

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВТОРОЕ ГЛАВНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

СЕРИЯ ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ

Листы М-47-ХIII/ХIХ

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: *А. В. Ильин, В. М. Моралев*
Редактор *Ю. М. Шейнманн*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
12 апреля 1957 г., протокол № 18



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1959

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листов М-47-ХІІІ и ХІХ расположена на юго-востоке Тувы и охватывает в основном центральную часть нагорья Сангилен. С запада и востока она ограничена меридианами соответственно 96°00' и 97°00' в. д., с севера — параллелью 50°40' с. ш. и с юга — государственной границей СССР с МНР. В пределы СССР входит почти вся площадь листа М-47-ХІІІ и около одной пятой части площади листа М-47-ХІХ.

В административном отношении территория листов относится к Эрзинскому и Каа-Хемскому районам Тувинской автономной области РСФСР.

Для центральной части нагорья Сангилен характерен гольцовый плосковершинный рельеф с отметками водоразделов от 2200 до 2600 м над уровнем моря. В центральной и северо-западных частях района обособляются два горных узла с альпийским рельефом, где абсолютные отметки достигают 3200—3300 м.

Реки территории листов принадлежат двум крупным системам — Енисейской и Тес-хемской. К первой относится р. Балыктыг-хем (исток р. Малый Енисей), а также левые притоки р. Малый Енисей — рр. Бурен и Каргы. Правыми притоками р. Тес-хем являются рр. Цоригин-гол, Качик, Эрзин с притоком р. Нарын и др.

Климат района резко континентальный. В табл. 1 приведены данные о температуре и количестве осадков по двум ближайшим метеорологическим пунктам за 1947 г.

Таблица 1

Наименование пункта	Средняя температура			Количество осадков, мм	Примечание
	Январь	Июль	Годовая		
Пос. Чиргаланды (к востоку от площади листов)	—30,6	+13,0	—8,1	291,0	Большая часть осадков приходится на летний период
Пос. Сарыг-Булун (к западу от площади листов)	—33,9	+18,3	—4,8	146,4	

Район в целом сравнительно хорошо обнажен. Наилучшей обнаженностью характеризуется полоса, проходящая от истоков рр. Цайгал-гол и Цоригин-гол к истоку р. Эрзин и охватывающая бассейн верховьев р. Балыктыг-хем. В этой полосе древесная растительность развита лишь в нижних частях склонов речных долин. Остальная, большая часть площади листов покрыта лесом. Однако и здесь в большинстве случаев остаются безлесными южные склоны.

Район совершенно не заселен; в 1956 г. здесь не имелось ни одного населенного пункта, исключая летние кочевья.

На территории листов имеются две автодороги: одна проходит вдоль р. Нарын, вторая — вдоль государственной границы. Обе дороги доступны лишь автомашинам с хорошей проходимостью. Ближайшие посадочные площадки для самолетов находятся в пос. Сарыг-Булун и пос. Кунгур-Тук. В пределах района имеются многочисленные сравнительно хорошо проходимые выючные тропы как по рекам, так и по гольцовым водоразделам.

Одними из первых исследователей центральной части Сангилена были А. П. Божинский [14] и А. И. Левенко [7, 24], которые в 1944—1947 гг. провели здесь рекогносцировочные маршруты и съемку миллионного масштаба. В этот же период А. П. Божинский и А. И. Левенко выполнили некондиционную съемку масштаба 1:200 000 отдельных участков. В 1947—1948 гг. район посещался В. В. Архангельской и А. Г. Кац [12] с целью составления геологической карты листа М-47. В этот же период несколько маршрутов в районе совершил А. Л. Додин [3]. По данным этих исследователей составлена геологическая карта Тувинской автономной области масштаба 1:1 000 000, изданная в 1951 г. Отметим, что выделявшиеся различными исследователями литологические комплексы были довольно близки друг к другу. Однако в представлениях о последовательности залегания этих комплексов, их соотношениях и возрасте имелись значительные расхождения. Так, например, А. И. Левенко [7, 24] весь разрез нагорья Сангилена относил к докембрию, а другие исследователи [11] верхнюю часть разреза считали кембрийской, А. И. Левенко характеризовал разрез как непрерывный, А. П. Божинский указывал на возможность перерыва внутри разреза.

В период с 1951 по 1954 г. площадь листов была покрыта съемочно-поисковыми работами в масштабе 1:200 000 Тувинской аэрогеологической экспедицией ВАГТа. Основная часть площади листов М-47-ХIII/XIX картировалась в 1951 г.: к западу от меридиана 96°30' в. д. — А. Т. Беспалько, А. В. Григорьевым и др. [13], а к востоку от этого меридиана — В. В. Архангельской, А. Г. Кац и др. [11]. По данным этих исследователей, на площади листов примерно одинаковым развитием пользуются докембрийские и кембрийские отложения, причем для

последних предполагалась синхронность с кембрием Центральной Тувы. Северо-западная часть площади листов картировалась в 1952 г. И. Ф. Пожарским [31], а северо-восточная — в 1953 г. А. В. Григорьевым и др. [16]. Крайний северо-восток площади листа изучался в 1954 г. С. В. Потаповым и др. [32].

В 1954 г. при поисковых работах В. М. Моралевым и И. А. Нечаевой [28] была составлена геологическая карта масштаба 1:100 000 части бассейна верховьев р. Балыктыг-хем. В том же году А. Л. Додин, В. М. Моралев, А. В. Ильин и Ю. А. Шейнманн совершили несколько маршрутов в целях составления государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа М-47 [1].

В 1955—1956 гг. А. В. Ильин и В. М. Моралев [22] подготовили к изданию соседние с запада листы М-46-ХVIII/XXIV. С 1952 по 1955 г. на территории листов изучение щелочных и субщелочных интрузий проводится сотрудниками ИГН АН СССР Р. М. Яшиной, В. А. Кононовой, Н. А. Щербаковой [10, 35]. В 1955—1956 гг. поисковые и некоторые специальные работы, а также картирование в масштабе 1:50 000 части бассейна верховьев рр. Эрзин и Балыктыг-хем проводились геологами Горной экспедиции — М. А. Жуковым, А. Н. Павловым, Л. Н. Щербаковым и др. [18, 34]. Результаты работ 1954 г. [28] показали, что для издания листов М-47-ХIII/XIX необходим значительный объем дополнительных полевых исследований. Последние были выполнены летом 1955 г. А. В. Ильиным и В. М. Моралевым [23] с сотрудниками, а также И. А. Нечаевой [29]. В полевых работах 1955 г. участвовал Ю. М. Шейнманн. Эти работы состояли в перекартировании почти всей площади листов М-47-61, 73 и 74, а также отдельных частей листов М-47-49, 50 и 62 и проведении увязочных маршрутов на других участках.

При полевых работах 1955 г. выяснилась почти полная непригодность как имеющихся геологических карт, так и фактического материала отчетов для составления и подготовки карт к изданию. В качестве одного из примеров приведем следующий. В междуречье Качика и Нарына на расстоянии 30—35 км была прослежена пачка белых мраморизованных известняков докембрия, хорошо дешифрирующихся на аэрофотоснимках. Эта же пачка на карте А. Т. Беспалько и А. В. Григорьева отнесена к трем разновозрастным свитам ($См_1$, $См_{1-2}$, $См_2$). Результаты работ 1955 г. подтвердили также мнение о чрезвычайно сложном геологическом строении района. Для расшифровки отдельных участков потребовалась трудоемкая, многоэтапная обработка, по детальности, приближающейся к требованиям масштаба 1:100 000, а местами и крупнее. И. А. Нечаева [29] в 1955 г. выявила новый район развития щелочных пород в верховьях р. Каргы. В целом же работы 1955 г. оказались достаточными лишь для составления макета листов карты М-47-ХIII/XIX.

Решение ряда спорных и недостаточно доказанных положений этого макета было выполнено при полевых работах, проведенных в 1956 г. А. В. Ильиным, В. М. Моралевым и Т. А. Ильиной. Одновременно были проведены полевые работы по составлению макета листа М-47-XIV и частей листов М-47-XV, XX, XXI.

Фактический материал по работам 1955 г., а также основные результаты работ 1956 г. изложены в специальном отчете, к которому приложена сводная карта точек наблюдений по работам обоих лет [23].

В 1956 г. на площади листов интрузивные породы изучались специальной тематической партией Тувинской экспедиции ВАГТ под руководством Я. Д. Шенкмана [33]. Некоторые специальные исследования щелочных интрузий района в 1956 г. были выполнены сотрудником ГЕОХИ им. Вернадского АН СССР А. С. Павленко.

Листы геологической карты М-47-XIII и XIX составлены в основном по данным работ А. В. Ильина и В. М. Моралева 1955 и 1956 гг. Крайний северо-запад площади листа М-47-XIII представлен по данным И. Ф. Пожариского [31] с некоторыми исправлениями И. А. Нечаевой [29] и Я. Д. Шенкмана [33].

Участок бассейна верховьев рр. Каргы и Баян-кол (каргинский) изложен по данным И. А. Нечаевой [29]. По ее же данным внесены некоторые исправления в карту А. В. Григорьева для бассейна рр. Тарбагатай и Сенегал. Карта С. В. Потапова [32] положена в основу крайнего северо-востока площади листа М-47-XIII почти без изменений. Все массивы щелочных пород среднепалеозойского комплекса нанесены по результатам работ Р. М. Яшиной, В. А. Кононовой, И. А. Нечаевой; И. А. Нечаевой написан соответствующий раздел главы «Интрузивные породы» настоящей записки.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листов докембрийские отложения распространены несравненно более широко, чем кембрийские. Значительным развитием пользуются отложения, отнесенные к синийскому комплексу.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Верхнепротерозойские отложения

В составе непрерывного разреза докембрийских отложений различаются два комплекса: нижний — терригенный и верхний — карбонатный. Нижний комплекс на площади листов выделен под названием чинчиливской толщи. Эта толща составляет ядра крупных антиклинальных структур. Отложения ее в различных частях района характеризуются резким непостоян-

ством степени метаморфизма. Различные «фации» метаморфизма этой толщи показаны на карте крапом.

Гораздо большим распространением пользуются отложения карбонатного комплекса, выполняющие Сангиленский синклиниорий¹. В разрезе карбонатного комплекса выделяются (снизу вверх): балыктыгхемская свита, нижне- и верхнечартысская, нижне- и верхненарынская подсвиты. В верхних частях разреза обильны остатки водорослей и онколитов, что служит основанием для отнесения нижне- и верхненарынской подсвит к синию.

Разрезы карбонатного комплекса, так же как и степень их метаморфизма, для различных частей района непостоянны. Наиболее полный разрез с наибольшими мощностями свит наблюдается в бассейне верховьев р. Нарын. В южной и западной частях площади листа М-47-XIII отложения верхнего комплекса выражены почти «чисто» карбонатными разрезами. Сопоставление их с бассейном верховьев р. Нарын и другими участками может быть произведено лишь условно, так как какие-либо маркирующие горизонты или пачки, общие для обоих участков, отсутствуют. Поэтому на юге площади листов отложения нижне- и верхнечартысской подсвит не расчленены (чартысская свита).

Фациальный состав отложений верхнего комплекса также изменчив; это качество особенно характерно для нижне- и верхнечартысской подсвит.

Чинчиливская толща (Pt₂ *čn*)

Отложения чинчиливской толщи образуют сплошную полосу в южной части района и слагают несколько отдельных массивов на северо-западе, в верховьях рр. Эрзин и Тарбагатай.

Основание чинчиливской толщи нигде в нагорье Сангилен неизвестно; кровля ее проводится по подошве первой выдержанной пачки мраморов балыктыгхемской свиты.

Основная, южная полоса развития толщи имеет нормальный контакт с покрывающими отложениями лишь на трех небольших участках. В большинстве же случаев контакт тектонический, типа крутого надвига, либо взброса. Наиболее достоверный участок, где наблюдается нормальное залегание, расположен на правом берегу р. Бурга (левый приток р. Цоригин-гол).

Чинчиливская толща на юге района слагается породами терригенного происхождения, отличающимися в различных участках по степени метаморфизма. Выделяются три таких участка: бассейн рр. Качик и Ара-Булак, бассейн р. Цоригин-гол и бассейн р. Цзайгал-гол.

¹ Все упомянутые в этой главе структуры выделены на тектонической схеме (см. рис. 1).

В бассейне Качика и Ара-Булака толща представлена серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами, алевритами, песчаниками различной зернистости, вплоть до гравелистых, рассланцованными гравелитами и конгломератами. Гравелиты и конгломераты присутствуют в подчиненном количестве. В гальке конгломератов преобладают кремнистые породы и кварц, очень редко встречаются кремнисто-известковистые породы.

Различные породы толщи содержат обильную вкрапленность пирита. Нередко пирит нацело выщелочен и поверхность пород покрыта мелкими квадратными углублениями. Чаше же наблюдаются бурые кубики окислов железа.

В бассейне руч. Ак-Таврыг-Тыг, по-видимому, в самых верхах толщи, имеется прослой светло-серых слоистых мраморизованных известняков. В пределах Качикского участка имеются и более высоко метаморфизованные разности пород толщи. Так, в районе Ара-Булакского пегматитового поля распространены крупночешуйчатые мусковитовые гнейсы, которые вмещают тонкие послойные инъекции гранитов и жилы слюдоносных пегматитов. Проследивая по простиранию пачки этих гнейсов [4], можно наблюдать, что в 3—5 км к юго-западу они сложены тонкозернистыми серицитовыми сланцами. Среди последних иногда встречаются пятнистые кордиеритовые разности. Инъекционные биотит-гранатовые гнейсы наблюдаются также и по долине руч. Ак-Таврыг-Тыг. К северу от горы Баян-Шу на простирании этих гнейсов, в 2—3 км от их выходов, обнажены серицитовые тонкозернистые сланцы.

В бассейне р. Цоригин-гол, на участке между двумя массивами гранитоидов, а также в бассейне р. Бурга толща представлена биотитовыми и двуслюдяными тонкочешуйчатыми кристаллическими сланцами.

В самых верхах толщи, по правобережью р. Бурга, на расстоянии 20—30 м от подошвы балыктыгхемских мраморов, наблюдаются маломощные невыдержанные прослои железистых (магнетитовых) кварцитов и амфиболитов с магнетитом. Железистые кварциты ассоциируют с амфиболитами, амфибол-гранатовыми и слюдисто-гранатовыми сланцами.

Ниже по разрезу появляются слюдяные сланцы, в которых часто устанавливаются реликтовые структуры гравелитов и конгломератов. Галька этих пород довольно однообразна и представлена вторичным агрегатом зерен кварца. Изредка в хорошо окатанных гальках, имеющих размеры до 10 см, наблюдаются светло-серые лейкократовые среднезернистые граниты с измененным биотитом. Характерен массивный облик этих пород, отсутствие гнейсовидных текстур. В более низких частях разреза широко распространены слюдяные сланцы с крупными и обильными кристаллами ставролита.

По долине р. Цоригин-гол в верхних частях разреза толщи наблюдаются прослои «оспенных» сланцев, содержащих округ-

лые скопления мелких чешуек биотита и хлорита, которые образуются на месте кристаллов пирита. Тем самым на участке Цоригин-гол среди кристаллических сланцев по реликтовым структурам устанавливаются конгломераты и гравелиты, а также различные породы с пиритом, характерные и для Качикского участка.

Чинчиликская толща в бассейне р. Цайгал-гол складывается макроскопически очень однообразными желтовато-серыми мелко-, реже среднезернистыми гнейсами. Мелкозернистые разности в отличие от среднезернистых обладают четко выраженной сланцеватостью, обычно тонкоплитчатые и тонкополосчатые.

По составу среди гнейсов преобладают плагиоклазовые слюдяные разности. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином; кроме плагиоклаза, гнейсы в значительном количестве содержат кварц. В качестве второстепенных минералов отмечаются ставролит, силлиманит, гранат, турмалин, хлорит. Ставролит в некоторых случаях играет роль порообразующего минерала.

Интересно, что наиболее интенсивно метаморфизованные разности (среднезернистые гнейсы) удалены от массивов тануольского интрузивного комплекса. Экзоконтактовые изменения, вызываемые интрузиями, выражаются чаще всего в орого-виковании вмещающих пород. Перекристаллизация же их происходит скорее под влиянием обильной послойной гранитной инъекции. В гнейсах первичные структуры не сохранились, однако в промежуточном участке между гнейсами р. Цайгал-гол и породами типа слюдяных сланцев р. Цоригин-гол можно наблюдать мелкозернистые плагиоклазовые гнейсы с признаками первичных структур. По наличию этих промежуточных разностей можно судить о единстве первичных пород, по которым образовались гнейсы и слюдяные сланцы.

Таким образом, в единой полосе выходов чинчиликской толщи юга района устанавливаются резкие отличия в характере метаморфизма отложений. Можно выделить три «фации» метаморфизма. Первой соответствуют серицитовые и серицит-хлоритовые породы; второй — мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные; третьей — гнейсы с плагиоклазом и слюдой. Первая «фация» представляет результат регионального метаморфизма, две другие — следствие наложения инъекционного (третья «фация») или контактового метаморфизма (вторая «фация»).

В табл. 2 (п. 1—5) приводятся данные химических анализов пород чинчиликской толщи и других возрастных групп докембрийского разреза.

В северо-западной части площади листов наиболее низкое стратиграфическое положение чинчиликской толщи в разрезе доказывается либо непосредственными наблюдениями, либо путем сопоставления со смежными с запада территориями [22]. Эта толща на северо-западе площади листа отличается одинаковой степенью метаморфизма пород и представлена здесь

гнейсами — инъекционными, плагиоклазовыми, слюдяными, иногда с силлиманитом, и обильными послойными телами разнообразных гранитоидов; слюдяными, слюдисто-амфиболовыми и слюдисто-пироксеновыми сланцами.

Первые — характерны для приводораздельной части рр. Эрзин и Тарбагатай, вторые — для истоков «левого» Эрзина. На последнем участке в верхах толщи, как и на юге, появляются прослой мраморизованных известняков, а среди сланцев встречаются карбонатсодержащие разности. Амфиболовые и слюдисто-амфиболовые сланцы присутствуют среди отложений толщи крайнего северо-запада района и на участке водораздела рр. Эрзин и Тарбагатай. Некоторые общие черты разреза чинчи́лгской толщи для всей площади состоят в следующем: нижние части разреза более однообразны по сравнению с верхними; в верхах имеются прослой известняков; в самых верхах местами встречаются железистые кварциты.

Характерные первичные отличия отложений чинчи́лгской толщи для севера и юга площади листов состоят в том, что первично грубообломочные породы на севере отсутствуют, на юге же очень часты; на юге первичные осадки местами были обогащены глиноземом, чего нет в северной части площади.

Чинчи́лгской толще соответствуют мугурская и тесхемская свиты верхнего протерозоя смежных с запада листов М-46-XVIII и XXIV. Верхи разреза чинчи́лгской толщи южной части площади листов (бассейн р. Бурга) несомненно соответствуют мугурской свите, так как именно в ней, по многочисленным наблюдениям в западной части Сангилена, заключены прослой железистых кварцитов. Однако раздельное картирование обеих свит на листах М-47-XIII/XIX затруднительно вследствие однообразия более низких частей разреза. Отметим, что неоднородность метаморфизма толщи вводила в заблуждение некоторых исследователей южной части Сангилена. В результате вся южная полоса была отнесена к нижнему палеозою [11, 13]. Основанием для этого явились ложные представления о том, что отложения, подстилающие карбонатный комплекс, повсюду представлены лишь гнейсовыми толщами.

Отложения чинчи́лгской толщи юга района прослеживаются и на территории МНР. Здесь, по данным И. Н. Лукьянова [26], они также подстилают карбонатный комплекс.

Видимая мощность чинчи́лгской толщи составляет не менее 2500—3000 м.

Балыктыгхемская свита (Pt₂ bl)

Отложениями балыктыгхемской свиты начинается мощный разрез верхнего — карбонатного комплекса протерозоя. Наиболее значительными по размерам участками развития свиты являются следующие: левобережье р. Эрзин — бассейны

рр. Н. Харган, Пучук и верховья р. Балыктыг-хем; междуречье рр. Каргы — Балыктыг-хем; участок бассейна рр. Качик и Тарги; субширотная полоса, протягивающаяся от бассейна р. Качик к истокам р. Бурга.

Отложения балыктыгхемской свиты согласно залегают на породах чинчи́лгской толщи, что наблюдается на восточном периклинальном замыкании Улдунской антиклина́ли (правобережье р. Эрзин). На правобережье р. Цзайгал-гол балыктыгхемская свита выполняет синклиналь в гнейсах чинчи́лгской толщи. Нижняя граница свиты сопровождается резкой сменой пород; верхняя более отчетливо выражена во втором и третьем участках, чем в первом и четвертом. Возможно, эта граница не является строго синхронной для всех участков.

Балыктыгхемская свита характеризуется в общем однообразным составом и представлена главным образом белыми и светло-серыми мраморами, средне- и крупнозернистыми, обычно содержащими чешуйки графита. Иногда отмечаются серые и темно-серые мраморизованные известняки, образующие, как правило, отдельные прослой среди белых мраморов и лишь на отдельных участках получающие широкое распространение. Резко подчиненную роль в составе балыктыгхемской свиты играют прослой биотитовых гнейсов, кварцитов, слюдистых кварцитов, амфиболовых гнейсов и силикатных мраморов.

На первом участке в составе балыктыгхемской свиты наиболее широко развиты белые крупнозернистые массивные мраморы, содержащие графит. Особенно крупнозернистые разности белых графитовых мраморов распространены в верховьях р. Балыктыг-хем, выше устья р. Сольбельдер.

К западу от массива нефелиновых сиенитов бассейна р. Кара-Адыр наблюдаются мраморы, сложенные кристаллами кальцита величиной до 1—1,5 см и скоплениями графита до 1 см в поперечнике. Вообще размеры листочков графита находятся в прямой зависимости от размеров зерен кальцита. В бассейне р. Харган встречены белые крупнозернистые доломитистые мраморы.

В верхней части разреза в мраморах увеличивается количество прослоев слюдяных сланцев и кварцитов, что намечает переход к вышележащей чартысской толще. При этом в верхах балыктыгхемской свиты наблюдаются наряду с очень тонкими (0,1—0,2 м) прослоями гнейсов и кварцитов одна или две выдержанные по простиранию пачки биотитовых и амфиболовых гнейсов, кварцитов, слюдистых и амфиболовых кварцитов, часто содержащих вкрапленность пирита. Мощность каждой из этих пачек, обычно разделенных мраморами, около 80—100 м.

На втором участке, по-видимому, к нижним частям разреза свиты относятся однообразные белые графитовые мраморы. Выше появляется пачка, мощностью до 100 м, серых средне- и мелкозернистых мраморизованных известняков. С ними ассо-

цируют тонкие прослои кварцитов и слюдисто-амфиболовых сланцев. Разрез венчается пачкой белых безграфитовых среднезернистых мраморов, протягивающихся от района оз. Дахунур на восток к бассейну р. Тоскул. Верхняя граница свиты здесь резкая, отчетливо наблюдающаяся на аэрофотоснимках.

На третьем участке карбонатные породы свиты представлены исключительно мраморами — белыми, графитовыми, средне- и крупнозернистыми. Среди них часто встречаются сланцеватые и неравномернозернистые разности с мелкими линзовидными скоплениями чешуек графита. Нередки разности мраморов с мелкой вкрапленностью пирита и с очень тонкой вкрапленностью флюорита, а также мраморы с тремолитом. Наблюдаются желтоватые, сравнительно рыхлые и более тонкослоистые мраморы, содержащие вкрапленность ожелезненного пирита. Иногда присутствуют прослои серых плитчатых кварцитов, слюдистых и амфиболовых сланцев.

В пределах четвертого участка в составе балыктыгхемской свиты, кроме белых и сероватых мраморов с графитом, наблюдаются довольно многочисленные прослои серых и темно-серых мелкозернистых известняков. Особенно широкое развитие темно-серые мраморизованные известняки балыктыгхемской свиты имеют в верховьях р. Бурга, где они согласно залегают со слюдистыми сланцами чинчилигской толщи и содержат тонкие (сантиметровые) прослои кварцитов. В низах балыктыгхемской свиты здесь отмечаются прослои биотитовых и ставролитовых сланцев, углистых кварцитов, углистых сланцев с обильной вкрапленностью пирротина и т. д. Верхние горизонты свиты на четвертом участке представлены белыми и сероватыми мраморами, постепенно сменяющимися вверх по разрезу серыми мелкозернистыми и неравномернозернистыми мраморами с очень мелкими чешуйками графита, иногда видимыми простым глазом, а иногда с трудом различимыми в лупу.

Из остальных участков распространения отложений балыктыгхемской свиты заслуживают особого упоминания лишь следующие. На правобережье Эрзина (бассейн рр. Гериге и Хансу) в составе балыктыгхемской свиты основную роль играют белые и слегка желтоватые массивные мраморы с графитом. Встречаются сланцеватые мраморы с редкой вкрапленностью флюорита, а также желтовато-сероватые мраморы с обильной вкрапленностью пирита.

Выше по разрезу мраморы сменяются сначала темно-серыми, а затем черными мелкозернистыми и, нередко, микрозернистыми (афанитовыми) мраморизованными известняками. Среди последних отмечаются прослои черных плитчатых углистых сланцев и углистых кварцитов, часто содержащих обильную вкрапленность пирротина. В истоках р. Эрзин, помимо обычных для свиты белых графитовых мраморов, встречаются черные мелкозернистые известняки, иногда с песчинками, сгруппиро-

ванными в отдельные круглые стяжения. В бассейне р. Пучук особенно широко представлены белые массивные и полосчатые, а также сетчатые безграфитовые мраморы. Местами здесь появляются чешуйки графита, сконцентрированные обычно в отдельных тонких полосках.

На правобережье р. Цзайгал-гол, в юго-восточном углу района, балыктыгхемская свита расчленяется на две пачки. Нижняя пачка, имеющая мощность около 750 м, сложена среднезернистыми желтоватыми мраморами с графитом, пиритом и иногда биотитом. В желтоватых мраморах наблюдаются линзовидные прослои углисто-кварцитовых сланцев. Вторая, верхняя пачка с видимой мощностью не менее 800 м сложена белыми крупнозернистыми графитовыми мраморами, иногда переслаивающимися с серыми слоистыми неравномернозернистыми мраморами, содержащими вкрапленность пирита и изредка зеленой слюдкой.

Сравнивая отложения свиты различных участков, можно заключить, что нижние части разреза содержат довольно часто прослои терригенных пород, которые отсутствуют в середине разреза, но вновь появляются в его верхах.

В подавляющем большинстве случаев мраморы и мраморизованные известняки балыктыгхемской свиты имеют чисто кальцитовый состав. Однако изредка встречаются и доломитистые мраморы, и, возможно, доломиты (см. табл. 2, п. 6, 7).

Общая средняя мощность балыктыгхемской свиты не менее 2000 м.

Нижнечартысская подсвита (Pt_2 čr)

Нижнечартысская подсвита выделена в восточной половине района. Отложения ее распространены в бассейнах рр. Балыктыг-хем, Пучук и Сольбельдер. Повсеместно нижнечартысская подсвита залегает совершенно согласно на балыктыгхемской.

Нижняя граница подсвиты резко выражена лишь на правобережье р. Балыктыг-хем, где так же отчетливо выражена и ее верхняя граница. Последняя определенно фиксируется в разрезе по смене пород и на правобережье р. Сольбельдер.

В бассейне р. Балыктыг-хем подсвита сложена серыми слоистыми мраморизованными известняками. Отдельные сравнительно редкие прослои представлены слюдистыми сланцами и углистыми кварцитами с сульфидной вкрапленностью. Для верхней половины разреза подсвиты в бассейне р. Жин-хем характерны сетчатые и комковатые мергелистые известняки, белые и сероватые тонкозернистые до афанитовых известняков, содержащие прослои зеленоватых тонкоплитчатых глинисто-известковистых сланцев и известковистых хлоритизированных рассланцованных песчаников.

Наиболее «чистый» карбонатный состав имеют отложения нижнечартысской подсвиты в бассейнах рр. Пучук и Сольбель-

дер. Среди карбонатных пород здесь выделяются полосчатые белые мелкозернистые мраморы, средне- и крупнозернистые неслоистые дресвянистые безграфитовые мраморы, сетчатые, петельчатые и узорчатые белые мраморы, серые мраморизованные известняки, известняки с кремнистыми включениями и известняки с обильными выделениями тремолита. Прослойки пород иного состава отсутствуют совершенно, появляясь лишь южнее по левобережью р. Балыктыг-хем, ниже устья р. Сольбельдер.

В отложениях нижнечартысской подсвиты имеются весьма плохо сохранившиеся органические остатки (водоросли?), которые впервые наблюдались В. М. Моралевым в 1954 г. на правобережье р. Балыктыг-хем, ниже руч. Сайлик.

Мощность подсвиты около 2500 м.

Верхнечартысская подсвита ($Pt_2 \text{ } \check{c}r_2$)

Верхнечартысская подсвита, будучи сложена преимущественно некарбонатными породами, имеет маркирующее значение при расчленении верхнего карбонатного комплекса. Отложения этой подсвиты развиты в Нарынском районе, в бассейне рр. Пучук и Сольбельдер и в бассейне р. Чахыртой. Более высокое стратиграфическое положение подсвиты, по сравнению с нижнечартысской, можно наблюдать на западном периклинальном замыкании Чахыртойской антиклинали. Обе границы подсвиты в разрезе выражены в большинстве случаев довольно резкой сменой пород.

Верхнечартысская подсвита складывается в основном слюдитыми сланцами, метаморфизованными песчаниками и гравелитами. Отличительным признаком ее при дешифрировании аэрофотоснимков и наблюдениях на местности является плохая обнаженность участков ее распространения. В Нарынском районе, в северной полосе (ущелье р. Нарын) обнажена нижняя (сланцевая) пачка разреза, а в южной (междуречье Качик — Нарын) — верхняя (сланцево-песчаниковая) пачка подсвиты.

Нижняя пачка сложена только переслаивающимися слюдитыми, кремнисто-слюдитыми сланцами, иногда содержащими сульфидную вкрапленность, черными известняками и серыми слюдитыми известняками. Карбонатные породы составляют не более 20% от общей мощности разреза пачки. В отдельных частях разреза переслаивание карбонатных и некарбонатных пород оказывается весьма тонким (0,5—2 см). Выветрелая поверхность выходов пород в этих случаях приобретает ребристый характер. В верхних частях разреза пачки в бассейне р. Ак-хем (правый приток р. Балыктыг-хем) наблюдается горизонт рассланцованных гравелитов и конгломератов.

Галька конгломератов представлена серыми кремнистыми и кремнисто-хлоритовыми породами; цемент — глинисто-известко-

вистый. Как галька, так и цемент обогащены вкрапленным пиритом, придающим выветрелой поверхности выходов буро-красный цвет. В долине левого притока Ак-хем галька конгломератов содержит миндалекаменные породы типа порфиритов, также с сульфидной вкрапленностью.

