты нормального интрузивного облика. Диориты представляют собой полнокристаллические среднезернистые породы серого цвета. Структура диоритов гипидиоморфнозернистая. Состав пород: плагиоклаз № 30—44, часто зонарный, зеленая роговая обманка, биотит, иногда моноклинный пироксен, изредка — микроклин. Акцессорные минералы — апатит, сфен, рудный минерал (пирит, магнетит), циркон. Часто наблюдается замещение пироксена роговой обманкой и биотитом; иногда отмечается микроклинизация плагиоклаза. Породы насыщены вторичными продуктами, среди которых наиболее типичны минералы эпидотовой группы. Микродиориты отличаются от обычных диоритов гранобластической мелкозернистой структурой, повышенным содержанием цветных минералов и резкими изменениями в составе, происходящими на небольших расстояниях. Кварцевые диориты характеризуются присутствием кварца (обычно до 10—15%) и являются породами, переходными к гранодиоритам.

Гранодиориты, кварцевые диориты — $\gamma\delta$ Pz₁ также широко распространены в составе нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Пространственно и генетически эти породы тесно связаны с диоритами, но слагают обычно внутренние зоны интрузий.

Гранодиориты и кварцевые диориты — это среднезернистые светло-серые и розовато-серые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В составе пород этой группы встречены: плагиоклаз (от № 18 до № 35), микроклин, кварц, биотит, роговая обманка, пироксен-авгит, апатит, титанит и лейкоксен, титаномагнетит и магнетит.

В этих породах вторичные изменения, как правило, весьма значительны. Иногда заметны признаки гибридности, выражен-

ные в обратной зональности плагиоклаза, появлении такситовой текстуры. Кварцевые диориты, отнесенные к этой группе, представлены, как правило, разностями, богатыми кварцем (тоналиты, трондьемиты).

Граниты, плагиограниты (γPz_1). Эти породы, особенно нормальные граниты, в количественном отношении наиболее распространены в составе нижнепалеозойской интрузии. Гранитами сложена восточная и северная части Билинского массива. Кроме того, в районе наблюдается значительное количество мелких штоков, целиком сложенных гранитами. Нередко граниты прорывают более основные породы (диориты, габброиды). Граниты представляют обычно мелкозернистые (размеры минеральных зерен 0,5—3 мм), массивные породы серого и розовато-серого цвета различных оттенков. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная.

В составе гранитов присутствуют: калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин), плагиоклаз (от № 10 до № 20), кварц, биотит.

Акцессорные минералы: апатит, циркон, турмалин, титанит, магнетит и изредка гранат. В плагиогранитах встречен авгит.

Ниже приводится химический анализ гранитов нижнепалеозойского комплекса.

Жильные породы нижнепалеозойского интрузивного комплекса в пределах района представлены микродиоритами, био-

Название породы	Место взятия	Состав				
		H ₂ O	П.п.п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Гранит биотитовый мелкозернистый	Среднее течение р. Билин	0,02	0,08	73,10	13,88	0,30
Гранит биотитовый среднезернистый	То же	0,06	0,50	71,10	13,74	0,62
Плагиогранит	Чавацкий участок	0,01	0,22	73,93	13,72	0,50

титовыми мелкозернистыми гранитами, аплитами и биотитовыми пегматитами. Широко распространены кварцевые жилы, сложенные молочно-белым безрудным кварцем. Из жильных пород на карте показаны пегматиты и аплиты.

Контактные изменения во вмещающих породах, связанные с таннуольским интрузивным комплексом, достаточно разнообразны, но проявляются не везде. Наиболее интенсивно контак-

товое воздействие интрузивных пород выражено в пределах отложений синийского комплекса.

Чаше наблюдается развитие роговиков, реже — образование инъекционных сланцев и гнейсов. В карбонатных породах по контакту с гранитоидами нижнепалеозойского комплекса обычно наблюдается перекристаллизация мраморов, в редких случаях происходит образование скарнов (актинолитовых, гранатовых, эпидотовых). Мощность зоны экзоконтактных изменений редко превышает 80—100 м. Ясно выраженные ореолы роговиков отмечены в пределах сланцев харальской толщи — по правому борту р. Кыштаг, в правобережье р. Бол. Хормингой, в ряде пунктов по левобережью р. Билина. Роговики имеют состав: плагиоклаз-биотитовый, амфиболовый, эпидот-амфибол-кварцевый, биотит-гиперстен-плагиоклазовый и др.

Комплекс полезных ископаемых, генетически связанных с описанной интрузией, в пределах района беден. В самих гранитоидах описанного комплекса наблюдается иногда пиритизация с небольшим содержанием медистых минералов (халькопирит). Генетическую связь с нижнепалеозойским комплексом имеет, вероятно, золотоносность пиритизированных сланцев харальской толщи.

Возраст интрузии. Для обоснования возраста интрузии в районе данных недостаточно. Интрузия прорывает отложения синийского комплекса и гипербазиты нижнего—среднего кемб-

Таблица I

вес. %							Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	a	b	c	s
1,58	0,12	1,90	0,54	3,23	4,51	99,26	13,4	2,9	2,3	81,4
1,84	0,28	2,30	2,50	3,51	3,69	100,14	13,7	7,0	1,9	77,4
1,56	0,12	0,68	0,01	5,60	3,30	99,69	16,4	2,3	0,6	80,7

рия. К западу от района аналогичные интрузии рвут отложения нижнего кембрия; они перекрыты вулканогенными породами нижнего девона (Агентов, 1959ф).

В районе дер. Зубовки (лист М-46-VI) наблюдается трансгрессивное налегание на аналогичные описанным интрузивные породы дерзигской толщи силура (Агентов и др. 1957ф). Таким образом, возраст интрузии можно считать нижнепалеозойским.

ДЕВОНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные породы, отнесенные к девонскому комплексу, выделены только в бассейне нижнего течения р. Шишхид-гол. Этими породами сложены два массива: близ пос. Аршан (Аршанский массив) и в левобережье рч. Чавач (Чавачский массив). Каждый из этих массивов занимает в плане площадь не более 20 км² (Чавачский массив расположен на территории СССР только западной своей частью) и представляют собой крутопадающие штоки. Массивы девонского комплекса залегают в пределах зон разломов, с которыми, вероятно, связано их внедрение. В составе пород этого комплекса выделяются щелочноземельные сиениты и граниты. Первые представляют раннюю фазу интрузии.

Сиениты щелочноземельные — §D. Указанными породами почти целиком сложен Аршанский массив. Это буровато-розовые и красные среднезернистые (размеры минеральных зерен от 1 до 5 мм) породы, характеризующиеся паналлотриоморфно-зернистой и иногда пойкилитовой структурой. В контакте с мраморами синийского комплекса сиениты контаминированы и имеют такситовую (пятнистую) текстуру. Главными минералами сиенитов являются кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз) с антипертитовой структурой, калиевый полевой шпат, бурый биотит и обыкновенная роговая обманка. Второстепенные минералы — авгит и мусковит. Акцессорные — магнетит, апатит, циркон, бурый гранат, корунд, графит, ильменит. В протоловках встречаются, кроме того, арсенопирит, галенит, молибденит, и очень редко, фергусонит и пироксенолор. Сиениты обычно значительно изменены и насыщены вторичными минералами (серпидит, эпидот, хлорит, карбонат). Характерной особенностью сиенитов является значительная роль в них плагиоклаза, который количественно обычно несколько преобладает над калиевым полевым шпатом. Некоторые разновидности сиенитов содержат калиевый полевой шпат только в форме антипертитовых вростков и могут быть названы альбитовыми монцонитами. В некоторых

случаях в сиенитах наблюдаются слабые признаки постмагматического натриевого метасоматоза, выраженные в образовании позднего альбита «шахматного» типа, концентрирующегося по трещинкам в плагиоклазах и калиевых полевых шпатах.

С описанными сиенитами тесно связаны кварцевые сиениты и граносиениты, имеющие незначительное распространение в восточной части Аршанского массива. Эти породы отличаются от сиенитов, описанных выше, только присутствием кварца в количестве 5—20%, образующего ксеноморфные зерна.

Граниты лейкократовые — γD. Эти породы целиком слагают Чавачский массив и встречаются в виде мощных даек и небольших штоков, прорывающих сиениты Аршанского массива. Граниты обычно светло-розовые, массивные, мелкозернистые (размеры зерен 2—3 мм), иногда аплитовидные. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, реже — порфировидная и аплитовая (в мелких дайках), а также гранофировая. Состав пород: микроклин-пертит (до 50% по объему), кислый плагиоклаз (№ 8—14), кварц, бурый биотит, изредка — обыкновенная или полущелочная роговая обманка. Количество цветных минералов не превышает 7—8%. Среди акцессорных минералов встречаются циркон, магнетит, пирит, апатит, гранат, графит, флюорит, турмалин. В протоловках из гранитов обнаруживаются, кроме того, бурый циркон, фергусонит, пироксенолор, торит и ортит. В гранитах иногда наблюдается слабая микроклинизация и альбитизация.

Ниже приводятся данные химического анализа гранитов девонского комплекса (табл. 2).

Жильные породы описываемого комплекса представлены аплитами, биотитовыми пегматитами, субщелочными гранит-порфирами и гранофирами (на карте жильные породы девонского комплекса не показаны).

Экзоконтактные изменения, связанные с описываемой интрузией, выражены в образовании узкой (метры) зоны амфибол-эпидотовых скарнов в мраморах айлыгской

Таблица 2

Наименование породы	Место взятия	Состав в				
		H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Гранит лейкократовый биотитовый	Бассейн р. Шишхид-гол	0,02	—	73,00	13,79	0,32
Гранит биотитовый	Чавачский участок	0,13	0,30	72,05	14,16	0,42
Гранит биотитовый	То же	0,23	0,77	69,43	12,91	1,13

вес. %							Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому			
FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Σ	a	b	c	s
1,47	0,16	1,80	0,47	3,84	4,79	99,66	8,1	3,4	1,6	86,9
1,73	0,18	0,69	0,09	4,82	5,30	99,90	17,7	2,7	0,3	80,0
2,21	0,29	1,0	1,37	4,11	5,35	99,86	16,2	6,2	0,2	79,4

толщи. В сланцах харальской толщи экзоконтактные изменения не фиксируются.

Возраст интрузии. Граниты и сиениты описываемого комплекса прорывают в районе гранодиориты, габброиды нижнепалеозойской интрузии (верховья рч. Чавач). Верхняя возрастная граница интрузии определяется тем, что описанные граниты, в свою очередь, прорываются щелочными сиенитами средне-верхне(?) палеозойского комплекса (см. ниже). Непосредственно к западу от рассматриваемого района в правобережье р. Кызыл-хем (лист М-47-III) аналогичные граниты рвут отложения нижнего девона (Агентов, 1959ф). В районе верхнего течения р. Бурей (лист М-46-III) красные граниты (Бренский массив) прорывают отложения нижнего девона и с разрывом перекрыты отложениями верхнего девона (Ильин, 1957ф).

С гранитами Бренского массива породы описанного комплекса сопоставляются по петрографическим признакам. Таким образом, наиболее вероятно, что возраст интрузии лежит в пределах девона.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕ(?)-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ (САНГИЛЕНСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные породы средне-верхне(?) палеозойского комплекса распространены на двух участках: в левобережье истоков р. Кыштаг (правый приток р. Билин) и в междуречье Шишихид-гола и рч. Чавач. На первом из них интрузивные породы средне-верхне(?) палеозойского комплекса слагают шток площадью до 12 км² (Кыштагский массив), представляющий, вероятно, апофиз более крупного массива, расположенного западнее территории листа (лист М-47-III, Агентов, 1959ф). В междуречье Шишихид-гола и Чавача (Чавачский участок) интрузивные породы описываемого комплекса представлены значительным количеством мелких пластовых интрузий, образующих, в совокупности, жильное поле площадью около 80 км².

Средне-верхне(?) палеозойская интрузия представлена, главным образом, породами щелочного ряда (нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и граниты). На территории листа М-47-III, кроме собственно щелочных, значительным распространением пользуются также субщелочные породы. С описываемым комплексом генетически связаны разнообразнейшие метасоматические породы, главным образом, альбититы и микроклиниты. Метасоматические породы принадлежат к различным генетическим типам в зависимости от состава материнских и вмещающих пород и температурного режима, и нередко являются носителями редкометального оруденения. Кыштагский массив своей восточной частью прорывает мраморы и сланцы синийского комплекса (в основном, вероятно, айлыгской

толщи), западная часть массива перекрывается четвертичными базальтами и мореной. Внутри интрузии, а также по периферии ее, заключено большое число мелких и крупных ксенолитов диоритов и гибридных микродиоритов нижнепалеозойского комплекса. Северная часть массива выходит за пределы района.

Кыштагский массив разбит многочисленными разломами на отдельные мелкие блоки, что в значительной мере обусловило его сложную конфигурацию. Контакты массива крутые, на что указывают независимость его границ от рельефа местности и узость полос контактового ореола во вмещающих породах. Массив сложен преимущественно субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами и, в меньшей степени — лейкократовыми гранитами и щелочными сиенитами. Все эти породы образуют непрерывный ряд, будучи связаны между собой постепенными переходами. Вмещающими породами для пластовых и жильных тел описываемого комплекса на Чавачском участке являются, главным образом, сланцы харальской толщи. Мощность пластовых и жильных тел составляет от нескольких сантиметров до 200—250 м при протяженности от метров до 5—6 км. Наиболее распространенными являются тела, мощность которых измеряется метрами и сантиметрами. Имеются, кроме того, участки сланцев, пронизанные густой сетью тонких послойных инъекционных прожилков, благодаря чему сланцы приобретают облик мигматитов. Коэффициент насыщения сланцев жильными телами достигает 0,1 (в среднем).

Большинство щелочных жильных тел залегают в сланцах согласно со слонистостью; реже наблюдаются жилы, секущие сланцы под острым углом к слонистости, а также более или менее изометричные в плане тела, имеющие характер штоков.

В формировании пластовых интрузий Чавачского участка значительная роль принадлежит разрывной тектонике, так как большинство наиболее крупных интрузивных тел приурочено к зонам разломов. Разломы имели также большое значение для развития метасоматических процессов. В пределах Чавачского жильного поля описываемая интрузия представлена нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными гранитоидами. Между этими породами существует тесная генетическая связь. При этом нефелиновые сиениты являются относительно более ранним образованием (ранняя фаза щелочной интрузии), а щелочные сиениты, гранитоиды — более поздним. Двухфазность щелочного комплекса отмечалась также для других районов восточной Тувы (Махин, 1958ф).