Верхняя пачка сложена переслаивающимися тонкоплитчатыми полосчатыми светло-серыми, серыми и темно-серыми тонкозернистыми слюдитыми сланцами, которые иногда содержат отчетливо ограниченные более крупные выделения слюды («блестки»), темно-серыми слюдитыми кварцитами, рассланцованными песчаниками. Иногда в сланцах и песчаниках устлавливается небольшое количество карбонатного материала. Некоторые песчаники имеют карбонатный цемент и благодаря этому — тонкопористую выветрелую поверхность. В переслаивании участвуют 3—5-метровые пласты черных очень тонкослоистых, темными, возможно, водорослевых (?) известняков. В самых верхах пачки отмечается более грубое (20—50 м) переслаивание темно-серых известняков и серых слюдитых сланцев.

Отложения подсвиты в бассейне рр. Пучук и Сольбельдер отвечают, по-видимому, лишь нижней пачке нарынского разреза. В составе ее местами преобладают слюдито- и амфиболово-карбонатные сланцы, местами же карбонатный материал в сланцах почти отсутствует, характерна также сульфидная вкрапленность. В разрезе часто встречаются конгломераты и гравелиты. В долине р. Пучук конгломераты по обилию галек белых и серых мраморизованных известняков и почти полному отсутствию галек некарбонатного состава напоминают кембрийские конгломераты кухемской свиты.

В бассейне р. Чахыртой имеются три изолированные друг от друга полосы, сложенные породами верхнечартысской подсвиты: северная, средняя и южная.

В северной полосе встречены разнообразные по цвету, по близкие по составу слюдяные сланцы, в которых содержатся тонкие (1—10 м) прослои и линзы белых, серых и темно-серых мраморизованных известняков. Очень характерными породами для низов подсвиты являются здесь темно-серые равномернозернистые биотитовые сланцы, содержащие сравнительно крупные (до 2 мм) листочки биотита. Выше на них ложатся неслоистые, массивные зеленоватые и желтоватые карбонатно-хлоритовые породы, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются сланцами — стальными-серыми, серыми и темно-серыми, слюдито-известковистыми, углито-биотитовыми, серицит-биотит-полевошпатовыми с обильной вкрапленностью пирротина. Встречаются черные и зеленовато-серые тонкоплитчатые глинисто-известковистые и глинисто-серицитовые сланцы, иногда содержащие выщелоченный пирит. В верхах разреза имеется несколько горизонтов песчаников и конгломератов мощностью до 5—10 м каж-

дый. Галька конгломератов представлена белыми среднезернистыми мраморами; цемент — темно-серым мелкозернистым глинистым известняком.

Средняя полоса подсвиты сложена различными сланцами, известняками и реже кварцитами. Наиболее распространены здесь зеленые и зеленовато-серые плитчатые хлорит-карбонатные, хлорит-биотитовые, эпидот-хлоритовые и другие сланцы, которые содержат тонкие (до нескольких метров) прослои темно-серых и белых тонкополосчатых мелкозернистых известняков. Некоторые разности карбонат-хлоритовых сланцев обогащены вкрапленным пирротинном. У контакта с интрузиями появляются более крупночешуйчатые слюдяные сланцы.

В южной полосе, кроме сланцев, типичных для средней полосы, наблюдаются полосчатые кварциты, а также черные известковистые сланцы с хлоритом, содержащие тонкие (5—10 см) прослои землестых, тальковых сланцев и тонкие линзы кремнистых пород. Для этой полосы характерна сильная рассланцованность и трещиноватость.

Мощность свиты составляет до 1200 м.

Чартысская свита нерасчлененная (Pt₂ cr)

На большей части площади листов отложения ниже- и верхне-чартысской подсвит не расчленены, так как граница их проходит здесь внутри монотонной, преимущественно карбонатной толщи. Стратиграфический объем свиты в бассейне р. Нарын, по-видимому, близок к суммарному объему ниже- и верхне-чартысской подсвит. В силу условного характера границы свиты с перекрывающей нижне-нарынской подсвитой в верховьях р. Тарги объем ее здесь может быть и несколько меньше суммарного.

Для отложений чартысской свиты характерно тонкое переслаивание различных карбонатных и метаморфизованных первично-терригенных, часто известковистых пород. Мощность слоев тех и других колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, причем породы, слагающие эти слои, обычно имеют полосчатую (тонко- и микрослоистую) текстуру.

Выделяются два основных района распространения отложений чартысской свиты: Нарынский (бассейн рр. Нарын и Качик) и Таргинский (бассейн р. Тарги).

В Нарынском районе следует рассматривать отдельно северный (правобережье р. Нарын) и южный (правобережье р. Качик) участки, в которых состав отложений чартысской свиты несколько отличен, однако характер слоистости толщи сохраняется.

В пределах северного участка наблюдается ритмичное чередование метаморфизованных карбонатных пород (мраморов) с метаморфизованными терригенными или глинисто-известкови-

сто-терригенными породами (кристаллические сланцы и гнейсы, нередко содержащие карбонат).

Разрез чартысской свиты в бассейне верховьев р. Чартис характеризуется закономерной сменой типов карбонатных и терригенных пород снизу вверх.

Карбонатные породы нижних и средних частей разреза представлены полнокристаллическими, преимущественно среднезернистыми белыми или светло-серыми мраморами с чешуйками графита. Здесь же встречаются светло-серые и серые, часто сланцеватые средне- и мелкозернистые мраморы, содержащие многочисленные, но очень мелкие чешуйки графита. В низах разреза свиты, в верховьях р. Нарын, отмечена одна сравнительно выдержанная и мощная (до 100 м) пачка массивных очень крупнозернистых мраморов с графитом, аналогичных мраморам балыктыгхемской свиты. В верхней части разреза чартысской свиты, кроме белых и сероватых графитсодержащих мраморов, из карбонатных пород присутствуют серые мелкозернистые, нередко слюдяные мраморизованные известняки, в которых графит наблюдается в виде мельчайших чешуек, хорошо видимых только в лупу. В самых верхах разреза отмечаются серые известняки, совершенно лишенные графита.

Метаморфизованные терригенные породы самых нижних частей чартысской свиты представлены плотными темно-серыми и бурыми кварцитами, слюдяными и амфиболовыми кварцитами, часто содержащими обильную мелкую вкрапленность сульфидов железа, а также весьма характерными мелкозернистыми светлыми мусковитовыми и двуслюдяными гранулитами и зелеными амфиболовыми сланцами. Здесь же иногда присутствуют более или менее мощные прослои биотитовых и двуслюдяных гнейсов, нередко включающих кристаллы бурого граната. В составе названных пород обычно отсутствует карбонат.

В средних и верхних частях разреза наоборот преобладают карбонатсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы. Наиболее характерными породами этих частей разреза являются пироксеновые и амфиболовые плагиоклазовые карбонатсодержащие гнейсы, состоящие в основном из кварца, плагиоклаза (обычно олигоклаз — андезин), кальцита от 0 до 15—20%, микроклина (обычно менее 5%, редко до 15—20%), диопсида, по которому нередко развивается полущелочная роговая обманка, роговой обманки и биотита (до 5%). Из аксессуарных минералов в гнейсах присутствуют графит, магнетит, ильменит, сфен, апатит, гранат, эпидот, пирит и гидроокислы железа. Пироксеновые гнейсы иногда имеют бластопаппистовую структуру.

Среди пород чартысской свиты наблюдаются разности, представляющие всю гамму от «чистых» мраморов через силикатные мраморы и карбонатсодержащие гнейсы до гнейсов, в которых карбонат отсутствует совершенно.

Мраморы чартысской свиты северного участка обычно имеют массивную текстуру и гранобластическую мозаичную структуру. Кроме «чистых» мраморов, весьма широко распространены песчанистые разновидности карбонатных пород, т. е. мраморы, содержащие более или менее значительную примесь обломочных зерен кварца и, редко, плагиоклаза. Часто в мраморах присутствуют и такие силикатные минералы, как биотит, мусковит, амфиболы (тремолит и роговая обманка), гранат, пироксен (обычно диопсид) и форстерит, которые являются уже новообразованиями, возникшими при метаморфизме в карбонатных породах, содержащих глинистую примесь. Приводимые ниже (табл. 2, п. 8, 12, 15) данные химических анализов могут дать представление о составе мраморов чартысской свиты северного участка.

Нередко количество новообразованных силикатных минералов (особенно амфиболов, пироксена и, реже, слюд) в породах достигает 20—30% и более — такие разности получили общее название силикатных мраморов и частные наименования амфиболитизированных или слюдистых мраморов. Силикатные мраморы являются весьма характерными и широко распространенными породами в составе чартысской свиты северного участка. В табл. 2 (п. 9) приведены данные химического анализа, типичного для северного участка силикатного (слюдистого, песчанистого) мрамора.

Рассмотренный выше разрез чартысской свиты верховьях р. Чартис несколько изменяется к западу и более значительно — к востоку. В крайней западной части района в бассейне рр. Баян-гол (нарынский) и Коодурге в разрезе заметно увеличивается количество карбонатных пород. Фациальное замещение карбонатно-терригенных отложений верхов чартысской свиты карбонатными, по-видимому, имеет место также к северу и северо-западу от прииска Нарын, в междуречье Нарына и Чартиса. Изменение к востоку заключается в следующем: гнейсы в низах свиты в ущелье р. Нарын играют гораздо большую роль, чем в верховьях р. Чартис. Средняя часть толщи в ущелье р. Нарын представлена мощной пачкой мраморов с редкими прослоями метаморфизованных терригенных пород. В верхней части разреза в пачке тонкослоистых метаморфизованных терригенных и карбонатных пород мраморы составляют не более 10%, а в 10 км западнее они слагают не менее половины мощности разреза, еще западнее разрез становится почти нацело карбонатным. Восточнее р. Нарын, к северо-востоку от г. Улуг-Ингилик, средняя мраморная пачка разреза фациально замещается серыми слюдяными и слюдисто-карбонатными сланцами, что обнаруживается при прослеживании ее по простираннию. В долине р. Ак-хем чартысская толща представлена уже в основном слюдяными сланцами. Таким образом, для северного участка вполне определенно устанавливается увеличение роли терригенных пород с запада на восток.

В пределах южного участка Нарынского района в разрезе основную роль играют карбонатные породы. Метаморфизованные терригенные, глинистые и глинисто-карбонатные породы в отложениях чартысской свиты образуют более или менее мощные, но редкие пачки, иногда выдержанные по простираннию, иногда же быстро и резко выклинивающиеся.

Отложения свиты на этом участке имеют в общем монотонное строение, нарушающееся лишь более или менее мощными пачками амфиболитов, слюдистых сланцев и кварцитов, которые появляются в различных местах на разных стратиграфических уровнях. Типичным признаком свиты на юге является наличие тонких (от долей сантиметра до 5—15 см) кварцитовых прослоев, придающих выходам карбонатных пород ребристый характер; не менее типично присутствие амфиболитов.

Наиболее широко распространенными породами в составе отложений чартысской свиты (бассейн р. Качик и руч. Ак-Таврыг-Тыг) являются серые и темно-серые плитчатые мелко- и среднезернистые мраморы и мраморизованные известняки. В отдельных довольно мощных пачках мраморизованные известняки имеют тонкослоистое («ленточное» или микрослоистое) строение.

Слоистый характер свиты выражается главным образом в чередовании прослоев карбонатных пород, различающихся цветом (более темные и более светлые разности). Результаты химических анализов мраморов и мраморизованных известняков чартысской свиты южного участка приведены в табл. 2 (п. 10—15).

Среди карбонатных пород чартысской свиты местами довольно широко развиты доломиты и доломитистые известняки, с которыми ассоциируются различные амфиболсодержащие породы, занимающие весьма значительные площади в бассейне руч. Ак-Таврыг-Тыг и р. Холук (правый приток р. Качик).

Наиболее детально амфиболсодержащие породы были изучены в бассейне руч. Ак-Таврыг-Тыг, у государственной границы. Здесь они слагают одно крупное и несколько более мелких тел, имеющих иногда пластовый или линзовидный характер, а иногда совершенно неправильной сложной формы тела. Правда, и для последних характерно присутствие многочисленных пластовых ответвлений, сравнительно вытянутых по простираннию. Тела («массивы») амфиболсодержащих пород весьма неоднородны и сложны по своему строению. В составе их преобладают сланцеватые разности (амфиболовые сланцы), реже встречаются массивные амфиболиты (к западу от горы Турулуг-даг). Отдельные прослои в толще амфиболсодержащих пород представлены серыми и темно-серыми мраморизованными известняками, доломитистыми известняками и доломитами.

Среди доломитистых известняков и доломитов встречаются разности, содержащие отдельные беспорядочно ориентированные призматические кристаллы амфибола (актинолит и очень

редко роговая обманка). Такие амфиболитизированные известняки связаны постепенными переходами с амфиболитами, причем весьма обычными и характерными разновидностями пород промежуточного состава являются амфиболиты с карбонатом (кальцитом) и карбонатсодержащие кварцево-амфиболовые и амфиболитовые сланцы.

Для всех пород этого ряда характерны гранонематобластические и нематобластические структуры и общность минералогического состава (кальцит, доломит, амфиболы).

Собственно амфиболиты представляют собой массивные породы, состоящие на 70—95% из актинолита и содержащие в подчиненном количестве (5—30%) кварц и основной плагиоклаз (андезин). Из акцессорных минералов в них присутствуют ильменит (иногда в значительном количестве), магнетит, апатит, сфен, циркон. Кроме того, в некоторых разностях присутствуют отдельные кристаллы пироксена (диопсида) и листочки биотита.

Постепенный переход амфиболитов к доломитистым известнякам подтверждают и данные химических анализов (табл. 2, п. 16, 17, 18).

Амфиболовые (актинолитовые) сланцы представляют собой плитчатые мелкозернистые породы, содержащие вкрапленность магнетита (до 5%). Эти сланцы, имеющие нематобластическую структуру, состоят на 90—95% из мелких беспорядочно ориентированных призматических кристаллов актинолита и на 5—10% из кварца и андезина, образующих мелкие изометричные кристаллы.

Прослои, разделяющие линзовидные тела амфиболитов, представлены мраморизованными известняками, доломитистыми известняками и доломитами, а также кварцитами, углисто-кварцевыми сланцами с пиритом и мусковитовыми сланцами.

Таким образом, амфиболитовые «массивы» не являются однородными и состоят из сближенных линзовидных прослоев. Условия залегания амфиболитов, петрографические особенности их, наличие постепенных переходов к доломитам и доломитистым известнякам — все эти факты позволяют считать амфиболиты метаморфизованными осадочными глинисто-карбонатными породами, богатыми магнием (типа глинистых доломитов и т. п.). Правда, не исключена возможность первично-эффузивного происхождения некоторых «массивов» амфиболитов (например, к западу от горы Турулуг-даг).

В пределах южного участка разреза свиты не везде остается неизменным. В бассейне руч. Ак-Таврыг-Тыг и на правом берегу р. Качик наиболее распространены некарбонатные породы, к востоку и западу роль их значительно уменьшается. В западной части площади листов различия в составе и строении свиты северного и южного участков почти исчезают. На площади, смежной с запада, эти различия отсутствуют полностью [22].

Характер фациальных изменений отложений чартынской свиты в пределах южной полосы позволяет предполагать, что бассейны руч. Ак-Таврыг-Тыг и правых притоков р. Качик, а также верховья р. Тарги в период формирования осадков чартынской свиты были наиболее поднятыми, т. е. наиболее мелководными участками. Именно этим, по-видимому, объясняется появление в составе свиты большого количества некарбонатных пород (терригенных и глинистых) и доломитов. Участок от верховьев руч. Ак-Таврыг-Тыг до верховьев р. Тарги весь в целом также, очевидно, был относительно приподнят, так как здесь развиты более мелкозернистые и более темноокрашенные разности мраморизованных (перекристаллизованных) карбонатных пород, чем в соседних участках.

Данные имеющихся у нас химических анализов дают основание вполне определенно утверждать, что зернистость и отчасти цвет одинаково метаморфизованных карбонатных пород зависят от содержания глинистой примеси. Зависимость эта является обратной, т. е. чем больше в породе глинистого материала (чем выше содержание Al_2O_3 и некоторых других компонентов), тем меньше размеры зерен карбоната и тем более темно окрашена порода.

Установление этой зависимости позволяет считать, что в средней части южной полосы распространения отложений чартынской свиты (участок от верховьев руч. Ак-Таврыг-Тыг до междуречья Тарги — Жин-хем) карбонатные породы содержат относительно большее количество глинистой примеси, чем породы соседних участков. Следовательно, вполне вероятным является сделанный выше вывод о том, что в средней части южной полосы отложения чартынской свиты принадлежат несколько более мелководной фации, чем отложения двух соседних участков — участку поднятия.

Таргинский район. Нижняя половина разреза свиты в бассейне р. Тарги имеет большое сходство с таковым южного участка Нарынского района. Это сходство выражается в наличии амфиболовых сланцев и амфиболитов, которые отмечались в верховьях р. Тарги (наиболее крупное тело) и руч. Индыкыг. В последнем случае сходство подчеркивается еще и наличием в низах разреза известняков с онколитами, аналогичными встреченным в составе чартынской свиты в верховьях р. Качик, причем в более высоких горизонтах разреза свиты онколиты отсутствуют. Помимо амфиболсодержащих пород, в известняках нижней половины свиты присутствуют слюдистые (биотитовые и амфибол-биотитовые) сланцы, черные углистые, углистые кварцево-мусковитовые и биотитовые сланцы с гранатом, серые мелкозернистые кварциты и, реже, двуслюдяные карбонатсодержащие сланцы. Изредка среди пород свиты наблюдаются силикатные мраморы (слюдистые и амфиболовые) типа мраморов, встречающихся в чартынской свите северной части

Нарынского района (гора с отм. 3274,0). Более характерны для свиты песчанистые (обломочный кварц) и одновременно несколько слюдястые (новообразования биотита и флогопита) мраморы с буро-желтоватой выветрелой поверхностью (верхнее течение р. Жин-хем).

В верхней части свиты по-прежнему преобладают серые, светло- и темно-серые мраморизованные известняки. Тонкие (сантиметровые) прослои в них представлены кварцитами, более мощные (до нескольких метров) — слюдяными сланцами. Очевидно, к верхней половине толщи приурочены амфиболитизированные известняки крайней юго-восточной части площади листов. Здесь же отмечаются углисто-кварцитовые сланцы, а также песчанистые и гравелистые известняки, в которых окатанные обломочки сложены кремнистыми породами. В юго-восточной части района в зонах разломов и вблизи интрузивных массивов известняки чартысской свиты иногда превращены в белые с графитом мраморы. На участках, прилегающих к этим зонам, распространены графитовые сланцы. Мощность чартысской свиты составляет не менее 3000 м.

Синийский комплекс

Нижненаарынская подсвита ($Sn\ nr_1$)

Нижненаарынская подсвита распространяется в бассейнах Нарына и Тарги. На правом берегу р. Нарын и в бассейне р. Тарги она перекрывает чартысскую свиту, но в последнем районе выделена более условно. Нижняя граница подсвиты в бассейне р. Тарги, возможно, располагается ниже по стратиграфической вертикали, чем в бассейне р. Нарын. Нижняя граница подсвиты на обоих участках в разрезе выражена нерезко; верхняя в нарынском участке сопровождается достаточно определенной сменой пород.

Отложения подсвиты на обоих участках представлены в основном известняками, причем «нарынские» известняки значительно отличаются от «таргинских».

В бассейне р. Нарын нижняя треть разреза подсвиты представлена серыми и темно-серыми мелкозернистыми, часто плитчатыми известняками, иногда слюдястыми, с прослоями (1—2 м) тонкозернистых слюдясто-кремнистых сланцев. Отдельные прослои известняков содержат обильные выделения амфибола (волокнистые кристаллы роговой обманки). В средней части разреза прослои сланцев встречаются реже. К этой части разреза свиты относятся органические остатки, найденные А. П. Божинским в районе к северу от прииска Нарын и определенные М. С. Швецовым как четырехлучевые губки. В верхах подсвиты слюдястые сланцы местами слагают довольно мощные пакки; карбонатные породы представлены здесь серыми бугорчатыми

известняками (бугорки образованы на месте кубиков нацело выщелоченного пирита) и темно-серыми плитчатыми известняками, местами слюдястыми. Характерны светло- и темно-серые амфиболитизированные некарбонатные породы (сланцы). В самих верхах обособляются два пласта светло-серых мраморизованных известняков мощностью 40—50 м каждый.

В бассейне р. Тарги подсвита сложена яснослоистыми, тонкоплитчатыми, мраморизованными безграфитовыми известняками — серыми и светло-серыми. Среди прослоев отмечены биотитовые, ставролитовые; кварцитовидные, углистые сланцы, имеются также прослои кварцитов. На крайнем востоке этого участка иногда встречаются обломочные гравелистые известняки, известковистые гравелиты, углисто-слюдясто-кварцитовидные сланцы и т. п.

Известняки нижненаарынской подсвиты довольно резко отличаются по химическому составу, что следует из данных анализов (см. табл. 2, пп. 21—25).

Мощность подсвиты составляет около 1300—1500 м.

Верхненаарынская подсвита ($Sn\ nr_2$)

Верхненаарынская подсвита развита в пределах двух соседних участков, охватывающих бассейны верховьев рр. Нарын и Качик. Повсюду она залегает совершенно согласно на нижненаарынской подсвите. В бассейне руч. Мунгус-Соондже на центриклинальном замыкании Нарынской синклинали наблюдается более высокое стратиграфическое положение верхненаарынской подсвиты по сравнению с нижненаарынской. Граница подсвиты довольно условна вследствие сходства литологического состава их.

Верхненаарынская подсвита представлена черными и темно-серыми тонкозернистыми плитчатыми известняками. Среди них отмечаются прослои серых и светло-серых мраморизованных полосчатых известняков, иногда содержащих включения кремней, черных и серых обломочных известняков (осадочные брекчии А. И. Левенко), известняков с тремолитом, темных известковистых гравелитов, песчанистых известняков и известковистых алевролитов. В зонах, прилегающих к разломам, известняки испещрены тонкими прожилками белого кальцита.

Довольно часто среди известняков находятся органические остатки (юго-западный участок). Последние представляют собой белые трубчатые выделения размером от 2—3 мм до 2—8 см, заполненные белым кальцитом, в котором по периферии нередко наблюдается каемка (шириной 2—3 мм), отделенная от материала центральной части тонкой полоской из пылевидных темных зернышек. Эти образования приурочены к некоторым разностям известняков, составляющих существенную часть разреза подсвиты. Органические образования относятся, по мнению К. Б. Кордэ и В. П. Маслова, к онколитам и водорослям, ближе не определенным, вследствие плохой сохранности.

По заключению И. К. Королюк, среди водорослей верхненарынской подсвиты имеется *Osagia lamellate*, часто встречающаяся в голоустинской свите Прибайкалья.

По химическому составу макроскопически различные известняки верхненарынской подсвиты, в противоположность нижненарыньским, весьма однообразны (см. табл. 2, п. 28—35).

Мощность верхненарынской подсвиты 800—1000 м.

Сравнение разрезов нижней половины карбонатного комплекса южной и северной частей района (южной и северной зон) позволяет заключить следующее:

1. Нижние части разреза обеих зон весьма сходны друг с другом. Сходство выражено близостью состава отложений балыктыгхемской свиты.

2. Отложения, отвечающие чартысской свите и нижненарынской подсвите в обеих зонах, значительно отличаются. Основным смыслом отличий состоит в том, что в южной зоне некарбонатные породы играют в целом значительно меньшую роль, чем в северной. Особенно монотонный характер в силу исключения широкого развития карбонатных пород имеет восточная часть южной зоны. Карбонатные породы нижнечартысской подсвиты северной зоны в большинстве случаев представлены графитовыми мраморами, а южной — безграфитовыми мраморизованными известняками. Характерно также сравнительно широкое распространение доломитовых пород в южной зоне и отсутствие их в северной. Общим важным первичным признаком для обеих зон является сравнительно тонкая слоистость отложений.

Решая вопрос о возрасте всех описанных выше отложений, необходимо учесть, что они формируют единую, лишенную перерывов серию. На площади смежного с западом листа М-46-ХVIII докембрийские отложения контактируют с фаунистически охарактеризованным нижним кембрием по линиям разрывных нарушений. Анализ ряда косвенных данных [19, 22] выявляет здесь наличие перерыва в отложениях и складчатость в основании нижнего кембрия. На площади листа М-47-ХIII, в бассейне р. Чахыртой, нижний кембрий также по тектоническим контактам граничит с верхнечартысской свитой. Наконец, на площади смежного с востоком листа М-47-ХIV нижнекембрийские отложения, залегающие среди полей развития известняков нерасчлененной верхне- и нижненарынской подсвит (бассейны рр. Аш, Агаш, Оюм), обнаруживают более высокое стратиграфическое положение по отношению к нарынским известнякам.

Все упомянутые здесь отложения, датированные как нижний кембрий, при сопоставлении друг с другом, обнаруживают сходство разрезов и являются одновозрастными (см. раздел «кембрийская система»). Эти отложения, судя по данным для северо-западной окраины нагорья Сангилен и восточной оконечности хр. Восточный Таннуола, представляют наиболее низкие из известных в Туве разрезов горизонты нижнего кембрия. Таким

образом, устанавливая более низкое стратиграфическое положение описанных выше отложений по отношению к низам нижнего кембрия, мы относим их к докембрийскому возрасту.

Отсутствие перерывов в пределах всего разреза докембрия, невысокая в общем стадия регионального метаморфизма даже для пород нижних частей разреза, данные о «позднекембрийском» возрасте верхов разреза — все это позволяет относить весь разрез к верхнему протерозою.

Верхи докембрийского разреза (нижне- и верхненарынская подсвиты) условно относятся к синийскому комплексу, так как в этих отложениях содержатся обильные органические остатки (водоросли).

Характер первичных соотношений нижнекембрийских отложений с подстилающими в пределах площади листов М-47-ХIII/ХIV остается неясным.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кембрийская система

Кембрийские отложения в пределах собственно «сангиленской» части площади листов развиты весьма незначительно. Несколько большим распространением они пользуются в северо-восточной части площади листов, которая является принадлежностью каахемской зоны. Выделение в пределах юго-восточной Тувы сангиленской и каахемской зон связано с некоторыми отличиями в характере кембрийских отложений этих частей юго-востока Тувы. В сангиленской зоне кембрийские отложения представлены лишь самыми низами нижнего кембрия и отличаются некоторым своеобразием фациального состава. В каахемской зоне из всех стратифицированных образований кембрий наиболее широко развит; стратиграфический объем его, по-видимому, гораздо больше, чем в Сангилене; по литологическому составу кембрий каахемской зоны также отличается от сангиленской.

В сангиленской зоне среди кембрийских отложений выделяются два комплекса: первый объединяет чахыртойскую и уланэргинскую толщи, относящиеся к нижнему кембрию; второй — кухемскую и акхемскую толщи, относящиеся к кембрию условно.

В каахемской зоне кембрийские отложения представлены нижнетапсинской толщей, условно сопоставляемой с чахыртойской толщей Сангилене.

Чахыртойская толща (См, *sch*)

Чахыртойская толща закартирована у восточной рамки площади листов, в верховьях р. Чахыртой. По тектоническим контактам она соприкасается здесь с различными свитами верхнего

протерозоя и согласно перекрыта уланэргинской свитой нижнего кембрия.

Отложения чахыртойской толщи выполняют грабен-синклиналь в докембрийских образованиях. Характерно интенсивное дробление и трещиноватость пород толщи, наличие многочисленных мелких разрывов, оперяющих основные продольные нарушения. Последовательность отдельных слоев в разрезе свиты неясна вследствие очень сложного и нарушенного залегания. Однако внимательное изучение участка распространения пород толщи позволило прийти к заключению о невыдержанности даже на небольших расстояниях пластов того или иного состава.

Ведущая роль в составе толщи принадлежит известнякам, порфирирам и их туфам. Известняки представлены темно-серыми и черными мелкозернистыми тонкослоистыми разностями. Некоторые известняки содержат крупные (до 5—10 см) округлые стяжения (?) серого кремня, другие насыщены мелкими (до 0,5 см) шарообразными (с концентрическим строением), либо цилиндрическими кремнистыми образованиями, иногда напоминающими остатки радиолярий, наблюдаются и неправильно округлые кремнистые полые внутри скопления.

Порфириды имеют зеленовато-серую окраску и характеризуются преобладанием миндалекаменных разностей. По составу они отвечают плагиоклазовым измененным порфирирам. Миндалины в породах выполнены халцедоном, реже кальцитом. Часто порфириды содержат обильную вкрапленность сульфидов, по которым, помимо окислов железа, иногда развиваются вторичные медные минералы. Не меньшее значение, чем порфириды, имеют их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, в обломках которых легко узнаются миндалекаменные измененные порфириды. В гальках конгломератов на северо-западном (бассейн р. Шурмак) и восточном Сангиле (бассейн рр. Эми, Чоглуг) обильны гранодиориты, диориты, габбро, кварцевые диориты и трондьемиты. Помимо известняков, порфиритов и туфов, в составе толщи имеются плитчатые серо-черные известковистые туфогенные песчаники, карбонатно-хлоритовые, глинисто-хлоритовые, серицитовые, мергелистые, глинистые сланцы и рассланцованные алевролиты. Комплекс различных сланцев аналогичен тому, который составляет кускунукскую свиту нижнего кембрия смежного с запада листа М-46-XVIII [22].

Незначительную роль среди отложений толщи играют черные углито-кремнистые кварцитовидные сланцы, образующие сравнительно выдержанные прослои. Местами эти сланцы содержат обильную, но тонкораспыленную вкрапленность пирита. Отложения чахыртойской толщи вмещают мелкие массивы гипербазитов актовракского комплекса, что очень типично для низов нижнего кембрия юго-востока Тувы.

Видимая мощность чахыртойской толщи около 800 м.

Уланэргинская толща (См₁ ul)

Согласно залегающая на чахыртойской уланэргинская толща закартирована в истоках р. Чахыртой.

Уланэргинская толща довольно отчетливо отделяется от чахыртойской на левобережье Чахыртой и менее резко — на правобережье. Она сложена серыми и темно-серыми, до черных, мелкозернистыми известняками, серыми доломитами, кремнистыми известняками и доломитами, светло-серыми кремнями. Последние наиболее хорошо обнажены. Некарбонатные породы представлены прослоями глинистых и углито-кремнистых сланцев. Как известняки, так и доломиты содержат обильные органические остатки, среди которых, помимо кремнистых образований типа радиолярий, имеются и строматолиты.

Видимая мощность уланэргинской толщи 800 м.

Чахыртойская и уланэргинская толщи по сходству пород и последовательности их в разрезе сопоставляются с фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями северо-западной окраины нагорья Сангиле. Здесь в бассейне р. Шурмак [22] в разрезе нижнего кембрия выделяются три свиты (снизу вверх): шурмакская, кускунугская и карахольская. Первая сложена конгломератами, туфоконгломератами и серицит-хлоритовыми сланцами; вторая — «зелеными» сланцами по порфирирам и туфам, туфопесчаниками и алевролитами с линзами известняков; третья — известняками. Известняки карахольской свиты содержат остатки водорослей, а также археоциат и трилобитов, ближе неопределенных вследствие плохой сохранности [22]. Однако наличие археоциат позволяет относить весь комплекс этих отложений к нижнему кембрию.