Кроме интрузивных щелочных сиенитов, в пределах Чавачского участка развиты метасоматические сиениты (микроклиниты), являющиеся результатом щелочного калиевого метасоматоза. Метасоматические сиениты отличаются от интрузивных по морфологии тел: обычно это — неправильные жилы, не имею-

щие четких границ с вмещающими породами. Все щелочные породы в той или иной степени подвергались аутометасоматической переработке, конечным продуктом которой являются альбититы.

В составе средне-верхне(?) - палеозойского интрузивного комплекса выделяются две фазы, которым отвечают следующие группы пород: I фаза — нефелиновые сиениты; II фаза — сиениты, граносиениты, граниты, щелочные и субщелочные.

Нефелиновые сиениты $\Sigma P_{2-3}(?)$ характеризуются светло-розовато-серой окраской, зернистой структурой и массивной или трахитоидной текстурой.

Все нефелиновые сиениты района принадлежат к миаскитовому ряду. Среди них выделяются разности биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксен-биотитовые и др. Амфиболовые и пироксеновые миаскиты обычно приурочены к краевым участкам интрузивных тел (Махин, 1959ф).

Главными породообразующими минералами описываемых пород являются: микроклин-пертит (40—50%), нефелин (10—15%), биотит-лепидомелан (5—10%), капкринит (до 15%). Иногда также присутствуют щелочной амфибол (арфведсонит, реже рибекит), щелочной пироксен (эгирин), первичный карбонат. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, ильменитом, титанитом, титанистым гранатом, флюоритом, апатитом. В меньшем количестве присутствуют торит, торанит, бритоит, пироксид, арсенопирит, галенит, молибденит, фергусонит, бастнезит. Последние минералы обычно обнаруживаются в альбитизированных разностях нефелиновых сиенитов.

Место взятия	Состав в					
	H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ок.	FeO
Чавачский участок	0,15	1,25	56,70	20,88	2,33	3,14
То же	0,40	1,04	57,56	18,68	3,92	2,63

Место взятия	Числовые характеристики				
	s	a	b	c	c̄
Чавачский участок	67,5	28	4,35	0,55	—
То же	67,2	25,5	7,7	—	0,07

тов, так как выделяются, вероятно, в стадию альбитизации. Тогда же образуется, обычно, щелочной пироксен. С нефелиновыми сиенитами тесно связаны существенно нефелиновые породы типа полевошпатовых уртитов. Эти породы слагают мелкие шлиры, с нечеткими границами, внутри нефелиновых сиенитов. Полевошпатовые уртиты состоят из нефелина (50—90%), образующего идиоморфные таблитчатые кристаллы; микроклин-пертита (до 30%), лепидомелана (5%) и, иногда, арфведсонита. В табл. 3 приведены данные химического анализа нефелиновых сиенитов.

Нефелиновые сиениты характеризуются высоким содержанием щелочей с резким преобладанием натрия (автометасоматическая альбитизация), слабой насыщенностью кальцием и магнием, и принадлежат к плюмазитовому ряду.

Породы занимают промежуточное положение между фойяитами и миаскитами (по классификации А. Н. Заварицкого). В альбандах интрузий нефелиновые сиениты часто постепенно сменяются щелочными сиенитами, характеризующимися, обычно, призматическозернистой структурой, трахитоидной текстурой и не содержащими нефелина. Возможно, эти сиениты представляют, отчасти, гибридное образование и возникли за счет фенинизации вмещающих пород.

Сиениты, граносиениты щелочные и субщелочные — $\Sigma P_{2-3}(?)$.

В пределах Чавачского участка среди пород этой группы наиболее распространены щелочные сиениты; подчиненное значение имеют субщелочные сиениты и щелочные граносиениты, тесно связанные с первыми. В пределах Кыштагского массива

Таблица 3

вес. %									
Fe ₂ O ₃ вал.	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	S	P	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
5,82	0,13	1,0	0,01	0,092	0,01	0,023	4,52	9,20	99,35
6,84	0,30	1,24	0,43	0,24	0,01	0,12	3,19	9,27	98,90

Продолж. табл. 3

по А. Н. Заварицкому								
Q	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	a/c
—21,95	—	14,1	4,4	81,5	75,5	0,21	39,4	51
—17,14	—	19,8	9	77,5	81	0,27	12,2	364

наибольшим распространением пользуются субщелочные сиениты и граносиениты, а собственно щелочные породы имеют незначительное развитие. Между всеми перечисленными породами устанавливается тесная пространственная и генетическая связь.

Щелочные сиениты. Среди них выделяются биотитовые, амфиболовые и пироксеновые разновидности. В большинстве случаев эти породы имеют мелко- и среднезернистое (2—5 мм) сложение, буровато-розовую окраску, гнейсовидную или массивную текстуру. Структура обычно гипидиоморфнозернистая, иногда пегматоидная. Щелочной сиенит состоит из микроклин-пертита или микропертита, цветного минерала и позднего альбита. В редких случаях присутствует первичный плагиоклаз. Содержание цветного компонента обычно не превышает 12—15%. Цветные минералы представлены лепидомеланом, арфведсонитом, гастингситом, баркевикитом, эгирином, эгирин-авгитом.

Щелочной пироксен всегда является более поздним, чем биотит и щелочной амфибол, и образовался, видимо, в постмагматическую стадию. Акцессорные минералы щелочных сиенитов — циркон, магнетит, пирит, апатит, гранат, флюорит, титанит, графит, карбонат, фергусонит, бритоилит, пирохлор, галенит. Редко присутствуют арсенопирит, сфалерит, молибденит, халькопирит, ильменит, ториацит, бастнезит.

В табл. 4 приведен химический анализ сиенита, показывающий, что данная порода близка к среднему составу щелочного сиенита по Дэли.

Щелочные граносиениты, так же, как щелочные сиениты по составу цветных минералов делятся на разновидности биотитовые, биотит-пироксен-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и биотит-амфиболовые. Эти породы содержат кварц в количестве от 3—5 до 20%, всегда ксеноморфный по отношению к полевым шпатам. Из цветных минералов в щелочных граносиенитах встречаются лепидомелан, баркевикит, арфведсонит, эгирин-авгит и мусковит.

Химический анализ щелочного граносиенита свидетельствует об увеличении роли кремнекислоты и уменьшении щелочности по сравнению с щелочным сиенитом (табл. 5).

Субщелочные сиениты состоят из микроклин-пертита (60—90%) небольшого количества кислого плагиоклаза (до 10—15%), который иногда отсутствует, позднего альбита и цветного минерала: биотита, амфибола, реже — пироксена. В качестве амфибола в данных породах встречаются баркевикит, гастингсит, полущелочная и обыкновенная роговая обманка. Пироксен обычно представлен авгитом, реже — эгирин-авгитом. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, гранат, флюорит, апатит, графит.

Субщелочные граносиениты отличаются от сиенитов только присутствием кварца.

Таблица 4

Состав в вес. %																
Место взятия	H ₂ O	П.л.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ок.	FeO	Fe ₂ O ₃ вал.	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	S	P	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
	0,12	0,33	64,61	16,94	2,61	2,42	5,30	0,10	1,77	0,018	0,13	0,04	0,037	3,64	7,35	100,05
Чавачский участок	Числовые хагаактеристики по А. Н. Заварицкому															
	Место взятия	s	a	b	c	с	Q	a'	c'	m'Q	f'	n	t	φ	a c	
Чавачский участок	70,3	21,4	4,9	0,6	—	—	3,2	—	6,9	6,9	85,2	75,5	0,09	44,5	35,7	

Граниты щелочные и субщелочные — $\gamma Pz_{2-3}(?)$,

Щелочные граниты встречаются только на Чавачском участке, где слагают единичные маломощные жилы, не показанные на карте. Это — мелкозернистые, розовые, лейкократовые породы, обладающие гипидиоморфнозернистой структурой. Минеральный состав — микроклин-пертит (30—70%), первичный и поздний альбит (до 30%), кварц (30—35%), биотит-лепидомелан, рибекит, эгирин-авгит. Количество цветных обычно не более 10%. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, пирит, флюорит, циркон, графит. Автометасоматическая альбитизация обычно выражена в образовании пятнистого пертита, реже — микролейстового альбита.

Субщелочные граниты слагают западную часть Кыштагского массива. Это — розовые лейкократовые, мелкозернистые породы с гранитовой структурой. В состав гранитов входят микроклин-пертит (30—60%), кислый плагиоклаз № 7—16 (до 30—40%), кварц (25—35%) и биотит темно-бурого цвета. Иногда вместе с биотитом присутствует мусковит и обыкновенная роговая обманка, в единичных случаях наблюдается авгит. Акцессорные минералы представлены цирконом, магнетитом, пиритом, ильменитом, апатитом, титанитом, флюоритом, турмалином.

Жильные породы, связанные с средне-верхне(?) палеозойским интрузивным комплексом (на карте не показанные), представлены аплитами, гранит-порфирами, пегматитами, бостонитами, кварцево-карбонатными и кварцевыми жилами. Мощность их обычно не превышает 1,5—2 м.

Эндоконтактовые изменения в щелочных и субщелочных гранитоидах обычно незначительны и выражены в эпидотизации их за счет ассимиляции карбонатных пород.

Экзоконтактовые изменения хорошо наблюдаются на Чавачском участке. Здесь вокруг щелочных пластовых интрузий нередко амфиболовые сланцы превращены в плагиоклаз-амфиболовые и эпидот-плагиоклазовые (альбитовые) роговики и скарны. Ширина контактового ореола обычно не превышает нескольких метров, но на участках мигматизации, сопровождающей иногда пластовые интрузии, зоны ороговикования измеряются десятками и сотнями метров.

Метасоматические образования, связанные с описанным комплексом, особенно широко развиты на Чавачском участке. Наиболее распространены автометасоматические и экзоконтактовые альбититы (нефелиновые и безнефелиновые) и микроклиниты. Подчиненное значение имеют карбонатно-флюорито-альбитовые и меланократовые кварцево-амфиболовые породы.

Метасоматические породы слагают линзовидные, жилеобразные и неправильные тела, достигающие мощности до десятков метров.

Нефелиновые альбититы (мариуполиты) представляют собой серые, белые и пестрые (полосчатые) мелкозернистые породы

с ясно выраженной сланцеватой текстурой и гранобластической структурой. Среди мариуполитов выделяется несколько петрографических разновидностей. Главными минералами мариуполитов являются альбит, нефелин (или канкринит), биотит-лепидомелан и эгирин. Последний минерал обычно является, наряду с альбитом и рудными минералами, наиболее поздним образованием. Кроме этих минералов, в составе мариуполитов встречаются: остаточный микроклин, арфведсонит, карбонат, флюорит, титанистый гранат (меланит, шорломит), сфен, лейкоксен, апатит, циркон, магнетит. В протоочках мариуполитов обнаружены, кроме того, торит, торнианит, бритолизит, галенит, пироксид, ортит, фергусонит, корунд и др. Количество акцессорных минералов обычно достигает 10—12%.

Безнефелиновые альбититы макроскопически очень сходны с мариуполитами. Обычно светлоокрашенные полосчатые разновидности. Структура альбититов разнообразна: гранобластическая, порфиробластическая, бостонитовая и др. От мариуполитов описываемые породы отличаются отсутствием нефелина и минералов, образующихся по нефелину.

В состав альбититов входят: альбит, калиевый полевой шпат, биотит, щелочной пироксен (эгирин, эгирин-диопсид), щелочной амфибол (рибекит, арфведсонит, гастальдит), энigmatит, кварц, карбонат. Акцессорные и рудные минералы включают различные виды цирконов, магнетит, флюорит, титанистый гранат, апатит, графит, ортит, везувин, фергусонит, пироксид, бритолизит, торит, уранинит, галенит, арсенопирит и др.

Силикатный анализ альбититов, приведенный в табл. 6 позволяет видеть химические особенности метасоматического процесса.

Наблюдается, по сравнению с щелочными интрузивными породами, смещение в сторону натрия или уменьшения содержания калия (коэффициент «п»), практическое отсутствие кальция, связанного в алюмосиликатах, увеличение роли окисного железа. Обращает на себя внимание значительное непостоянство химического состава метасоматических пород.

Со средне-верхне(?) палеозойской щелочной интрузией генетически связаны месторождения редкометалльного комплекса элементов (ниобий, редкие земли, цирконий, торий).

Возраст щелочной интрузии не установлен с достаточной точностью не только в данном районе, но и на остальной территории восточной Тувы. На территории листа нефелиновые и щелочные сиениты прорывают граниты, относимые к девонскому комплексу; этим определяется нижняя возрастная граница щелочной интрузии. На Чавачском участке характер размещения тел щелочных интрузивных пород находится в ясной зависимости от пространственного положения гранитов девонского комплекса. Кроме того, намечается общность металлогении описанных интрузий и гранитов девонского возраста. Это

Таблица 6

Название породы	Место взятия	Состав в вес. %															
		H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ок.	FeO	Fe ₂ O ₃ вал.	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	S	P	K ₂ O	Na ₂ O	Σ
Мариуполит (нефелиновый участок альбитит)	Чавачский	0,27	1,14	56,06	17,99	6,67	1,42	8,25	0,12	2,29	0,34	0,25	сл.	0,018	1,91	10,85	99,31
То же		0,06	1,21	60,28	14,01	3,88	0,75	4,71	0,44	3,75	3,86	1,38	0,027	0,048	0,86	9,20	99,68
Альбитит		0,08	1,50	58,28	15,90	4,47	0,71	5,25	0,81	3,75	3,13	0,98	0,013	0,057	1,22	8,64	92,40
Альбитит		0,32	1,58	58,88	18,74	2,32	3,28	5,95	0,25	1,48	0,19	0,18	0,016	0,13	1,76	9,27	98,65
Альбитит		0,42	1,16	51,95	16,91	5,00	5,57	11,19	1,22	3,70	1,55	0,22	0,006	0,50	3,27	7,21	98,18
Альбитит		0,37	0,98	57,90	17,75	4,64	2,22	7,11	0,23	1,38	0,59	0,31	сл.	0,058	1,70	10,60	98,67

Продолж. табл. 6

Название породы	Место взятия	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
		s	a	b	c	c̄	Q	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	a/c
Мариуполит (нефелиновый участок альбитит)	Чавачский	65	24,6	8,2	—	2,2	21,4	—	38,9	7,4	59,4	88,5	0,21	39,8	—11,2
То же		75,0	14,0	13,2	2,1	—	12,9	—	19,4	50,3	30,3	136,5	0,46	25,1	7,1
Альбитит	"	68,5	21	9,9	0,3	—	—5	—	44,8	54,3	55,7	95,5	1,02	39,4	70
Альбитит	"	68,6	23,4	7,0	1,05	—	—10,7	—	10	17	73	89	0,3	28	23,4
Альбитит	"	61,5	20,9	16,4	1,5	—	—20,6	—	21,8	16,2	62	77	1,5	26,5	13,9
Альбитит	"	66,9	24,1	7,1	—	2	—16,5	—	24	14,4	61,5	89,9	0,31	2	—12,05

сходство устанавливается на Чавачском участке, а также в смежных районах (Махин, 1958ф, Агентов, 1959ф), и касается, в первую очередь, редкометальных минералов (эвксенит, фергусонит, пирохлор), встречаемых также в составе девонских гранитоидов. Следует подчеркнуть, что в составе описываемого щелочного комплекса встречаются субщелочные гранитоиды, очень сходные по петрологическим особенностям с гранитоидами девонской интрузии (Кыштагский массив).