Чахыртойская толща центрального Сангиле по литологическому сходству слагающих ее пород сопоставляется с верхней половиной шурмакской и кускунугской свит, а уланэргинская — с карахольской. По сравнению с северо-западными окраинами нагорья Сангиле нижнекембрийские отложения площади листов (чахыртойская и уланэргинская толщи) имеют меньшие мощности.

Нижнетапсинская толща (См₁ tp₁)

Нижнетапсинская толща нижнего кембрия закартирована на северо-востоке площади В. В. Архангельской и С. В. Потаповым, в бассейне р. Каргы. Толща сложена зелеными хлоритовыми и актинолит-эпидотовыми сланцами, часто ороговикопованными. На участке, прилежащем к оз. Кара-холь, встречаются серицитовые, серицит-биотитовые сланцы со сравнительно мощными прослоями плитчатых известняков. При микроскопическом изучении сланцев иногда удается наблюдать реликты вкрапленников плагиоклаза, что позволяет предполагать первично-эффузивную природу некоторых разностей сланцев. В приконтактовых частях с интрузиями отмечаются амфиболовые роговики.

Нижнетапсинская толща параллелизуется С. В. Потаповым с нижней частью разреза тапсинской толщи междуречья рр. Бий-хем и Каа-хем. Тапсинская толща охарактеризована фауной археоциат большеербинского комплекса.

Кроме того, нижнетапсинская толща довольно сходна по первично-эффузивному характеру пород с отложениями осевой части восточной оконечности хр. Восточный Таннуола, расположенного к запад-северо-западу от территории листов. Отложения осевой части этого хребта отличаются лишь по степени метаморфизма от фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия (кускунугская свита) бассейна р. Шурмак. По возрасту те и другие достаточно близки [22]. Путем этих сравнений и устанавливается нижекембрийский возраст нижнетапсинской толщи и сугубо приблизительная синхронность ее с чахыртой-ской толщей сангиленской зоны.

Мощность свиты не менее 1000 м.

Кухемская толща (См? kh)

Отложения кухемской толщи распространены в приводораздельной части рр. Качик, Нарын и Ак-хем (правый приток р. Балыктыг-хем). Полоса этих отложений протягивается в широтном направлении на расстоянии около 2 км.

На севере отложения кухемской толщи ложатся на подстилающие ее черные известняки верхненаарынской подсвиты с угловым несогласием. Наиболее отчетливо соотношения свит наблюдаются в верховьях правого развилка крупного левого притока р. Ак-хем. Здесь при пересечении контакта по долине развилка видно, что черные известняки у контакта падают к юго-западу под углом 50°, а конгломераты — на юго-восток под углом 20—30°. С востока отложения кухемской толщи перекрываются и частично фациально замещаются порфиритами акхемской толщи. Западный контакт полосы плохо обнажен. По-видимому, здесь имеет место центриклинальное замыкание синклинали, осложненное субширотным сбросом, срезающим всю полосу кембрия с юга. В западной части полосы Ю. М. Шейнманн наблюдает пологое падение к востоку.

Толща сложена известковистыми конгломератами и в меньшей мере гравелитами и песчаниками. Породы плохо сортированы, весьма неясно слоисты. Элементы залегания улавливаются лишь анализом группы выходов и достоверно не определены в обнажениях. Вследствие этого и видимой монотонности пород толщи разрез ее не ясен. Конгломераты толщи разногальчатые, с преобладанием крупно- и среднегальчатых разностей. Размер галек от 1—2 см до нескольких десятков сантиметров. Наиболее часто встречается галька величиной от 3 до 8 см. Окатанность галек весьма совершенная, очень редко встречаются угловатоокатанные гальки. В составе галек резко преоб-

ладают карбонатные породы (90—95%). Среди них наиболее часты черные и серые мелкозернистые мраморизованные известняки. Также довольно обычны петельчатые светлые мраморизованные известняки, типичные для верхненаарынской свиты. Реже встречаются белые тонкозернистые известняки, иногда почти афанитовые, которые в коренных выходах Сангилена неизвестны. Некоторое сходство с ними обнаруживают лишь известняки верхов нижнечаартысской подсвиты в междуречье Сайлик—Чахыртой. Все находки археоциат приурочены к галькам белых известняков. Остатки же перекристаллизованных водорослей и онколитов весьма часто наблюдаются и в других разностях известняков. Характерно отсутствие среди галек графитовых мраморов.

Помимо карбонатных пород, среди галек конгломератов встречены известковисто-серицитовые сланцы, хлоритизированные и эпидотизированные плагиоклазиты, измененные плагиоклазовые порфириды, микродиориты, габбро-диориты, лейкократовые желтоватые мелкозернистые граниты, биотитовые измененные гранодиориты, серицитизированные плагиограниты и т. п. Цемент конгломератов песчано-известковистый.

Кроме конгломератов, в составе толщи присутствуют гравелиты граувакковые песчаники и известковистые гравелиты. Возможно также наличие прослоев туфов и порфиритов в верхах толщи. Обломки этих пород наблюдаются на гольце у южного контакта полосы. В гальке известняков с 1948 г., по А. Л. Додину, известна фауна археоциат и водорослей, а по В. В. Архангельской — и онколитов [12]. В 1955 г. авторами в гальках белых известняков была собрана следующая многочисленная фауна археоциат, определенная И. Т. Журавлевой: *Dictyocyathus yavorskii* Vologd, *Tersia* sp., *Archaeocyathus* sp., *Syringocnema* sp. *Ajacyathus* sp. nov., *Archaeocyathus tubexternus* (Vologd.) *Archaeocyathus khemtshikensis* (Vologd.), *Ajacyathus jennisseicus* (Vologd.), *Ajacyathus* sp., *Nochorocyathus mariinskii* Zhuravleva, *Coscinyathus* sp. *Ajacyathus* sp. и начальные стадии археоциат. Здесь же отмечен *Epiphyton* sp., *Osagia globulate*, *Vesicularites* sp. Фауну археоциат И. Т. Журавлева относит к самым низам камешковского горизонта. Некоторые водоросли, по И. К. Корольку, считаются протерозойскими.

Возраст кухемской толщи неясен. А. Л. Додин и В. В. Архангельская относили ее к нижнему силуру [3, 12], а А. И. Левенко [24] — к перми. Сходство литологии толщи с ордовиком северной Тувы, приводимое А. Л. Додиным, ни в коей мере не является основанием для подобной датировки. Более близкие аналогии (см. описание акхемской толщи) позволяют говорить о возможной принадлежности этой толщи к кембрию. Наличие археоциат в гальке конгломератов не препятствует подобному предположению. В пользу возможности более высокого возраст-

Химические анализы протерозойских по
Анализы выполнены Центральной лабораторией Западно-Сибир

№ п/п	№ образца	Название породы	Свита (толща, под- свита)	Место взятия образца	Химические компоненты в весовых %		
					H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂
1	4372/1	Биотитовый сланец с гранатом	Чингильская	р. Бурга	0,11	0,54	60,18
2	4364	Двуслюдяной сланец с гранатом и ставролитом		"	0,20	0,60	75,65
3	2302/5	Серицит-хлоритовый сланец с биотитом по песчанику		Нижнее течение р. Тарги	0,20	1,30	74,83
4	2302/1	Серицитовый сланец с выделениями гидрокси- слов железа		То же	0,30	4,15	65,85
5	5311 6	Двуслюдяной сланец	Балыктыг- хемская	Бассейн руч. Ара-Булак	0,20	1,00	65,02
6	2392/1	Мрамор крупнозерни- стый белый		р. Нижний Харган	0,03	42,78	0,12
7	2403	Мрамор доломитистый среднезернистый белый		То же	Н/обн.	40,95	3,35
8	104/3	Мрамор буроватый среднезернистый с гра- фитом		Р. Хапырлы- хем	0,12	40,35	5,02
9	4069/1	Мрамор среднезерни- стый песчанистый сло- дистый	Чартысская	Устье руч. Ак-Адыр	0,20	21,74	37,60
10	415/1	Мраморизованный из- вестняк серый средне- зернистый		р. Нарын	0,05	42,70	1,00
11	415/3	Мрамор крупнозерни- стый белый		"	Н/обн.	42,95	0,25
12	416	Мрамор крупнозерни- стый белый		"	0,09	43,08	0,27
13	1096/4	Мрамор крупнозерни- стый белый		р. Качик	0,05	43,77	0,27
14	1096/3	Мрамор среднезерни- стый серый		"	0,03	42,74	1,03
15	1149/3	Мрамор неравномерно- зернистый белый		Руч. Мун- гус-Соондже	0,05	39,27	8,69
16	90/3	Доломит мелкозерни- стый серый		р. Холюк	0,30	43,71	2,22
17	45/8	Амфиболитизирован- ный известняк		Руч. Ак-Тав- рыг-Тыг	0,12	18,33	22,78
18	44/1	Амфиболит сланцева- тый		То же	0,13	1,28	43,56

род площади листов М-47-ХIII и М-47-ХIX
ского геологического управления (нач. лаборатории Чуфаровский)

Химические компоненты в весовых %													
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Σшел	Fe ₂ O ₃ вал	
18,34	1,3	5,75	0,72	2,93	2,29	0,08	0,03	0,23	2,29	4,86	—	7,69	
11,40	0,42	4,53	0,45	0,80	1,60	0,04	0,04	1,10	2,09	1,62	—	5,45	
11,56	0,64	4,15	0,46	0,59	1,42	0,04	Н/обн.	0,10	1,40	3,28	—	5,25	
16,49	4,97	0,60	0,62	1,11	0,80	0,06	Сл.	0,10	3,40	1,87	—	5,64	
16,06	0,97	6,19	0,68	0,89	2,30	0,11	Н/обн.	0,30	3,70	2,50	—	7,85	
0,28	—	—	0,005	56,45	0,21	—	Сл.	—	—	—	0,23	0,08	
0,41	—	—	0,01	43,38	10,86	—	0,03	—	—	—	0,18	0,34	
1,33	—	—	0,15	48,92	0,07	—	0,03	—	0,18	1,22	—	0,29	
6,94	1,12	1,33	0,30	26,38	0,71	0,02	Н/обн.	0,08	1,63	1,98	—	2,60	
0,88	—	—	0,05	53,43	0,13	—	0,21	—	—	—	0,19	0,57	
0,15	—	—	0,004	56,07	Сл.	—	0,03	—	—	—	0,08	0,05	
0,23	—	—	0,01	55,55	0,16	—	Н/обн.	—	—	—	Н/обн.	0,10	
0,21	—	—	0,01	55,67	0,25	—	Н/обн.	—	—	—	0,08	0,19	
0,27	—	—	0,01	55,55	0,11	—	Сл.	—	—	—	0,37	0,09	
0,13	—	—	0,01	51,28	0,21	—	Н/обн.	—	—	—	0,18	0,12	
0,71	—	—	0,08	34,80	16,10	—	"	—	—	—	0,87	0,92	
8,88	—	—	1,60	26,54	5,51	—	"	—	0,32	2,35	—	7,78	
16,33	—	—	3,65	12,22	6,43	—	"	—	0,54	0,78	—	14,80	

№ п/п	№ образца	Название породы	Свита (толща, под- свита)	Место взятия образца			
					H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂
19	193	Черный мелкозерни- стый известняк	Нижнеарынская	р. Качик, правый берег	0,20	42,46	1,58
20	2131/3	Серый неравномерно- зернистый мрамор		р. Нарын	0,05	42,92	0,45
21	2134	Серый, полосчатый, среднезернистый мраморизованный известняк		"	0,02	42,83	1,72
22	2135	Темно-серый средне- зернистый мрамор		"	0,02	42,63	1,67
23	422/9	Серый среднезерни- стый мрамор		"	0,10	43,15	0,68
24	136/5	Тонкозернистый, слегка слюдястый, мраморизо- ванный известняк		Водораздел рр. Нарын и Чартис	0,20	35,11	13,73
25	136/4	Бугорчатый слюдястый известняк		То же	0,08	20,58	40,03
26	2142/2	Амфиболитизирован- ный песчаный мрамор		р. Нарын	0,03	19,28	38,82
27	421	Биотит-амфибол-пла- гиоклазовый гнейс с кар- бонатом		"	0,20	7,28	60,03
28	1115/1	Серый слюдястый мраморизованный известняк		Левый водо- раздел р. Нарын	0,15	43,32	0,58
29	1115/2	Тонкозернистый слегка песчаный известняк	Верхнеарынская	То же	0,04	41,81	3,32
30	III—1/3	Темно-серый известняк		"	0,67	43,00	1,28
31	2185	Светло-серый петель- чатый неравномернозер- нистый известняк		Водораздел рр. Пучук и Сольбельдер	H/обн.	43,46	0,25
32	2186/1	Белый мраморизован- ный известняк		То же	"	43,48	0,05
33	4186	Сетчатый тонкозерни- стый мраморизованный известняк		Правый бе- рег р. Ба- лыктыг-хем	0,04	42,81	0,05
34	5148/2	Черный тонкозерни- стый известняк		То же	H/обн.	42,35	1,30
35	5150	Желтовато-белый тон- козернистый известняк		"	"	42,50	0,20
36	2231/1	Черный тонкозерни- сты известняк	Чахыр- тойская	р. Улан- Эрге	0,07	40,39	5,46
37	2239	Доломит тонкозерни- стый, в отдельных про- слоях кремнистый	Улан- эргин- ская	"	H/обн.	37,34	17,40

Химические компоненты, в весовых %													
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Σшел	Fe ₂ O ₃ вал	
0,50	—	—	0,03	53,57	0,67	—	H/обн.	—	—	—	0,19	0,85	
0,20	—	—	0,01	55,53	0,21	—	"	—	—	—	0,05	0,06	
0,39	—	—	0,03	54,68	0,20	—	0,06	—	—	—	0,20	0,26	
0,36	—	—	0,02	55,48	Сл.	—	0,26	—	—	—	0,08	0,20	
0,38	—	—	0,01	55,57	0,86	—	H/обн.	—	—	—	H/обн.	0,14	
4,32	—	—	0,25	42,64	0,56	—	0,04	—	0,27	0,83	—	1,39	
8,23	—	—	0,30	24,57	0,81	—	0,03	—	1,89	1,10	—	1,47	
7,44	—	—	0,22	27,34	1,48	—	H/обн.	—	0,24	1,67	—	2,86	
13,02	0,80	5,33	0,70	2,77	2,06	0,07	"	0,16	0,41	2,30	—	6,72	
0,56	—	—	0,01	55,68	0,32	—	"	—	—	—	0,04	0,12	
0,77	—	—	0,03	53,26	Сл.	—	0,08	—	—	—	0,14	0,35	
0,21	—	—	0,02	54,83	0,38	—	H/обн.	—	—	—	0,14	0,19	
0,06	—	—	0,004	55,38	0,45	—	0,03	—	—	—	0,04	0,40	
0,04	—	—	0,01	55,26	0,27	—	0,02	—	—	—	0,08	0,10	
0,06	—	—	0,005	56,03	0,64	—	0,03	—	—	—	0,39	0,14	
0,51	—	—	0,02	54,68	0,36	—	0,03	—	—	—	0,09	0,17	
0,11	—	—	0,004	56,49	0,05	—	0,02	—	—	—	0,09	0,09	
0,69	—	—	0,03	52,58	0,28	—	0,59	—	—	—	H/обн.	0,43	
1,56	—	—	0,004	26,36	16,47	—	0,07	—	—	—	0,15	0,19	

ного положения свиты говорит довольно разнообразный комплекс галек интрузивных пород. Правда, почти столь же разнообразны гальки интрузивных пород и в нижележащих толщах кембрия.

Акхемская толща (См? ак)

Отложения акхемской толщи развиты непосредственно к востоку от полосы конгломератов кухемской толщи и, как уже отмечалось, неразрывно связаны с последними. В приграничной части в разрезах обеих толщ можно наблюдать замещение по простиранию конгломератов верхов кухемской толщи эффузивами акхемской; об этой же связи говорит наличие прослоев (?) эффузивов в верхах конгломератов.

Акхемская толща сложена сравнительно свежими миндалекаменными плагиоклазовыми порфиритами и в гораздо меньшей степени их туфами. Породы массивные; слоистость удается заметить лишь при общем обзоре скалистых выходов порфиритов, обнажающихся в истоках р. Качик. Порфириты падают здесь под средними углами к югу, либо к юго-юго-западу. Для порфиритов характерен буровато-коричневый цвет, для туфов — светло-зеленоватый. Среди порфиритов преобладают миндалекаменные разности. Общий объем миндалинов иногда достигает 40—50% всего объема породы. Размер их от долей миллиметра до 0,5 мм. Миндалины выполнены кальцитом, реже халцедоном. По цвету, степени сохранности, отсутствию прослоев карбонатных и терригенных пород эффузивы акхемской толщи резко отличны от эффузивов чахыртойской толщи. Порфириты акхемской толщи литологически весьма сходны с эффузивами хольежинской свиты нижнего кембрия, распространенными в районе пос. Самагалтай, на площади листа М-46-ХVIII [22]. В обоих случаях они представлены миндалекаменными буроватыми разностями плагиоклазовых порфиритов. Так как возраст хольежинской свиты определен условно — путем сравнения с буро-красными порфиритами доказанного нижнего кембрия южных предгорий хр. Восточный Таннуола, то акхемская толща относится условно к кембрийской системе вообще.

КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Четвертичная система

Четвертичные отложения развиты в районе незначительно. Выделяется несколько генетических типов этих отложений, условно разделенных по возрасту.

Нижний отдел (?). Аллювиальные галечники песчанистые сцементированные (Q₁)

Древние аллювиальные отложения известны лишь в бассейне правой составляющей р. Сайлик (правый приток р. Балык-хем). Они слагают здесь правый склон долины ручья и по-

логий правый водораздел. На левобережье Сайлика эти отложения наблюдались лишь в нижней части крутого склона. Древние аллювиальные отложения представлены песчанистыми галечниками, сравнительно плотно сцементированными. Галька весьма хорошо окатана и имеет самые различные размеры (от 0,5 до 20 см). Цемент галечников песчанистый. Состав гальки: светло-серые и белые средне- и крупнозернистые мраморы, темно-серые, до черных, мелкозернистые слабомраморизованные известняки, тонкозернистые слюдяные сланцы, темно-серые кварциты, мелкозернистые граносиениты, крупнокристаллические желтовато-серые сиениты, амфиболовые сланцы, белые афанитовые известняки, кварцево-полевошпатовые жильные породы и др. Мощность описанных отложений неизвестна, но, по-видимому, она достигает 100 м. Относительно возраста галечников р. Сайлик у исследователей имеются самые различные представления: одни, сопоставляя с конгломератами кухемской свиты, считают их силурийскими [30], другие — юрскими [2, 11, 17], третьи — четвертичными [25].

Эти отложения по своему характеру, условиям залегания и соотношением с рельефом весьма сходны с галечниками, описанными Н. И. Парвицкой [30], А. В. Ильным и В. М. Моралевым [22] в районе к востоку от пос. Самагалтай. Здесь, на пер. Чаа-ова-арт, а также к западу и востоку от перевала распространены переслаивающиеся галечники, валунники и пески видимой мощностью около 30 м. В низах разреза эти породы несколько сцементированы. Как и в бассейне р. Сайлик, отложения пер. Чаа-ова-арт лежат как на водоразделе, так и довольно низко на склонах, будучи врезанными в поверхность выравнивания. Аллювиальные отложения этого перевала условно относятся Н. И. Парвицкой [30] путем сравнения с районами центральной Тувы к нижнему отделу четвертичной системы. Этот же возраст, возможно, имеют галечники бассейна р. Сайлик.

Средний отдел. Аллювиальные пески, галечники, супеси, валунники — террасы высокого уровня — доледниковые (Q₂?)

Аллювиальные отложения среднего отдела распространены в долине р. Нарын в ее верхнем течении. К этим отложениям относится рыхлый «чехол» высоких 50—70-метровых террас, сложенных, по И. С. Гудилину [13], галечниками, состоящими из мелких хорошо окатанных галек, плотно сцементированных супесчаным материалом. В составе гальки отмечаются мраморы и аляскитовые граниты. Характерной особенностью минералогического состава рыхлых отложений является присутствие хромита и шпинели. С поверхности галечники перекрыты грубообломочным щебнистым материалом. Галечники являются аллювиальными, занимая более низкое положение в рельефе по сравнению

с нижнечетвертичными (?), но более высокое положение по отношению к отложениям верхнего отдела и поэтому отнесены к среднему отделу четвертичной системы.

Верхний отдел (Q_3)

1. Аллювиальные пески, галечники, валунники (террасы среднего уровня — ледниковые)

К верхнему отделу четвертичной системы отнесены аллювиальные отложения террас высотой 20—35 м. Эти отложения распространены по долинам рр. Нарын (в приустьевой части р. Элк), Эрзин (близ устья рр. Пучук и Харган). У прииска Нарын и ниже по течению, по И. С. Гудилину [13], наблюдаются 15—20—35-метровые террасы, которые ниже по течению реки отсутствуют. У прииска Нарын рыхлые отложения 35-метровой террасы характеризуются (по данным шурфов) следующим строением (сверху вниз). Растительный горизонт мощностью 0,4 м. Затем тонкий желтовато-бурый суглинок с обильным щебнистым материалом известняков и метаморфических сланцев, с линзами мелкого галечника из известковистых пород — 8 м. Ниже залегает галечник, сцементированный суглинком, супесью и гравием. В нижних горизонтах присутствуют небольшие (до 0,2 м) валуны. Состав гальки: известковистые и глинистые сланцы, серые граниты. Сходный состав имеют отложения 15—20-метровых террас с той лишь разницей, что в верхней части горизонта присутствуют желтые суглинки без щебенки.

Отложения террас высотой 10—20 м по р. Эрзин (устье рр. Пучук и Харган) сложены крупновалунным материалом, представленным крупнокристаллическими серыми и розовыми гранитами, мраморами, песчанистыми известняками, кварцем. Цементирующим материалом является супесь и гравий.

Мощность отложений верхнего отдела не более 30 м. По И. С. Гудилину [2, 13], террасы среднего отдела на крайнем востоке нагорья Сангилен непосредственно примыкают к конечно-моренным отложениям. Во флювиогляциальных отложениях бассейна р. Эми, на крайнем востоке Сангилена, А. П. Божинским была найдена фауна *Bison priscus*, позволяющая относить их к верхнему отделу четвертичной системы.

2. Ледниковые (моренные валунники, галечники, пески)

Ледниковые отложения наблюдаются в пределах развития альпийского рельефа — в верховьях р. Эрзин, в среднем течении р. Чахыртой, в низовьях р. Жин-хем, в верховьях р. Балыктыг-хем, в бассейне р. Тарбагатай и др. Ледниковые отложения северной части площади листов (междуречье рр. Эрзин, Тарбагатай, Улуг-шивей) представлены, по И. Ф. Пожарискому [31], как донными и боковыми, так и конечными моренами. Мощность ледни-

ковых накоплений составляет местами до 100 м (верховье р. Чахыртой, севернее горы с отм. 3274).

Конечно-моренные отложения в верховьях рр. Чартис и Эрзин, по И. С. Гудилину [2, 13], представлены сероватыми моренными суглинками, включающими крупные окатанные и неокатанные глыбы различных пород. Наиболее ярко выраженные гряды конечных морен, по В. В. Архангельской и И. С. Гудилину [11], наблюдаются в долине р. Балыктыг-хем у устья р. Сольбельдер. Они сложены бурым и буровато-серым плохо сортированным песчано-глинистым материалом, переполненным крупными плохо окатанными валунами. Донная морена, сложенная глиной с различными валунами, наблюдается по левому притоку р. Балыктыг-хем, впадающему против устья кл. Ак-хем. В верховьях рр. Сольбельдер и Тарбагатай ледниковые отложения представлены грубым плохо сортированным песчано-глинистым материалом бурого и буровато-серого цвета с большим количеством плохо окатанных валунов.

Современный и верхний отделы.

Делювиальные супеси, суглинки, пески, щебни, гравий (Q_{3+4})

Делювиальные отложения широко распространены в южной части района по долинам рр. Качик, Ара-Булак, Ак-Таврыг-Тыг, а также по рр. Цоригин-гол и Цайгал-гол. Они занимают здесь большие площади на пологих склонах широких долин и опускаются к их днищам. В составе делювия преобладают суглинки, сильно щебнистые, с обломками местных пород. Очень часто делювиально-пролювиальные отложения примешиваются к аллювиальным. Делювиальные отложения совместно с пролювиальными формируют мелкие конусы выноса, часто отмечающиеся по долине р. Нарын. В составе этих отложений преобладают грубо-обломочные (гравийные и галечниковые) породы.

Мощность делювиального покрова достигает 10—12 м. Делювиальные отложения, как это наблюдается на западном Сангиле [22], по возрасту соответствуют времени формирования террас низкого и среднего уровня (Q_{3+4}).

Современный отдел. Аллювиальные пески, супеси, галечники — поймы и низкие — послеледниковые террасы (Q_4)

Аллювиальные отложения развиты по долинам всех рек, но на карте они показаны лишь по долинам наиболее крупных из них. Песчано-галечниковые отложения поймы занимают сравнительно широкое пространство в днищах долин рр. Балыктыг-хем и Тарбагатай. По рр. Балыктыг-хем, Нарын, Эрзин часто наблюдаются песчано-галечниковые отложения 2—5-метровых террас. Высота их не выдержана; почти везде, исключая некоторые пра-

вые притоки р. Балыктыг-хем, террасы являются аккумулятивными.

Состав аллювиальных отложений низких террас непостоянен, изменяясь от песчано-щебнистого до валунно-галечникового; местами к аллювию примешивается делювиальный материал. Низкие террасы являются более молодыми образованиями по отношению к ледниковым отложениям, что хорошо видно по рр. Чахыртой и Жин-хем.

Помимо выделенных на карте и описанных четвертичных отложений, в пределах района развиты озерные, озерно-ледниковые, элювиальные, морозно-солифлюкциальные отложения.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

В пределах площади листов, особенно той большей ее части, которая охватывает собственно Сангилен, интрузивные породы сравнительно со смежными районами распространены нешироко. Среди них выделяется четыре разновозрастных комплекса. Ни для одного из этих комплексов возрастное положение на площади листов точно не устанавливается. Вопрос о времени формирования тех или иных комплексов решается путем сравнений с западной частью Сангилена и Центральной Тувой.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (САЯНСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Биотитовые граниты и пегматиты (γ Pt₂?)

К докембрийским интрузиям на площади листов отнесены мелкие преимущественно послойные тела гранитов, слюдоносных пегматитов и пегматоидных пород кислого состава, довольно часто встречающихся в южной части района — в бассейнах рр. Ара-Булак и Цайгал-гол. Нет полной уверенности, что все слюдоносные пегматиты, известные в районе, действительно принадлежат к саянскому комплексу. Вполне вероятно, что часть их генетически связана с более молодыми интрузиями, однако изученность пегматитов недостаточна, чтобы можно было различить те и другие.

Интрузии саянского комплекса всегда вмещаются слюдяными гнейсами и сланцами чинчилигской толщи. Отдельные интрузивные тела иногда настолько близко расположены, что картируются в виде единых небольших массивов. Помимо согласных тел, изредка встречаются и секущие. Мощность интрузивных образований гранитов и пегматитов меняется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров.

Основными породообразующими минералами пегматитов являются кварц и кислый плагиоклаз (олигоклаз № 11—13). В подчиненном количестве присутствует микроклин. Резко изменчиво

(от 0 до 30—50%) содержание мусковита, черного турмалина и граната. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, монацит, ксенотим, берилл, колумбит, апатит, магнетит. С пегматитами саянского комплекса в пределах площади листов связаны мелкие проявления и одно непромышленное месторождение (Ара-Булакское) мусковита.

Типичные слюдоносные пегматиты имеют довольно однообразный минералогический состав и вполне аналогичны пегматитам соседнего с запада района, предположительно отнесенным [22] к саянскому комплексу. Кроме того, они весьма сходны по составу с гранитами верхнепротерозойского комплекса, выделенного в низовьях р. Эрзин в 1946 г. В. А. Кузнецовым и А. Л. Додиним, а позже Г. Н. Шапошниковым. Путем таких сопоставлений предположительно устанавливается верхнепротерозойский возраст древнейших интрузий района. Сам по себе факт проявления докембрийских интрузий неоспорим, так как в ряде мест на Сангиле в гальках конгломератов низов нижнего кембрия наряду с другими «местными» породами изобилуют граниты.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (АКТОВРАКСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Серпентиниты (σ Cm)

Ультраосновные породы актовракского интрузивного комплекса пользуются весьма ограниченным распространением на площади листов. Они известны только в бассейне р. Чахыртой, вблизи устья р. Улан-Эрге, где были впервые закартированы в 1955 г. А. В. Ильиным. Здесь известно несколько (5—6) мелких тел серпентинитов, залегающих среди отложений верхнекарбонатской подсистемы и чахыртойской толщи. Гипербазитовые тела имеют линзовидную форму (до 0,3—0,8 км длиной), вытянуты в субширотном направлении, образуя короткую (6—7 км) цепочку. Характерна приуроченность гипербазитовых интрузий к нижнекембрийским отложениям.

В составе массивов преобладают хризотил-антигортитовые серпентиниты, в той или иной мере оталькованные и карбонатизированные. Серпентиниты этого типа имеют решетчатую структуру, обусловленную наличием сетки от пересекающихся тонких полосок, сложенных мелкими иголочками антигортита. В этих полосках, имеющих поперечно-волокнистое строение, всегда наблюдаются просечки магнетита, сложенные тесно прижатыми друг к другу маленькими столбиками зерен магнетита. Ячейки сетки выполнены или тонковолокнистым хризотилом, или изотропной серпентиновой массой. Иголочки антигортита несомненно развиваются по хризотилу и по изотропной массе, но замещаются карбонатом, разрозненные кристаллы которого постоянно присутствуют в хризотил-антигортитовых серпентинитах.

Антигоритовые рассланцованные серпентиниты в составе массивов присутствуют также нередко. Для них характерно резкое преобладание антигорита над хризотилом, наличие вытянутых полос (шириной 0,3—0,8 мм), сложенных довольно крупными иглами антигорита, и присутствие в значительном количестве (до 15—20%) довольно крупных неправильных кристаллов магнезиально-железистого карбоната.

Рассланцованные серпентиниты нередко довольно сильно оталькованы и связаны постепенными переходами с тальково-карбонатными породами. Последние слагаются беспорядочно или однообразно ориентированными листочками талька и изометричными неправильными кристаллами магнезиально-железистого карбоната. В пределах описываемого района в связи с ультраосновными породами актовракского комплекса отмечены только проявления талькового камня.

Возраст актовракского комплекса определяется тем, что на площади листа М-47-ХІІІ гипербазиты прорывают нижнекембрийские и верхнепротерозойские отложения, а в западной части Тувы известны находки галек серпентинитов в конгломератах ордовика [3, 9]. На основании этих фактов актовракий комплекс большинством исследователей [9, 22, 27] считается салаирским (кембрийским).