Все эти факты свидетельствуют о возможной генетической и временной связи щелочного комплекса с девонской гранитоидной интрузией.

Абсолютный возраст щелочного сиенита, взятого на Чавачском участке, определен калий — аргоновым методом как равный 288 млн. лет (лаборатория абсолютного возраста ВАГТ, 1959 г.). Этот возраст соответствует верхам карбона — низам перми.

Принимая во внимание сказанное, возраст описанной интрузии укладывается в пределы среднего — верхнего палеозоя. Описанные породы уверенно сопоставляются по петрологическим, геохимическим и металлогеническим признакам с широко распространенным в Туве редкометальным щелочным интрузивным комплексом, получившим название санлигенского.

ТЕКТОНИКА

Территория листа в структурном отношении входит в состав Восточно-Саянского мегаантиклинория, являющегося частью каледонской складчатой области, опоясывающей с юга Сибирскую платформу.

Исключительное развитие в пределах района докембрийских метаморфических образований и отсутствие нижнепалеозойских осадков свидетельствует о значительной глубине эрозионного среза, что является результатом значительных поднятий, которые испытывает регион вероятно уже с палеозоя. Широкое распространение нижнепалеозойских гранитоидов и наличие геосинклинального кембрия в непосредственной близости от района, в бассейне р. Тиссы (Махин, 1956ф), не позволяет считать этот район частью каледонской платформы.

Современный структурный облик района характеризуется тремя основными чертами:

1. Интенсивной складчатостью, развитой в пределах всех древних метаморфических толщ.

2. Широким распространением интрузивных пород, осложняющим понимание складчатых структур.

3. Широким проявлением дизъюнктивной тектоники, благодаря которой район оказался разбитым на ряд дифференциально поднятых блоков.

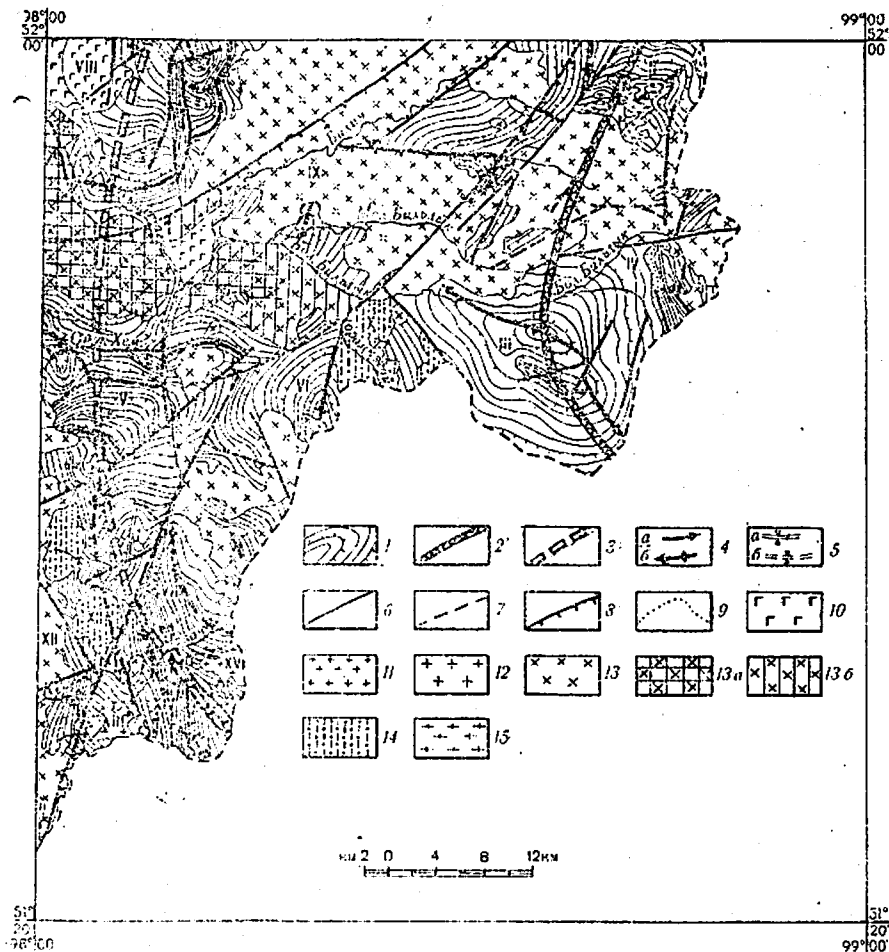


Рис. 1. Тектоническая схема

1 — структурные линии в метаморфических породах верхнепротерозойского и синийского комплексов. Бергштрих показывает направление падения слоя; 2 — осевая линия Бильдыкского антиклинария; 3 — осевая линия Билинского синклинария; 4 — оси антиклиналей; 5 — оси синклиналей; а) первого порядка, б) второго порядка (стрелка показывает направление погружения); 6 — оси синклиналей; а) первого порядка, б) второго порядка; 7 — разломы молодые (альпийские), хорошо выраженные в рельефе; 8 — разломы древние (каледонские), не выраженные геоморфологически; 9 — линия местного структурного несогласия; 10 — базальтовые потоки в современных речных долинах; 11 — постороговые трещинные интрузии щелочного средне-верхне(?) палеозойского комплекса; 12 — дискордантные шотки девонского интрузивного комплекса, приуроченные к зонам разломов; 13 — конкордантные массивы нижнепалеозойского интрузивного комплекса; 13а — участки неглубокого эрозийного среза, фиксированного гибридными породами основного состава (габбро, диориты); 13б — участки более глубокого эрозийного среза, фиксированного гибридными породами кислого состава (кварцевые диориты, гранодиориты); 14 — конкордантные линзовидные, иногда расчлененные тела кембрийских гнейзов, приуроченные к древним (раннекаледонским) разломам; 15 — докембрийские (?) гранитоиды с гнейсовидной текстурой.

- I — Серия сложных линейных складок в междуречье Кыштыга и Билина.
- II — Среднебилинская антиклиналь
- III — Бильдыкская антиклиналь
- IV — Бильдыкская синклиналь

Складчатые структуры района, в их современном виде, вероятно, являются результатом нескольких этапов тектонического процесса, последним из которых был, по-видимому, раннекаледонский тектогенез. Складчатость района принадлежит одному — раннекаледонскому, структурному ярусу. Этот вывод основан на следующих фактах:

1) непрерывность разреза докембрия и однотипность складчатых дислокаций по всему этому разрезу, доказанная для прилегающих территорий (Махин 1955ф, 1956ф, 1959; Ильин, 1957 и др.);

2) повсеместное и широкое проявление нижнепалеозойских гранитоидов, занимающих в пределах всех метаморфических толщ одинаковое структурное положение.

В связи с этим, тектонические воззрения, высказанные ранее в отношении данной территории М. Л. Лурье и С. Н. Обручевым (1955) надо признать устаревшими, поскольку им противоречит накопленный за последние годы фактический материал.

В пределах рассматриваемого района можно выделить две основные крупные складчатые формы: Бильдыкский антиклинорий и Билинский синклинорий, имеющие субмеридиональное направление. Примерное положение осевых линий этих структур показано на тектонической схеме (рис. 1). Бильдыкский антиклинорий и Билинский синклинорий в деталях построены очень сложно, так как состоят из значительного числа крупных и мелких складок, ориентированных в различных направлениях.

Серия сложных линейных складок в междуречье Кыштыга и Билина (I)* представлена двумя складками первого порядка (антиклиналью синклиналью) и несколькими складками второго порядка. В формировании этих складок принимают участие отложения айлыгской и харальской толщ синийского комплекса. Направление оси антиклинальной складки, которая представляет собой дугообразно изогнутую структуру, выпуклую на восток. В западной части (правый борт

* Цифры в скобках соответствуют цифрам на схеме (рис. 1) и в условных обозначениях.

- V — Серия сопряженных линейных складок в районе р. Орукхем
- VI — Хоронзгойская антиклиналь
- VII — Нижнебилинская синклиналь
- VIII — Кыштыгский массив щелочных и субщелочных гранитоидов.
- IX — Билинский массив гранитоидов
- X — Хоронзгойский массив гипербазитов
- XI — Нижнебилинский массив гипербазитов
- XII — Кызылхемский массив диоритов.
- XIII — Аршанский массив сиепситов
- XIV — Чавачское жильное поле щелочных пород
- XV — Верхнечавачский массив гранитов

р. Кыштаг) складка срезана интрузией, а в центральной части нарушена серией разломов меридионального направления. Близ северной границы района наблюдается виргация антиклинали и образование антиклинали второго порядка широтного простирания; по обе стороны от антиклинали второго порядка расположены синклиналильные прогибы, в общем субширотного направления.

Синклиналь первого порядка зажата между двумя крупными разломами; ось синклинали субпараллельна оси ранее описанной антиклинали. Синклиналь также рассечена разломами, что особенно хорошо наблюдается на севере района. Здесь же наблюдаются фрагменты двух антиклинальных складок субмеридионального направления, южные части которых срезаны разломами. Углы падения слоев на крыльях складок обычно лежат в пределах $40-60^\circ$. На периклинальном (западном) замыкании антиклинали первого порядка углы падения 40° . Особенно крутые углы падения ($60-80^\circ$) наблюдаются в северной части синклинали первого порядка. Развита складчатость более высоких, чем второго, порядков, вплоть до плоскостности. Описанные складки продолжают к северу за пределами района.

Среднебилинская антиклиналь (II), расположенная на крайнем северо-востоке района по левобережью среднего течения р. Билин, сформирована отложениями протерозоя. Сохранилась только северная, периклинальная часть складки, южная половина уничтожена интрузией. В ядре складки обнажены мраморы балыктыгхемской свиты, крылья сложены гнейсами билинской толщи. К ядру складки приурочен, также, массив докембрийских(?) гранитов. Ось антиклинали вытянута в северо-восточном направлении и в этом же направлении фиксируется ее погружение. Западное крыло антиклинали срезано крупным сбросом. Углы падения пластов в контакте между мраморами (Pt_2bl) и гнейсами (Pt_2bn_1) около 40° , на западном крыле до 70° . Складка осложнена мелкой складчатостью.

К западу от среднебилинской антиклинали, отделенное от нее серией крупных разломов, наблюдается восточное крыло, вероятно, крупной антиклинальной складки, осложненное узкими линейными складками второго порядка. Эта структура сложена гнейсами билинской толщи. Слон имеют север-северо-восточное простирание, углы падения от 40 до 90° .

Бильдыкская антиклиналь (III) находится в бассейне среднего и верхнего течения р. Бол. Бильдык. Она имеет запад-северо-западное простирание и в этом же направлении обнаруживает тенденцию к погружению. Северо-западная часть антиклинали уничтожена интрузией, однако большая часть этой структуры сохранилась. Юго-восточная (периклинальная) часть складки разбита разломами и здесь хорошо фиксируется сме-

щение слоев и осевой линии в южном направлении. Ядро Бильдыкской антиклинали сложено мраморами балыктыгхемской свиты (Pt_2bl), а крылья — кристаллическими сланцами нижней части билинской толщи (Pt_2bn_1).

Сводчатая часть антиклинали хорошо маркируется прослоями черных кварцитовых сланцев, залегающих среди светло-серых мраморов. Юго-западное крыло антиклинали срезано сбросом, по которому соприкасаются кристаллические сланцы билинской толщи с хлорит-амфиболовыми сланцами харальской толщи. На крыльях складки углы падения слоев составляют $40-60^\circ$, в области свода $10-40^\circ$, на юго-восточном периклинальном замыкании $20-40^\circ$. Близ разломов характерно возникновение дополнительной складчатости и более крутые углы падения достигают 80° . На юго-западном крыле антиклинали хорошо фиксируется узкий синклиналильный прогиб второго порядка с выходом в ядре кристаллических сланцев и гнейсов нижней части билинской толщи.

Бильдыкская синклиналь (IV) расположена в излучине истоков р. Бол. Бильдык субпараллельно Бильдыкской антиклинали (III). Бильдыкская синклиналь представляет собой узкую крутую линейную складку. Ядро ее сложено амфиболитами верхней части билинской толщи (Pt_2bn_2), а крылья — кристаллическими сланцами нижней части билинской толщи (Pt_2bn_1). Крылья синклинали нарушены разрывами. Ось складки в южной части имеет северо-западное направление, к северу оно меняется на субмеридиональное. В северной части Бильдыкской синклинали наблюдается центриклиналильное замыкание. Падения слоев на крыльях $60-80^\circ$, на центриклиналильном замыкании $40-50^\circ$.

В центриклиналильном замыкании и в северной части западного крыла фиксируется структурное несогласие между сланцами и амфиболитами в билинской толще.

Бильдыкская синклиналь продолжается к северу от гранитного массива по левобережью истоков р. Бол. Бильдык, где простирание складки северо-восточное, а падение слоев на крыльях обычно круче 60° . В ядре, выходы амфиболитов Pt_2bn_2 , на крыльях кристаллических сланцев Pt_2bn_1 . Между первыми и вторыми в этой части синклинали структурное несогласие отсутствует.

Серия сопряженных линейных складок в районе р. Орук-хем (V) сформирована отложениями айлыгской и харальской толщ синийского комплекса. Складки сложно изогнуты и имеют субширотное и северо-западное направление.

С востока и юго-востока складки оборваны разломами. Серия сопряженных складок состоит из двух синклиналей, фиксирующихся сланцами харальской толщи и двух антиклиналей, приосевые части которых сложены айлыгскими мраморами. Северная антиклиналь виргирует в западной части и между ее

ветвями расположен синклиальный прогиб северо-западного простирания. Второй синклиальный прогиб расположен на северном крыле той же антиклинали, в нижнем течении р. Орук-хем.

Протяженность складок в пределах района 4—11 км, расстояние между осевыми плоскостями в плане 2—3 км. Углы падения на крыльях, в общем, довольно выдержанные — 65°, но на перегибах складок и вблизи разломов интенсивно развита пloyчатость, нарушающая общую стройную картину плективных структур.