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ТАННУОЛЬСКИЙ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

К этому комплексу отнесена большая часть интрузивных массивов района. Если проявления интрузий более ранних комплексов приурочены к толщам того или иного возраста и состава, то таннуольские интрузии встречаются повсеместно. Правда, наиболее крупные массивы их приурочены к терригенным отложениям нижнего комплекса протерозоя. В карбонатных толщах верхнего комплекса интрузии встречаются гораздо реже. На основании взаимного положения карбонатного и терригенного комплексов можно определенно говорить и о структурной приуроченности интрузий. При рассмотрении западной части района совместно с площадью листа М-46-ХVІІІ ясно видна приуроченность всех крупных массивов таннуольских интрузий к ядрам антиклиналей. Более мелкие массивы наблюдаются и на крыльях антиклиналей. В ядрах синклинальных структур (например, Нарынской) какие-либо проявления типичных таннуольских интрузий почти полностью отсутствуют. Большинство массивов таннуольского комплекса относится к типу конкордантных.

По вещественному составу интрузии таннуольского комплекса центральной части Сангилена весьма разнообразны. На карте главные петрографические разности выделены крапом. Ниже приводится краткое описание выделенных разностей.

Гранодиориты и граниты биотитовые порфиroidные серые и розовые, плагиограниты и кварцевые диориты серые ($\gamma\delta Pz_1$)

Интрузивные породы этой группы наиболее широко представлены в районе. Все массивы этой группы вмещаются отложениями терригенного комплекса протерозоя. Один из типичных массивов расположен на юге площади листов в бассейне р. Цоригин-гол и входит в пределы СССР лишь своей северной частью. Массив вытянут в субширотном направлении, как в общем ориентированы складки и вмещающих его терригенных отложений чинчилигской толщи.

Массив сложен преимущественно гранодиоритами — биотитовыми и биотит-роговообманковыми серыми средне- и крупнозернистыми, иногда несколько порфиroidными. В пределах правой части массива серые гранодиориты постепенно сменяются розоватыми гранитами. Розоватая окраска наблюдается и в гранодиоритах, прилежащих к зонам разломов. Петрографический состав гранитов и гранодиоритов довольно близок. В первых преобладающую роль играет решетчатый микроклин-пертит, во-вторых количественно он уступает плагиоклазу. Последний в обоих случаях представлен олигоклаз-андезином № 29—31. В гранитах из цветных минералов имеется лишь биотит; в гранодиоритах, кроме него, появляется роговая обманка. Как гранодиориты, так и граниты вмещают округлые и неправильно-округлые обособления величиной до 10—15 см, сложенные мелкозернистыми меланократовыми биотит-полевошпатовыми породами, по составу близкими к диоритам. По Я. Д. Шенкману [33], эти обособления являются мелкими переработанными ксенолитами.

Эндоконтактовые изменения интрузий выражены довольно слабо. В западном контакте они проявляются в образовании тонкой прерывистой каемки более мелкозернистых и несколько более меланократовых гранодиоритов.

Экзоконтактовые изменения наблюдаются по узкой зоне северного контакта и выражаются в превращении песчаников и серицитовых тонкозернистых сланцев чинчилигской толщи в более крупночешуйчатые слюдяные кристаллические сланцы. Минеральные новообразования во вмещающих породах представлены здесь силлиманитом, ставролитом, гранатом.

С интрузией связаны разнообразные жильные породы. Как в самой интрузии, так и во вмещающих породах обильно развиты жилы пегматонидных гранитов, мелкозернистых биотитовых гранитов, порфиroidных гранодиоритов. Кроме жил гранитоидного состава, можно отметить еще две группы жильных пород: а) диориты, диорит-порфириты и порфириты; б) жилы щелочных гранитов и сиснитов, которые, возможно, связаны со среднепалеозойской интрузией.

Массив верховьев р. Тарбагатай охватывает северо-восточную часть района, продолжаясь севернее за его пределы. Восточную

часть массива слагают неравномерно среднезернистые светлые, серые и желтовато-серые граниты и гранодиориты [32], изредка переходящие в лейкократовые кварцевые диориты. Достаточно часто здесь встречаются порфировидные разности. На крайнем северо-востоке отмечаются среднезернистые желтовато-серые и розоватые биотитовые и двуслюдяные граниты. Гранодиориты и граниты массива отличаются значительной свежестью и состоят из следующих основных минералов: плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 28—33), составляющего от 20 до 55%, решетчатого микроклина (20—40%), кварца (20—35%) и биотита (2—10%).

В бассейне р. Сенегал обильны мелкие, не изображенные на карте, и более крупные ксенолиты вмещающих кембрийских «зеленых» сланцев. На участках, прилежащих к ксенолитам, в породах массива наблюдаются разности гибридного облика. Экзоконтактовые изменения выражаются в ороговивании «зеленых» сланцев.

Еще два крупных массива таннуольских гранитоидов отмечаются западнее тарбагатайского — один в верховьях рр. Эрзин и Саргаты, второй — в бассейнах рр. Эрзин, Баталк и Чертлок. Оба эти массива слагаются резко порфировидными крупнозернистыми розовыми микроклиновыми биотитовыми гранитами.

В верховьях рр. Баталк и Чертлок порфировидные граниты постепенно сменяются более мелкозернистыми серыми биотитовыми гранитами. И. Ф. Пожарский [31] предполагает, что мелкозернистые граниты представляют краевую фацию порфировидных гранитов. Жильная серия эрзинских массивов представлена гранит-аплитами и гранит-порфирами.

Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые, иногда гнейсовидные, аляскитовые граниты (γ Pz₁)

К этой группе отнесен крупный массив бассейна р. Тарбагатай и несколько мелких массивов, расположенных в бассейне р. Цзайгал-гол. Первый массив сложен мелко- и среднезернистыми гнейсовидными биотитовыми гранитами. По пороодообразующим минералам и относительным количествам их эти граниты сходны с предыдущей группой. Характерной особенностью массива является обилие жильных ответвлений, «насыщающих» гнейсы чинчилигской толщи. Соотношения пород этого массива с гранитами и гранодиоритами первой группы, расположенными восточнее, не наблюдались. Связь между ними представляется в виде постепенных переходов [17].

В верховьях р. Цзайгал-гол закартировано три массива, вытянутых по простиранию вмещающих их карбонатных пород чартысской толщи в северо-западном направлении. В юго-восточной оконечности наиболее крупного массива наблюдались аляскитовые желтовато-белые граниты от мелко- до крупнозернистых (см. табл. 2, п. 5). Северо-западная часть массива становится более

пестрым, здесь отмечаются серые мелкозернистые биотитовые граниты, крупнозернистые граносиениты с крупной слюдой и турмалином. Экзоконтактовые изменения выражены в появлении графитовых мраморов по известнякам и биотитовых гнейсов с силлиманитом по сланцам.

Гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты ($\gamma\delta$ — δ Pz₁)

Интрузии этой группы развиты в бассейнах рр. Сольбельдер и Каргы. Вмещающими породами для большей части массивов являются мраморы балыктыгемской свиты. Массивы этой группы резко отличны от описанных выше меньшими размерами. Массивы включают обильные ксенолиты и часто представляют собой скорее серию мелких сближенных штоков. По И. А. Нечаевой, изучавшей эти массивы, они сложены серыми, реже желтовато-розовыми, мелко- и среднезернистыми гранодиоритами, плагиогранитами и реже кварцевыми диоритами.

Диориты, габбро, пироксениты (δ — γ Pz₁)

К нижнепалеозойскому интрузивному комплексу также отнесены разнообразные по составу интрузивные породы (от средних до основных и ультраосновных), которые слагают либо самостоятельные небольшие по размерам массивы, либо заключены в более крупных массивах кислого состава. Породы этого типа в большинстве случаев связаны постепенными переходами с более кислыми разностями таннуольского комплекса, однако известны и факты интрузивных контактов между ними. Так, по наблюдениям И. А. Нечаевой, на правом берегу р. Эрзин против устья р. Н. Харган, среди порфировидных гранитов отмечены небольшие тела, сложенные пироксеновыми и амфиболовыми габбро и диоритами. Эти тела рассеяны большим количеством мелких и крупных аплитовидных гранитов, так что одно из них превращено в эруптивную брекчию.

Отдельные самостоятельные массивы пород основного и среднего состава имеются в южной, западной и восточной частях района.

На юге часть из них располагается в зоне основного тектонического нарушения, разделяющего карбонатный и терригенный комплексы. Эти массивы очень разнообразны по составу. Массив правобережья р. Тарги сложен крупнозернистыми биотит-роговообманковыми диоритами. В массиве бассейна верховьев Цоригингола наблюдались меланократовые биотит-роговообманковые диориты, биотит-пироксеновые габбро, содержащие обильные ксенолиты вмещающих мраморов. В верховьях р. Бурга отмечались порфировидные пироксеновые габбро, очень сходные с основными разностями таннуольских интрузий восточной части хр. Восточный Таннуола. Для этих массивов характерна быстрая

смена пород различного состава на небольшом расстоянии. Экзоконтактовые изменения интрузий выражаются в появлении в узкой зоне контакта крупнозернистых графитовых мраморов по известнякам. Среди жильных тел этих массивов выделяются крупнозернистые полевошпатовые породы, обогащенные сфеном. В верховьях р. Тарги И. А. Нечаевой описаны крупнозернистые пегматоидные щелочные (?) габбро. Возможно, что некоторые массивы этих пород относятся уже к среднепалеозойскому интрузивному комплексу.

В восточной части массива гранитоидов, расположенного в долине р. Цоригин-гол, обособляются серые среднезернистые биотит-роговообманковые кварцевые диориты и диориты, а также более крупнозернистые амфибол-пироксеновые габбро и несколько меланократовые гранодиориты (см. табл. 3, п. 3). В. В. Архангельская и А. Г. Кац считали эти породы более древними, чем граничащие с запада гранодиориты, приводя как доказательство экзоконтактовые изменения в диоритах под влиянием позднейших гранитных интрузий. По данным А. В. Ильина и В. М. Моралева [23], к западу от г. Цоригин наблюдается постепенная смена мелкозернистых биотитовых гранитов через роговообманковые диориты роговообманково-пироксеновыми кварцевыми диоритами (последние встречены в долине р. Цоригин-гол).

В западной части площади сравнительно небольшой массив основных и средних пород располагается в районе горы Кугайнак (истоки р. Баян-гол нарынский). Массив сложен пироксеновыми габбро и диоритами, подчиненную роль играют пироксеновые граниты и гранодиориты. В зонах контакта с этой интрузией сравнительно широко развит процесс скарирования. Развиты здесь гранатоподобные и гранат-эпидотовые скари нигде более в районе неизвестны. Более мелкие массивы биотит-роговообманковых габбро встречаются в юго-западной части района (см. табл. 3, п. 4).

На востоке выделяется массив р. Тоскул и группа чахыртойских массивов. Тоскульский массив в приконтактовых частях сложен ультраосновными породами — оливин-авгитовыми перидотитами, авгитовыми пироксенитами. Вглубь массива, как это было замечено еще А. И. Левенко [25], они сменяются среднезернистыми зеленовато-серыми массивными габбро, состоящими из пироксена, роговой обманки, плагиоклаза, реже оливина; местами отмечаются даже габбро-диориты. Массив прорывает мраморы балыктыгхемской свиты, причем только в ряде участков наблюдается незначительное скарирование вмещающих пород. Обычно же мраморы совершенно неизменены. Вполне возможно, что тоскульский массив относится к среднепалеозойскому интрузивному комплексу. Генетическое родство подобных массивов с щелочными породами усматривает Р. М. Яшина [10, 35].

В пределах самого восточного из группы чахыртойских массивов можно встретить разности от диоритов до серпентинизирован-

ных перидотитов. Хотя соотношения между ними непосредственно не наблюдались, очевидно, что все разности, заключенные внутри единого небольшого массива, близки друг к другу по возрасту, если вообще не одновозрастны.

Несколько своеобразны породы, слагающие массив, расположенный в верховьях р. Саргаты (верховья р. Эрзин). Это в основном гнейсовидные неравномернозернистые, несколько милонитизированные роговообманковые сиенит-диориты, в составе которых значительная роль принадлежит калиевому шпату, представленному решетчатым микроклином.

Отнесенные к таннуольскому комплексу интрузии очень разнообразны. По-видимому, определенную роль в этом разнообразии играет характер вмещающих пород. Основные и средние интрузии связаны с более кислыми как постепенными переходами, так и интрузивными контактами. Различные кислые разности, возможно, связаны постепенными переходами. Такие соотношения отвечают сложным условиям длительного формирования некоторых массивов.

По возрасту интрузии все описанные массивы объединяются в одну группу, потому что структурные соотношения их с вмещающими толщами в пределах нагорья Сангилен оказываются сходными. Среди этих массивов на площади листов почти нет таких, которые имеют резко несогласные очертания с планом складчатых структур. Исключением являются небольшие интрузии пород среднего и основного состава, располагающиеся в пределах Нарынской синклинали.

Среди массивов преобладают конкордантные тела, приуроченные к антиклинальным структурам. По этому признаку интрузии района весьма напоминают западносангиленские. Некоторые из них непосредственно протягиваются к западной части Сангилена. С западносангиленскими интрузиями интрузии района объединяет сходство их вещественного состава. Интрузии Западного Сангилена на площади листа М-46-XVIII смыкаются с собственно восточнотаннуольскими, для которых абсолютный возраст по определениям калий-аргоновым методом оказывается равным 445 млн. лет [5].

В западной части Сангилена абсолютный возраст интрузии Тесхемского массива определен в 430 млн. лет. На основании приведенных сравнений интрузии площади листов относятся к таннуольскому (салаирскому) интрузивному комплексу. Вместе с тем одновозрастные (таннуольские) интрузии Сангилена, с одной стороны, и Восточного Таннуола — с другой, по ряду признаков имеют довольно резкие отличия. Щелочноземельный характер, столь типичный для восточнотаннуольских интрузий, по мере движения на восток к Центральному Сангилену значительно ослабевает; интрузии в Восточном Таннуоле дискордантны и часто первично полосчатые, чего нет на Сангилене; основные и средние разности в Восточном Таннуоле несравненно

более широко развиты, чем в Сангилене; скарны, весьма редкие для сангиленских интрузий, очень широко развиты в Восточном Таннуола и Центральной Туве. Таким образом, разновозрастные и близкие по возрасту интрузии различных тектонических зон обнаруживают значительные отличия, что находится в связи с различной историей развития этих зон. Обилие среди таннуольских интрузий площади листов пород гранитного состава послужило некоторым исследователям поводом для исключения их из таннуольского комплекса и отнесения к более молодым интрузиям [10—13].

В заключение необходимо отметить, что заведомо разновозрастные интрузии подчас обнаруживают сходство состава и структур слагающих их пород. Например, в гальке конгломератов нижнего кембрия за пределами листов [22] присутствуют интрузивные породы, весьма близкие к тем, которые рвут нижний кембрий.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Под среднепалеозойским интрузивным комплексом подразумеваются интрузии щелочных и субщелочных пород, пользующихся значительным развитием на площади листа М-47-ХІІІ. К этому же комплексу условно отнесено несколько массивов гранитного состава, являющихся более молодыми сравнительно с «таннуольскими».

Большая часть щелочных массивов наблюдается в виде отдельных массивов и групп массивов в верховьях р. Балыктыг-хем, в бассейнах рр. Чартис, Каргы и Баян-кол (каргинский), Жин-хем, в верховьях рр. Эрзин, Бурен и Тарбагатай. Интрузии этого комплекса незначительны по размерам (от 200—500 м² до 6—8 км²), но многочисленны. Характер массивов разнообразен — от мелких трещинных крутопадающих тел до более крупных иногда стратифицированных интрузий с многочисленными мелкими апофизами.

Нефелиновые и щелочные сиениты, уртиты, щелочные габбро (ξ P_{z2})

В этой группе основную роль играют разнообразные щелочные породы: нефелиновые сиениты типа фойяитов, реже хибиниты (массивы рр. Кара-Адыр, Оргуты, Тоскул), породы ийолит-уртитового ряда (район оз. Даху-нур, бассейн р. Жин-хем и др.). Значительно меньшим распространением пользуются щелочные, иногда нефелинсодержащие сиениты, принимающие участие в строении массивов с преимущественным развитием разнообразных нефелиновых сиенитов. В большинстве случаев щелочные и ультращелочные породы не наблюдаются совместно в одних массивах, за исключением района р. Баян-кол (каргин-

ский), где породы типа уртитов и ийолит-уртитов через полевошпатовые разности сменяются нефелиновыми сиенитами.

Массив Кара-Адыр — Пиче-холь представляет наиболее полную картину по количеству петрографических разностей пород и по их распространению, подчеркивающему сложное внутреннее строение этой интрузии лополитового типа. Этот массив находится на водоразделе р. Балыктыг-хем и руч. Кара-Адыр среди известняков нижнекартысской подсвиты. В его составе преобладают крупнозернистые до пегматоидных сиениты типа фойяитов, среди которых выделяется несколько разностей по преобладающим цветным минералам (эгирин-авгитовые, арфведсонитово-эгирин-авгитовые, лепидомеланово-арфведсонитово-эгирин-авгитовые, арфведсонитовые и лепидомеланово-арфведсонитовые). Значительно в меньшей степени в этом массиве развиты щелочные сиениты с теми же цветными минералами. Количественные соотношения породообразующих минералов колеблются в следующих пределах: нефелин 20—40%, полевошпат калиевый, часто альбитизированный) 40—60%, цветные — от 15—20 до 70—80% в шлировых обособлениях, обогащенных этими минералами. Породы большей частью изменены вторичными процессами слабо, в основном этому воздействию подвергаются нефелин и полевошпат. Химические анализы пород массива приведены в табл. 3, п. 6—9.

По распределению петрографических разностей пород улавливаются черты стратификационной подковообразной внутренней структуры массива, подчеркнутые также залеганием пород с трахитоидной структурой.

Близки по своему характеру к описанному массиву щелочные интрузии в районе правобережья р. Оргуты и на водоразделе рр. Эрзин и Оргуты, но многочисленные разрывные нарушения маскируют их первичную структуру.

Из жильных образований для массива Кара-Адыр — Пиче-холь и оругтинской группы характерны многочисленные тела щелочных пегматитов, меланократовые щелочные породы, сиениты и кварц-полевошпатовые породы.

С интрузиями этого типа генетически связаны существенно альбитовые метасоматические породы, наблюдавшиеся в виде жилиподобных тел как внутри щелочных массивов, так и в экзо-контактных зонах. Они образованы путем метасоматического замещения сиенитов, а также вмещающих известняков и сланцев.

В северо-западном контакте щелочного массива Кара-Адыр — Пиче-холь эти своеобразные породы, названные И. А. Нечаевой [28] караадыритами, пользуются широким распространением. В их состав входят калиевый полевошпат, плагиоклаз (средний и кислый), амфибол типа гастингсита, пироксен (эгирин-авгит), слюда (биотит); в виде аксессуаров присутствуют сфен, апатит, флюорит, циркон, гатчеттолит, уранинит, ринколит,

галенит, пирит, молибденит и магнетит. В одних разностях этих пород присутствует кварц, в других — нефелин, причем последние по своему характеру близки к мариуполитам. Количественные соотношения породообразующих минералов в караадыритах очень изменчивы.

Контактовые воздействия интрузий этого типа сказываются в образовании скарноподобных пород — мраморов с включениями пироксена (эгирин-авгит) и полевого шпата, а также куммингтонитовых и пироксен-плагноклазовых роговиков.

Группа ультращелочных массивов района оз. Даху-нур представлена рядом мелких неправильной формы тел ийолит-уртитового состава. Наблюдаются многочисленные апофизы во вмещающие мраморы и обильные ксенолиты последних среди щелочных пород. Между породами ультращелочного ряда — урритами, ийолитами, мельтейгитами существуют тесные взаимные переходы в результате изменений количественных соотношений породообразующих минералов — нефелина и пироксена (Тi-авгита) вплоть до появления мономинеральных разностей. Для пород дахунурской группы характерна крупнозернистая структура с обособлением пегматоидных участков.

Чикский ультращелочной массив, детально изученный Р. М. Яшиной [10, 35], является типичной интрузией трещинного типа. Массив образован цепочкой вертикальных тел со сложным линзовидным поперечным сечением, приуроченных к крупному разлому среди известняков и мраморов чартысской толщи. Строение этих тел неоднородное — полосчатое, причем в составе полос принимают участие породы с различным содержанием нефелина и пироксена (Тi-авгита и эгирин-авгита), а также кальцитсодержащие нефелиниты. Породы разнообразны по структуре, но преобладают крупнозернистые и пегматоидные разности.

Жильные породы, сопутствующие ультращелочным образованиям, представлены тералитами, мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и щелочными пегматитами с шерломитом.

В зоне экзоконтактов во вмещающих известняках и мраморах отмечено спорадическое присутствие нефелина и пироксена, содержание которых увеличивается с приближением к щелочным массивам. В последних в приконтактовых зонах обычно появляется карбонат. Среди ультращелочных пород и в зоне экзоконтактов изредка отмечаются графитовые линзы, размером 0,5—1×2 м², образовавшиеся в результате воздействия интрузии на вмещающие известняки.

Баянкольские щелочные интрузии (бассейн р. Каргы) занимают промежуточное положение между интрузиями нефелиновых сиенитов и ультращелочными. В их строении принимают участие ультращелочные породы, главным образом уртиты, содержащие в небольшом количестве полевого шпата, которые при постепенном увеличении содержания последнего сменяются не-

фелиновыми сиенитами. Химические анализы пород баянкольской группы приведены в табл. 3, п. 11, 12.

Массивы в бассейне р. Баян-кол (каргинский) имеют почти изометрическую форму, несколько измененную в результате тектонических смещений.

Сиениты, граносиениты, граниты, щелочные граниты и сиениты (ξ Pz₂)

Породы этой группы отмечены в верховьях р. Эрзин (массив Улуг-Танзек), по левому притоку р. Жин-хем — р. Кара-таш (Чикская субщелочная интрузия) и в бассейне правого притока р. Балыктыг-хем — р. Ак-хем.

Наиболее детально изучен Чикский субщелочной массив [10, 35]. Массив имеет несколько вытянутую в субмеридиальном направлении форму с ровной крутой поверхностью контактов, за исключением западной, более пологой границы, где отмечен ряд сателлитов. В составе интрузии принимают участие лейкократовые (биотитовые и амфиболовые — баркиевикитовые), иногда трахитоидные сиениты, граносиениты, развитые преимущественно в южной и центральной частях массива. В его северной части преобладают меланократовые породы типа монцонитов и диорит-сиенитов. В центральной части массива Р. М. Яшиной обнаружено дайкообразное тело мелкозернистых гранитов, секущее сиениты. По данным И. А. Нечаевой, в Чикском субщелочном массиве наблюдаются также постепенные переходы между сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами и аляскитовыми гранитами, являющимися фациальными разностями.

В составе Улуг-Танзекского субщелочного массива, представляющего крутопадающее тело размером 2×1 км², основную роль играют щелочные, сильно альбитизированные граниты с амфиболом типа гастингсита и обильной вкрапленностью радиоактивного циркона и торита.

В бассейне р. Ак-хем находится несколько мелких массивов щелочных сиенитов, состав которых меняется от лейкократового до меланократового, но без появления нефелинсодержащих разностей. Для этих массивов характерно почти повсеместное присутствие флюорита.

С субщелочными массивами связана серия жильных пород, среди которых преобладают щелочные, аляскитовые граниты, кварцевые и бескварцевые порфиры, а также кварц-полевошпатовые пегматиты и кварцевые жилы.

Контактовые изменения, связанные с субщелочными массивами, выражены очень слабо. В эндоконтактах этих массивов появляются в некоторых случаях (Чикская интрузия) гибридные породы типа монцонитов. В экзоконтактах этих массивов не отмечается новообразований, несмотря на то что

для всех интрузий этого типа вмещающими породами являются известняки и мраморы.

Щелочные и субщелочные интрузивные породы Сангилена подверглись интенсивным процессам аутометасоматической и более поздней наложенной альбитизации, которая является источником комплексного рассеянного редкоземельного, ниобиево-танталового, циркониевого оруденения, повсеместно отмечаемого в связи с щелочными (за исключением ультращелочных) и субщелочными интрузиями.

Массивы ультращелочных пород, по мнению Р. М. Яшиной, могут быть использованы как сырье на алюминий.

В пределах площади листа М-47-ХІІІ массивы, представляющие обе описанные группы щелочных интрузий, пространственно более или менее удалены друг от друга. На площади листа М-47-ХІV, в бассейне р. Кундус, в едином довольно крупном массиве щелочной интрузии известны породы обеих групп. В вопросе о соотношениях между породами обеих групп внутри этого массива у различных исследователей мнения расходятся [10, 28, 29, 35]. Нам представляется, что нефелиновые и щелочные сиениты массива р. Кундус весьма близки по возрасту, если вообще не одновозрастны. И. А. Нечаева, исходя из того, что формирование нефелиновых сиенитов в некоторых массивах заканчивается появлением более кислых разностей, делает вывод о несколько более молодом возрасте пород второй группы по сравнению с первой.

Среднепалеозойский возраст описанного комплекса для юго-востока Тувы принимается условно. Определение абсолютного возраста пород первой группы этого комплекса калий-аргоновым методом дало противоречивые результаты: для массива Кара-Адыр — Пиче-холь 260 и 265 млн. лет, для массива Оргуты 150 млн. лет. Эти определения не дают возможности точно установить возраст щелочной интрузии, но отсюда можно сделать вывод о том, что образования едва ли древнее девона.

Граниты, граносиениты (γ Pz₂)

Несколько особняком стоят два массива юга площади листов, условно отнесенные Я. Д. Шенкманом [33] к гранитным интрузиям среднепалеозойского комплекса. Массив г. Учуглык расположен на левобережье рр. Бурга и Цоригин-гол. Он представлен серыми крупнозернистыми порфировидными биотитовыми кварцевыми сиенитами и гранитами. Характерно присутствие амазонитовых гранитов. Взаимоотношения с диоритами таннуольской интрузии, развитыми севернее, непосредственно не наблюдалось. Судя по резкой смене гранитов и сиенитов диоритами, граница достаточно резкая, причем диориты, по-видимому, прорваны сиенитами и гранитами. Жильная серия интрузии г. Учуглык представлена мелкозернистыми и среднезерни-

стыми слюдисто-роговообманковыми щелочными гранитами, крупнозернистыми роговикообманково-пироксеновыми сиенитами с игольчатыми выделениями амфибола и слюдистыми среднезернистыми сиенитами. Расположенный на правобережье р. Цоригин-гол массив горы Теменчулу сложен желтоватыми дресвянистыми биотитовыми гранитами, иногда порфировидными. В центральной части массива нередки розоватые лейкократовые граниты (см. табл. 3, п. 2). Здесь же местами обособляются пегматоидные разности гранитов. Экзоконтактовые изменения значительны. По характеру они напоминают те, которые описаны выше для соседнего с юга массива таннуольских гранитоидов.

Наличие в пределах массива сиенитовых разностей, а также таких пород, как амазонитовые граниты, в сочетании с некоторыми металлогеническими ее особенностями (колумбит по данным протолочек) заставляет выделять эти интрузии из группы таннуольских. Отнесение их к среднепалеозойскому комплексу базируется в основном на сходных чертах металлогении гранитной интрузии с щелочной.

К гранитной же интрузии среднепалеозойского комплекса Я. Д. Шенкман [33] относит граниты и граносиениты левобережья р. Бурен. Эти породы, по данным Я. Д. Шенкмана, одновозрастны с гранитами так называемого Бренского массива.

Абсолютный возраст гранитов Бренского массива, по данным определений калий-аргоновым методом, составляет 280 млн. лет [6]. Эти данные позволяют предположительно относить гранитную и описанную выше щелочную интрузии к одному — среднепалеозойскому (девонскому) интрузивному комплексу.

Жилы и жильные поля

На отдельных участках района широко распространены как отдельные жилы, так и поля жильных пород. Отдельные жилы слагаются преимущественно породами среднего и основного состава. Жильные поля представлены интрузивными породами кислого состава. Основные и средние жилы являются как согласными, так и в большинстве случаев секущими.

Генезис интрузивных пород, описываемых в этом разделе, не всегда ясен. Относительно жил кислого состава можно предполагать, что они связаны с саянскими и таннуольскими интрузиями.

В пределах распространения отложений нижнего комплекса протерозоя послые жилы и инъекции пород кислого состава наблюдаются на левобережье р. Тарбагатай, на правобережье р. Цайгал-гол. В этих участках послые интрузивные тела местами настолько обильны, что составляют значительную часть мощности (до половины) нижнего комплекса. Отдельные жилы, тела и инъекции по составу и структурам весьма разно-

Химический анализ интрузивных пород
Анализы выполнены Центральной лабораторией Западно-Сибир

№ п/п	№ образца	Название породы	Место взятия образца	Химические компоненты, в весовых %		
				H ₂ O	п.п.п.	SiO ₂
1	1451	Аляскитовый розова- тый гранит	р. Хадхарунта	0,23	0,17	69,45
2	4357	Биотитовый лейкокра- товый гранит	Правый берег р. Цоригин-гол	0,16	0,29	71,18
3	2375	Серый биотитовый гра- нодиорит	Устье р. Бурги	0,25	0,19	63,66
4	4020/3	Биотит-роговообманко- вое габбро	Бассейн р. Танжи	0,18	1,47	52,03
5	1397	Лейкократовый средне- зернистый пегматоидный гранит	Правый берег р. Цзайгал-гол	0,11	Н/обн.	71,72
6	352	Эгирин-авгитовый не- фелиновый сиенит (фой- янт)	Бассейн вер- ховьев р Ба- лыктыг-хем	0,48	0,14	50,55
7	п-3	Сильно альбитизиро- ванный нефелиновый си- енит (фойянт) со слюдой	То же	0,32	0,90	55,39
8	п-7	Эгирин-авгитовый не- фелин содержащий си- енит	"	0,42	1,42	59,86
9	350	Эгирин-авгитовый ювит	"	0,24	0,49	49,78
10	808/6	Щелочной нефелин содержащий сиенит со слюдой	Бассейн верх- него течения р. Чартис	0,22	0,24	56,65
11	239	Уртит	Бассейн р. Баян-кол (каргинский)	2,26	—	44,80
12	Б-6	Обогащенный нефели- ном сиенит	То же	0,44	—	39,44

Т а б л и ц а
площади листов М-47-ХІІІ и М-47-ХІХ
ского геологического управления (нач. лаборатории Чуфаровский)

Химические компоненты, в весовых %											
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	SO ₃	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ вал.
14,31	0,60	3,59	0,34	1,08	0,30	0,03	0,02	0,14	5,25	3,42	4,60
14,76	Сл.	2,69	0,15	0,66	0,22	0,04	0,02	0,13	4,85	14,14	2,99
16,42	1,54	3,92	0,50	4,89	2,30	0,07	0,02	0,15	1,87	3,46	5,90
15,10	0,93	7,48	0,70	8,46	7,78	0,13	Н/обн.	0,15	1,55	2,49	—
14,65	0,21	1,61	0,05	0,38	0,07	0,02	Сл.	0,01	7,56	3,04	2,00
18,46	6,06	3,05	0,88	5,74	0,18	0,09	0,009	0,009	4,76	7,31	—
21,04	2,65	2,41	0,29	2,55	0,20	0,05	0,04	0,01	5,34	8,00	—
18,34	—	1,64	0,29	4,05	0,54	0,05	0,02	0,002	2,86	7,71	—
12,50	—	7,25	0,59	10,05	0,45	0,14	0,13	0,007	2,61	5,15	—
16,39	6,92	6,16	1,85	0,87	0,01	—	0,04	4,80	5,82	—	13,77
28,24	2,26	2,78	0,31	3,57	0,52	0,07	—	0,38	4,84	10,52	—
19,55	1,51	5,55	1,37	12,59	0,31	0,06	—	Сл.	5,06	4,70	—

образны. Они сложены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, пегматитами, порфиroidными гранодиоритами и т. п. Мощность отдельных тел составляет от нескольких сантиметров до 10—20 м. Тонкие жилы имеют очень нерезкие границы с вмещающими гнейсами; у более мощных — контакты более отчетливые. На участках обильного развития жил и особенно тонких инъектирующих тел в гнейсах наблюдаются интенсивные изменения (ослюденение, появление линзочек кварцево-полевошпатового состава и т. п.).