Хоромнэгойская антиклиналь (VI) расположена в пределах территории СССР только северной частью, в бассейне р. Хоромнэгой. Антиклиналь имеет север-северо-восточное простирание и со всех сторон оконтурена разломами. Антиклиналь сложена мраморами айлыгской толщи, а восточное и юго-западное крылья — сланцами харальской толщи. Восточное крыло складки прорвано интрузией гипербазитов. К ядру приурочены массивы гранитоидов. Сводовая часть антиклинали хорошо маркируется прослоями сланцев и конгломератов. Углы падения на крыльях от 50 до 90°, в восточном крыле в приосевой части складки часто фиксируются опрокинутые залегания. Широко распространены пloyчатость и перегибы слоев в разном направлении.

Нижнебилинская синклиналь (VII) представляет собой крупную линейную складку север-северо-западного направления, осложненную двумя антиклинальными поднятиями второго порядка на западном и восточном крыльях. На территории СССР расположена северная часть структуры, южная уходит на территорию Монголии. Протяженность складки достигает в районе 25 км, ширина около 20 км.

Нижнебилинская синклиналь разбита многочисленными разломами и прорвана большим количеством интрузий. Однако структура хорошо расшифровывается. Крылья синклинали сложены мраморами айлыгской толщи, центральная часть — харальскими сланцами. Выходы мраморов наблюдаются также в ядрах антиклиналей второго порядка. Кроме того, эти антиклинали прекрасно подчеркиваются прослоями сланцев и кварцитов в мраморах. На правом борту р. Билин происходит воздымание оси синклинали и сложное замыкание складки, фиксирующиеся появлением из-под сланцев мраморов айлыгской толщи и центриклинальными падениями слоев. Углы падения на крыльях синклинали: восточном 50—60°, западном 40—60°, в области центриклинального замыкания около 50°. Углы падения пластов на крыльях антиклинальных поднятий второго порядка — от 50 до 80°. В пределах этой структуры интенсивно развита микроскладчатость высшего порядка.

Между Хоромнэгойской антиклиналью и Нижнебилинской синклиналью в крупном ксенолите метаморфических пород,

зажатом среди гранитоидов, наблюдается фрагмент антиклинали север-северо-западного простирания, в ядре которой обнажены амфиболиты билинской толщи ($Pt_2 b_{n2}$), а восточное крыло сложено айлыгскими мраморами.

Кыштагский массив щелочных и субщелочных гранитоидов (VIII) представляет собой изометричный в плане шток, приуроченный к центральной части антиклинального поднятия. Большая роль в формировании этого массива, вероятно, принадлежит разрывной тектонике, поскольку массив этот приурочен к узлу сопряжения разломов различных направлений, многие из которых являются доинтрузивными.

Билинский (IX) и Кызыл-хемский (XII) массивы нижнепалеозойского интрузивного комплекса имеют очертания, согласующиеся с простираниями частных складок во вмещающих породах. По отношению к региональным структурам (Бильдыкскому антиклинорию и Билинскому синклинорию) Билинский интрузивный массив является дискордантным. Эндоконтакты массивов обычно характеризуются гнейсовидной текстурой, определяющей ориентировкой минералов параллельно контакту.

Западная часть Билинского массива сложена гибридными породами — диоритами и габброидами, которые к востоку (в районе устья р. Мал. Бильдык) постепенно переходят в кварцевые диориты и гранодиориты. В западной части массива наблюдается большое количество ксенолитов вмещающих пород, указывающих на близость кровли интрузии. Восточная половина Билинского массива сложена, преимущественно, нормальными гранитами. Эти факты свидетельствуют о том, что западная и восточная части Билинского массива находятся на разных уровнях эрозионного среза, причем западная часть эродирована на незначительную глубину, так как является опущенной по отношению к восточной. По-видимому, это является следствием двух причин:

1. Унаследованности формы кровли Билинского массива от складчатых структур (западная часть плутона приурочена к синклиальному прогибу, сложенному сланцами синия, а восточная часть — к антиклинальным поднятиям, сложенным протерозойскими образованиями).

2. Относительно большей амплитудой опускания (на общем фоне поднятия) западной части Билинского грабена по сравнению с восточной.

Хоромнэгойский (X) и Нижнебилинский (XI) массивы гипербазитов представляют собой линзообразной формы тела, залегающие согласно в отложениях синийского комплекса, в зонах крупных разломов запад-северо-западного простирания. По периферии массивов слагающие их породы обычно рассланцованы, причем поверхности рассланцевания имеют крутое паде-

ние к северо-востоку, соответствующее направлению падения вмещающих сланцев. Участки рассланцевания, вытянутые вдоль длинной оси массивов, имеются также внутри последних. Приведенные факты указывают на тесную связь гипербазитов со складчатыми процессами в синийских образованиях.

Аршанский массив сненитов (XIII) и Верхне-чавацкий массив гранитов (XV) представляют собой небольшие дискордантные штоки. Локализация этих массивов в области сопряжения крупных зон разломов свидетельствует о том, что внедрение этих интрузий, вероятно, связано с разрывной тектоникой.

Чавацкое жильное поле щелочных пород (XIV) представлено серией пластовых интрузий, залегающих, как правило, согласно в сланцах харальской толщи и приуроченных к зонам дробления, имеющим направление, совпадающее с простиранием сланцев. Ориентировка минералов в щелочных породах параллельна длинной оси пластовых тел (трахитовидная текстура).

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

В районе развиты разрывные нарушения, главным образом двух направлений: северо-восточного и субмеридионального. Последнее, видимо, является главным. Реже наблюдаются разломы субширотного простирания.

По времени возникновения и длительности жизни, намечается три группы разломов: древние (палеозойские), молодые (альпийские) и разломы, заложенные в палеозое, и продолжающие свою жизнь в альпийское время (на схеме две последние группы объединены). К числу древних разломов (испытавших впоследствии длительную историю развития) можно отнести разлом, северо-восточного простирания, огибающий с юго-востока Билинский грабен. По этому разлому, по-видимому, произошло в свое время внедрение интрузий гипербазитов (эти интрузии цепочкой вытянуты вдоль разлома) и этот же разлом четко выражен геоморфологически. Поскольку пояс гипербазитов имеет в районе север-северо-западное направление, указанный разлом представляет, видимо, боковую ветвь этой главной тектонической зоны.

К каледонским отнесены несколько разломов субширотного и северо-восточного направления в истоках р. Мал. Бильдык. Эти разломы секут граниты Билинского массива, выражены в образовании зон катаклаза и милонитизации, имеющих мощность до 100 м и более, и контролируются дайками гранитоидов нижнепалеозойской интрузии. В современном рельефе эти разломы не фиксируются. Вероятно, деятельность указанных разломов прекратилась до начала альпийского тектогенеза.

Другим примером древних разломов является разлом по левобережью рч. Чавац, к которому приурочены жильные тела щелочных пород. Этот разлом, также, хорошо выражен в рельефе. Многие разрывные нарушения, и в первую очередь разрывы север-северо-западного простирания, совпадают с направлением складчатых дислокаций. Эта связь также является одним из свидетельств древнего заложения разломов.

К числу альпийских относится большинство разломов района. Эти тектонические линии четко выражены в рельефе в виде уступов и депрессий. Примером тектонического уступа является таковой в правом борту среднего течения р. Билин, имеющий высоту до 500 м и огибающий с севера Билинский грабен. К тектоническим депрессиям приурочены некоторые современные речные долины (нижнее течение р. Билин, нижняя и средняя части левого верхнего притока р. Билин и др.). К молодым альпийским разломам приурочены излияния четвертичных базальтовых лав, а также выходы на поверхность горячих минеральных источников (Аршан).

Все разрывные нарушения обычно сопровождаются катаклазом и милонитизацией пород, часто наблюдаются зеркала скольжения. Многие из разломов представляют собой, фактически, значительные по размерам тектонические разрывные зоны, имеющие ширину в плане до многих сотен метров, сопровождаются сетью трещин оперения. Все разломы района достаточно прямолинейны и их проекции на горизонтальную плоскость не зависят от рельефа. Это говорит о том, что разломы представляют, по-видимому, крутые сбросы.

Амплитуда перемещения по сбросам весьма разнообразна и колеблется от метров или десятков метров (некоторые разломы в междуречье Билина и Кыштага, не выходящие из пределов отдельных пачек синийских отложений) до 4—5 тыс. м (например разлом к востоку от р. Хоромнэгой, по которому соприкасаются отложения билинской и харальской толщ).

В альпийское время по разрывам произошли блоковые дифференциальные поднятия. Примером относительно «опущенного» блока (на фоне более значительных поднятий) является Билинский грабен, имеющий амплитуду до 500—1000 м. Близ северной границы района в контакте с Билинским грабеном расположен крупный горстовый выступ, в пределах которого обнажены гнейсы билинской толщи.

Обращает на себя внимание резкое несогласие в направлении складчатых структур в пределах Билинского грабена и к юго-востоку от него. Складки внутри грабена вытянуты, в целом, вдоль разрывов, ограничивающих грабен, к юго-востоку от него оси складок под разными углами подходят к грабену. Особенно резко несогласной является Бильдыкская антиклиналь. Это является следствием блоковых перемещений и разного (в связи с этим) уровня эрозионного среза.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемый район в целом является типично высокогорным с большими абсолютными высотами и превышениями и с разнообразными по формам долинами рек. Рельеф района в соответствии с геоморфологической схемой (Гудилин и др., 1951), разработанной для восточной Тувы, делится на три типа: тектонико-скульптурный; вулканогенно-аккумулятивный; эрозионно-аккумулятивный.

В тектонико-скульптурном типе выделяется четыре подтипа (рис. 2): 1) высокогорный слаборасчлененный рельеф с абсолютными высотами от 1800 до 2500 м и относительными превышениями до 500 м; 2) среднегорный слабо расчлененный рельеф с абсолютными высотами от 1400 до 2000 м и с относительными превышениями до 400 м; 3) мелкогорный слабо расчлененный, с абсолютными отметками от 1300 до 1700 м и относительными превышениями до 250 м и 4) высокогорный глубоко расчлененный рельеф — от 1700 до 2800 м и с превышениями до 1200 м.

Вулканогенно-аккумулятивный тип рельефа развит на участках распространения долинных базальтов. К эрозионно-аккумулятивному типу относится рельеф речных долин и рельеф площадей, выполненных моренными отложениями.

ТЕКТНИКО-СКУЛЬПТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Первые три подтипа тектонико-скульптурного рельефа по своей морфологии весьма сходны. Различием является лишь их гипсометрическое положение, поэтому они описываются совместно: четвертый — высокогорный, глубоко расчлененный подтип тектонико-скульптурного рельефа существенно отличается от первых трех и описывается отдельно.

Первые три подтипа тектонико-скульптурного рельефа (высокогорный, среднегорный и мелкогорный слабо расчлененный) развиты, главным образом, по левобережью среднего течения р. Билин и на водоразделах его левых притоков; этот рельеф занимает немного меньше половины всей территории района. Для участков развития этого рельефа характерны мягкие сглаженные формы междуречных пространств и широких, слабо врезанных речных долин. Склоны междуречий обычно пологие и во многих местах несут на себе следы ледниковой обработки в виде баранных лбов, курчавых скал, борозд и ложбин выпавивания (левобережье среднего течения р. Билин). Речные долины представляют широкие трог, во многих местах заполненные моренным материалом, или пологосклонные и ящикообразные (притоки р. Мал. Бильдык). Многие гольцовые участки и верховья долин рек изобилуют небольшими ледниковыми озерами.

Сказать что-либо достоверное о возрасте этого рельефа очень трудно, но, видимо, он является наиболее древним в районе. Отсутствие в районе отложений всего мезозоя, третичного и большей половины четвертичного периода свидетельствуют о том, что в то время на территории исследований господствовали сугубо континентальные условия, и страна длительное время подвергалась процессам комплексной денудации, сопровождаемой выносом рыхлого материала за пределы района и, таким образом, к началу горообразовательных движений к концу олигоцена (Гудилин, 1954ф), район представлял собой выровненную, слабо расчлененную поверхность. Последующие горообразовательные движения расчленили район на блоки, поднятые на различную высоту и вызвали оживление всех эндогенных процессов. В верхнечетвертичное время вся территория района была подвергнута оледенению, которое оставило яркие следы своей деятельности на современном рельефе.

Высокогорный глубоко расчлененный («альпийский») тектонико-скульптурный рельеф развит по правобережью долины р. Билин, по левобережью ее нижнего течения и в верховьях р. Бол. Бильдык. Для данного рельефа типично чрезвычайно сильное и глубокое расчленение поверхности. Он характеризуется наличием остроконечных пикообразных вершин, хребтов с резко обозначенной гребневой линией, а также ясно выраженными ледниковыми скульптурными формами в виде многочисленных каров, троговых долин, цирков. Речные долины, как правило, глубоко врезаны и имеют типичный V-образный поперечный профиль.

Этот рельеф является более молодым, чем предыдущий — слабо расчлененный. Приподнятые на более высокую ступень участки древнего рельефа подвергались действию интенсивной водной и ледниковой эрозии в неогене и в четвертичное время. Оледенение здесь носило долинный и каровый характер в то время, как на выровненных поверхностях слабо расчлененного рельефа оно было покровным. Вероятно, возраст альпийского рельефа не древнее неогена (Гудилин, 1954ф). Участки с альпийским рельефом и в настоящее время подвергаются наиболее интенсивному воздействию экзогенных факторов рельефообразования.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф занимает в описываемом районе незначительные по площади участки, но весьма своеобразен. Это рельеф широких речных долин, в которые в четвертичное время излились базальты. Базальты заполняют большую часть долины р. Кыштаг, участок долины р. Билин у устья Кыштага и небольшие по площади участки в долине рек Кызыл-хем и Шишхид-гол. Морфологически — это ровные поверхности террас, глубоко прорезанные реками с образованием в ряде случаев скалистых ущелий и каньонов. Во многих местах, и на Кыштаге и по Билину,

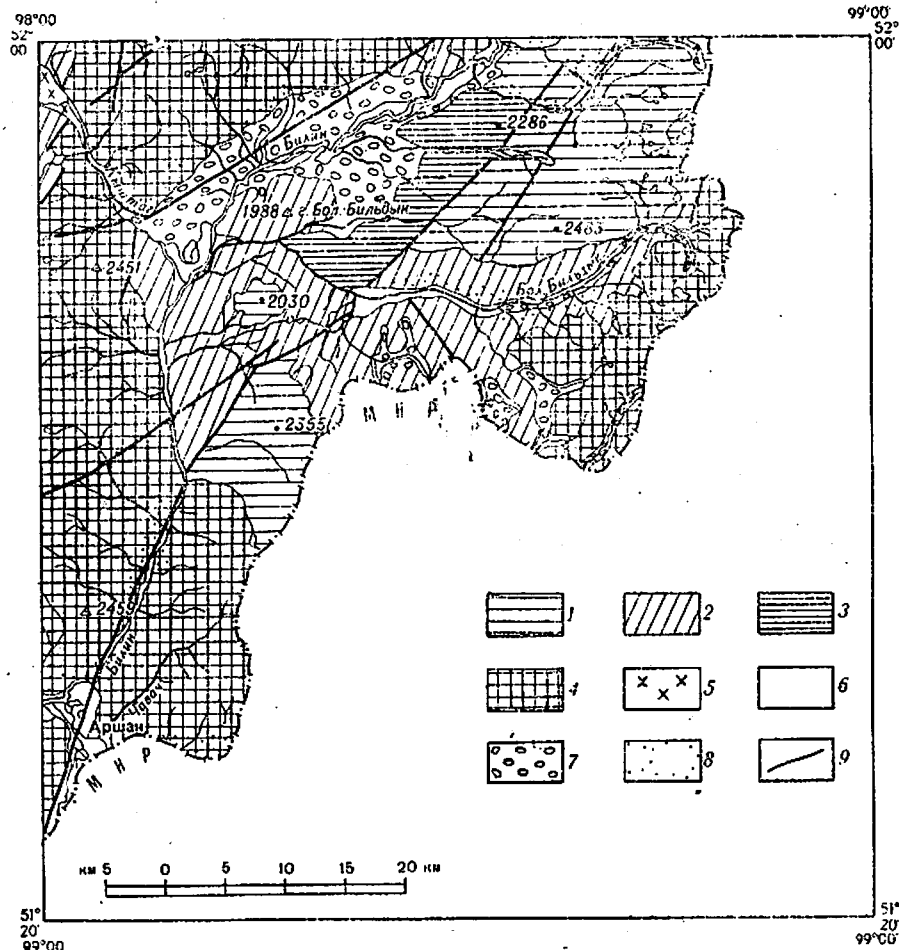


Рис. 2. Геоморфологическая схема

Тип рельефа	Подтип рельефа	Абсолютные высоты в м	Относительные превышения в м	Ведущий экзогенный фактор рельефообразования	Возраст
Тектонико-скульптурный	1. Высокогорный слаборасчлененный с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися следами Q-оледенения в микроформах рельефа	от 1890 до 2500	до 500	Комплексная денудация	$M_z - Pg$
	2. Среднегорный слаборасчлененный с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися следами Q-оледенения в микроформах рельефа	от 1400 до 2000	до 400	То же	$M_z - Pg$
	3. Низкогорный слаборасчлененный с мягкими формами долин и междуречий, со следами оледенения	от 1300 до 1700	до 250	..	$M_z - Pg$
	4. Высокогорный глубокорасчлененный с формами ледниковой скульптуры	от 1700 до 2800	до 1200	Водная и ледниковая эрозия	$N - Q$
Вулканогенно-аккумулятивный Эрозионно-аккумулятивный	5. Террасированный рельеф, развитый на участках распространения долинных базальтов			Водная аккумуляция	Q_{1-3}
	6. Речные долины, местами террасированные, заполненные аллювиальными отложениями			Ледниковая и водно-	Q_3
	7. Холмисто-грядовый рельеф, развитый на моренных отложениях			ледниковая аккумуляция	

8. Участки рельефа, захваченные современной эрозией, оживленной позднейшими поднятиями (наносится на другие условные обозначения)

9. Разрывные нарушения, выраженные в рельефе.

базальтовые поверхности несут на себе отчетливые следы ледникового выпахивания.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин, развитый на аллювиальных отложениях, наблюдается почти по всем долинам района, но в силу мелкого масштаба геоморфологической схемы показан только по наиболее крупным из них. Дно речных долин, заполненное аллювиальными четвертичными отложениями, представляет собой плоскую и мелкохолмистую поверхность пойм, участками сильно заболоченную и поросшую трудно проходным кустарником. Пойменные террасы наблюдаются в долине р. Бол. Бильдык у устья р. Хормнэгой. Поверхности их всхолмлены и загромождены скоплением грубообломочного и валунного материала.

Холмисто-грядовый рельеф, развитый на моренных отложениях, наблюдается в долине р. Билин и в верховьях его крупных притоков: Бол. Бильдык, Бол. Хормнэгой и др.

Морфологически этот рельеф представляет собой всхолмленную сильно заболоченную поверхность. В некоторых местах долины р. Билин наблюдаются четко выраженные холмы, сложенные валуно-моренным материалом, которые вытянуты вдоль долины иногда на 100 м и более, между моренными холмами расположены пониженные участки, зачастую заполненные водой.

По склонам долин рек Билин, Бол. и Мал. Бильдык выделяется молодой эрозионный рельеф. Эти участки захвачены наиболее сильно современной эрозией, которая, в свою очередь, стимулирована новейшими поднятиями. Ручьи — притоки прорезают в склонах главных рек V-образные и каньонообразные долины; многие мелкие притоки р. Билин (и с правой и с левой стороны в нижнем течении) совершенно непроходимы.

Дальнейшее направление в развитии рельефа района сводится к наступлению молодого эрозионного рельефа на все другие разновидности, сопровождаемому сокращением площадей древней поверхности выравнивания вплоть до полного исчезновения последней.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Подземные воды территории листа по характеру циркуляции можно разделить на три типа: трещинные, трещинно-карстовые и пластовые воды рыхлых отложений.

Трещинные воды имеют наибольшее развитие в районе. Они приурочены к площадям распространения интрузивных и метаморфических пород в областях сильно расчлененного высокогорного и среднегорного рельефа. Глубина циркуляции вод колеблется в очень широких пределах, так как определяется мощностью зоны выветривания и трещиноватости.

Выходы на поверхность трещинных вод наблюдаются в виде небольших ключей, родников и нисходящих источников, выте-

кающих из трещин и расселин, образованных механическим выветриванием коренных пород. Такие источники имеются в районе в разных местах. Вода в них мягкая, хорошая на вкус, холодная (3—5°) и прозрачная.

Питание трещинных вод осуществляется почти исключительно атмосферными осадками, поэтому режим этих вод очень непостоянен: дебит источников резко увеличивается во время весеннего таяния снега и периодически выпадающих летних дождей и уменьшается осенью в наиболее сухое время года.

Трещинно-карстовые воды приурочены к площадям распространения карбонатных пород. Особенно отчетливо деятельность этих вод наблюдалась по водоразделу левобережья р. Билин и в бассейне р. Бол. Хормнэгой.

Известняки разбиты системой полых или заполненных рыхлым материалом трещин, в которых циркулируют грунтовые воды. Карстовые воронки в некоторых местах имеют диаметр до 20—30 м и глубину около 5—10 м (правобережье среднего течения р. Билин, верховья р. Бол. Хормнэгой). С карстообразованием связано наблюдаемое иногда подземное течение некоторых ручьев и мелких рек. В областях распространения известняков было встречено несколько нисходящих холодных слабо минерализованных (углекислых) источников. Один из них, в истоках левого среднего притока р. Кыштаг, имеет дебит 5 л/мин, температуру 4—5. В долине р. Бол. Бильдык известны три сероводородных минеральных источника, которые описываются в главе «Полезные ископаемые».

Пластовые воды рыхлых отложений особенно широко развиты в моренных образованиях Билинской котловины, по долинам рек Бол. и Мал. Бильдык и в аллювии, развитом в месте слияния рек Билин—Бусэин-гол—Шишхид-гол.

Водоупорным ложем для пластовых вод рыхлых отложений служат, главным образом, коренные породы. Лишь в широкой пологой долине р. Мал. Бильдык горными выработками на глубине 2 м вскрыт верхний горизонт вечной мерзлоты, которая служит водопором для пластовых подземных вод этого участка. Здесь широко развиты «верховые» болота, образующиеся за счет деятельного слоя мерзлоты. «Верховые» воды в засушливое время высыхают, о чем свидетельствуют небольшие надмерзлотные прослои торфа в отложениях заболоченной поймы. Одной из причин заболоченности Билинской котловины также является развитие вечной мерзлоты.

В нижнем течении р. Бусэин-гол и Шишхид-гол известно несколько горячих гидросульфидных сероводородных восходящих источников «аршанов»; на базе одного из них существует курорт. Эти источники описываются в главе «Полезные ископаемые».

В заключение надо сказать, что в водоснабжении района, в случае его экономического освоения, грунтовые воды не

будут играть существенной роли, так как район обеспечен большими запасами поверхностных вод, по своему качеству пригодных для технических и бытовых нужд.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа имеются месторождения ниобия, редких земель, и циркония, талька, графита, известняков. Известно, также, значительное число рудопроявлений полезных ископаемых: хрома, ниобия, редких земель, бора, амфиболового и хризотилового асбеста, мусковита, талька и талькового камня.

Шлиховым опробованием установлены ореолы рассеяния хромита, золота и циркона. В отдельных шлиховых пробах обнаружены, кроме того, галенит, сфалерит, молибденит, пироклор, фергюсонит, монацит, ксенотим, торит, флюорит и турмалин. Большое бальнеологическое значение имеют эксплуатирующиеся источники минеральных вод.

Хром

Рудопроявления хрома обнаружены в пределах Хоромнэгойского массива серпентинизированных перидотитов (8) * и Билинского массива дунитов (16 и 24). Эти рудопроявления представлены вкрапленностью хромита в серпентинизированных дунитах и по генезису относятся к магматическому (аккумулятивному) типу. Обогащенные хромитом тела представляют собой шилы линзовидной формы. Размеры рудных шилей достигают нескольких метров. Вкрапленность хромита неравномерная и составляет, в среднем 1—2%. Октаэдрические кристаллы хромита достигают 0,5 см (24). Содержание хромита в протоочных пробах низкое — до 1 кг/т. Рудопроявления не представляют практического интереса из-за небольших размеров и низких содержаний.

Ореолы рассеяния хромита хорошо оконтуриваются в бассейне р. Хоромнэгой (7) и по правому нижнему притоку р. Билин (14). Эти ореолы приурочены к тем же массивам гипербазитов, которые упомянуты выше. Наиболее значительны (до 100 г/т) содержания хромита в аллювии правого притока р. Билин.

Свинец

Галенит обнаружен в единичных шлихах по правым притокам р. Шишхид-гол, и по левым притокам рч. Чавач. Галенит связан со щелочными гранитоидами средне-верхне(?) палеозой-

ского комплекса. Значительные концентрации галенита обнаружены в парагенезисе с ниобо-редкоземельными минералами в метасоматических альбититах, связанных со щелочной интрузией. Самостоятельного значения не имеет.

Цинк

Сфалерит встречается в редких знаках в одной пробе, взятой из аллювия верховьев левого верхнего притока р. Билин. Источник этого минерала не ясен. Сфалерит (вместе с галенитом и ниобо-редкоземельными минералами) присутствует в альбитизированных сиснитах средне-верхне (?) палеозойского комплекса. Самостоятельного значения в районе не имеет.

Золото

Ореол рассеяния приурочен к долине среднего течения р. Бол. Бильдык (6). Золото в пробах имеет форму зерен с ноздреватой поверхностью и слабоокатанных пластинок. Размеры зерен достигают 2×2 мм. Содержится в редких знаках в большинстве шлихов (в 9 из 15), взятых из поймы и с глубины до 1,75 м из 10-метровой террасы. Благоприятны геоморфологические и геологические критерии для концентрации золота в аллювии р. Бол. Бильдык. Особенно привлекает внимание в этом отношении участок долины р. Бол. Бильдык в районе устья р. Хоромнэгой, где аллювиальные отложения представлены пятью надпойменными террасами (Q₃) и имеют большую мощность. Источником золота являются, по-видимому, эндо- и экзоконтактные зоны линзопалеозойских гранитоидов. Указанные породы широко распространены в бассейне р. Бол. Бильдык. Учитывая то, что пробы, содержащие золото, взяты с поверхности поймы, тогда как этот металл концентрируется близ плотика, следует считать долину среднего течения р. Бол. Бильдык перспективной для поисков россыпных месторождений золота.

Золото в редких знаках встречено, также, в ряде проб в нижнем течении р. Билин, по рч. Чавач, по р. Орук-хем и двум нижним притокам р. Билин, по р. Хоромнэгой и р. Мал. Бильдык.

Молибден

Редкие знаки молибденита в шлихах встречены в верховьях рч. Чавач. Молибденит является спутником ниобо-редкоземельного оруденения, связанного со щелочной интрузией, и обнаружен во многих протоочках щелочных интрузивных и метасоматических пород. В районе самостоятельного интереса не представляет.

* Номер в скобках соответствует номеру на карте полезных ископаемых.

Ниобий, редкие земли, цирконий

Месторождения и рудопроявления ниобия, редких земель и циркония на территории листа заслуживают большого внимания. Это оруденение генетически связано со средне-верхне(?) палеозойским щелочным интрузивным комплексом и концентрируется, главным образом, в постмагматических — гидротермально-метасоматических образованиях и пегматитах.

Ниобий, редкие земли и цирконий являются главными рудными компонентами месторождений данного типа. Кроме главных компонентов руды содержат повышенные концентрации ряда других элементов: тантала, титана, тория, урана, молибдена, свинца, цинка. Эти элементы встречаются как в форме самостоятельных минералов, так и в виде изоморфной примеси к другим минералам (тантал, уран, торий). По составу редких земель оруденение является комплексным, т. е. содержит элементы иттриевой и цериевой групп.

По принятой в настоящее время терминологии месторождения и рудопроявления данного типа носят название редкометаллических. Главнейшими рудными минералами, встреченными в редкометаллических проявлениях района, являются:

1) окислы — фергусонит, пирохлор, уранинит, ильменит, торинанит; 2) фосфаты — монацит, апатит; 3) силикаты — ортит, чевкинит, бритолит, торит, различные виды цирконов, сфен, турмалин; 4) карбонаты — бастнезит; 5) сульфиды — галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, арсенопирит; 6) фториды — флюорит.

Минеральные парагенезисы в каждом конкретном случае зависят от щелочности пород и генезиса. Редкометаллические месторождения и рудопроявления известны на двух участках: 1) в верхнем и среднем течении рч. Чавач, и в междуречье Чавача, Шишид-гола (Чавачский участок) и 2) в верховьях р. Кыштаг.

Месторождение Мариуполитосое (25) расположено в левом борту среднего течения рч. Чавач и приурочено к северо-западной части Чавачского жильного поля. Месторождение открыто Г. В. Махиным и И. И. Башиловой в 1958 г. (Махин, 1959ф). В геологическом строении месторождения принимают участие сланцы харальской толщи, преимущественно кварц-биотит-амфиболового состава; щелочные и нефелиновые сиениты и различные альбититы.