Среди отложений верхнего комплекса протерозоя жильные поля встречаются реже. Одно из таких полей наблюдается на правом берегу р. Нарын, ниже устья р. Хормунг. Оно представлено многочисленными согласно залегающими жилами и невыдержанными гнездообразными телами кварцево-полевошпатового состава. Изредка жилы являются секущими по отношению к вмещающим породам. Мощность жил от нескольких десятков сантиметров до 30—50 м; протяженность их не превышает 70—150 м. Более мощные жилы по структуре близки к обычным гранитам, менее мощные сложены кварцево-полевошпатовыми породами, имеющими графические и пегматоидные структуры. Во многих жилах присутствует флюорит, иногда отмечается также ортит.

«Чикское жильное поле», расположенное на водоразделе между правой и левой составляющими р. Жин-хем, представлено, по данным В. М. Моралева и И. А. Нечаевой [28, 29], серией мощных пластовых даек разнообразных гранитов. Средняя мощность жил 5—6 м. Среди различных по составу и структуре пород чикского жильного поля отмечаются аляскитовые и лейкократовые граниты, гранодиориты слюдяные с флюоритом, щелочные рибекитовые граниты, пегматоидные граниты с турмалином, пегматиты и кварцево-полевошпатовые жилы с амазонитом. Последние, возможно, являются наиболее молодыми образованиями. Жильные породы чикского поля И. А. Нечаева считает жильной фацией щелочной интрузии.

Обильное развитие кварцево-полевошпатовых жил мощностью от 5—20 см до 10—20 м отмечено в истоках рр. Нарын и Балыктыг-хем. В некоторых жилах кварц имеет светло-фиолетовую окраску. Жильные поля меньших размеров отмечены также в бассейне рр. Чартис, Дзайгал-гол, Цоригин-гол и в других пунктах. Со многими из подобных жильных пород связаны многочисленные проявления ряда полезных ископаемых.

ТЕКТОНИКА

Современная структура района. Из числа так называемых «древних массивов» в системе каледонид юга Сибири Сангиленский является одним из наиболее крупных. Под этим массивом здесь понимается обширная территория, сложенная в основном

докембрийскими образованиями и охватывающая северо-западный Хангай (МНР), нагорье Сангилен и западное Прикосо-голье. В современной структуре этой части массива, в которую входит юго-восточная Тува, отчетливо выделяется Сангиленский синклинорий и Качикский антиклинорий (рис. 1). Наиболее прогнутая (погруженная) часть Сангиленского синклинория расположена в пределах площади листов. На юге в виде сплошной полосы, а на севере отдельными массивами выходят отложения нижнего комплекса докембрия. На большей же по площади центральной части района исключительным развитием пользуются отложения верхнего комплекса протерозоя.

Ведущая роль в строении района принадлежит складчатым дислокациям. Ориентировка основных складчатых структур определяется двумя направлениями — северо-восточным и северо-западным. В центральной части района намечается «скрепление» этих двух направлений, которое, однако, не сопровождается пересечением структур. В северной половине района северо-западные простирания через субширотные и широтные постепенно переходят в северо-восточные, намечая обширную дугу (дугообразный изгиб) с выпуклостью, обращенной к югу. Несколько более плавный изгиб, выпуклый к северу, фиксирует изменение ориентировки складок в южной половине района. Угол между ветвями одной и той же «дуги» тупой, угол между смежными ветвями разных «дуг» — острый. Внешним контурам обоих изгибов соответствуют узкие сжатые линейные складки; во внутренних частях — особенно в участках между смежными ветвями, помимо линейных, отмечаются куполообразные структуры и брахискладки.

Складки северной части района опрокинуты, местами весьма резко, к югу. На юге, в зоне, прилежащей к внешнему контуру южной «дуги», местами наблюдается некоторая опрокинутость в северном направлении. Ориентировка осей складок в плане, как и характер ундуляции шарниров их, достаточно ясно читаются по геологической карте и тектонической схеме. На последней выделены наиболее крупные складки. Ниже при описании современной структуры района будут отмечены лишь характерные черты некоторых складок.

Основными складчатыми структурами северной части района являются Харганская и Каргинская антиклинали. Первая вытянута в северо-западном направлении, вторая — в северо-восточном. На участке схождения их простирание обеих структур изменяется до широтного, здесь же обе складки испытывают погружение. В бассейне верхнего течения р. Эрзин намечается виргация Харганской антиклинали на несколько ветвей. Западная ее ветвь плавно смыкается со структурами северо-западного Сангилена, вытянутыми в северо-восточном направлении. Каргинская антиклиналь, не испытывая значительных ундуляций, с тем же северо-восточным простиранием протяги-

вается далее к востоку, за пределы района. Обе структуры в центральной части северной половины района разделены Сольбальдерской синклиналью, крылья которой осложнены продольными разрывными нарушениями. Здесь же развиты и поперечные разрывы типа сбросов.

Преобладающим типом дислокаций являются линейные узкие сжатые изоклинальные складки. Юго-восточное крыло Кар-

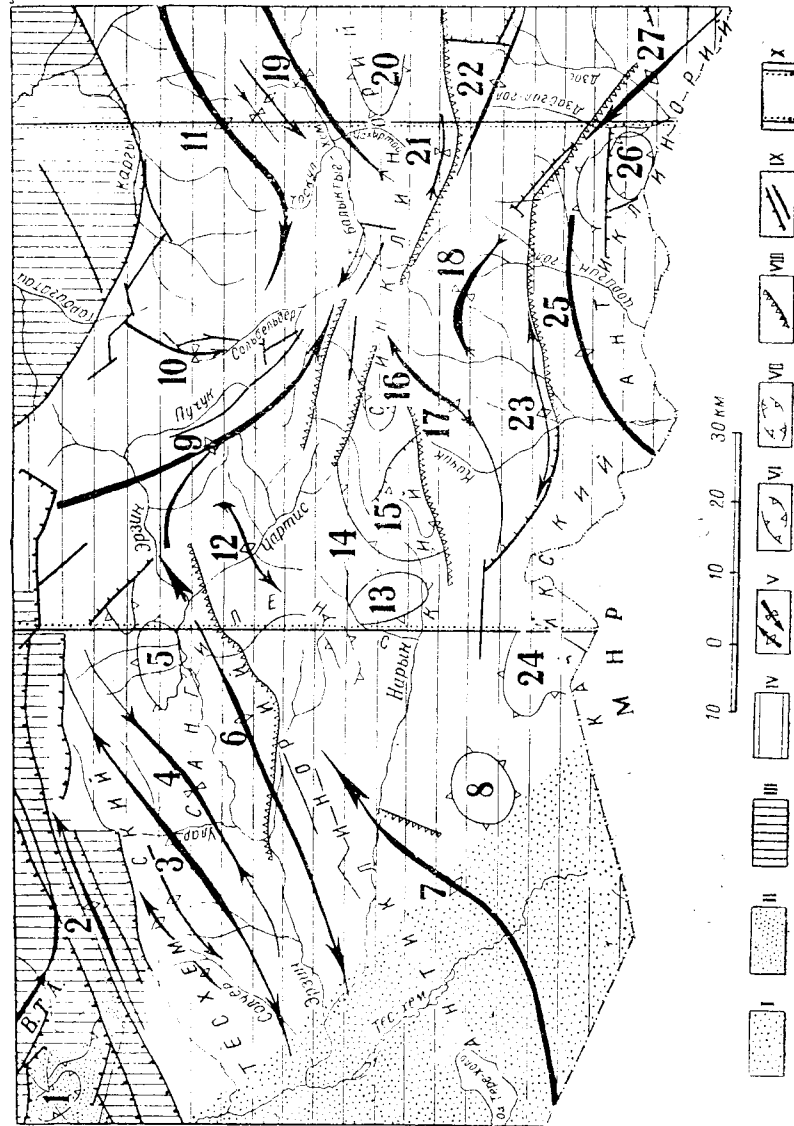


Рис. 1. Тектоническая схема западной и центральной частей нагорья Сангилен

I — кайнозойские депрессии (Восточный склон Убунурской котловины)
II — среднепалеозойские межгорные впадины на древнекаледонском складчатом основании (Восточное замыкание Южно-Тувинской межгорной впадины); 1 — Саматалтайская мулла
III — области распространения салаирских (кембрийских) складчатых структур (БТА — Восточно-Тануульский антиклинорий); 2 — Шурмакская антиклиналь
IV — области складчатая структура которых была в основном сформирована в верхнепротерозойскую (байкальскую), либо нижнекембрийскую (раннесалаирскую) складчатость. Тесемский антиклинорий; 3 — Уларская антиклиналь; 4 — Чангуская синклиналь; 5 — Улдунская антиклиналь; 6 — Чингилская антиклиналь; 7 — Ханьбальдерская антиклиналь; 8 — Нотонская антиклиналь; 9 — Харганская антиклиналь; 10 — Сольбальдерская синклиналь; 11 — Каргинская антиклиналь; 12 — Чартыкская антиклиналь; 13 — Байкальская антиклиналь (Хоронунгуский купол); 14 — средний контур Нарынской синклинали; 15, 16 — Нарынская антиклиналь; 17 — Чингилская антиклиналь; 18 — Таргинская синклиналь; 19 — Усть-Хартоновская синклиналь; 20 — Чартыкская антиклиналь; 21 — Чурельчическая антиклиналь; 22 — Южная антиклиналь; 23 — Сулгуская антиклиналь; Качикский антиклинорий; 24 — Турельчическая антиклиналь; 25 — Бурунганская антиклиналь; 26 — Дзайгальская синклиналь; 27 — Усть-Дзайгальская антиклиналь
V — осевые линейные структуры, VI — условные стратонизогипсы складчатых структур, VII — условные стратонизогипсы складок других типов, VIII — надвиги (зубцы направлены в сторону падения поверхности надвига), IX — взбросы и сбросы (штрихи направлены в сторону опущенного крыла), X — площадь листа М-47, XIII, XIV

гинской антиклинали подвернуто, так что осевые поверхности отдельных складок местами опрокинуты к югу и юго-востоку, при углах падения к северу и северо-западу от $85-90^\circ$ до 60° . Юго-западное крыло Харганской антиклинали опрокинуто к юго-западу. По мере изменения с господствующими простираниями на широтные наблюдается запрокинутость в южном направлении, при углах падения к северу от $70-80^\circ$ до $30-40^\circ$. Таким обра-

зом, в целом для всей северной половины района намечается отчетливое опрокидывание складок к югу (юго-востоку, югу и юго-западу).

Среди складок более высоких порядков, помимо линейных, фиксируются и сундучные. К ним в северо-западной части района относится Улдунская антиклиналь и антиклиналь в левобережной части р. Гериге. Для этих складок характерно пологое, до горизонтального, залегание в сводовых частях, которое на крыльях быстро сменяется крутым (углы $50-60^\circ$) и вертикальным.

Разрывные дислокации в северной части района обнаруживают определенную связь со складчатыми. Так, опрокидывание складок к югу иногда сопровождается надвигами (истоки р. Нарын и, возможно, верховье р. Тоскул). По-видимому, взбросовый характер имеет основная тектоническая линия северной части района, протягивающаяся от р. Бурен на западе к р. Каргы на востоке. Основные черты тектоники южной половины района в целом очень сходны с северной.

Главные складчатые структуры юга — Бурунганская и Усть-дзайгальская антиклинали. Осевые части этих складок расположены на крайнем юге площади. Севернее фиксируются еще две положительные структуры — Чингинская и Южная антиклинали. Простирание осей двух последних складок и создает общую дугообразную ориентировку складчатых структур юга площади листов. Две намеченные антиклинальные зоны разделены Таргинской синклиналью.

Исключительным развитием в южной половине района пользуются линейные складки с углами падения на крыльях 60—80°. На участке, прилежащем к внешнему контуру восточной ветви дуги (рр. Жин-хем, Чахыртой), складки несколько запрокинуты к северу и северо-востоку. Поперечный профиль Чингинской антиклинали на некоторых участках (левобережье р. Качик) весьма напоминает тот, который описан выше для сундучных брахискладок северо-западной части района (Улдунская антиклиналь).

В приосевой части Бурунганской и Устьдзайгальской антиклиналей проходит основная тектоническая линия южной части района, которая на большей части своего протяжения разграничивает отложения верхнего и нижнего комплексов протерозоя. Судя по наблюдениям в долинах рр. Тарги и Харгы, это нарушение представляется как крутой надвиг, поверхность которого падает к югу; западнее эта поверхность становится почти вертикальной. В отличие от северной части района, надвигание не сопровождается здесь опрокидыванием складок. Западнее р. Качик надвиговая зона срезается сбросом, по которому субширотные структуры верхнего комплекса резко контактируют с северо-восточными — нижнего. Более отчетливо выражены крутые надвиги, осложняющие северные крылья Чингинской и Южной антиклиналей. Эти разрывные нарушения местами сопровождаются резкими уступами в современном рельефе (бассейн р. Чахыртой). Иные черты тектоники несут участки, расположенные между смежными ветвями разных дуг.

Основным элементом складчатой структуры западного участка является Нарынская синклиналь. Осевая часть ее охватывает бассейн верховьев р. Нарын. Южное и северное крыло синклинали осложнены надвигами. По северному крылу наблюдается резкое опрокидывание смежной с севера Харганской антиклинали к юго-западу — к оси Нарынской синклинали, что характерно для всего бассейна р. Чартис.

Структурные взаимоотношения чартысской свиты и нижненарынской подсвиты по северному крылу Нарынской синклинали, в районе прииска Нарын, остались не вполне ясными. В верховьях р. Чартис более молодые слои чартысской свиты падают к северу, под более древние, под углами, постепенно уменьшающимися в направлении с севера на юг. К северу от прииска нашими наблюдениями не установлены какие-либо признаки, которые позволили бы считать, что разрывные нарушения, пересекающие р. Нарын в истоках, продолжают далее к западу, как это показано на карте. Тем самым представляется возможным считать, что почти горизонтальные залегания (см. рис. 2) слоев верхов чартысской свиты связаны здесь с наличием лежащей складки и что пологие падения к югу нижних слоев нижненарынской подсвиты обусловлены нырянием этой лежащей антиклинали.

Вследствие исключительно слабой обнаженности территории водораздела рр. Чартис и Нарын утверждать, что изложенное здесь мнение является единственно правильным было бы неверно. Возможно, что к участку перегиба наклона слоев (участку горизонтального залегания) с юго-востока подходит разлом, по которому более низкие слои чартысской свиты наведены на более высокие. Тем самым, нижние слои чартысской свиты будут принадлежать уже северному крылу нормальной синклинальной складки. Отметим, что отдельные части предполагаемой крупной лежащей складки — лежащие же складки бо-

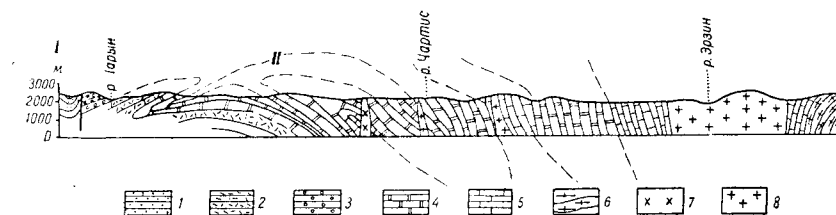


Рис. 2. Вариант геологического разреза по линии I—II—III

1—верхненарынская подсвита ($Snpr_2$); 2—нижненарынская подсвита ($Snpr_1$); 3—верхнечартысская подсвита ($Pt_2 cr$); 4—чартысская свита ($Pt_2 cr$); 5—балыктыгхемская свита ($Pt_2 bl$); 6—чингилийская толща ($Pt_2 ch$); 7—среднепалеозойский интрузивный комплекс (γPz_2); 8—нижнепалеозойский интрузивный комплекс (γPz_1)

лее высоких порядков — наблюдаются и в некоторых обнажениях.

Западное замыкание Нарынской синклинали, определяемое по нижним слоям нижненарынской подсвиты, довольно сложно. Как видно из характера рисунка этих слоев, в бассейне рр. Хоронгуг и Баян-гол внутренняя структура чартысской свиты согласуется со структурой нижненарынской. Центриклинальное замыкание Нарынской синклинали по нижним слоям верхненарынской подсвиты вырисовывается довольно определенно в низовьях руч. Мунгус-Соондже.

В междуречье рр. Хоронгуг и Баян-гол в отложениях чартысской свиты намечается крупная куполообразная антиклинальная структура, которая осложнена двумя меньшими куполами. В ядре одного из них расположен массив таннуольских гранитоидов. К крутому юго-восточному крылу хоронгугского купола приурочены мелкие весьма прихотливые, часто дисгармоничные складки, которые можно наблюдать в обрывах правого берега р. Нарын, на участке от устья р. Орг-Туг до устья руч. Пулуг-Туг. Эти складки расположены на юго-восточном «склоне» основного хоронгугского купола и приурочены к участку сочленения его с линейной складкой восток-северо-восточного простирания, пересекающей долину Нарына выше устья руч. Мунгус-Соондже.

В истоках р. Качик в пределах Нарынской синклинали фиксируется небольшой участок кембрийских отложений, выполняющих небольшую сравнительно пологую синклиналь с нормальным северным крылом и срезанными сбросами южным и северо-восточным крыльями.

Восточный участок построен более просто. Он представлен Чахыртойской и Устьчахыртойской синклиналями и разделяющей их Чалтинской антиклиналью. Последняя погружается к западу и испытывает здесь отчетливое периклинальное замыкание. Восточнее за пределы района шарнир складки воздымается; в ядре ее здесь выходят уже балыктыгхемские мраморы. На южном крыле Чалтинской антиклинали расположена грабен-синклиналь, выполненная нижнекембрийскими отложениями. К югу от нее и к северу от Устьчахыртойской синклинали устанавливаются выдержанные, опрокинутые соответственно к северу и югу складки с углами падения $60-80^\circ$. Опрокидывание иногда сопровождается надвигами (р. Чахыртой, по нашим наблюдениям, и левобережье р. Балыктыг-хем, по А. И. Левенко).

Структурная приуроченность интрузивных массивов. Согласно телам докембрийских гранитоидов располагаются исключительно в ядрах антиклинальных структур, причем проявляются они либо в участках резких изгибов простираний, либо при наличии поперечных осложняющих структур (юго-восток площади), но совершенно отсутствуют в зонах линейных выдержанных залеганий (юго-запад площади).

Послойные гипербазитовые раннесалаирские интрузии приурочены к зонам крупных наиболее древних разрывов (бассейн р. Чахыртой), заложение которых для северо-западного Сангилене [22] предполагается в начале нижнего кембрия.

Более или менее крупные массивы таннуольских гранитоидов известны лишь в приосевых частях главных антиклинальных структур (Бурунганская, Устьдзайгальская, Харганская и др.). На крыльях антиклиналей интрузии встречаются реже и образуют здесь не массивы, а мелкие штоки и жильные поля. В ядрах синклиналей изредка наблюдаются лишь мелкие интрузивные массивы среднего и основного состава. Характерно, что интрузии основного и среднего состава таннуольского комплекса обнаруживают приуроченность к древним разрывным нарушениям (рр. Качик, Тарги, Цоригин-гол, Бурга, Нарын и т. п.). Сравнительно с разломами бассейна р. Чахыртой, эти нарушения, по-видимому, более поздние — кембрийские.

Среднепалеозойские щелочные интрузии приурочены по большей части к крупным синклинальным структурам, причем не к участкам выдержанных линейных простираний, а наоборот к изгибам простираний (р. Чартис, р. Жин-хем). Таким образом, молодые интрузии концентрируются в вершинах дуг и особенно

широко представлены на участках схождения обеих дуг (центр района).

История геологического развития центральной и западной частей нагорья Сангилен. Характеристика основных этапов развития центральной части Сангилене, составленная по данным, не выходящим за рамки его площади, была бы весьма неполной. При описании начальных этапов развития необходимо сравнение этих данных с прилежащими районами. Последующие этапы, в силу относительной краткости стратиграфического разреза нагорья Сангилен, вообще могут освещаться лишь по материалам смежных площадей. Значительный объем намечающихся таким образом материалов заставляет принять здесь некоторые выводы, фигурирующие в специальных работах, без доказательств [7, 21, 24].

С начала доступной нашему изучению истории устанавливаются определенные различия в развитии отдельных частей центра и запада Сангилене. В западной и особенно северо-западной частях нагорья в период времени, соответствующий отложению верхних частей разреза нижнего комплекса верхнего протерозоя, значительное распространение имели осадки различного состава, в том числе и богатые железом. В то же время в южном Сангилене (на юге площади листов) накапливались разнообразные обломочные и грубообломочные терригенные толщи. Накопление богатых железом осадков происходило в условиях значительной удаленности от источников сноса при достаточно частой смене терригенных осадков карбонатными. В силу этого на южном Сангилене осадки, давшие начало породам типа железистых кварцитов, не получили широкого развития.

С начала времени формирования отложений верхнего комплекса устанавливается сравнительно четкое разделение региона на участки поднятий и опусканий. К первым относится северо-западная часть нагорья Сангилен, ко вторым — центральная его часть (площадь листов М-47-ХІІІ, ХІХ). Прогибы и относительные поднятия более высоких порядков заложились в начале чартысского времени. С этого времени началось более или менее самостоятельное развитие северной и южной зон центрального Сангилене. Эта самостоятельность впоследствии выразилась и в различной ориентировке складчатых структур. К началу верхнечартысского времени тенденции к относительным поднятиям в пределах северной зоны сконцентрировались в определенных участках. По-видимому, устойчивые длительные постепенно развивавшиеся по площади поднятия имели место в верхнечартысское время на участке Хоромнугского купола. В чартысское время имела место незначительная эффузивная деятельность.

В самых верхах докембрия (байкальская складчатость) оформились в своих основных чертах главнейшие складчатые

структуры района — Сангиленский синклиниорий и Качинский антиклинарий. На этот же период времени падают сравнительно разнообразные по составу интрузивные проявления и метаморфизм докембрийских отложений.

В начале нижнего кембрия в условиях прогрессирующих нисходящих движений происходило накопление мощных морских осадков с участием подводных излияний в смежных северо-западных районах. По-видимому, этим опусканиям частично был подвержен и Сангилен.

Однако отмеченным выше нормальным морским осадкам низов нижнего кембрия на Сангиле соответствуют отложения засоленных мелководных лагун (первичные доломиты чахыртской толщи), часто чередующихся с местными участками поднятий (конгломераты).

Следующее проявление складчатости фиксируется внутри нижнего кембрия [22], с которым, возможно, связано внедрение гипербазитов актоврацкого комплекса. По-видимому, со следующей фазой складчатости (салаирской) связано смятие более молодых толщ нижнего кембрия [22], внедрение таннуольских интрузий и окончательная консолидация Сангиленского массива. В нижнем же кембрии имело место некоторое горизонтальное движение масс древних толщ Сангилена, направленное из окраинных частей синклинория внутрь его.

В ордовике Сангилен располагался, очевидно, выше уровня возможного накопления осадков. О высоком стоянии массива в силуре и девоне можно говорить достаточно определенно [21, 22], вследствие чего противоположные представления Л. Н. Леонтьева [8] следует признать несостоятельными.

Таким образом, в течение всего каледонского этапа развития Сангилен представлял жесткий геоантиклинальный выступ, постепенно с самого начала нижнего кембрия приобретающий черты древнего массива. В полуплатформенный этап развития произошло формирование среднепалеозойского интрузивного комплекса.

В кайнозойское время имели место глыбовые движения, при которых были подновлены некоторые древние разломы (основной разлом южной половины района, разлом бассейнов рр. Жин-хем и Чахырт и др.).

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф площади листов М-47-ХІІІ и ХІХ сравнительно со смежными районами достаточно однороден и в целом является высоко- и среднегорным. И. С. Гудилин [17] в пределах тектонико-скульптурного рельефа на площади листов выделяет пять подтипов рельефа (рис. 3). Ниже для краткости описания и сохранения целостной характеристики рельефа тех или иных есте-

ственных частей района близкие подтипы объединены, и на площади листов выделены три основных подтипа рельефа:

1. Плосковершинный (гольцовый) глубокорасчлененный высокогорный.

2. Островершинный (альпийский) глубокорасчлененный высокогорный.

3. Островершинный среднегорный.

1. **Гольцовый рельеф.** Гольцовый рельеф характерен для западной половины района, его центра и крайнего юго-востока. В пределах этой обширной площади водораздельные пространства представляют собой остатки плоской выровненной поверхности. Абсолютные отметки водоразделов увеличиваются в направлении с юга на север и с запада на восток. На водоразделах обычны отдельные останцовые выходы коренных пород. На некоторых участках такие останцы изобилуют, достигая больших размеров. Подобные участки (междуречье рр. Бурен и Эрзин) занимают уже промежуточное положение между гольцовым и альпийским рельефами. Выровненные поверхности несут отчетливые черты морозно-солифлюкционной обработки. На гольцах обычны нагорные террасы, каменные «многоугольники», морозно-солифлюкционные потоки и т. п. Поверхности гольцов покрыты лишь зарослями кустарниковой растительности. В центральной части района обычно безлесны и верхние части склонов долин. По гольцовой поверхности проходят все основные вычужные тропы.

Речные долины имеют крутые склоны; глубина расчленения составляет от 500—600 до 100—1100 м, форма речных долин различна как для отдельных участков района, так и для тех или иных частей одной и той же реки. Типичную V-образную форму имеют почти на всем своем протяжении долины рр. Эрзин и Нарын. Долины рр. Качик, Тарги и др. имеют V-образную форму, но с несколько более расширенным днищем и более пологими склонами. Река Балыктыг-хем в верховьях и ее верхние притоки имеют корытообразную форму и тем самым резко отличаются от долин Нарына и Качика.

Долина р. Нарын в районе устья руч. Хормунг и выше имеет V-образную форму, крутой скалистый правый склон. Ширина поймы не более 50—100 м. Русло (в большинстве случаев одно) отделено уступом высотой около 2—4 м от 1-й надпойменной террасы, ниже по течению уступ имеет высоту до 4—5 м. Подобное же увеличение высоты можно наблюдать и выше по реке. В целом для района характерно, что террасы с высотой уступа от 2 до 5 м трудно отделяются друг от друга. Выше по течению, например у устья руч. Элк, отмечаются террасы высотой до 10 м. «Обрывки» подобных же террас имеются и близ устья р. Баян-кол. В районе прииска Нарын в долине реки хорошо выражены и более высокие террасы, а также террасиро-

ванные высокие части склонов долин. Эти террасы и площадки имеют высоту 10—12, 20—30, 45—50, 70, 150 м.

Река Балыктыг-хем имеет сравнительно широкую (местами до 1 км) песчано-галечниковую пойму с многочисленными блуждающими руслами. Первая надпойменная терраса возвышается над поймой на 3—4 м.

По И. С. Гудилину [13], р. Нарын в истоках перехватывает верхние притоки р. Балыктыг-хем. Из притоков р. Балыктыг-хем особого упоминания заслуживает р. Жин-хем, долина которой при общей U-образной форме характеризуется присутствием отдельных округлых останцов коренных пород в дне ее. Коренные же породы очень часто выходят в цоколе 2—3-метровой террасы реки. Своеобразие долины р. Чахыртой состоит в том, что почти на всем протяжении река течет в каньоне шириной 50—70 м, глубиной от 7—10 до 20—30 м. Следующим более высоким элементом поперечного профиля долины р. Чахыртой является широкая надпойменная терраса, переходящая в сравнительно пологие залесенные склоны.

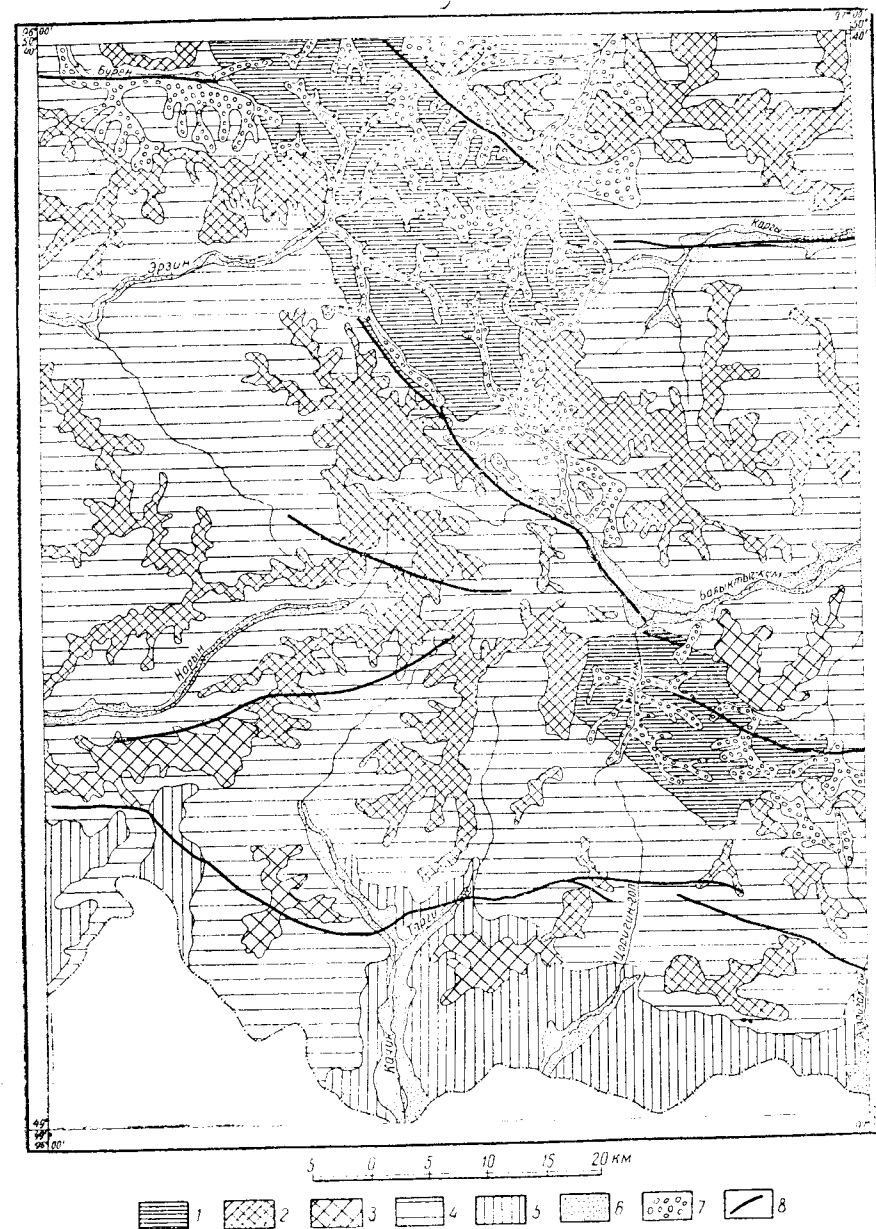
Долина р. Бурен, по И. Ф. Пожарискому [31], является обработанным трогом и выполнена ледниковыми отложениями. Морены местами отмечаются в верховьях р. Балыктыг-хем. Типичный озерно-ледниковый и каровый рельеф наблюдается в междуречье Эрзина и Бурена.