Сланцы имеют меридиональное простирание и крутое падение на восток. Щелочные и нефелиновые сиениты слагают линзообразные тела, залегающие в сланцах почти согласно. Размеры этих тел достигают 10×50 м. Альбититы представлены преимущественно нефелиновыми разновидностями («мариуполитами»), среди которых безнефелиновые альбититы слагают неправильные по форме штироподобные обособления. Оруденение

приурочено к альбититам и пегматоидным сиенитам. Тела альбититов имеют пластообразную форму, вытянутую в меридиональном направлении, и круто падает на восток.

Из-за развития глыбовых осыпей, истинные размеры рудного тела не выяснены. В коренном залегании рудное тело прослежено на 130 м по простиранию; видимая мощность меняется от 5 до 70 м. По-видимому, истинная мощность близка к 70—90 м.

В 200 м западнее наблюдается вторая зона альбитизации, о размерах которой судить трудно из-за слабой обнаженности. Видимо, месторождение в целом представляет ряд параллельных тел альбититов в зоне мощностью до 200—300 м. В составе рудных альбититов наиболее распространенными минералами являются: циркон, бритолит, галенит, флюорит, пирохлор, фергусонит, бастнезит, торинанит, торит.

Содержание в точечных пробах определявшихся полезных компонентов составляет: Nb_2O_5 0,006%—0,117%, обычно 0,05% (по 16 анализам); $TR_2O_3 + ThO_2 = 0,11\%$ до 0,5% (по трем анализам); U 0,016—0,055% (2 анализа); ThO_2 0,01—0,016 (2 анализа); Pb 0,31% (один анализ). Геологические запасы руд для прослеженной зоны (130×90 м) на этом месторождении могут быть оценены до глубины 50 м цифрой не менее 0,2 млн. т. что при грубой оценке по средним содержаниям даст $TR_2O_3 + ThO_2$ до 200—300 т. Запасы Nb_2O_5 , ввиду резких колебаний в содержаниях этого компонента не приводятся.

Содержание циркония не определялось, но по аналогии с другими районами (Махин, 1958ф), вероятно, достигает 1—2%.

Месторождение Центральное (26) расположено в среднем течении левого нижнего безымянного притока рч. Чавач, в 2 км к югу от месторождения Мариуполитового и по геологическому строению аналогично последнему.

Рудная минерализация приурочена к метасоматическим породам типа микроклинов и безнефелиновых альбититов, образованным по пластовым интрузиям щелочных сиенитов и сланцам харальской толщи. Тела метасоматических пород имеют пластовую (жильную) форму. На месторождении известно два рудных тела: одно имеет мощность от 4—5 до 60 м и прослежено по простиранию (с перерывами) на 400 м; второе оконтурено на площади около 50×75 м. Главные рудные минералы: фергусонит, бритолит, циркон, торинанит.

Содержание определявшихся полезных компонентов (точечное опробование) по химическому анализу составляет: Nb_2O_5 0,01—0,435% (18 анализов), обычно, около 0,1—0,15%; $TR_2O_3 + ThO_2$ 0,04—1,64% (14 анализов), обычно около 0,1—0,5%; U—0,022—0,52% (10 анализов); ThO_2 от 0,002—0,045%; Ta_2O_5 0,01% (1 анализ). Геологические запасы $TR_2O_3 + ThO_2$ до глу-

бины 50 м на площади 50×75 м оцениваются в 100—150 т Nb_2O_5 — до 100 т.

Месторождение Восточное (28) расположено в истоках правого безымянного притока р. Шишхид-гол. Участок месторождения приурочен к южному экзоконтакту гранитного массива девонского комплекса, прорывающего биотит-амфибол-пироксеновые сланцы харальской толщи. Сланцы пронизаны многочисленными жилами и пластовыми телами порфиридных мелкозернистых гранитов и щелочных сиенит-пегматитов. Сланцы и жильные породы интенсивно альбитизированы, причем альбитизация тяготеет, главным образом, к зоне разлома север-северо-западного простирания.

Альбититы представлены розово-белыми полосчатыми и сахаровидными разностями, содержащими большое количество прожилков темно-фиолетового флюорита. Альбититы слагают полосу, вытянутую вдоль разлома, и имеющую мощность около 80 м. По простиранию полоса протягивается на 120 м. Ее поведение за пределами изученного участка не выяснено. Рудные минералы представлены фергусонитом, пироксеном, ториацитом, цирконом, бритоцитом, ортитом, халькопиритом, галенином.

Содержание в пробах определявшихся полезных компонентов (по химическому анализу) составляет (точечное опробование): Nb_2O_5 0,04—0,2% (6 анализов), TR_2O_3 0,32% (один анализ), V 0,01—0,03%, ThO_2 до 0,017%. Рентгеноспектральным анализом установлено соотношение в семействе редких земель между суммой элементов цериевой и суммой элементов иттриевой группы как 1:4.

Геологические запасы Nb_2O_5 до глубины 50 м на площади 120×80 м оцениваются цифрой около 100 т. Месторождение, вероятно, может быть значительно расширено, так как площадь опробована слабо. Контуры рудных тел везде определены визуально по интенсивности альбитизации.

В соответствии с требованиями, предъявляемыми к качеству минерального сырья (1959), для промышленных альбититовых руд необходимо содержание пятиоксида ниобия 0,2%; суммы редких земель около 0,5%. Следовательно, руды описанных выше трех месторождений являются бедными и на современной стадии развития технологии этого сырья непромышленны. Тем не менее в данном районе могут быть обнаружены более богатые редкометаллические руды и в целом район следует считать перспективным и заслуживающим дальнейшего изучения.

Рудопроявление в левом борту источников р. Чавач (20) приурочено к пегматитовой жиле, залегающей согласно в амфиболовых сланцах харальской толщи. Азимут падения залегания пород $170-190^\circ \angle 40-50^\circ$. Пегматитовая жила имеет мощность 5,5—11 м (средняя 7—8 м), по простиранию жила прослежена

на 50 м (далее задерновано). Жила характеризуется резко неравномерным содержанием кварца. В составе пегматита: микроклин-пертит, плагиоклаз № 10—14, кварц, биотит и мусковит. Структура крупнозернистая. Пегматит альбитизирован, но неравномерно. Порода содержит розовый гранат, большое количество черного турмалина, хорошо образованные кристаллы которого достигают 10—15 см в длину.

К альбитизированным участкам пегматита приурочена вкрапленность фергусонита (содержание его более 200 г/т), циркона, ортита, галенита, арсенопирита и крупных (до 5 см) таблитчатых кристаллов ортита. Участки, обогащенные ортитом, обычно других из названных минералов почти не содержат. Количество Nb_2O_5 в борздовых пробах колеблется от 0,01 до 0,07%; $TR_2O_3 + ThO_2$ от 0,1 до 0,25%; U — около 0,03%; ThO_2 до 0,003%. В фергусоните резко преобладают редкие земли иттриевой группы; $\Sigma Ce : \Sigma Y = 1 : 8$. Содержание в фергусоните ниобия составляет 27%; тантала 1,3% (рентгено-спектральный анализ). Район рудопроявления заслуживает детальных поисков с целью обнаружения новых жильных тел. При значительном их количестве рудопроявление может представлять практический интерес.

Рудопроявления в верхнем течении р. Чавач (19, 22, 27, 29) и в правом борту р. Шишхид-гол (31). По геологическим особенностям очень сходны с описанными выше месторождениями (25, 26, 28), отличаясь от них значительно меньшими размерами. Рудная минерализация (фергусонит), пироксеном, бритоцитом, цирконом, ториацитом и др. (приурочена к жилам щелочных пегматоидных сиенитов, жильным и линзовидным телам автометасоматических и экзоконтактовых альбититов. Рудные тела имеют протяженность по простиранию от 5 до 100 м, мощность 0,5—30 м (22, 31). Содержания в штучных пробах определявшихся полезных компонентов обычно значительно ниже кондиционных и составляют: Nb_2O_5 0,01—0,18% (16 анализов), обычно около 0,05%; $TR_2O_3 + ThO_2$ 0,01—0,73% (10 анализов), обычно около 0,1%; U 0,011—0,05% (5 анализов); ThO_2 0,007—0,037% (5 анализов). Все эти рудопроявления не представляют практического интереса из-за невысоких содержаний редкометаллических элементов и небольших размеров рудных тел.

Рудопроявления в истоках левого верхнего притока р. Кыштак (1) и в левом борту того же притока (2) приурочены к восточной апикальной части массива щелочных и субщелочных пород средне-верхне(?) палеозойского комплекса (Махин, 1960ф). Участки рудопроявлений сложены субщелочными сиенитами, граносиенитами и гранатами. Гранаты лейкократовые до аляскитовых, аплитовидные; некоторые разности гранитов содержат турмалин.

В пределах рудопроявлений интрузивные породы разбиты тектоническими трещинами, катаклазированы и альбитизиро-

ваны. Альбитизация преимущественно шахматного и микролейстового типа. Альбитизированные участки вытянуты вдоль разломов в меридиональном (1) и северо-восточном (2) направлениях. Мощность зон альбитизации достигает 8—10 м и протяженность 30—40 м. Минеральный состав рудоносных пород: фергусонит, радиоактивный циркон, оранжит, молибденит, ортит, флюорит. Содержание фергусонита в протоочных альбитизированных гранитоидов фергусонита в протоочных альбитизированных гранитоидов достигает 100 г/т. Химический анализ содержания полезных компонентов: Nb_2O_5 0,01—0,03%; $TR_2O_3 + ThO_2$ 0,086—0,15 (по 6 анализам). U 0,002—0,005%; ThO_2 0,01%.

Рудопрооявления, из-за небольших масштабов, интереса не представляют.

Рудопрооявления в районе г. Хулутруг-ула (13 и 30) расположены на юго-западном склоне г. Хулутруг-ула в 1 км от вершины (30); и в истоках левого безымянного притока р. Билин, в 2 км к западу от вершины г. Хулутруг-ула (13).

Участок рудопрооявлений сложен роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами билинской толщи (Pt_2bl_2), содержащими прослои мраморов. Метаморфические породы прорваны крупным штоком диоритов, а также большим числом даек и пластовых тел диоритов, гранитов и пегматитов, а также кварцевыми и карбонатными жилами небольшой мощности. Рудная минерализация, представленная цирконом, ортитом, бритолином, оранжитом, приурочена к единичным жилам суб-шелочного биотит-роговообманкового гранита и граносиенита. Содержание циркона достигает 1 кг/т, ортита 200—300 г/т. Мощность отдельных жил достигает 1,5—2 м, протяженность по простиранию — метры. Химический анализ проб не производился. Рудопрооявления не представляют интереса из-за небольших размеров.

Кроме перечисленных рудопрооявлений ниобия и редких земель, на тех же участках (районы рч. Чавач и р. Кыштаг) известно значительное количество аналогичных, но более мелких рудопрооявлений, не показанных на карте.

В шлихах левых притоков рч. Чавач обнаружены в редких знаках фергусонит, пирохлор, монацит, ксенотим, торит. Эти минералы поступают в аллювий из описанных выше рудопрооявлений. Ореолы рассеяния циркона, связанные с интрузивными породами средне-верхне(?) палеозойского комплекса, имеются в левобережье истоков р. Кыштаг (3) и в междуречье Чавача и Шишхид-гола (21).

Флюорит

Флюорит широко распространен в метасоматических породах, связанных с средне-верхне(?) палеозойским интрузивным комплексом. Прожилки и вкрапленность флюорита в альбити-

тах обычно невелики и флюорит самостоятельного значения в этих породах не имеет.

В шлихах флюорит широко распространен в бассейне рч. Чавач и связан здесь с разрушением метасоматических и щелочных интрузивных пород. Редкие знаки флюорита в шлихах обнаружены, также, по средним притокам р. Билин. Флюорит служит поисковым признаком на ниобий и редкие земли.

Боросиликаты

На территории листа известно два рудопрооявления турмалина, заслуживающие внимания. Одно из них находится в левом борту истоков рч. Чавач (20). Здесь турмалин приурочен к пегматитовой жиле, совместно с редкометальными минералами, причем концентрируется в участках жилы, обогащенных кварцем. Скопления турмалина имеют форму гнезд, размером 20×30 см. Мощность пегматитовой жилы (как указано выше) в среднем 7—8 м, протяженность 50 м. На содержание бора жила не опробована. По визуальной оценке количество турмалина в жиле достигает, в среднем, 5—7%. В районе рудопрооявления целесообразно проведение комплексных (на ниобий, редкие земли, бор) поисковых работ.

Второе рудопрооявление находится севернее пер. Дутур-балаг-даба (5). Оно представлено несколькими жилами шерломусковитового пегматита, залегающими среди гранитов докембрийского (?) интрузивного комплекса. Мощность жил достигает 1—2 м. Турмалин представлен розовой (реже — черной) разновидностью и образует кристаллы до 1—2 см в длину. Турмалин концентрируется вместе с мусковитом. Количество турмалина в жилах, по визуальной оценке, не превышает 1—2%. Рудопрооявление не имеет практического значения из-за небольших размеров.

Асбест амфиболовый

Небольшое рудопрооявление амфиболового асбеста (11) известно в правом борту верховьев кл. Озерного* (левый, второй снизу, приток р. Бол. Бильдык), в 1 км к юго-западу от вершины горы с отметкой 2574 и находится в пределах западной части месторождения талька Озерное-южное, описываемого ниже. Участок сложен мраморами балыктыгхемской свиты. Коренной выход амфибол-асбеста находится среди глыбовых развалов талькового камня и серпентинитов. Асбест составляет более или менее параллельные жилы в тремолито-тальковом сланце; мощность жил 5—8 см. Общая мощность всей серии жил около 0,5 м. Асбест в жилах поперечно-волокнистый с длиной волокна от 2 до 8 см. Простирание жил северо-восточное.

* На карте кл. Озерный не назван.

падение на юго-восток. Жилы удалось проследить в курумнике на несколько метров. Кроме того, обломки тремолитового сланца с асбестом были обнаружены в нескольких стах метрах к северо-востоку от коренного выхода.

По предварительному заключению Ф. В. Сыромятникова (ВИМС) асбест этого проявления относится к тремолит-асбесту, содержит карбонаты (преимущественно кальцит) до 10—15%, рудную пыль, главным образом, гематит (до 5—10%) и тальк — до 2,5%. Растворимость в соляной кислоте — 15,2%, что согласно нормам ВТУ на антофиллит-асбест, позволяет по кислотостойкости отнести его ко II сорту. При условии очистки этого асбеста от минеральных примесей можно перевести его в I сорт (растворимость уменьшается до 4,5%). Испытание на вибрационном истирателе в водной среде показало, что асбест не может быть рекомендован для специзделий.

В 200 м к юго-востоку от выхода тремолит-асбеста, описанного выше, среди карбонатно-серпентинно-тальковых пород наблюдается серия тонких (1—2 см) жил амфибол-асбеста общей мощностью 0,5 м. Простирание жилы субмеридиональное. Асбест (видимо тремолитовый) поперечно-волокнистый, изогнутый и спутанно-волокнистый очень сильно выветрен на значительную глубину. Длина волокна достигает 10 мм. Анализ асбеста не производился. Из-за небольших размеров проявления промышленного интереса не представляет. Кроме того, перспективы использования тремолит-асбеста в промышленности пока не ясны (1959).

Второе проявление амфибол-асбеста расположено в северо-западной части территории листа М-47-5 в междуречье Билина—Кыштага, в 400 м к северо-западу от перевала 2068,8 (4).

Приурочено к мраморам айлыгской толщи, которые на асбестоносном участке разбиты сетью тектонических трещин субмеридионального и широтного направлений и по этим же направлениям пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и прожилками.

В зальбандах кварцевых жил мраморы содержат округлые выделения радиально-лучистого и спутанно-волокнистого тремолита и тремолит-асбеста бледно-зеленого цвета. Общая площадь проявления достигает 0,5 км². Коэффициент асбестоносности не определялся, но он невелик, так как большая часть тремолита представлена хрупкими выделениями. Коэффициент тремолитизации по всей площади не менее 0,4 (визуально). Длина волокна асбеста обычно 1—1,5 см, в радиально-лучистых выделениях достигает 3 см. Анализ асбеста не производился.

Амфиболитизация связана с гидротермальной (высокотемпературной) проработкой мраморов. Источник гидротерм неизвестен. Рудопроявление в настоящее время промышленного значения не имеет.

Асбест—хризотил-овый

Проявления хризотил-асбеста (на карте не показаны) представлены тончайшими (до 3—4 мм) единичными прожилками, встречающимися среди серпентинитов в районе кл. Озерного. Асбест спутанно-волокнистый, хрупкий, бледно-зеленого цвета. Эти проявления практического интереса не представляют.

Слюда—мусковит

Рудопроявление мусковита известно в районе пер. Дутур-балаг-даба (5). Рудопроявление представлено несколькими жилами пегматита, залегающими в краевой части массива гнейсовидных двуслюдяных гранитов докембрий (?) интрузии. Простирание жил субширотное. Жилы имеют мощность до 1,5 м и протягиваются на 5—8 м. Мусковит образует сравнительно мелкие (до 2 см) кристаллы, обычно деформированные. Ослюдечение в жилах неравномерное, увеличивающееся в зальбандах. Содержание мусковита не определялось. Кроме мусковита в жилах присутствует турмалин. Рудопроявление не представляет практического интереса ввиду незначительного размера.

Тальк

На территории листа известно два месторождения талька: Озерное-южное и Озерное-северное, расположенных в левобережье верховьев р. Бол. Бильдык, и проявления талькового камня в нижнем течении р. Билин.

Месторождение Озерное-южное (12) открыто в 1954 г. И. И. Башиловой (Адамович и др., 1955ф). Месторождение расположено в левом борту верховьев кл. Озерного (второй снизу левый приток р. Бол. Бильдык) и занимает почти всю площадь горы с отметкой 2574 (около 2 км²). Кроме того, несколько небольших участков коренных выходов тальковых пород, в виде останцов среди ледниковых отложений, находятся в истоках кл. Озерного. Вся площадь месторождения расположена в гольцовой области и представляет чередование скальных обнажений и крупных полей глыбовых россыпей.

Участок месторождения сложен мраморами балыктыгемской свиты, содержащими прослой кварцитов сланцев мощностью 1—5 м, и приурочен к своду Бильдыкской антиклинали. Мраморы разбиты многочисленными тектоническими трещинами, окварцованы, пронизаны кварцевыми жилами, кое-где замещены тремолитовыми и талько-тремолит-серпентиновыми породами. Тальковыми породами сложена площадь, имеющая в плане изометричную форму, слегка вытянутую в северо-восточном направлении (согласно с направлением тектонических линий). Из-за сильного перекрытия площади месторождения

глыбовыми развалами, геологическое строение в настоящее время недостаточно изучено. В западной части месторождения среди тальковых пород наблюдается линзовидное тело серпентинитов, вытянутое в северо-восточном направлении и имеющее размеры около 200×400 м. Несколько более мелких тел серпентинитов изометричной формы находится в центральной части месторождения, близ вершины горы с отметкой 2574 м. Серпентиниты состоят из хризотила с небольшой примесью талька, карбоната и магнетита. Никаких первичных минералов в серпентинитах не обнаружено.

Среди тальковых пород выделяются талькиты, в которых содержание талька колеблется от 75 до 85% и тальковые камни, содержащие 20—50% талька. Во всех разновидностях тальковых пород присутствует карбонат (брейнерит?) от незначительных количеств в талькитах до 50—60% в тальковых камнях. Встречаются линзовидные тела чистого талька, имеющие размеры до 2×0,3 м. Подметить закономерности в площадном распределении талькитов и тальковых камней с различным содержанием талька трудно из-за мощного глыбового покрова.

Ниже приводится химический анализ талькитов месторождения Озерное-южное.

Содержание в % на высушенное вещество при 110°								
H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃ вал.
0,06	20,90	38,00	0,46	0,75	0,46	33,72	5,37	6,72
0,10	10,75	52,03	0,37	0,05	5,03	28,66	2,37	2,68
0,07	19,53	39,50	0,52	2,07	0,42	33,43	4,15	6,60
0,09	7,92	46,13	7,59	2,66	0,21	29,98	5,31	8,56

(Анализ произведен в Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления в 1955 г.).

По сравнению с химическим составом тальковых пород, разрабатываемых месторождений талькиты описываемого участка приближаются к наиболее высоким сортам. Генетически месторождение талькитов связано с карбонатными породами верхнепротерозойского комплекса. Ореолы окварцевания мраморов и непосредственная связь с ними талькитов позволяют говорить о гидротермально-метасоматическом происхождении тальковых пород.

Связаны ли эти процессы на данном месторождении с ультраосновными интрузивными породами актовракского комплекса, трудно сказать определенно, так как гипербазиты в районе месторождения не обнаружены. Тальково-серпентиновые породы (без оливина и пироксенов) могут присутствовать в тальковых месторождениях и карбонатного типа. Перспективные геологи-

ческие запасы месторождения (до глубины 50 м) не менее 50 млн. т талька. Значительная часть этих запасов представлена талькитами, содержащими более 75% талька.

Месторождение Озерное-северное (10) расположено в верховьях третьего (сверху) безымянного притока р. Бол. Бильдык в 2 км к северо-западу от месторождения Озерное-южное (12) и аналогично ему по географическим и геологическим условиям. Месторождение состоит из двух участков: южного и северного, разделенных узкой (0,5 км) полосой мраморов. Южный участок представляет собой поле оталькования слабо вытянутое в меридиональном направлении и имеющее размеры 0,8×1,5 км.

Северный участок представляет собой пачку пластов талькового сланца, согласно залегающих в мраморах. Общая мощность пачки около 100 м, протяженность по простиранию более 2 км (далее тальковые породы выклиниваются). Простирание пород 80—100°, падение на юг под углом 30°; пачки представляют собой чередование талькового сланца (содержание талька 90—95%) и тальково-карбонатных пород. Мощности отдельных пластов 2—3 м. Анализ талькитов месторождения Озерное-северное не производился. Геологические запасы талька на месторождении — десятки миллионов тонн.

Разведка и освоение описанных месторождений талька в связи со слабо развитой экономикой района чрезвычайно затруднительны.

Рудопроявления талька в нижнем течении р. Билин пространственно и генетически связаны с Билинскими массивами серпентинизированных дунитов. Первое проявление (15) находится в истоках нижнего правого притока р. Билин, на вершине горы с отметкой 2499 м.

Здесь среди серпентинизированных дунитов, на площади 200×500 м развиты прожилки и неправильные линзы серпентино-карбонатно-талькового камня мощностью до 25 см. Второе проявление (17) находится на вершине безымянной горы в 4,5 км к юго-востоку от предыдущего и представляет неправильную линзу талькового камня размером 1,5×10 м, залегающую среди серпентинизированных и оталькованных дунитов. Третье проявление (18) расположено в 1 км к востоку от второго, на правом склоне долины р. Билин, и представлено редкими прожилками и линзами голубоватого талька, имеющими размеры от 2 до 20 см. Все три проявления являются гидротермально-метасоматическими и связаны с гипербазитами. Рудопроявления практического значения не имеют.

Графит

Верхнечавацкое месторождение графита находится в долине третьего сверху левого притока рч. Чавач (23). Площадь месторождения сложена слюдисто-амфиболовыми, кварц-полевошпа-

то-амфибол-графитовыми сланцами, графитистыми кварцитами и мраморами харальской толщи, переслаивающимися между собой. Сланцы прорваны большим числом пластовых тел щелочных сиенитов, сиенит-пегматитов, как правило, интенсивно альбитизированных и содержащих большое количество графита.

Графит является наиболее поздним минералом, так как слает прожилки и гнезда, цементирующие альбит. Вероятно, переотложение графита происходило в последние стадии постмагматического щелочного процесса. Графитом обогащены вмещающие сланцы. Общая площадь интенсивной графитизации достигает 0,25 км². Графитом сложены неправильные гнезда и жилы, имеющие размеры от 1—2 см до нескольких десятков сантиметров. Эти обособления группируются в линзообразные залежи, имеющие мощность до 1,5—5 м и протяженность до 7—100 м (согласно с общим широтным простиранием пород). Насыщенность графитом отдельных линзообразных залежей достигает 20—25% (визуально).

Генезис месторождения гидротермально-метасоматический. Источник графита — графитсодержащие сланцы или мраморы (харальская толща). Видимо, по генезису месторождение сходно с Ботогольским в Восточном Саяне, но значительно меньше последнего по масштабам. Геологические запасы графита на месторождении оцениваются в 10—15 тыс. т до глубины 50 м.

Месторождение, в связи с слабо развитой экономикой района, в настоящее время является непромышленным.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки

Месторождение известняков, используемое местным населением, находится близ южной окраины пос. Аршан (33). Месторождение представлено белыми и светло-серыми, иногда слабо графитистыми, кристаллическими известняками (айлыгская толща Sn al). На выходах известняков имеется несколько мелких карьеров, из которых известняк берется кустарным способом и используется местным населением для изготовления извести. Запасы месторождения практически неисчерпаемы. Химический анализ известняка не производился.

ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

АРШАНСКАЯ ГРУППА (32)

Несколько горячих сероводородных восходящих источников («аршанов») известно в нижнем течении р. Шишхид-гол у впадения в нее р. Бусэин-гол. Главный источник изливается на поверхность аллювиальной 12-метровой террасы в 500—600 м вос-

точнее русла р. Шишхид-гол у пос. Аршан и носит название Юш-Бельдир («Три вилана»).

В районе источника развиты мраморы айлыгской толщи, прорванные, непосредственно вблизи источника, сиенитами девонского интрузивного комплекса. К долинам рек Билин и Бусэингол, а также к участку меридионального течения р. Шишхид-гол, приурочен крупный разлом субмеридионального направления (Бусинский разлом), уходящий к югу от района в пределы Монголии. Вдоль этого разлома расположен ряд минерализованных, преимущественно сероводородных, источников. Главный источник Аршан каптирован неглубоким (1 м) деревянным срубом размером 1,5—2 м. Гидрогеологические исследования источника, в связи с организацией на Аршане постоянного действующего курорта, были произведены в 1956 г. конторой Геокаптажминвод Главкурсанупра Министерства здравоохранения РСФСР (гидрогеолог Е. Н. Гаврилова).

При современном динамическом уровне источник имеет дебит 1,1 л/сек, или 95 м³/сутки. Температура воды 86°С. По химическому составу воды и физическим константам источник относится к слабо минерализованным щелочным кремнистым термам с небольшим содержанием сероводорода, главным образом, в связанном виде.

Химический состав воды следующий: (по данным химической лаборатории Министерства здравоохранения РСФСР).

мг/л	мг/л
CO ₃ — 90	Mg — нет
HCO ₃ — 24,4	Fe — нет
Cl — 10,64	H ₂ S — общая — 25,8
SO ₄ — 38	Кремниевая кислота общ. — 95
Na — 103,27	Углекислота — нет
Ca — следы	Минерализация 387,1

Вода прозрачная с запахом сероводорода без осадка pH=8,4.

На базе этого источника с 1957 г. функционирует курорт на 100 мест. Вода Юш-Бельдирского источника является хорошим средством для лечения многих болезней: хронического заболевания опорнодвигательного аппарата, периферической и центральной нервной системы, кожных болезней, некоторых хронических заболеваний органов пищеварения и др.

Кроме главного источника, в районе пос. Аршан имеется еще два места разгрузки термальных вод: на острове в 200 м к юго-западу от поселка, где температура воды 63°, и у подножия террасового уступа у западной окраины поселка, где наблюдается несколько мелких выходов термальных вод с температурой воды от 17 до 52°. Галечник аллювиальной террасы сцементирован кремнистыми отложениями источников. Дебит этих источников не превышает (каждого в отдельности) первых литров в минуту. Каптирование этих источников не производилось.

Генетически все эти источники, несомненно, связаны с Бунинским разломом и приурочены к узлам пересечения основного разрыва с трещинами оперения. Минеральное насыщение термальных вод происходит, по-видимому, за счет интрузивных пород девонского комплекса. Участие в минерализации вод источников карбонатных пород айлыгской толщи, вероятно, совершенно ничтожно. Подтверждением этому являются насыщенность термальных вод аршинской группы натрием и кремнекислотой и отсутствие в этих водах кальция, магния и углекислоты.

БИЛЬДЫКСКАЯ ГРУППА (9)

Три минеральных нисходящих источника с холодной водой имеются в долине среднего течения р. Бол. Бильдык в ее правом борту. Источники вытекают из трещин в графитизированных мраморах балыктыгхемской свиты и изливаются на поверхность примыкающей к ним трехметровой аллювиальной террасы р. Бол. Бильдык. Дебит каждого из них небольшой (до 1—2 л/мин), температура воды 3—4°, но режим достаточно постоянный. Вода источников слабо минерализована, имеет сладковатый вкус и запах сероводорода. Анализ вод не производился.

Эти источники известны тувинскому населению более 50 лет и использовались ранее кочевниками для лечебных целей.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Наибольшие перспективы район имеет в отношении редкометального оруденения.

Заслуживают внимания признаки золотоносности аллювиальных отложений в среднем течении р. Бол. Бильдык. Как известно, в восточной Туве россыпное золото концентрируется в аллювиальных отложениях верхнечетвертичного возраста. Широкое распространение этих отложений в бассейне р. Бол. Бильдык является, с этой точки зрения, обнадеживающим признаком. В районе имеются также благоприятные данные для поисков хромитовых руд, главным образом, в пределах Билинских массивов дунитов.