Эрозионные и аккумулятивные формы рельефа ледникового происхождения развиты на отдельных участках бассейна р. Тарбагатай. Здесь можно видеть бараньи лбы, морены, ледниковые озера и т. п.

2. Альпийский рельеф. На площади листов намечается два основных участка распространения альпийского рельефа. Первый расположен на юго-востоке района и охватывает междуречье Балыктыг-хем и левых притоков р. Тес-хем (рр. Цзайгалгол, Цоригин-гол, Тарги); второй занимает приводораздельное пространство, ограниченное с запада рр. Пучук, Эрзин и Бурен, а с востока — Тарбагатаем и Сольбельдером. В истоках р. Балыктыг-хем намечается соединение этих участков. Абсолютные отметки острых скалистых вершин альпийского рельефа достигают 3300 м над уровнем моря; относительные превышения ме-

Рис. 3. Геоморфологическая схема (по И. С. Гудилину)

Тектонико-скульптурный рельеф: 1—высокогорный глубокорасчлененный рельеф формами ледниковой скульптуры (водная и ледниковая эрозия). Абс. высоты 2200—2600 м, относительные — до 500 м. Возраст N—Q; 2—высокогорные выровненные поверхности (комплексная денудация). Абс. высоты 2200—2600 м, относительные — до 500 м. Возраст Mz—Pq; 3—среднегорный рельеф с пологими склонами (комплексная денудация). Абс. высоты 2000—2400 м, относительные — до 400 м. Возраст Mz—Pq; 4—среднегорный сильно расчлененный рельеф (водная эрозия и денудация склонов). Абс. высоты 1800—3000 м, относительные — до 1100 м. Возраст N—Q; 5—низкогорный и мелкосопочный резко расчлененный рельеф (водная эрозия). Абс. высоты 1500—2300 м, относительные — до 600 м. Возраст N—Q. Тектонико-аккумулятивный рельеф: 6—плоские и мелкохолмистые поверхности равнин и долин, сложенные, главным образом, аллювиальными отложениями (водная аккумуляция). Возраст Q; 7—ледниковый аккумулятивный, эрозионный и водноледниковый рельеф равнин, ложбин и долин (ледниковая и водноледниковая аккумуляция). Возраст Q; 8—кайнозойские дизъюнктивные нарушения, выраженные в рельефе



няются от 500—700 до 1200 м. Речные долины, располагающиеся в пределах этого рельефа, лишь в своих верховьях имеют U-образную форму. Часто днища долин почти лишены аллювиального материала. Террасы в большинстве случаев отсутствуют.

В пределах первого участка иногда наблюдаются ледниковые формы рельефа. Так, по левому крупному притоку р. Жин-хем имеются аккумулятивные образования, сходные с мореной. Более обширные пространства заняты древней мореной в верховьях левой составляющей р. Чахырттой. Остатки моренной насыпи площадью около 1 км², мощностью до 100 м наблюдались у северного подножия горы с отметкой 3274 м.

В пределах развития этого рельефа, как и гольцового, наблюдается отчетливая зависимость отдельных форм его от литологии. Эта закономерность выражается в том, что прослоям некарбонатных пород на хребтах соответствуют седловины. В целом участкам развития некарбонатных пород присущи более сглаженные формы рельефа, чем участками с развитием карбонатных. Подобные соотношения отчетливо наблюдаются в бассейне р. Балыктыг-хем, в восточной части района. Некарбонатные породы в целом несравненно слабее обнажены, чем карбонатные. Отдельные разности карбонатных пород имеют характерные формы рельефа. Так, в бассейне р. Тоскул скалистые формы белых мраморов верхов балыктыгхемской свиты резко отличаются от серых мраморизованных известняков нижнекартысской. Водоразделы хребтов в пределах этого типа непроходимы для вьючного транспорта и с трудом проходимы пешеходами.

3. **Островершинный среднегорный рельеф.** Этот рельеф, условно названный островершинным, пользуется небольшим развитием на юго-западе площади листа, в пограничных с МНР частях бассейнов рр. Хадхарунта, Цоригин-гол, Качик и Ара-Булак, где приурочен к участкам, сложенным сланцами чинчилигской толщи.

В пределах намечающейся таким образом полосы рельеф в общем повышается с запада на восток. В этом направлении абсолютные отметки водоразделов увеличиваются от 1900 до 2300 м. Вершины хребтов по своей форме занимают промежуточное положение между гольцовыми вершинами первого типа и альпийскими — второго. Склоны долин обычно крутые, северные — залесенные, южные — безлесные. Формы долин с запада на восток меняются от корытообразных до U-образных. Русло рек обычно узкое, ограниченное уступом 2- или 4-метровой террасы. Ширина этой террасы по р. Качик местами достигает 1,5—2 км. Боковые долины, впадающие в р. Качик, и все долины с запада от реки безводны. Днища их и склоны «засыпаны» делювиальным материалом.

Местами в районе по отдельным чертам рельефа устанавливаются разрывные нарушения. Так, крутыми обрывистыми скло-

нами и крутыми уступами в более пологих склонах сопровождаются разрывные нарушения к северу от оз. Кара-холь и в долине р. Бурен. В первом случае приподнят блок, расположенный к северу от оз. Кара-холь; во втором — резко поднят блок горы Сербик и хр. Остроконечный Таннуола. Особенно резко выражается в рельефе уступ, соответствующий субширотному тектоническому и одновременно литологическому контакту чинчилигской толщи в южной части района. Поднятым является северный блок (центральная часть площади листов), опущенным — южный (южная часть площади листов). Центральная часть площади листа приподнята также и по отношению к северо-восточной части по выраженному в рельефе разлому, проходящему от верховьев р. Чахырттой к северо-западу.

В отношении возраста участков распространения различных типов рельефа можно сказать следующее. По И. С. Гудину [2, 13], окончательное формирование выровненной гольцовой поверхности закончилось в палеогене. При последовавшем в плиоцене и миоцене неравномерном поднятии выровненной поверхности отдельные участки ее (блоки) обособились от соседних (были подняты на большую высоту). В наиболее высоко поднятых блоках, примерно совпадающих с границами развития описанного выше альпийского рельефа, в течение верхнего отдела четвертичного периода имело место оледенение горного типа. По-видимому, юго-западная часть района испытала поднятия меньшей интенсивности, возможно, некоторые импульсы поднятий здесь не проявились.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ИСТОЧНИКИ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Среди подземных вод района можно выделить воды коренных пород и воды рыхлых отложений. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, поверхностных водотоков и таяния вечной мерзлоты. Последняя охватывает большую часть территории листов, исключая лишь крайний юг.

Подземные воды, связанные с интрузивными породами, наблюдаются обычно в виде небольших, приуроченных к наиболее крупным трещинам источников дебитом от 0,4—0,6 до 1,0—1,5 л/сек с мягкой, чистой, прозрачной, без запаха и вкуса водой с температурой 5—6°. Источники такого рода вод встречаются в бассейне рр. Бурен, Эрзин.

Более или менее значительные выходы подземных вод слоистых осадочно-метаморфических отложений на дневную поверхность обычно тяготеют к участкам развития повышенной трещиноватости — зонам тектонических контактов, контактов с изверженными породами и т. п.

На юге района в зоне основного тектонического нарушения, разделяющего отложения обоих комплексов протерозоя, отмечено несколько небольших источников с чистой, пресной холод-

ной водой, приятной на вкус, с дебитом 3—5 л/сек (верховье р. Ара-Булак, пер. «Грязный» со стороны руч. Ак-Таврыг-Тыг и др.). В бассейне р. Чартис встречен небольшой источник трещинных вод, приуроченный к контакту мраморов с гранитами.

В районе имеются два целебных источника. В долине Нарына, вблизи устья р. Элк, известен выход холодной, пахнущей сероводородом воды с очень небольшим дебитом (менее 1 л/сек), приуроченный к небольшой зоне разлома. По данным А. П. Божинского, этот источник использовался местным населением в качестве лечебного. Источник в долине р. Тарги по представлениям местных жителей также обладает целебными свойствами. Здесь прозрачная холодная без запаха вода по выдолбленному в мраморной скале желобкам стекает в небольшое искусственное углубление. Источник этот (дебитом менее 0,1 л/сек) представляет собой выход трещинных вод в небольшой тектонической зоне в карбонатных породах.

Аллювиальные воды, залегающие, как правило, на небольших глубинах (1—2,5 м) в рыхлых отложениях пойменных террас и имеющие водоупором вечную мерзлоту, наблюдаются на поверхности как в виде источников (верховья р. Бурен, приустьевая часть долины р. Жин-хем и др.), так и в виде болот по широкому долинам рр. Балыктыг-хем, Сольбельдер, Жин-хем, Каргы, Тарги и др. По данным Л. Н. Щербакова, химический состав аллювиальных вод для различных участков района меняется [34].

В пределах развития карбонатных толщ при жесткости 110—130 мг/л воды имеют гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав:

$$M \ 0,1 \frac{HCO_3 \ 90,5}{Ca \ 78 \ Mg \ 19}; \ pH=7-8.$$

На участках, сложенных терригенными отложениями, воды становятся сульфатно-гидрокарбонатными, магниевыми-натриево-кальциевыми.

$$M \ 0,1 \frac{HCO_3 \ 89}{Ca \ 53,32 \ Mg \ 15}; \ pH=6-8.$$

На участках, сложенных интрузивными породами, отмечаются гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды.

$$M \ 0,1 \frac{HCO_3 \ 92}{Mg \ 60 \ Ca \ 38}; \ pH=6-8.$$

Воды элювиально-делювиальных отложений питают сильно заболоченные участки на гольцовых водоразделах и склонах гор и имеют ряд выходов. Вода верховых болот характеризуется желтовато-бурым цветом, нередко гнилостным запахом, наличием органических веществ; температура воды —4—5°.

В отношении водоснабжения района отметим, что большая северная высокогорная часть его вполне обеспечена имеющимися там поверхностными водами. В крайней юго-западной части района русла водотоков в течение большей части лета бывают сухими; имеющихся естественных выходов пресной воды здесь недостаточно.

Источники водоснабжения для этой части района описаны в отчете А. В. Ильина и В. М. Моралева по работам 1955—1956 гг. [23].

Водоприток при производстве горных работ летом, по данным Л. Н. Щербакова, составляет для центральной высокогорной части района 5 м³/сутки на 1 пог. м [34].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листов известны проявления различных полезных ископаемых. Наиболее важными из них в практическом отношении являются следующие: редкие земли, ниобий и флюорит Улуг-Танзекского месторождения, многочисленные проявления исландского шпата и золото прииска Нарын. Все эти известные проявления и даже такие, которые представляют только геохимический интерес, нанесены на карту полезных ископаемых. Все проявления и месторождения, нанесенные на карту, приведены в списках (см. прил. I, II, III).

В тексте описываются наиболее важные проявления того или иного генетического типа. Остальные однотипные проявления упоминаются только в том случае, если они чем-либо отличны от основного, представляющего тип, или являются по сравнению с ним более крупными. Для большей части проявлений характерна комплексность. Комплексные проявления описываются целиком в каком-либо одном разделе главы и могут не упоминаться в другом.

В конце приводятся полезные ископаемые, обнаруженные при шлиховом опробовании.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В КОРЕННОМ ЗАЛЕГАНИИ

Металлические ископаемые

Магнетитовые руды

Проявления магнетитовых руд, связанные с железистыми кварцитами и амфиболитами, наблюдаются на правобережье р. Бурга (115). Они приурочены к самым верхам разреза чинчилгской толщи. Слюдяные сланцы этой толщи вмещают здесь в пределах пачки мощностью 8—10 м прослойки амфиболовых (куммингтонитовых) кварцитов, гранат-амфиболовых сланцев и амфиболитов с мелкими, но обильными зернами граната. Эти прослойки местами содержат вкрапленность магнетита в виде

быстро выклинивающихся полосок мощностью от 0,5 до 5 см. Содержание магнетита в таких полосках не превышает 30—40%. Соотношение мощностей рудных и безрудных полосок составляет примерно 1:10. Полосчатых железистых кварцитов, типа широко распространенных на площади смежного с запада листа М-46-ХVIII (Мугурское и другие месторождения), здесь не имеется. Это проявление само по себе никакого практического интереса не представляет. Присутствие здесь проявлений собственно мугурского типа вряд ли вероятно.

Гематитовые руды

Известные в юго-западной части района проявления гематитовых руд представляют собой железные «шляпы» на крутопадающих пластах различных пород, содержащих сульфидную вкрапленность. Бурожелезняковые руды представлены натечными почковидными и сталагмитовыми скоплениями, по составу отвечающими гематиту. Одно из этих проявлений [9]¹ заслуживает внимания как возможный источник коренного золота (62).

Размеры проявлений ничтожны и не представляют практического интереса на железные руды.

Марганец

Оксиды марганца, по данным И. А. Нечаевой [13], отмечаются (30, 34) в кварцево-полевошпатовых жилах в бассейне р. Баян-кол (каргинский). По данным анализа протолок оксиды марганца содержатся здесь в количестве до 265-350 г/т и встречаются совместно с циртолитом, пирохлором, молибденитом и тантало-ниобатами. Здесь же в жилах щелочных и кварцевых сиенитов установлено присутствие циртолита (до 500 г/т), оксидов марганца (до 415 г/т) и, кроме того, церуссита, оранжита, колумбита, флюорита и галенита.

По мнению И. А. Нечаевой, оксиды марганца являются здесь продуктами окисления богатых марганцем тантало-ниобатов и, возможно, некоторых других минералов.

Титаномагнетитовые руды

Рудопроявления титана представлены двумя генетическими типами. Рудопроявления первого типа известны в трех пунктах. Одно из них расположено в бассейне левобережья р. Чартис, на левом водоразделе р. Кара-хем (23). Рудопроявление приурочено, по данным В. М. Моралева [12], к мелким линзовидным массивам щелочных сиенитов, типа ричесорритов. В этих массивах

часто наблюдаются мелкие и крупные (до 5 м) шлировые скопления, обогащенные титаномагнетитом. Размеры скоплений от 3—5 до 30—40 см; количество их в породе около 5%. По данным химического анализа, руды содержат TiO_2 12,5% и V_2O_5 0,031%. Помимо этих желваковых руд, на участке отмечаются крупнозернистые нефелинсодержащие лепидомелановые сиениты с вкрапленностью кристаллов титаномагнетита. Вкрапленные руды содержат 1,85% TiO_2 при общем содержании оксидов железа 13,77%. В. М. Моралев считает, что в пределах этого участка возможности обнаружения новых массивов сиенитов, содержащих титаномагнетит, не исчерпаны.

Единственное проявление второго типа расположено в верховьях руч. Ак-Таврыг-Тыг (85). Оно представлено мелкой, но обильной (от долей миллиметра до миллиметра) вкрапленностью ильменита в амфиболитизированных карбонатных породах. Последние в участках, не подвергшихся изменениям, имеют повышенное содержание окиси магния и отвечают доломитистым известнякам и доломитам. Амфиболитизированные известняки и амфиболиты, обогащенные вкрапленностью титаномагнетита, содержат, по данным химического анализа, до 3,65% TiO_2 (см. табл. 2, п. 18). Это рудопроявление имеет большие масштабы и заслуживает дальнейшего изучения с целью поисков богатых рудных залежей.

В свете результатов работ на площади смежного с запада листа М-46-ХVIII (Г. Н. Шапошников и др.) необходимо отметить возможную перспективность на титан некоторых интрузий основного и среднего состава таннуольского комплекса площади листов М-47-ХIII/ХIX.

Медь

Одно из рудопроявлений меди известно, по данным В. В. Архангельской [1], в верховье р. Бохор (47). Среди мраморов балыктыгхемской свиты здесь отмечена мощная пачка темно-серых известняков с редкой вкрапленностью пирита и пирротина. В известняках наблюдаются тела неправильной формы серых, несколько давленных ороговикованных микрокварцитов, с убогой вкрапленностью сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита и борнита), содержание которых составляет до 2—4%. Микрокварциты включают линзы с богатой сульфидной вкрапленностью. Мощность этих линз достигает 1,5—2 м, простираение их вполне согласно с простираемием вмещающих пород, а протяженность около 30 м. Микрокварциты, содержащие линзы, падают под средними углами к юго-востоку; ширина выходов достигает 50 м, протяженность до 250 м. Соотношение мощностей рудных и безрудных пород неизвестно. Рудные тела содержат до 70% сульфидов. По данным спектральных анализов, содержание меди в породе достигает десятых долей про-

¹ В главе полезные ископаемые ссылки на литературу приводятся согласно приложению 4.

цента, а содержание кобальта и никеля до сотых долей процента.

Проявление меди известно в истоках р. Нарын у так называемой «Красной горки» (56). Здесь, по данным А. П. Божинского [3], наблюдается зона окварцованных ожелезненных и серицитизированных красно-бурых («красных») сланцев с обильной неравномерно распределенной вкрапленностью пирротина и арсенопирита (?). Эта зона, мощностью 160—180 м и протяженностью более 10 км, приурочена к разлому. В зоне сульфидизации наблюдаются кварцевые жилы, содержащие тонкодисперсное золото, и жилы с пиритом и халькопиритом. Сведений о количестве жил и размерах их А. П. Божинский не приводит. Проявления меди известны также в порфиритах чахыртской свиты [9], где изредка наблюдаются очень тонкие примазки малахита совместно с сульфидами железа (107).

На левом берегу р. Карги среди «зеленых» сланцев нижнетапсинской толщи отмечена кварцевая жила, содержащая вкрапленность халькопирита, малахита, азурита и блеклых руд(?). Мощность жилы около 1 м, протяженность до 1,5 м (22). По данным шлихов из протолочек, содержание малахита в породе достигает до 7,74 г/т, азурита 2—3 г/т [25]. Указанные медные рудопроявления не представляют практической ценности.

С в и н е ц

Коренные рудопроявления свинца на листах М-47-ХIII/ХIХ известны в верховьях рр. Оругты (8) и Жин-хем (103), на левом борту долины р. Тарбагатай (13), на участках Улуг-Танзекского (5) и Кара-Адырского месторождений (41). Наиболее крупным является проявление в верховье р. Оругты, где актинолитизированные, карбонатизированные и хлоритизированные зеленовато-серые сланцы прорваны крупными неправильной формы, жилами красных существенно микроклиновых гранитов [13]. Граниты сильно давленные и катаклазированные. В приконтактовой зоне на протяжении 4 м при ширине 1—2 м сланцы и граниты пронизаны густой сетью тонких кварцевых жилок, мощностью от 1 до 10 см. В полированных шлифах из жильного кварца отмечаются мелкие пластинчатые или ксеноморфные зернышки галенита. Содержание галенита по данным протопочки 300 г/т (кристаллы размером 0,1—0,8 мм).

А л ю м н и й

Возможными источниками алюминиевого сырья в пределах района, по мнению Р. М. Яшиной [18], могут явиться богатые нефелином интрузивные породы. Крупнейшее проявление этого типа — Чикское месторождение (73), а также ряд более мелких проявлений были открыты в 1952 г. сотрудниками Тувинской

экспедиции ИГН СССР Р. М. Яшиной и В. А. Кононовой и рекомендованы для постановки разведочных работ.

Чикское нефелиновое месторождение располагается в среднем течении р. Жин-хем (Чик); географические координаты его 50°10' с. ш. и 96°42' в. д.

Ультращелочная интрузия, с которой связано нефелиновое месторождение, образует почти вертикальное межпластовое тело сложной линзовидной формы, залегающее в известняках чартысской толщи.

В пределах участка выделяются три отдельных вытянутых интрузивных тела, имеющих близкий состав и генетически несомненно тесно связанных.

Первое представляет собой наиболее широкий массив, вытянутый в северо-западном направлении на 1,175 км при средней ширине около 215 м. В массиве выделяются две полосы: по северо-восточному краю широко-полосчатые пегматоидные ийолит-уртиты, в которых содержание нефелина колеблется от 60 до 80%; по юго-западному — прерывистая полоса шириной от 150 до 25 м крупно- и среднезернистых ийолит-уртитов и ийолитов с содержанием нефелина около 50—60%. Юго-восточная часть интрузии сложена преимущественно кальцитизированными нефелинитами и уртитам. Средний состав кальцитизированных нефелинитов: нефелин — до 95—97%, кальцит 5—30%; средний состав кальцитизированных уртитов: нефелин 70—85%, кальцит до 20%, темноцветные минералы до 10%.

Второе тело в пределах участка Чикского месторождения имеет длину 115 м и ширину 65 м, складывается преимущественно крупнозернистыми разностями мельтейгитов.

Третье, самое крайнее к востоку интрузивное тело, сложено в основном неоднородными кальцитизированными пегматоидными ийолитами с такситовой текстурой. Лишь в его периферических частях, кроме мельтейгитов, встречаются и ийолиты. Протяженность этого тела около 260 м, ширина около 40 м.

Наиболее важными в отношении нефелиноносности являются кальцитизированные нефелиниты и уртиты. По данным химического анализа средней пробы уррита, содержание Al_2O_3 составляет 39,14%.

Данные ряда химических анализов чистого нефелина показывают, что содержание глинозема в нем колеблется от 35 до 36,66%, а содержание окиси железа не превышает 1%.

Запасы нефелинсодержащих пород только по основному, наиболее крупному интрузивному телу при глубине подсчета в 385 м составляют 243 млн. т. Из этого количества на долю кальцитизированных нефелинитов и уртитов приходится 18 млн. т. Общие запасы нефелиновых руд по всем трем телам Чикского месторождения составляют 248 млн. т.

Кроме Чикского нефелинового месторождения, богатые нефелином породы известны, по данным Р. М. Яшиной и В. А. Ко-

ноновой, в районе оз. Даху-нур (49) и в бассейне р. Каргы (45).

Большинство известных массивов ультращелочных пород в пределах листа в отношении их нефелиноносности не оценивалось, хотя здесь встречаются и весьма богатые нефелином породы. По данным И. А. Нечаевой [13], в качестве богатых источников нефелина могут служить находящиеся в бассейне р. Баян-кол (каргинский) массивы щелочных пород, представленных уртитами и обогащенными нефелином нефелиновыми сиенитами (29, 35). Один из них (правый борт долины р. Баян-кол) имеет размеры $2,5 \times 2$ км. Среднее содержание в породах чистого нефелина достигает 60—70% (35). Все месторождения алюминиевого сырья расположены в труднодоступной местности.

Золото

Коренное золото известно в нескольких пунктах.

В обрывах правого берега р. Нарын, в 8—9 км выше прииска, черные известняки вмещают многочисленные поперечные линзовидной формы кварцевые жилы мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, протяженностью 10—12 м. По-видимому, к этим жилам относятся данные А. П. Божинского [3] о содержании золота в количестве от 2—3 до 230 г/т (59). Однако, по сведениям А. И. Левенко, проведенное позже опробование кварцевых жил не дало положительных результатов.

В районе «Красной горки» (56) в зоне сульфидизации наблюдаются кварцевые жилы, содержащие тонкодисперсное золото в количестве до 1,5 г/т.

Единичные знаки золота отмечались И. А. Нечаевой [13] по левому берегу р. Баян-кол (каргинский) по данным шлиха из протоочки пород кварцево-амазонитового штока.

Молибден

Проявления и месторождения молибдена, известные на площади листов, в большинстве случаев являются одновременно проявлениями редкоземельного и циркониевого оруденения.

Комплексные молибденово-редкоземельные проявления. Единственным крупным проявлением молибденового оруденения в районе является Кара-Адырское молибденово-редкоземельное месторождение (41), расположенное на левом борту долины небольшого ручья, впадающего справа в р. Кара-Адыр — единственный крупный правый приток р. Сольбельдер. Географические координаты месторождения: $50^{\circ}20'37''$ с. ш. и $96^{\circ}31'14''$ в. д.

Кара-Адырское месторождение было открыто в 1954 г. геологом И. А. Нечаевой [11] при проверке точки минерализации, обнаруженной в 1953 г. А. В. Григорьевым [5]. В 1955 г. Горная экспедиция 1 Главного геологического управления проводила

на месторождении предварительные разведочные работы (М. А. Жуков и др.).

Кара-Адырское месторождение расположено в приконтактовой зоне довольно крупного массива нефелиновых и щелочных сиенитов. Массив вмещается толщей серых мраморов нижне-чартысской подсвиты. На участке месторождения имеется довольно крупное линзовидное согласное тело (шок, по М. А. Жукову) своеобразных альбитовых пород, названных И. А. Нечаевой караадыритами, среди которых в отдельных участках встречаются нефелинсодержащие разности типа мариуполитов (канадитов).

Линзовидное тело, сложенное белыми существенно альбитовыми породами, со всех сторон окружено мелкозернистыми серыми и темно-серыми, часто полосчатыми калиево-полевошпатово-альбитовыми породами, содержащими тончайшую неравномерно рассеянную вкрапленность молибденита и магнетита.

Серые альбитовые породы содержат молибденит как в виде мельчайших (около 0,01 мм) чешуек, так и в виде отдельных разрозненных, хорошо видимых шестиугольных пластинок размером от 1—2 до 5—10 мм. В протоочках из молибденсодержащих пород, по В. М. Моралеву и И. А. Нечаевой [11], кроме молибденита и магнетита, выделены: флюорит, бурый циркон, галенит, ловчоррит, торинит, гатчеттолит, халькопирит, сфен, апатит, пирит, пирротин, ильменит.

Содержание молибдена в рудах, по данным точечного и бороздового опробования, колеблется от 0,01 до 0,4%, составляя в среднем, по-видимому, 0,1%. По данным М. А. Жукова [7], в большинстве бороздовых проб химическим анализом обнаружены лишь следы молибдена, и только в некоторых пробах сотые и тысячные доли процента.

Спектральными анализами в серых караадыритах, по В. М. Моралеву и И. А. Нечаевой [11], устанавливается присутствие молибдена в количестве от 0,01 до 0,1% и, кроме того, — циркония, марганца, титана, свинца, бериллия, иттрия, лантана, стронция, бария, ванадия, ниобия, никеля, галлия, олова, хрома. В серых альбитовых породах, по В. М. Моралеву и И. А. Нечаевой [11], в значительном количестве содержатся такие полезные минералы, как флюорит (до 115 г/т), бурый циркон (до 410 г/т), галенит (до 40 г/т) и ловчоррит (до 175 г/т).

Площадь распространения молибденсодержащих пород составляет примерно 7 тыс. м². Геологические запасы молибденовых руд, определенные В. М. Моралевым и И. А. Нечаевой цифровой порядкой 700 тыс. т, однако не подтверждены работами М. А. Жукова. Отрицательная оценка молибденового оруденения М. А. Жуковым базируется на соответствующих результатах опробования. Причины больших расхождений данных первооткрывателей с данными последующей разведки не вполне ясны.

По-видимому, это связано с некачественным проведением анализов проб, собранных И. А. Нечаевой и М. А. Жуковым; проверка данных этих анализов пока не выполнена.

Редкоземельное оруденение на месторождении несут главным образом белые, часто сахаровидные, существенно альбитовые породы, нередко содержащие в подчиненном количестве микроклин, эгирин-авгит, щелочной амфибол типа гастингсита, биотит, нефелин или кварц.

Белые альбитовые породы слагают одно крупное (длиной более 200 м) и несколько более мелких параллельно ориентированных тел. В некоторых местах на контактах со светлыми альбитовыми породами наблюдаются своеобразные роговики, скарнированные карбонатные породы (с пироксеном, амфиболом, кварцем, кальцитом, флюоритом и сфеном) и породы типа турмалиновых грейзенов.

По данным В. М. Моралева и И. А. Нечаевой [11], в белых альбитовых породах установлены следующие полезные минералы: галенит, флюорит, ториданит и уранинит, циртолит и малакон, халькопирит, сфалерит, ловчоррит, гатчеттолит, шеелит, ильменит, пирит, пирротин, апатит и изредка молибденит. Все эти минералы присутствуют в виде мелкой неравномерно распределенной вкрапленности. Многие полезные минералы (галенит, ториданит, циркон, флюорит) содержатся в отдельных пробах в весьма значительных количествах: от 500 до 4500 г/т. Ловчоррит и гатчеттолит также присутствуют в заметных количествах (20—50 г/т).

Данные химических анализов бороздовых и точечных проб показывают суммарное содержание редких земель в белых альбитовых породах от 0 до 0,54%, свинца — от 0 до 0,07%, титана — до 0,44%.

По М. А. Жукову, содержание ZrO_2 в тех же породах колеблется от 0,05—0,01 до 0,9% (данные 15 бороздовых проб); среднее содержание по всем пробам 0,2%. Спектральными анализами в белых альбитовых породах обнаружены те же элементы, что и в серых молибденсодержащих альбитовых породах. Спектральными анализами в отдельных редкоземельных минералах, кроме названных элементов, установлено наличие иттрия, лантана, церия, иттербия, галлия, тантала, урана и тория. По М. А. Жукову, в пегматитах, вмещающихся белыми альбитовыми породами, содержание ZrO_2 составляет 0,17—0,27%.

Запасы (геологические) редкоземельных и циркониевых руд Кара-Адырского месторождения только по основному (наиболее крупному) рудному телу оценивались В. М. Моралевым и И. А. Нечаевой цифрой порядка 400 тыс. т. В. М. Моралев и И. А. Нечаева рекомендовали Кара-Адырское месторождение для дальнейшего изучения. М. А. Жуков на основании предварительных разведочных работ пришел к выводу, что только по содержанию циркона месторождение близко к кондиционным,

но вследствие малых размеров и сложности технологии не может быть рекомендовано как промышленное.

Генезис Кара-Адырского месторождения довольно сложный. По всей видимости, альбитовые породы являются образованиями метасоматического типа. Процесс альбитизации, очевидно, постмагматический, привел на участке месторождения Кара-Адыр к полному преобразованию (замещению) как нефелиновых сиенитов, так и вмещающих их мраморов. Светлые существенно альбитовые породы, несущие редкоземельное оруденение, представляют собой, по-видимому, метасоматические замещенные нефелиновые сиениты, а темно-серые альбитовые породы, несущие молибденовое оруденение, образовались в результате контакто-метасоматического преобразования вмещающих пород (мраморов). Кара-Адырское месторождение генетически несомненно связано со щелочными породами среднепалеозойского комплекса, точнее, по-видимому, с постмагматическими растворами, являющимися наиболее поздними дериватами интрузий этого комплекса. Для месторождения характерно преобладание редкоземельных элементов иттриевой группы.

Молибденовые проявления. Существенно иного типа проявления молибденового оруденения известны в бассейнах небольших левых притоков р. Бурен в верховьях последней (3). Здесь молибденит присутствует, видимо, в качестве акцессорного минерала в щелочных микроклиновых гранитах, роговообманковых гранитах и граносиенитах. В шлихах из протолок этих пород, кроме молибденита (редкие знаки), присутствует также циркон. Участок несомненно перспективен в отношении молибденового оруденения, что было отмечено впервые И. Ф. Пожарским в 1952 г. [15]. Перспективность участка подтверждается и данными шлихового опробования.

Особняком стоит проявление молибдена, расположенное в верховьях р. Сольбельдер (31). Редкая вкрапленность молибдена и пирита отмечена здесь в одном образце крупнокристаллических кальцитовых и амфибол-кальцитовых пород, образующих небольшие (мощностью до 0,8 м) линзовидные тела, которые залегают в известняках. По-видимому, эти тела приурочены к зоне небольшого разлома и представляют собой гидротермально измененные перекристаллизованные амфиболитизированные и пиритизированные известняки.

Тантал и ниобий

Минералы тантала и ниобия в пределах листов М-47-ХІІІ и ХІХ в коренных проявлениях отмечены: по рр. Жин-хем, Баян-кол (каргинский), в Улуг-Танзекском месторождении флюорита (см. раздел «Флюорит»), в бассейне р. Бурен совместно с редкими землями (см. раздел «Редкие земли»).

Одним из наиболее крупных является проявление колумбита и эвксенита в верховьях р. Жин-хем (99). Оно связано с гранитами так называемого «Чикского жильного поля». Это поле размером $2,5 \times 1,5$ км характеризуется развитием серии пластовых даек разнообразных гранитов, залегающих среди карбонатных пород чартысской толщи. Граниты обнажаются в виде гребневидных скал с простираниями, меняющимися от $СВ=50^\circ$ до $ЮВ=170^\circ$, а также в виде мощных глыбовых развалов и курмников.

Жильные тела обычно круто наклонены в разные стороны (углы падения от $40-60$ до $70-80^\circ$); средняя мощность жил $5-6$ м. Среди пород, слагающих дайки, выделяются аляскитовые и лейкократовые граниты, наиболее широко распространенные; гранодиориты биотитовые с флюоритом; щелочные рибекитовые граниты; пегматоидные граниты с турмалином: пегматиты и кварцево-полевошпатовые жилы с амазонитом.

По данным И. А. Нечаевой [13], минералы ниобия и тантала встречены в шлихах из протолок лейкократовых гранитов. Количество колумбита и эвксенита (вместе) достигает 500 г/т, причем кроме них, в весовых количествах присутствуют циркон, пироклор (гатчеттолит), галенит и флюорит.

По данным спектрального анализа мономинеральных проб установлено присутствие:

в цирконе: $Zr > 1\%$; Mo $0,01\%$; Nb $0,01\%$; Hf $0,01\%$; I 1% ; Th 1% ; Yb 1% ; в пироклоре: Nb $0,01\%$; Zr $0,01\%$; Pb $0,1\%$; Be $0,01\%$; Y $0,1\%$; Yb $0,1\%$; $U > 1\%$; в эвксените: Nb 1% ; Sn $0,1\%$; $Y > 1\%$; $Yb > 1\%$; $Ja > 1\%$; Th $0,1\%$; в колумбите: Hf $0,1\%$; Nb $1-10\%$; Ta $0,1-1\%$; Y 1% ; в галените: Mo $0,1\%$; Nb $0,01\%$; Cu $0,01\%$; $Pb > 1\%$; Ag $0,1\%$; Yb $0,01\%$; U $0,1\%$; Th $0,1\%$

И. А. Нечаева указывает, что здесь же в щелочных и альбитизированных аляскитовых гранитах присутствует тоддит—марганцовистый урансодержащий танталит. Анализы шлихов из протолок этих пород показывают содержание тоддита до 232 г/т, флюорита до 720 г/т, циркона до 1344 г/т, циртолита 548 г/т, монацита 17 г/т, пироклора 64 г/т, а также (в знаках) галенита, молибденита, колумбита, микролита и уранинита. Проявление описанного типа известно и выше по р. Жин-хем [11].

Вкрапленность циртолита и колумбита отмечена, кроме того, в кварцево-амазонитовых жилах мощностью $0,5-8$ м по левому борту долины р. Жин-хем (72) (устное сообщение Р. М. Яншиной).

По данным И. А. Нечаевой [13], известно еще одно проявление тантала и ниобия, расположенное на левобережье р. Баян-кол, в $6-7$ км выше впадения его в р. Каргы (32). Здесь в кварцево-амазонитовом «штоке» размером $100 \times 15 \times 80$ м отмечено присутствие (данные анализов шлихов из протолок) манга-

но-танталита (125 г/т), окислов марганца ($16,6$ г/т) и знаков пироклора, циркона, церуссита, азурит, монацита, галенита, золота.

Отметим, что проявления тантала и ниобия, как видно из вышеизложенного, в большинстве случаев являются одновременно и редкоземельными. Наиболее значительным пунктом проявления тантала и ниобия, по-видимому, является Улуг-Танзекское месторождение (5). Во всех проявлениях ниобий, видимо, преобладает по сравнению с танталом, что в общем снижает ценность известных в настоящее время проявлений.

Редкие земли

В пределах листов М-47-ХIII и ХIХ известно несколько десятков коренных проявлений редкоземельного оруденения. Большинство из них генетически связано со щелочными породами среднепалеозойского комплекса. Почти во всех проявлениях редкие земли находятся в ассоциации с цирконием, почему проявления этих элементов не разделяются ни на карте, ни в тексте.

Проявления редкоземельного и циркониевого оруденения объединяются в три генетические группы, две из которых, по-видимому, близки между собой.

В первую группу включены проявления собственно магматического генезиса. Эти рудопроявления связаны с различными магматическими породами обычно гранитами, щелочными гранитами и плагиигранитами, в которых присутствуют заметные количества тех или иных минералов, содержащих цирконий и редкоземельные элементы.

В частности, типичными проявлениями первого типа являются некоторые точки минерализации, известные в верховьях р. Бурен. Одна из них (1), расположенная в бассейне правого притока р. Бурен, связана со щелочными мелкозернистыми альбитизированными гранитами. Глыбовые развалы этих гранитов встречаются на правом берегу ручья. Альбитизированные граниты, по-видимому, слагают небольшой шток. В шлихах из протолок гранитов установлено присутствие бурого бипирамидального радиоактивного циркона, монацита и минерала из группы тантало-ниобатов. В последнем микрохимическими реакциями выявлено присутствие тантала, ниобия, церия, урана и железа.

Описанное проявление, вероятно, весьма близко и по характеру рудоносных пород и по типу минерализации к Улуг-Танзекскому месторождению. Более мелкие проявления этой группы имеются в северо-западной (2), юго-восточной (116, 118) и северо-восточной (18, 38 и др.) частях района. Они представлены циртолитом, а для точек 116, 118 — и монацитом. Последний является акцессорным минералом как в среднепалеозойских интрузиях, так, видимо, и в нижнепалеозойских.

Вторая, наиболее обширная группа проявлений редкоземельного оруденения включает в себя точки минерализации, связанные с разнообразными жильными телами гранитов, сиенитов, пегматитов, щелочных пегматитов, а также с жилами кварцево-полевошпатовых и полевошпатовых пород.

Одним из типичных проявлений второго типа является Оругтинское (8), расположенное в верховьях левого притока р. Тарбагатай. Здесь в массиве нефелиновых сиенитов имеется серия жил щелочных пегматитов. Длина жил достигает нескольких десятков метров, мощность обычно не превышает 3—5 м.

В пегматитах наблюдается вкрапленность бурого циркона, галенита, пироклора (гатчеттолита), флюорита, а также титаномagnetита и пирротина. В единичных жилах и в некоторых разностях сиенитов титаномagnetит содержится в большом (до 40—50%) количестве.

Весьма близким к описанному является редкоземельное проявление, расположенное у Кара-Адырского месторождения. Здесь в массиве нефелиновых сиенитов и в непосредственной близости от него имеется множество небольших (мощностью от 0,3—0,5 до 1—1,2 м) жил щелочных пегматитов, содержащих бурый циркон (циртолит и малакон), гатчеттолит, галенит, сфен, пирит, флюорит. Химическими анализами точечных проб установлено содержание редких земель от 0,18 до 0,44% и свинца от 0,03 до 0,05%. В некоторых жилах в большом количестве присутствует темноокрашенный флюорит, который в отдельных случаях составляет до 50% породы. Здесь же иногда наблюдаются и «чисто» флюоритовые жилы мощностью до 0,2—0,3 м, причем флюорит, по-видимому, также содержит редкие земли.

Заслуживает внимания проявление, расположенное на правом берегу р. Нарын (79). По данным А. В. Ильина [8], здесь среди мраморов, силикатных мраморов и плагиоклазовых пироксеновых гнейсов чартысской толщи очень часто встречаются согласные жилы кварцево-полевошпатовых (преимущественно плагиоклазовых) пород. Мощность жил около 5—7 м, протяженность 20—30 м. Наблюдаются отдельные более крупные жилы.

Макроскопически видимая минерализация характеризует лишь некоторые, сравнительно немногочисленные жилы. Она выражается в присутствии мелких неправильных гнездообразных выделений флюорита, а также примазок гематита. Иногда в жилах отмечаются участки, обогащенные ортитом, составляющим до 8—10% от общего объема породы.

Редкоземельное оруденение на участке фиксируется вне прямой зависимости от наличия в породах макроскопически видимых кристаллов флюорита и ортита.

По данным спектральных анализов бороздовых проб, в жильных породах содержится от 0,001 до 1% иттрия, от 0,01

до 10% лантана, от 0,001 до 0,1% церия, от 0,01 до 1% циркония. Минералогическим анализом шлихов из протолочек в жильных породах Нарынского участка, кроме ортита, определен торугуммит, циртолит, железистая разность торита (ферриторит).

В остальных многочисленных проявлениях этой группы среди полезных минералов в незначительных количествах встречаются следующие: циртолит и малакон, флюорит, монацит, торит, молибденит, галенит, тоддит, оранжит.

Третья группа проявлений редкоземельного оруденения включает лишь две точки, где минерализация связана со своеобразными альбитовыми породами, по-видимому, метасоматического генезиса. Эти породы слагают или неправильной формы тела, или небольшие жильные тела альбититов.

Единственным крупным проявлением третьей группы является Кара-Адырское молибденово-редкоземельное месторождение (41), описанное в разделе «Молибден».

Неметаллические ископаемые

Исландский шпат

Проявления исландского шпата на площади листа впервые были открыты В. М. Моралевым и И. А. Нечаевой в 1955 г. [11]. В течение 1955 г. на одном из проявлений (левый берег р. Жин-хем) Горной экспедицией проводились разведочные работы под руководством Б. Б. Голубева и Н. Я. Дробининой [6]. Этими же работами в низовьях р. Баян-кол (нарынский) было доказано промышленное значение Адырбутского месторождения исландского шпата (восточная часть листа М-46-XVIII).

В большинстве пунктов, отмеченных на карте полезных ископаемых листов М-47-XIII и XIX, проявлений исландского шпата, строго говоря, не обнаружено, в них найден крупнокристаллический «мутный» кальцит. Однако практика поисковых работ на исландский шпат показывает, что проявления кальцита такого типа, как отмеченные на карте, сопровождаются проявлениями исландского шпата.

Все известные проявления исландского шпата расположены в пределах развития карбонатных отложений верхнего комплекса.

Значительная часть их пространственно тяготеет к зоне разрывных нарушений, проходящей от среднего течения р. Чахыргой к низовью р. Жин-хем. Наиболее хорошо изучено к настоящему времени проявление, расположенное на левом берегу р. Жин-хем (96). При разведке Б. Б. Голубевым в 1955 г. здесь было обнаружено около 100 кальцитовых жил, распределенных на площади около 2,5 км². Некоторые жилы содержат кондиционные кристаллы исландского шпата. Мощность и протяженность жил неизвестны.

Проявление, расположенное на левобережье р. Балыктыг-хем, по данным В. М. Моралева и И. А. Нечаевой (76), представлено жилами кальцита. Каждая из них представлена сложной сетью мелких жил крупнокристаллического кальцита. Ширина таких сложных жил колеблется от 0,5 до 1,5 м, протяженность от 5—8 до 12—15 м. Жилы вытянуты в северо-западном направлении.

При предварительном осмотре В. М. Моралевым было обнаружено здесь свыше 10 жил. Жилы обычно слагаются кальцитом двух типов: в периферической части жил наблюдается шестоватый (гребенчатый) молочного-белый кальцит, а в центральной части — ромбоэдрический, прозрачный. Размеры кристаллов прозрачного кальцита не превышают 2—5 см в поперечнике. В занорышах встречены кристаллы величиной до 20 см.

На левобережье р. Чартис (23) В. М. Моралевым [11] описано проявление исландского шпата, образующего линзовидные участки в щелочных сиенитах. Длина таких участков от 3—5 см до 3—4 м, ширина до 1,0 м. Кальцит прозрачный, но сильно трещиноватый. Полупрозрачные кристаллы кальцита отмечены в бассейне верхнего течения р. Чахыртой (102, 105) в верховьях р. Тарбагатай (17) и во многих других пунктах.

Флюорит

В пределах листов М-47-ХIII и ХIХ проявления флюорита пользуются широким распространением. Они наблюдаются в связи с гранитами и щелочными породами, с жильными кварцево-полевошпатовыми и полевошпатовыми породами, а также с карбонатными породами верхнего комплекса протерозоя.

В гранитах и щелочных породах плавиковый шпат присутствует в качестве акцессорного минерала, изредка образуя в них небольшие по размерам жилы, а также наблюдается в виде иногда довольно обильной вкрапленности. Примером последнего могут служить светлые аляскитовые пегматонидные граниты на водоразделе рр. Жин-хем — Тарги (95, 97), которые содержат вкрапленность флюорита, а по данным минералогического анализа шлиха из протоочки, — и циртолит.

Флюорит встречается также в щелочных пегматитах и существенно альбитовых контактовых породах (например, на месторождении Кара-Адыр). Помимо этого, флюорит присутствует в значительном количестве (до 30%) в своеобразных флюоритово-диопсидовых скарнах с апатитом и сфеном, образование которых связано, по-видимому, также со щелочными интрузиями. Проявления этого типа отмечены по второму крупному левому притоку р. Балыктыг-хем, выше устья р. Сольбельдер (65), где содержание флюорита в породах достигает 10—25%.

Одно из значительных проявлений расположено на правом

водоразделе р. Жин-хем, в верховьях ее правого крупного, второго снизу, притока (104). Оно связано с гранитами «Чикского поля». Флюорит отмечен здесь в единичных жилах преимущественно кварцево-полевошпатовых пород в количестве 7 г/т. Вместе с ним (данные минералогического анализа шлиха из протоочки) отмечены гатчеттолит (7 г/т), бурый призматический циркон (15 г/т), монацит (редкие знаки) и пирит. Сами мраморы в пределах жильного поля и вблизи него нередко скарнированы и содержат довольно обильную вкрапленность флюорита. В них имеется (данные анализа шлиха из протоочки) бурый дипирамидальный циркон, галенит (редкие знаки), а также сфен, апатит и амфибол.

Весьма часто флюорит в виде мелкой и убогой вкрапленности присутствует непосредственно в мраморах, силикатных мраморах и пироксеновых гнейсах верхнего комплекса (50, 26, 24 и др.).

Единственное на площади месторождение флюорита (5), открытое в 1952 г. геологом Т. С. Гостевой [15] и названное Улуг-Танзекским, расположено в труднодоступной высокогорной части хр. Острокопечный Таннуола, на водоразделе рр. Эрзин и Сайлик. Географические координаты месторождения: 50°39' с. ш. и 96°18' в. д.

Улуг-Танзекское месторождение является комплексным флюоритово-редкоземельно-ниобиево-циркониевым. Оно приурочено к штоку щелочных гранитов среднепалеозойского комплекса и вмещающим его мраморам протерозоя. Среди пород, слагающих шток, преобладают щелочные альбитизированные граниты.

Флюорит. Флюоритовые жилы и зоны флюоритизации расположены в экзоконтакте интрузивного массива и вмещаются мраморами. Среди жил Л. Н. Щербаковым выделяются: 1) пегматиты, в которых флюорит образует отдельные выделения; 2) пегматиты, в которых флюорит слагает зальбанды; 3) гидротермальные метасоматические жилы и 4) гидротермальные жилы типа выполнения трещин. Наиболее крупные скопления флюорита несут жилы двух последних типов. Эти жилы прослеживаются по простиранию на расстояние до 80 м, при мощности до 4—5 м. Флюорит содержится также в милонитизированных зонах, которые сложены отдельными мелкими флюоритовыми прожилками. Содержание флюорита в жилах составляет в среднем 40—50% [17]. Содержание вредной примеси (SiO_2) в общем менее 10% [15]. Флюорит имеет темно-фиолетовый до черного цвет, металлоидный блеск. И. Ф. Пожариский считает, что руды жильного типа могут служить сырьем для силикатной и керамической промышленности; руды флюоритизированных зон применимы в металлургии. Геологические запасы флюорита на месторождении, по И. Ф. Пожарискому, составляют 210 000 т, по Л. Н. Щербакову «по самым скромным подсчетам» 100 000 т.

Редкие земли, ниобий, цирконий и т. д. Щелочные граниты массива в виде вкрапленности либо тонких прожилков (3—5 см) содержат тороциркон. Этот минерал выделяется в процессе наложенной альбитизации. В гранитах массива, а также в аплитовых и пегматитовых жилах (в центральных частях их) встречаются сравнительно крупные (до 2—3 см) короткостолбчатые бипирамидальные кристаллы колумбита. Л. Н. Щербаков приводит химический анализ этого минерала: Nb_2O_5 72,0%; Ta_2O_5 1,55%; Fe_2O_3 5,78%; MnO 6,68%; ZrO_2 2,08%; U и Th мало.

Пегматиты содержат также пироксид, который не наблюдался в коренном залегании, но обилен в делювии. На участке Улуг-Танзек известны мелкие проявления гагенита и молибденита в кварцевых жилах в районе г. Тата, касситерита в делювии у пер. Мифа. И. Ф. Пожарский указывает также на признаки кобальтовой минерализации. Основное значение, по Л. Н. Щербакову, среди различных полезных ископаемых этой группы имеет тороциркон, меньшее — колумбит и пироксид.

В пределах распространения щелочных гранитов массива Улуг-Танзек, по данным штучного опробования (400 проб по сетке 25×100 м) на площади 700 000 м² (половина площади всего массива), установлено следующее [17]. Ниобиевое оруденение наиболее равномерно распределено по площади, циркониевое — менее равномерно, редкоземельное — еще менее равномерно.

Содержание Nb_2O_5 от 0,13% до 0,30%, среднее — 0,18%;

„ ZrO_2 от 0,3 до 0,6%, среднее — 0,41%;

„ $\Sigma\text{Tг}$ от 0,2% до 0,32%, среднее — 0,123%.

Запасы на 300 000 000 т горной массы Nb_2O_5 500 000 т, ZrO_2 1 500 000 т, $\Sigma\text{Tг}$ 375 000 т. Таким образом, как по флюориту, так и по редким землям, ниобию, цирконию Улуг-Танзек следует относить к промышленным месторождениям.

Слюда — мусковит

Известные на территории листов проявления слюды представлены пегматитовыми жилами с мусковитом. К этому типу относится Ара-Булакское месторождение мусковита (84). Первые упоминания о нем связаны с именем А. П. Божинского. В 1951 г. месторождение было более подробно описано А. В. Григорьевым [15], а в 1953—1954 гг. на нем были проведены разведочные работы партией треста Востсибслюда КГУ под руководством Э. П. Варанд [4].

Пегматитовые жилы месторождения залегают среди крупночешуйчатых слюдяно-гранатовых гнейсов чинчилигской толщи. Жилы имеют в общем согласные с вмещающими породами субмеридиальные простирания и протягиваются в среднем на расстояние до 50—60 м, реже 80—100 м при мощности от 3—4

до 15—20 м. Пегматиты состоят из кварца, полевого шпата (плагиоклаза) и мусковита. В подчиненных количествах присутствуют турмалин, гранат и довольно редко апатит, берилл. Структура обычно крупноблоковая, реже пегматитовая. Наиболее крупные скопления мусковита приурочены к участкам крупноблоковой структуры (пласты до 10—12, иногда до 15 см в поперечнике, при толщине до 4—5 см).

По данным А. В. Григорьева, вся слюда, полученная при разборке материала проб (5 проб объемом 0,2 м³ каждая), является кондиционной и содержится в пегматитах в количестве от 0,7 до 80 кг/м³, в среднем 20—40 кг/м³.

Испытание одного из образцов в лаборатории треста «Главслюда» дало следующие результаты: среднее из пяти измерений коэффициента светопоглощения 0,98; приближенное содержание окислов железа, по данным измерения светопоглощения: FeO 0,16%, Fe_2O_3 0,40%; среднее из 10 измерений значения электрической прочности (в воздухе при 50 герц и средней толщине образца 0,04 мм) — E пробивное 248 мм²; тангенс угла диэлектрических потерь при $1 \cdot 10^6$ гц составляет 0,0001; прочность на разрыв в среднем из семи измерений 41,8 кг/мм².

Проведенные в 1953—1954 гг. разведочные работы [4] показали, что промышленное содержание кондиционной слюды присутствует лишь немногочисленными жилами, и потому месторождение не может быть признано промышленным. Судя по данным для района колодца Турельчи, расположенного уже за пределами района, пегматиты Ара-Булака, по-видимому, содержат колумбит.

Графит

Графит является широко распространенным минералом среди древних карбонатных пород района. Он образует отдельные мелкие (до 1—1,5 мм) чешуйки и скопления размером до 5—10 мм, более крупные скопления графита встречаются редко. Одно из них встречено среди светло-серых известняков нижнекартыгской свиты в нарынском ущелье, где выход линзы известняков, обогащенных графитом, мощностью 1,5 м, приурочен к контакту известняков с пегматитовой жилой. Линза находится на левом обрывистом склоне долины р. Нарын, в 10 м над рекой (57). По простиранию в направлении на север линза прослежена расчистками на расстоянии до 5 м. Мелкие проявления графита, по сообщению Р. М. Яшиной, имеются у оз. Даху-Нур.

Проявление графита обнаружено И. Ф. Пожарским в 2,5 км юго-западнее г. Сербик (4). В зоне контакта протерозойских мраморов с небольшим массивом мелкозернистых биотитовых гранитов наблюдается графитовая залежь, имеющая форму линзы, вскрытая мощность которой не превышает 0,8—1,0 м. Гра-

фитом обогащены отдельные участки залежи, в целом содержание его мало. Протяженность линзы 60—80 м [15]. Характерно, что скопления графита [9] образуются иногда в зонах дробления пород, не содержащих вкрапленного графита (7).

Отметим, что на площади листа М-46-ХVIII имеется ряд крупных проявлений графита в графитовых сланцах верхних частей разреза нижнего комплекса протерозоя. Проявления этого типа на площади листов М-47-ХIII и XIX неизвестны, и возможность нахождения их в дальнейшем мало вероятна.

Строительные материалы

Разнообразные строительные материалы, имеющиеся на площади листов, в настоящее время не используются вследствие слабой заселенности и сравнительной труднодоступности района.

Известняки. Наиболее широко распространены в районе залежи известняков и мраморов. Эти породы входят в состав большинства стратиграфических единиц и слагают громадные площади. Запасы их практически неисчерпаемы, а качество, как можно судить по данным химических анализов, приведенных в главе «Стратиграфия» (табл. 2), во многих случаях удовлетворяет самым высоким требованиям химической промышленности, металлургии и производства вяжущих материалов. Некоторые разновидности карбонатных пород вполне могут быть использованы в качестве природного строительного и декоративного камня.

Доломиты. Доломиты и доломитистые известняки присутствуют среди отложений балыктыгхемской и чартыеской свит и уланэргинской толщ. Эти породы содержат от 7—10 до 16,5% окиси магнезии. Правда, имеющиеся в настоящее время данные анализов указывают на значительное содержание кремнезема в доломитах от 2—3 до 17%. Однако, имея в виду то, что пробы для анализов отбирались с иными целями и не систематически, а также то, что размеры залежей доломитов (93, 108), по-видимому, достаточно велики, в районе вполне можно ожидать значительных по размерам месторождений качественных доломитов.

Суглинки. В южной части района имеются довольно крупные залежи суглинков. В бассейне рр. Ак-Таврыг-Тыг, Качик, Цоригин-гол и Цзайгал-гол и местами широко развиты покровы делювиальных щебенчатых лёссовидных суглинков мощностью до 10 м и, возможно, более. Суглинки не опробовались, но, по-видимому, могут служить сырьем для изготовления саманного кирпича и некоторых других низкосортных строительных материалов.

Крупные залежи гравия имеются в районе в долинах рр. Балыктыг-хем, Качик и Нарын, где галечниковые пойменные отложения имеют значительное развитие.

Как природные строительные камни могут быть использованы некоторые разновидности гранитов (например, граниты левобережья р. Бурен), сиенитов и основных пород, а также мраморы, и отдельные разновидности жильных пород основного состава.

Источники пресных вод

В качестве источников вод, пригодных для питья, в юго-западной — безводной части района — можно использовать выходы подземных вод в верховьях р. Ара-Булак (83), у пер. Грязного со стороны руч. Ак-Таврыг-Тыг (113) и в верховьях одного из верхних левых притоков р. Ара-Булак (88). Глубокие колодцы (20—25 м) на участке Ара-Булакского месторождения летом пересыхают.

ДАННЫЕ ШЛИХОВОГО ОПРОБОВАНИЯ

Шлиховым опробованием охвачена вся площадь листов М-47-ХIII/ XIX, а в некоторых бассейнах, как, например, по рр. Жин-хем, Баян-кол, Цоригин-гол, Бурга и др., шлиховое опробование проводилось неоднократно [1, 2, 8, 11, 13].

В результате проведенного опробования обнаружены следующие минералы из группы полезных ископаемых: шеелит, малахит, азурит, галенит, церуссит, золото, молибденит, касситерит, колумбит, монацит, ортит, ксенотим, флюорит и др.

Шеелит на площади присутствует почти во всех шлихах, но обычно в редких знаках и реже в весовых количествах. Повсеместная зараженность шлихов шеелитом позволяет думать, что коренными его источниками являются различные кислые интрузивные породы и жилы, в которых он присутствует в виде акцессорного минерала. В силу этого на карту полезных ископаемых нанесены шлихи, содержащие шеелит только в весовых количествах.

Медь

Минералы меди в шлихах наблюдались, по данным И. А. Нечаевой [13], в аллювиальных отложениях рр. Жин-хем и Баян-кол (каргинский). Они представлены здесь халькопиритом, азуритом, малахитом, которые содержатся в шлихах в единичных знаках.

Свинец

Свинцовые минералы в шлихах представлены церусситом и реже галенитом. Оба эти минерала отмечены И. А. Нечаевой [13] в аллювии рр. Жин-хем и Баян-кол. Источники сноса в обоих случаях достаточно ясны, так как галенит устанавливается в протоочках серицитовых сланцев и сиенитов.

Золото

В 1935 г. старателем Откиным была установлена золотоносность аллювия р. Нарын, в ее верховьях (60). С этого времени и вплоть до 1955 г. производилась непрерывная добыча золота. С 1 января 1955 г. ввиду нерентабельности ручной добычи прииск законсервирован [14].

Наиболее обогащенным золотом является участок долины р. Нарын между левым притоком — руч. Ку-хем и правым притоком — руч. Шокар-Кара-суг. Общая длина его около 10 км, причем самой богатой надо считать часть долины у устья руч. Ку-хем [3].

Добыча золота производилась из аллювиальных, террасовых (например, из 35-метровой террасы) и пойменных россыпей, из самой нижней части золотоносных песков и в небольшом количестве из приповерхностного слоя. По А. П. Божинскому [3], мощность торфов 3 м, песков 0,8 м. Ширина россыпи не везде постоянна и колеблется от 10—80 до 100 м, средняя — 60 м. Золото распределено неравномерно; содержание его составляет в среднем от 2 до 6 г/м³, иногда достигает 50 г/м³.

Ниже поселка содержание золота падает до 0,2 мг/м³. Нарынское золото чешуйчатое, однородное, высокопробное (проба 900), хорошо окатанное и свободно от посторонних примесей. Запасы Нарынского прииска на 1955 г. приведены в табл. 4.

Таблица 4

Среднее содержание металла, мг/м ³ массы	Категория запасов	Запасы балансовые	
		тыс. м ³ массы	кг химически чистого металла
175	A	188,7	33,0
285	B	330,5	94,2
245	A+B	519,2	127,2
262	C ₁	848,0	220,6
256	A+B+C ₁	1 367,2	347,8
229	C ₂	29,8	6,8

По А. П. Божинскому [3], источником сноса золота Нарынского прииска являются кварцевые жилы, расположенные выше по реке (59), а по А. И. Левенко — золото, содержащееся в древнем аллювии. А. И. Левенко указывает, что по р. Ку-хем имела богатая россыпь, однако кварцевые жилы здесь отсутствуют.

Кроме р. Нарын, золото встречено в редких (единичных) знаках в бассейнах многих рек: Тарги, Цоригин-гол, Жин-хем, Тоскул, Каргы, Баян-кол (нарынский) и др. [3,10]. Во всех случаях оно обнаружено в русловых отложениях. Обычно золото хорошо окатано, размер золотинок не превышает 0,1—0,8 мм.

Но все эти находки практического значения не имеют и вряд ли могут считаться указаниями на возможность обнаружения промышленных концентраций россыпного золота. Характерно присутствие золота в древнем аллювии (Q₁?) в бассейне р. Сайлик (правый приток р. Балыктыг-хем).

Олово

На изученной площади касситерит был обнаружен во многих местах: в районе месторождения Кара-Адыр [7, 11], в верховьях р. Ара-Булак [2], по левым притокам р. Баян-кол (каргинский), а также по долинам многих рек, как, например, Сутлук, Цоригин-гол, Тоскул, Чахыртой, Жин-хем и др.

Во всех пунктах касситерит обнаруживается в редких знаках. Зерна касситерита угловатые, мелкие (0,2—0,4 мм), реже 0,1—0,8 мм, плохо окатанные, бурого и темно-бурого цвета.

В результате опробования русловых отложений в районе Кара-Адырского месторождения установлено присутствие касситерита в семи шлихах, в количестве от 1—2 до 28—30 знаков. Коренные источники сноса остались невыясненными. На этом участке широким развитием пользуются мраморизованные известняки с жилами порфиринов и гранитов. В протоочках из этих пород установлено присутствие флюорита, галенита, бурого циркона, пирохлора, но касситерита обнаружено не было. Опробование русловых отложений в шурфах глубиной до 2,5 м и в моренных отложениях также дало отрицательные результаты.

В верховье р. Ара-Булак в четырех шлихах были обнаружены редкие знаки касситерита, который, возможно, связан с развитыми здесь пегматитовыми жилами.

Молибденит

Молибденит в шлихах отмечался, по данным И. А. Нечаевой [13], в долинах рр. Жин-хем и Баян-кол (каргинский) и в ряде других мест. Источники сноса этого минерала достаточно ясны.

Танталанит

Колумбит в редких знаках был встречен в районе месторождения Кара-Адыр [11]. Коренной источник сноса этого минерала не вполне ясен. Но присутствие колумбита в караадыритах на месторождении Кара-Адыр позволяет думать, что аналогичные породы, имеющиеся к западу от месторождения, также содержат колумбит, откуда он и попадает в рыхлые отложения.