Перспективы района в отношении амфиболового асбеста пока не ясны, однако следует рекомендовать поиски этого сырья на левобережье р. Бол. Бильдык.

Крупнейшие в Туве месторождения талька, сосредоточенные на территории района в бассейне р. Бол. Бильдык, из-за слабого развития экономики района не могут быть в настоящее время использованы.

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Адамович А. Ф., Башилова И. И., Канторович В. И., Махин Г. В., Станкевич Е. Н., Смертенко Э. М.	Геологическое строение бассейнов р. Билин и левобережья верховьев р. Кызыл-хем. Отчет партии № 4 за 1954 г.	1955	Москва, фонды ВАГТ
2	Махин Г. В., Башилова И. И., Павшук Г. Г., Рудакова Г. И., Трубино Д. И.	Отчет по поисково-ревиссионным работам, проведенным партией № 14 Аэрогеологической экспедиции № 6 в восточной Туве в 1958 г., том I, II, III, IV	1955	Москва, фонды ВАГТ
3	Махин Г. В., Башилова И. И.	Отчет партии № 11 Аэрогеологической экспедиции № 6 о радиометрических поисково-ревиссионных работах, проведенных в 1959 г. на территории листа М-47-III, том I и II	1960	Москва, фонды ВАГТ

Приложение 2

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-47-III карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 1)
33	IV-1	Южная окраина пос. Аршан. Известняки	Эксплуатируется	К	1
32	IV-1	Курорт Аршан. Минеральный источник	Эксплуатируется	Горячий минеральный источник	1

Приложение 3

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-47-III карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения, вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение 1)	Примечание
25	III-1	Мариуполитовое. Ниобий, редкие земли	Не эксплуатируется	К	2	
26	III-1	Центральное. Ниобий, редкие земли	То же	К	2	
28	III-1	Восточное. Ниобий, редкие земли	" "	К	2	
12	II-3	Озерно-южное. Тальк	" "	К	1, 3	
10	II-3	Озерно-северное. Тальк	" "	К		
23	III-1	Верхнечавачское. Графит	" "	К	2	

Приложение 4

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-47-III карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
8	II-2	г. Хоромней-Ула. Хром	Вкрапленность хромита в серпентинизированных дунитах	3	
16	III-1	Правый борт р. Билин. Хром	Вкрапленность хромита в серпентинизированных дунитах	3	
24	III-1	Левый борт р. Билин. Хром	Вкрапленность хромита в серпентинизированных дунитах	3	
7	II-2	Бассейн р. Хоромней. Хром	Ореол рассеяния хромита по данным шлихового опробования	1	
14	III-1	Бассейн правого нижнего притока р. Билин. Хром	Ореол рассеяния хромита по данным шлихового опробования	1	
6	I-2	Долина среднего течения р. Бол. Бильдык Золото	Ореол рассеяния золота в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	1, 3	
19	III-1	Правый борт верхнего течения рч. Чавач. Ниобий, редкие земли	Жилы альбитизированных пегматоидных сиенитов, мощностью 0,5—4 м содержат фергюсонит, пирохлор, оргиг, бастнезит, монацит, торизанит, молибденит, галенит	2	
20	III-1	Левый борт истоков рч. Чавач. Ниобий, редкие земли, боросиликаты	Пегматитовая жила, мощностью 5,5—11 м, залегающая в амфиболовых сланцах харальской толщи, содержит вкрапленность фергюсонита, циркона, оранжита, галенита, арсенопирита и ортита. Совместно с редкими металлами минералами в пегматитовой жиле присутствует турмалин. Скопления турмалина имеют форму гнезд размером 20×30 см. Мощность пегматитовой жилы 7—8 м, протяженность 50 м	2	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (месторождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
22	III-1	Левый борт рч. Чавач ниже устья третьего (сверху) левого притока. Ниобий, редкие земли	Щелочные сиениты вмещающие их сланцы харальской толщи альбитизированы и содержат вкрапленность рудных редкометалльных минералов	2	
27	III-1	Истоки левого нижнего притока рч. Чавач. Ниобий, редкие земли	Сланцы харальской толщи пронизаны инъекцией щелочных сиенитов и альбитизированы. Альбитизация неравномерная. В альбитизированных породах присутствуют циркон, фергюсонит, пирохлор, бритолизит	2	
29	IV-1	Истоки правого безымянного притока р. Шишхид-гол. Ниобий, редкие земли	Неравномерная альбитизация в сланцах с вкрапленностью циркона, фергюсонита, пирохлора, бритолизита	2	
31	IV-1	Правый борт р. Шишхид-гол. Ниобий, редкие земли	Сланцы харальской толщи пронизаны многочисленными послойными жилами щелочных сиенитов и альбитизированы. Рудные минералы в альбититах: фергюсонит, бритолизит, ортит, циркон, галенит, халькопирит, арсенопирит, молибденит	2	
1	I-1	Истоки левого верхнего притока р. Кыштаг. Ниобий, редкие земли	В щелочных и субщелочных альбитизированных сиенитах, граносиенитах и гранитах содержится фергюсонит, радиоактивный циркон, оранжит, молибденит, ортит, флюорит		
2	I-1	Левый борт левого верхнего притока р. Кыштаг. Ниобий, редкие земли	В альбитизированных интрузивных породах средне-верхне(?)-палеозойского комплекса содержатся: фергюсонит, радиоактивный циркон, оранжит, молибденит, ортит, флюорит	3	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (месторождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
13	III-1	2 км к западу от вершины г. Хулутруг-ула. Редкие земли	Единичные жилы субщелочного гранита и граносенита в гнейсах и сланцах билинской толщи содержат циркон, ортит, бритоцит, оранжит	3	
30	III-2	Юго-западный склон г. Хулутруг-ула. Редкие земли	Единичные жилы субщелочного гранита и граносенита в гнейсах и сланцах билинской толщи содержат циркон, ортит, бритоцит и оранжит	3	
5	I-4	Севернее перевала Дутур-Балаг-даба. Боросиликаты, мусковит	Несколько жил шерломусковитового пегматита залегают среди гранитов докембрийского(?) комплекса. Мощность жил 1—2 м. Турмалин образует кристаллы до 1—2 см. Количество турмалина в жиле не больше 1—2%. Мусковит образует мелкие (до 2 см) кристаллы	1	
3	I-1	Левобережье истоков р. Кыштаг. Цирконий	Ореол рассеяния циркона по данным шлихового опробования	3	
21	III-1 IV-1	Междуречье Чавача и Шишхид-гола. Цирконий	Ореол рассеяния циркона по данным шлихового опробования	2	
4	I-1	400 м к северо-западу от перевала 2068,8. Асбест амфиболовый	В известняках синий-ского комплекса радиально-лучистый и спутанно-волокнистый тремолит-асбест с длиной волокна до 3 см. Замещение тремолит-асбестом известняка 15—20% и больше	3	
11	II-3	Верховья кл. Озерного (левый приток р. Бол. Бильдык). Асбест амфиболовый	Жилы тремолит-асбеста в талько-карбонатных породах. Мощность отдельных жил 5—8 см. Общая мощность серии жил 45 см	1, 3	

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки по карте	Название (месторождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
15	III-1	Верховья правого нижнего притока р. Билин. Тальк	Прожилки талька (от 5 до 25 см мощности) в серпентинизированных дунитах	3	
7	III-1	Нижнее течение р. Билин южнее высоты 0,9	Неправильная линза талькового камня (10×1,5) м в дунитах	1	
8	III-1	400 м юго-восточнее высоты 2450,9 (нижнее течение р. Билин) Тальк	Мелкие и редкие прожилки и гнезда талька в дунитах	3	
9	II-3	Среднее течение р. Бол. Бильдык. Минеральные источники	Три сероводородных источника с холодной водой. Вытекают из трещин в графитизированных мраморах. Дебит каждого достигает 1—2 л/мин	1	

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Агентов В. Б., Гудиллин И. С., Додин А. Л., Ильин А. В., Махин Г. В., Моралев В. М., Потапов С. В. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 листа М-47 (оз. Хубсугул-далай). Госгеолтехиздат, 1956.
- Гудиллин И. С., Додин А. Л., Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1951.
- Додин А. Л., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области. Масштаб 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1951.
- Другова Г. М., Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий северо-восточной Тувы. Тр. лабораторий геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская автономная область). Информ. сборник ВСЕГЕИ № 3. Госгеолтехиздат, 1956.
- Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузии Сютхольского комплекса Тувы. Информац. сб. ВСЕГЕИ № 4. Госгеолтехиздат, 1956.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-46-XVIII, (Самагалтай) и М-46-XXIV (Цаган-Тологой). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1957.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, т. 65 № 1, 1949.
- Лурье И. Л., Обручев С. В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1948.
- Махин Г. В. К стратиграфии докембрия восточной Тувы. Сб. статей — Материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 2, Госгеолтехиздат, 1955.
- Махин Г. В. О докембрийской гранитоидной интрузии в восточной Туве. Сб. статей — материалы, по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1956.
- Махин Г. В. О докембрии крайнего востока Тувы. Сб. статей — материалы по региональной геологии. Тр. ВАГТ, вып. 5. Госгеолтехиздат, 1959.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
- Татаринов П. М., Кузнецов В. А., Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актотракского месторождения асбеста в верховьях Енисея. Тр. ЦНИГРИ, вып. 13, 1934.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья (справочник для геологов) вып. 1. Талк. Госгеолтехиздат, 1945.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. вып. 5. Асбест. Госгеолтехиздат, 1959.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. вып. 49. Ниобий и тантал. Госгеолтехиздат, 1959.

Требования промышленности к качеству минерального сырья. вып. 51. Редкоземельные элементы. Госгеолтехиздат, 1959.

Фондовая

- Агентов В. Б., Агентова В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-1 (Чодуралыг). Объяснительная записка, фонды ВАГТ, 1958.
- Агентов В. Б., Гросвальд М. Г., Ольховик В. В., Станкевич Е. Н., при участии Агентовой В. В. Геологическое строение бассейнов рек Унжей, Хаптага, Харал. Отчет о работе партии № 2 за 1953 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1954.
- Агентов В. Б., Махин Г. В., Онищенко В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, листа М-47-11. Объяснительная записка, фонды ВАГТ, 1959.
- Адамович А. Ф., Башилова И. И., Канторович В. И., Махин Г. В., Станкевич Е. Н., Смертенко Э. М. Геологическое строение бассейнов р. Билин и левобережья верховьев р. Кызыл-хем. Отчет о работе партии № 4 за 1954 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1955.
- Алексеева О. П., Титов Д. В. Геологическое строение бассейна р. Тиссы между рр. Доватой и Халыгеном в В. Саяне. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1949.
- Архангельская В. В., Кац А. Г. Геологический отчет по работам Аржанской и Кызыл-хемской партий за 1948 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1949.
- Архангельская В. В., Кац А. Г. Расширенная объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000 листа М-47. Фонды ВАГТ, 1950.
- Башилова И. И., Махин Г. В., Нечаева И. А., Никульченко В. Г., Патяева И. А., Пожариский И. Ф., Соколов В. Д. Геологическое строение междуречья Бий-хема и Кызыл-хема. Отчет о работах партий № 3 и 4 за 1953 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1954.
- Гудиллин И. С. Геоморфология восточной Тувы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды ВАГТ, 1954.
- Зоненшайн Л. П., Адамович А. Ф., Гросвальд М. Г. Геологическое строение верховьев р. Хамсыры. Отчет о работе партии № 2 за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.
- Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распространения железистых кварцитов. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды МГРИ, 1958.
- Ильин А. В., Ильина Т. А., Ремизов Н. Н. Стратиграфия докембрийских отложений (Отчет отряда № 1 тематической партии № 12 за 1959 г.). Фонды ВАГТ, 1960.
- Ильин А. В., Моралев В. М. Объяснительная записка к геологической карте и карте полезных ископаемых масштаба 1:200 000. Листы М-47-XIII и М-47-XIX, серия Западно-Саянская. Рукопись. Фонды ВАГТ, 1957.
- Ильичев А. А., Смирнов А. Д., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К., Рулева К. Н., Красильников Г. М. Геологическое строение истоков рек Б. Енисей, Азас, Хамсыра, Тисса и Сенца. Отчет о работе партии № 1 Аэрогеологической экспедиции № 6 за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.
- Кудрявцев Г. А. Отчет по сводке миллионной карты Тувы, выполненной в Северо-Тувинской экспедиции (Геологическое строение северо-восточной Тувы). ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1950.

Кудрявцев Г. А., Нордега И. Г., Раковец О. А. Геологическое строение района верхнего течения р. Бий-хем (Мал. Енисей) в северо-восточной Туве. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1949.

Кудрявцева Н. Л. Нагорье Шишид-гол (отчет о геологической съемке масштаба 1:1 000 000, произведенной партией № 88 Восточной экспедиции в 1947 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР).

Махин Г. В., Башилова И. И., Володина В. И., Никольченко В. Г., Уфлянд А. К. Геологическое строение района верховьев рек Бий-хем и Билин. Отчет партии № 7 за 1955 г. ВГФ Министерства геологии и охраны недр СССР, 1956.

Махин Г. В., Башилова И. И. Отчет партии № 8 по редакционно-увязочным работам, проведенным в 1956 г. в качестве первого этапа по подготовке к изданию листов М-47-III и N-47-XXXIII геологической карты масштаба 1:200 000. Фонды ВАГТ, 1957.

Махин Г. В., Башилова И. И., Трубино Д. И. с участием Павленко А. С. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 12 в районе верховьев рек Кызыл-хем и Бий-хем (восточная Тува) в 1957 г. Фонды ВАГТ, 1958.

Махин Г. В., Башилова И. И., Павшок Г. Г., Рудакова Г. И., Трубино Д. И. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 14 Аэрогеологической экспедиции № 6 в восточной Туве в 1958 г. Том I, II, III, IV. ВГФ, 1959.

Махин Г. В., Башилова И. И. Отчет партии № 11 Аэрогеологической экспедиции № 6 о радиометрических поисково-ревизионных работах, проведенных в 1959 г. на территории листа М-47-III. Фонды ВАГТ, 1960.

Моралев В. М. Геологическое строение, ультраосновные породы и полезные ископаемые восточной части Эрзинского гипербазитового пояса (Тувинская автономная область). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды ВАГТ, 1955.

Нечаева И. А., Володина В. И. Отчет по результатам работ поисково-ревизионного отряда № 9-а за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

Потапов С. В., Онищенко В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-VIII (Кижик Аксы). Объяснительная записка. Фонды ВАГТ, 1958.

Шенкман Я. Д. Некоторые вопросы интрузивного магматизма Тувы. (Отчет отряда № 2 тематической партии № 12 за 1959 г.). Фонды ВАГТ, 1960.

6431