Кроме того, пирохлор (гаттчетолит) встречается в аллювии на участке месторождения Улуг-Танзек, по долинам Жин-хем, Баян-кол (каргинский), нижнему левому притоку р. Жин-хем (по Р. М. Яшиной).

Редкие земли

Редкие знаки монацита встречаются по р. Цзайгал-гол, Цо-ригин-гол, изредка отмечаются по р. Жин-хем, в левых притоках р. Балыктыг-хем, выше устья р. Сольбельдер и т. д. Участки преимущественного распространения монацита тяготеют к областям развития интрузивных пород, аксессуарным минералом в которых он и является. Шлихи с обильным цирконом, содержащим редкие земли, свойственны, по И. А. Нечаевой [13], долине р. Оругты, а также верховьям р. Жин-хем. Довольно часто на площади листов в шлихах отмечается циртолит и еще более часто — радиоактивный циркон. В аллювии р. Баян-коли его притоков в шлихах отмечается присутствие ортита.

Висмут

Минералы висмута, представленные базовисмутитом, встречаются в северо-восточной части площади листа. Количество зерен в шлихах невелико, источники сноса неизвестны [16].

Флюорит

Для площади листов флюорит является характерным шлиховым минералом и отмечается весьма часто. Он постоянно присутствует в шлихах по бассейну р. Жин-хем, участкам месторождений Кара-Адыр и Улуг-Танзек. Наиболее вероятным источником сноса флюорита являются щелочные и субщелочные интрузии и их жильные проявления. Иногда флюорит отмечается в гранитах, в кварц-полевошпатовых жилах и мраморах, которые по-видимому, могут служить коренными источниками сноса флюорита, чем, видимо, и объясняется его широкое распространение.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТОВ В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РЕКОМЕНДАЦИИ О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

К настоящему времени, благодаря работам различных исследователей, площадь листов «опоискована» сравнительно детально и степень этой детальности довольно высока.

Известные в районе проявления полезных ископаемых в отношении возможной практической ценности разделяются на три категории: к первой относятся те, практическая ценность которых уже доказана (редкие земли, цирконий, ниобий, флюорит, исландский шпат); ко второй — такие проявления, для оценки которых не ясна еще количественная сторона (молибден); к третьей — проявления, по тем или иным причинам малоперспективные (большинство остальных проявлений).

1. Довольно определенно можно оценивать перспективы района в отношении редкоземельного и особенно ториевого и циркониевого оруденения. Положительная оценка базируется на данных по Улуг-Танзекскому месторождению. Неисключена возможность некоторого расширения перспектив за счет зоны, проходящей от Улуг-Танзека к устью р. Баян-кол (каргинский) и далее к востоку. В целом проявления циркония, редких земель и других полезных ископаемых, связанные со среднепалеозойскими интрузиями и являющиеся сложными — комплексными, к настоящему времени еще явно недостаточно изучены.

Также положительно оцениваются перспективы района в отношении исландского шпата. Уже известные проявления его заслуживают постановки разведочных работ. Целесообразно, как показал опыт работ Б. Б. Голубева и Н. Я. Дробининой [6], проведение поисков исландского шпата в субширотной зоне, проходящей от устья р. Баян-кол (нарынский) к среднему течению р. Чахыртой. Особого внимания заслуживает часть бассейна левобережья р. Баян-кол, располагающаяся по соседству с Адырбутским месторождением исландского шпата (лист М-45-XVIII), бассейн истоков р. Коодурге (руч. Чинчилиг), а также полоса, соединяющая истоки р. Качик с верховьями р. Чахыртой. Определенный интерес представляет также юго-восток района, вернее та часть его, которая расположена в пределах распространения отложений верхнего комплекса протерозоя.

2. Не ясны перспективы района в отношении молибдена в проявлениях типа Кара-Адырского, что обусловлено отсутствием достоверных данных как по содержанию молибдена, так и по размерам рудных тел. Перспективы района в отношении использования в качестве сырья на алюминий интрузивных пород, обогащенных нефелином, безусловно велики. Однако возможности для использования этого сырья в ближайшее время отсутствуют.

3. На железо район малоперспективен, несмотря на то что в пределах его имеются проявления, по типу близкие к железистым кварцитам Мугура. На свинец, медь, олово площадь листов также не перспективна.

Необходимо отметить, что для юго-восточной части района не исключена возможность нахождения сподуменовых пегматитов, довольно крупные проявления которых разведываются в настоящее время в бассейне р. Хусун-гол (лист М-47-XX).

ЛИТЕРАТУРА

Изданная

1. Агентов В. Б. и др. Объяснительная записка к листу М-47 государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Гудилин И. С., Додин А. Л., Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской авт. обл. масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1952.
3. Додин А. Л., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской авт. обл. масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, ВСЕГЕИ-ВАГТ, 1951.
4. Ильин А. В. Некоторые новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ западной части нагорья Сангилен (юго-восточная Тува). Тр. ВАГТ, сб., вып. 2, Госгеолтехиздат, 1956.
5. Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий таннуольского комплекса (Тувинская авт. обл.). Информ. сб. ВСЕГЕИ № 3, Госгеолтехиздат, 1956.
6. Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузии Сютхольского комплекса Тувы. Информ. сб. ВСЕГЕИ № 4, Госгеолтехиздат, 1956.
7. Левенко А. И. О докембрии юго-восточной Тувы (нагорье Сангилен). Докл. АН СССР, т. 65, № 2, 1949.
8. Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Изд. АН СССР, Москва, 1956.
9. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувинской компл. экспедиции. Изд. АН СССР, вып. 2, 1955.
10. Яшина Р. М. О новой провинции щелочных пород на юго-востоке Тувы. Докл. АН СССР, т. 105, № 6, 1955.

Фондовая

11. Архангельская В. В. и др. Геологическое строение бассейнов верховьев и средних течений р. Балыктыг-хем, верховьев р. Каргы и рр. Хусун-гол, Дзайгал-гол, Дзосин-гол, Цоригин-гол Тарги. Фонды ВАГТ, 1952.
12. Архангельская А. В., Кац А. Г. Расширенная объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000 листа М-47. Фонды ВАГТ, 1950.
13. Беспалько А. Т., Григорьев А. В., Гудилин И. С. и др. Геологическое строение бассейнов рек Эрзин, Нарын и Качик. Фонды ВАГТ, 1952.
14. Божинский А. П. Геологический отчет о геолого-поисковых работах в Эмпийском и Нарынском золотоносных районах в Тувинской авт. обл. в 1944—1945 гг. Фонды ГУГФ, 1945.
15. Варанд Э. Л., Беззубуев В. В. Отчет по поисково-разведочным работам в районе Арабулакского месторождения слюды. Работы 1953—1954 гг. Фонды КГУ.

16. Григорьев А. В. и др. Геологическое строение бассейнов рек Сольбельдер, Тарбагатай, Каптагай, Чинге и др. Фонды ГУГФ, 1954.

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

18. Жуков М. А., Романов В. Е., Иванов В. Л., Селезнев И. М. Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 83 (восточная) в бассейне рек Сольбельдер и Тарбагатай в 1953 г. Фонды Горной экспедиции, Кызыл, 1955.

19. Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов правобережья рр. Эрзин, Шурмак, Бурен (часть трапеции М-46-XVIII). Фонды ВАГТ, 1954.

20. Ильин А. В., Ильина Т. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Тес-хем (части листа М-46-XVIII и XXIV). Фонды ВАГТ, 1955.

21. Ильин А. В. О силурийских и девонских отложениях восточной части Убсу-Нурской котловины. Рукопись. Фонды ВАГТ, 1957.

22. Ильин А. В., Моралев В. М. Объяснительная записка к государственной геологической карте листов М-46-XVIII и XXIV масштаба 1:200 000. Фонды ВАГТ, 1956.

23. Ильин А. В., Моралев В. М. Отчет по работам 1955—1956 гг. проведенным при подготовке к изданию листов М-47-XIII и XIX. Фонды ВАГТ, 1957.

24. Левенко А. И. Стратиграфия и тектоника древних толщ юго-востока Тувы. Диссертация. ГУГФ, 1947.

25. Левенко А. И., Мусиенко З. В. Геологическое строение юго-востока Тувы. Фонды ВАГТ, 1947.

26. Лукьянов И. Н. Геологическое строение верхнего течения р. Тесин-гол в северо-западной части МНР. Фонды 2-го ГГУ, 1953.

27. Моралев В. М. Геологическое строение, ультраосновные породы и полезные ископаемые восточной части Эрзинского гипербазитового пояса (Тувинская авт. обл.). Диссертация. Фонды МГРИ, 1955.

28. Моралев В. М., Нечаева И. А. Отчет поисково-ревизионной партии № 9 по работам 1954 г. Фонды ВАГТ, 1954.

29. Нечаева И. А. Отчет по результатам поисковых работ партии № 11 за 1955 г. Фонды ВАГТ, 1956.

30. Парвицкая Н. И., Пинус Г. В. Геология, геоморфология и перспективы алмазоносности западного Саяна и Тувы (сводный отчет о работах Орловской и Северной экспедиций Союзного треста № 2 в 1949—1953 гг.). ГУГФ, 1955.

31. Пожарский И. Ф. Геологическое строение бассейнов р. Улуг-Шивей и верховьев рр. Эрзин, Бурен и Мизин. Фонды ВАГТ, 1953.

32. Потапов С. В., Онищенко В. А. и др. Геологическое строение бассейнов рек Каа-хем, Кызыл-хем, Каргы, нижнего течения р. Балыктыг-хем и оз. Тере-холь. Фонды ВАГТ, 1955.

33. Шенкман Я. Д. Предварительный отчет о ревизионно-уязочных работах, проведенных партией № 9 в 1956 г. Фонды ВАГТ.

34. Щербаков Л. Н., Павлов А. Н., Титов А. И., Иванов М. К. Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 83 (западная) в бассейне верховьев р. Эрзин (М-47, 49) в 1955 г. Фонды Горной экспедиции, г. Кызыл, 1955.

35. Яшина Р. М., Щербакова Н. А., Кононова В. А. Предварительный полевой отчет о результатах исследований, проведенных летом 1953 г. петрографическим отрядом № 179 Тувинской комплексной геологической экспедиции АН СССР. Фонды ГИН АН СССР.

ПРИЛОЖЕНИЕ I

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листах М-47-ХIII/ХIХ карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения к—коренное, р—россыпное	№ использованного материала по списку	Примечание
5	I-2	Улуг-Танзекское месторождение флюорита, редких земелънобия и др.	Не эксплуатируется	к	15, 17	
60	III-2	Прииск Нарын. Золото (Русловая россыпь)	„	р	3, 12, 14	

ПРИЛОЖЕНИЕ II

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листах М-47-ХIII/ХIХ карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения к—коренное, р—россыпное	№ использованного материала по списку	Примечание
73	III-3	Левый борт долины р. Жин-хем. Нефелин	Не эксплуатировалось	к	18	
41	II-3	Кара-Адырское молибденово-редкоземельное месторождение	То же	„	7, 11	
84	IV-1	Ара-Булакское месторождение слюды—мусковита	„	„	2, 4	Поля пегматитовых жил с мусковитом. Разведочные работы проведены партией треста Востсибслюда 1952—1954 гг. (4)
93	IV-2	р. Качик. Доломит	„	„	9	
108	IV-4	р. Чакыртой. Доломит	„	„	9	

ПРИЛОЖЕНИЕ III

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листах М-47-ХIII/ХIХ карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
115	V-4	Правый борт р. Бурга. Магнетитовые руды	Железистые кварциты и амфиболиты с вкрапленным магнетитом	9	
62	III-2	Верховья р. Кухем. Гематитовые руды	Обильные обломки бурых железняков	9	
86	IV-1	г. Аршант-Обо. Гематитовые руды	Бурожелезняковые (гематитовые) руды на крутопадающих пластах кварцитов, видимо, содержащих сульфидную вкрапленность	9	
87	IV-1	Западнее г. Шевлюк. Гематитовые руды	Обломки бурожелезняковых руд	4	
89	IV-1	Северо-восточнее г. Баян-Шу. Гематитовые руды	Обломки бурожелезняковых руд	9	
112	IV-4	Водораздел рр. Бурга—Цоригин-гол. Гематитовые руды	Обломки бурых железняков	9	
30	II-3	Левый борт долины р. Баян-кол. Марганец	Кварц-полевошпатовая жила с окислами марганца в количестве 350 г/т и знаками циртолита (по данным шлихов из протолочек)	13	
34	II-3	Левый борт долины р. Баян-кол. Юго-юго-восточнее горы с отм. 2760. Марганец	Кварц-пелешш. жилы и жилы щелочн. пегматитов и кварцев. сиенитов с окислами марганца в к-ве до 415 г/т, цирцитом до 43 г/т, ортитом 26 г/т, цирконом 100 г/т. В знаках присутствует церуссит, оранжит, колумбит, галенит флюорит. Содержание приведено по шлихам из протолочек	13	
14	I-III	Левый борт р. Тарбагатай (в среднем течении). Титаномагнетит	Обломок карбонатной жилы среди осыпи гранодиоритов и сиенитов с гнездами (до 1,5 см) титаномагнетита	5	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
23	II-1	Водораздел рр. Коодурге-Чартис. Титаномагнетит	Вкрапленность и выделения (до 30—40 см) титаномагнетита в щелочных сиенитах; от 1,8 до 12,5%. Линзы крупнокристаллического кальцита, часто прозрачного, но трещиноватого. Размеры линз до 2×4 м	11	
37	II-3	Правый борт р. Баян-кол у горы с отм. 2540. Титаномагнетит	Ийолит-уртиты с редкой вкрапленностью ильменита и титаномагнетита	13	
85	IV-1	2,5 км севернее г. Шие-люк. Титаномагнетит	Вкрапленность ильменита в амфиболитах. Содержание TiO_2 по хим. анализу 3,65%	9	
9	I-3	Левый борт р. Оргуты. Медь	Обломки окварцованной породы с вкрапленностью халькопирита и малахита	7	
22	I-4	Левый борт долины р. Каргы. Медь	Кварцевая жила с халькопиритом, малахитом, азуритом и блеклыми рудами (?) Видимая протяженность около 1,5 м, мощность около 1 м. Содержание малахита 7,74 г/т, азурита 2,3 г/т (по данным шлихов из протолок)	9	
43	II-3	Правый борт р. Соль-бельдер в ср. течении. Медь	Обломки окварцованной породы с вкрапленностью халькопирита, по которому развивается малахит	7	
47	II-4	Верховье р. Бохор. Медь	Пласты давленных ороговикованных микрокварцитов с убогой вкрапленностью сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита и борнита), содержание которых 2—4%. Микрокварциты включают линзы с богатым сульфидным обогащением, содержание более 60%, мощность рудо-	1	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
56	III-2	Верховье р. Нарын («Красная горка»). Медь	Ожелезненные «красные» сланцы с обильной вкрапленностью пирротина, арсенопирита (?) и с кварцевыми жилами, содержащими пирит и халькопирит. Зона мощностью 160—180 м, протяженностью более 10 км	3	
107	IV-4	р. Чахыртой. Медь	Мелкая вкрапленность сульфидов железа и примазки малахита в порфиритах	9	
13	I-3	Левый борт долины р. Тарбагатай в 3—3,4 км юго-восточнее горы с отм. 3050 м. Свинец	Галенит, цинколит, цинкусит по данным шлихов из протолок сиенитов (зона разлома)	13	
103	IV-4	Правый борт долины р. Жин-хем. Свинец	Редкие знаки галенита, флюорита и циркона в серицитовых сланцах (по данным шлихов из протолок)	13	
29	III-3	Левый борт долины р. Баян-кол (каргинский) северо-восточнее горы с отм. 2760 м. Сырье на алюминий	Уртиты и обогащенные нефелином нефелиновые сиениты. Содержание чистого нефелина до 50%. Размер массива 1×2 км	13	
35	III-3	Правый борт долины р. Баян-кол. Сырье на алюминий	Уртиты и обогащенные нефелином нефелиновые сиениты Содержание чистого нефелина в среднем до 60—70%. Размер массива 2,5×2 км	13	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
45	II-4	Правый борт долины р. Каргы. Сырье на алюминий	Нефелин в кальцитизированных уртитах	13	
49	II-4	К северо-востоку от оз. Даху-нур. Сырье на алюминий	Нефелин в кальцитизированных уртитах	11	
59	III-2	р. Нарын, 8—9 км выше прииска. Золото	В кварцевых жилах установлено золото в количестве от 2—3 до 230 г/т	3	
3	I-1	Верховье р. Бурен. Молибден	Молибденит в граносиенитах (по данным шлихов из протолочек)	15	
10	I-3	Левый приток р. Тарбагатай. Молибден	Молибденит в гранодиорите в зоне разлома. Установлен в шлихе из протоочки с содержанием молибдена в знаках	13	
31	III-3	Верховье р. Сольбельдер 4 км южнее горы с отм. 3202. Молибден	Линза кальцита с вкрапленностью молибденита и пирита	9	
42	III-3	Водораздел рр. Сольбельдер—Балыктыг-хем. Молибден	Серые караадыриты со значительным количеством тончайшей рудной пыли (молибденита), составляющей до 5% породы	11	
32	III-3	Левый берег р. Баян-кол (каргинский), 6—7 км выше устья. Тантал и ниобий	Кварц-амазонитовый «шток» с мангано-танталитом — 125 г/т, оксидом марганца — 16,6 г/т, знаками пирохлора, циркона, церуссита, азурита, монацита, галенита и золота (по данным шлихов из протолочек). Размеры «штока» 100×15×30 м	13	
72	III-3	Левый борт долины р. Жин-хем. Тантал и ниобий	Вкрапленность циртолита и колумбита в кварц-амазонитовых жилах мощностью 0,5—1—0 м	9	Устное сообщение Р. М. Яшиной

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
99	IV-3	Верховье р. Жин-хем. Тантал и ниобий	Щелочные и альбитизированные аляскитовые граниты, содержащие, по данным шлихов из протолочек, тоддит до 232 г/т, флюорит до 720 г/т, циркон до 1344 г/т, циртолит 548 г/т, монацит 17 г/т, пироксид 64 г/т и знаки галенита, молибденита, колумбита, микролита. В шлихах из протолочек лейкократового гранита обнаружено: колумбита до 330 г/т, эксенит-поликраза до 160 г/т, пироксид до 130 г/т	11, 13	
1	I-1	Правый борт долины р. Бурен. Редкие земли	Монацит, радиоактивный циркон и минерал из группы тантало-ниобатов в мелкозернистом граните (установлены по данным шлихов из протолочек)	9	
2	I-1	Левый борт долины р. Бурен. Редкие земли	Циртолит, радиоактивный циркон и молибденит в розовых гранитах (установлены в шлихах из протолочек)	9	
8	I-3	Верховье р. Тарбагатай, 4—5 км севернее горы с отм. 3050 м. Редкие земли	Полевощпатовые и альбитовые жилы, содержащие циркон; щелочные пегматиты с галенитом, пироксидом, флюоритом, титаномангнетитом и пиротином. Мощность жил 1—2 м. Число жил до 10—15. В шлихах из протолочек щелочного пегматита обнаружен гатчетолит с содержанием 500 г/т и циркона 550 г/т. Гнезда циркона в щелочных сиенитах; содержание циркона (малакон) более 500 г/т, а также пироксид до 19 г/т и флюорита 10 г/т	5	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
12	I-3	Верховье р. Тарбагатай, 2,5 км севернее горы с отм. 3050 м. Редкие земли	Циркон и ортит в альбитовых жилах. В шлихе из протоочки содержится циркона 76 г/т, ортита — знаки	5, 13	
16	I-3	Левый борт долины р. Тарбагатай. Редкие земли	Редкие знаки циркона, молибденита, циртолита, торита (по данным шлихов из протоочек щелочных пегматитов)	13	
18	I-3	Водораздел рр. Тарбагатай—Баян-кол. Редкие земли	Щелочной сиенит с цирконом и пироксеном. Мощность жилы 1—2 м, протяженность 10—15 м	13	
19	I-3	Левый борт долины р. Баян-кол юго-восточнее оз. Кара-холь. Редкие земли	Циртолит в количестве 33,3 г/т, молибденит, махаит в знаках (данные шлихов из протоочек гранитов)	13	
25	II-2	р. Эрзин, 2 км ниже устья р. Верхний Харган. Редкие земли	Монацит в розовом биотитовом граните (установлен в шлихе из протоочки)	9	
27	II-2	Водораздел рр. Пучук—Сольбельдер. Редкие земли	Кварц-полевошпатовая жильная порода с циртолитом, установленным в шлихе из протоочки	9	
38	III-3	Правый борт долины р. Баян-кол, юго-восточнее горы с отм. 2760 м. Редкие земли	Циртолит в количестве 11 г/т, флюорит в знаках из зоны дробления в плагногранитах (по данным шлихов из протоочек)	13	
36	II-3	Левый борт долины р. Баян-кол (каргинский), 2—3 км юго-восточнее горы с отм. 2760 м. Редкие земли	Глыбы до 1 м жильных кварцевых сиенитов с цирконом	13	
40	II-3	Левый берег р. Сольбельдер, 10—11 км от устья. Редкие земли	Жилы эссекситов мощностью от 0,15 до 0,30 м и реже 0,5 м, содержащие торинанит 3 г/т, ортит 2 г/т, эвксенит-поликраз, циркон (бурый призматический), флюорит, галенит (данные шлихов из протоочек)		

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
44	II-4	Правый борт долины р. Каргы, выше устья р. Хайгас. Редкие земли	Кварц-полевошпатовая жильная порода с циртолитом, установленным по шлихам из протоочек	9	
46	II-4	Левый берег р. Хайгас, 5—5,5 км выше устья. Редкие земли	Циртолит в количестве 340 г/т в микроклиновом катаклазированном граните (по данным шлихов из протоочек)	13	
48	II-4	Водораздел рр. Хунчол—Хайгас. Редкие земли	Циртолит в количестве 8 г/т в гранодиорите (по данным шлихов из протоочек)	13	
64	II-3	Левый борт р. Балыктыг-хем. Редкие земли	Жилы аляскитовых желтовато-розовых гранитов с обильной вкрапленностью циркона	11	
74	III-4	Водораздел рр. Тоскул—Хайгас. Редкие земли	Циркон, а также редкие знаки молибденита, флюорита и окислов марганца в граните (по данным шлихов из протоочек)	11	
75	III-4	Водораздел рр. Тоскул—Балыктыг-хем. Редкие земли	Циртолит до 405 г/т в кварц-полевошпатовых жилах; кроме того, содержится флюорит до 40 г/т, а также знаки молибденита, оранжита, ортита	11	
78	IV-1	Правобережье р. Нарын. Редкие земли	Урансодержащий циркон в кварц-полевошпатовой жиле (по данным шлихов из протоочек)	9	
79	IV-1	Правый берег р. Нарын, 3—4 км южнее г. Ку-гайнаг. Редкие земли	По данным шлихов из протоочек кварц-полевошпатовых жил обнаружен циртолит, составляющий около 99% неэлектромагнитной фракции; торит, составляющий 0,5 всей электромагнитной фракции. По данным спектральных анализов, на участке присутствуют редкоземельные элементы: иттрий до	2, 8	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
98	IV-3	Верховье р. Жин-хем. Редкие земли	1%, иттербий до 1%, лантан до 10%. Минералогическим анализом отмечено большое количество включений ортита размером до 0,5 м и в меньшем количестве торогумита. Редкая вкрапленность флюорита в кварц-полевошпатовых жилах	13	
111	IV-4	Верховье р. Цайгал-гол, 0,3 км севернее горы с отм. 3274,0. Редкие земли	Щелочные и альбитизированные аляскитовые граниты, содержащие, по данным шлихов из протолок циртолита, до 118 г/т, флюорита до 370 г/т, монацита до 6 г/т и знаки тоддита, оранжита, молибденита	9	
116	V-4	Водораздел рр. Цоригин-гол — Цайгал-гол. Редкие земли	Кварцево-полевошпатовая жильная порода с монацитом, циртолитом, флюоритом. Все минералы установлены по шлихам из протолок	9	
118	V-4	6 км северо-западнее г. Харул - Цахыр - ула. Редкие земли	Пегматит с циртолитом и монацитом (установлены по шлихам из протолок)	9	
6	I-3	Верховье р. Оргуты. Исландский шпат	Монацит и циртолит в розовом порфириновидном граните (установлены по данным шлихов из протолок)	9	
17	I-3	Левый борт р. Тарбагатай, в верховьях. Исландский шпат	Кальцитовая жила мощностью до 2 м в линзе мраморов	7	
			По оперяющим трещинам зоны дробления (мощностью до 10 м) встречаются кальцитовые жилы с кристаллами прозрачного кальцита, в поперечнике до 5 см, мощность жил до 0,5 м. Здесь же обнаружены еще две жилы мощностью до 20 см, протяженностью 2—3 м		

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
20	I-4	Левый берег р. Каргы, 5—6 км ниже устья р. Баян-кол. Исландский шпат	В известняках и крупно-глыбовых брекчиях из зоны дробления нередко наблюдаются жилы крупнокристаллического полупрозрачного кальцита	9	
21	I-4	Левый берег р. Каргы. Исландский шпат	Шпатоносные жилы мощностью до 1 м, протяженностью до 20 м в мраморизованных известняках, песчаниках и сланцах	6	
39	II-3	Левый борт р. Сольбельдер. Исландский шпат	Кальцитовая жила и высыпки кальцита в зоне дробления среди карбонатных пород	6	
53	III-1	Запад-юго-западнее г. Мунгус-даг. Исландский шпат	Обломок мутного крупнокристаллического шестоватого кальцита	9	
58	III-2	р. Нарын, севернее прииска. Исландский шпат	Мелкие обломки кристаллов исландского шпата обнаружены в высыпках на склонах	6	
61	III-2	Водораздел рр. Нарын — Качик, юго-западнее г. Улуг-Ингилик. Исландский шпат	Глыбы мономинеральных крупнокристаллических кальцитовых жильных пород	9	
63	III-3	Левый борт р. Балкыт-хем, в верхнем течении. Исландский шпат	Кальцитовая жила мощностью 30—40 см, протяженностью 2,3 м, с прозрачными кристаллами размером от 0,5 до 2—3 см в светло-серых графитизированных мраморах	7	
66	III-3	Левый берег р. Балкыт-хем против устья Акхем. Исландский шпат	В толще мраморов и мраморизованных известняков высыпки кальцита и исландского шпата	6	
68	III-3	Левый борт долины р. Жин-хем, 6 км юго-западнее устья р. Жин-хем. Исландский шпат	Кристаллы крупного кальцита в зонах дробления в известняках		

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
70	III-3	Правый борт долины р. Жин-хем. Исландский шпат	Маломощные жилы крупнокристаллического кальцита в зоне дробления в мраморах	12	
76	III-4	Первый левый приток р. Балыктыг-хем, ниже устья р. Жин-хем. Исландский шпат	Жилы крупнокристаллического кальцита в мраморах. Размеры кристаллов до 15—20 см. Кристаллы всегда сильно трещиноваты. Жилы мощностью до 0,5—1,5 м	12	
77	IV-4	Верховье р. Сайлик. Исландский шпат	Обохренные зоны дробления в темно-серых мраморизованных известняках с друзами кристаллов белого (мутного) кальцита величиной до 3—5 см	9	
94	IV-2	Среднее течение р. Хар-ты. Исландский шпат	Шпатоносные «сетчатые» жилы, связанные с зонами дробления в карбонатных породах	6	
96	IV-3	р. Жин-хем, 8—8,5 км от устья. Исландский шпат	Жилы кальцита и исландского шпата	11	
10	IV-3	Верховье р. Жин-хем. Исландский шпат	Кварцево-карбонатные жилы мощностью 0,1—0,5 м, протяженностью до 2 м. В ядрах жил крупные кристаллы мутного кальцита	11	
101	IV-4	Водораздел рр. Жин-хем — Сайлик. Исландский шпат	В зоне сильно раздробленных брекчиевидных известняков с красным железистым цементом наблюдается крупнокристаллический до 2—3 см белый кальцит	11	
102	IV-4	р. Чахыртый у уреза воды. Исландский шпат	Гнезда и тонкие жилы белого полупрозрачного кальцита. Размер гнезд до 0,15 м, мощность жил до 0,5 м		

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
105	IV-4	Верхнее течение р. Чахыртый. Исландский шпат	Серые афанитовые известняки с жилой кальцита мощностью 1 м. В периферической части жилы наблюдаются шестоватые крупные (до 10—15 см), в центральной — более изометрические кристаллы кальцита	9	
106	IV-4	р. Улан-Эрге. Исландский шпат	В зоне дробления — обломки молочно-белого кальцита	9	
114	V-4	р. Бурга. Исландский шпат	Обломки молочно-белого и прозрачного кальцита		
24	II-1	р. Чартис, в 0,5—1 км выше устья р. Кызыл-Бельдер. Флюорит	Жилы кварц-полевошпатового состава с пироксеном, часто содержащие флюорит	2, 9	
26	II-2	Водораздел рр. Пучук — Верхний Харган. Флюорит	Белые и буроватые мраморы, с пирротинном, изредка содержащие тонкие линзовидные скопления флюорита, вытянутые по сланцеватости	9	
28	II-2	Левый борт долины р. Балыктыг-хем. Флюорит	Крупная кварц-полевошпатовая жила с вкрапленностью флюорита	9	
50	III-1	Верховье руч. Коодурге. Флюорит	Редкая вкрапленность флюорита в кальцитовой жиле мощностью 60 см. Размеры кристаллов флюорита колеблются от 0,4 до 1 см	2	
51	III-1	Правый борт р. Нарын. Флюорит	Кварц-полевошпатовые жилы с флюоритом	9	
52	III-1	Правый борт долины р. Нарын, 2,5—3 км сев.-зап. г. Актуруг-даг. Флюорит	Кварц-полевошпатовая мелкозернистая жила с мелкой редкой вкрапленностью флюорита	9	
54	III-2	Водораздел рр. Чартис — Пелих-хем и Балыктыг-хем. Флюорит	Белые крупнозернистые мраморы с вкрапленностью флюорита	9	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
55	III-2	Правый берег р. Чартис. Флюорит	Флюорит в сиените, (установлен по протолочкам)	9	
65	III-3	Второй крупный левый приток р. Балыктыг-хем, выше устья р. Сольбельдер. Флюорит	Участки скарнирования карбонатных пород с образованием карбонатно-флюоритовых и флюорит-диопсидовых пород. Содержание флюорита, по данным шлиха из протопочки, составляет до 170 г/т	12	
67	III-3	Верховье р. Качик. Флюорит	Лейкократовые сиениты с вкрапленностью флюорита содержащие, кроме того, по данным шлихов из протолочек, циртолит и пирротин	9	
68	III-3	Правый берег р. Балыктыг-хем, 2 км к юго-востоку от отм. 2683,0. Флюорит	Скарнированная порода с флюоритом, сфеном и апатитом	11	
71	III-3	Верховье р. Тарги, 4 км восточнее горы с отм. 2543,0 м. Флюорит	Жилы кварц-полевошпатовых пород с флюоритом	9	
80	IV-1	Долина р. Нарын, 2 км выше устья руч. Хоронуг. Флюорит	Редкая мелкая вкрапленность флюорита в серых слоистых мраморах	9	
81	IV-1	Левый борт р. Нарын, против устья р. Хоронуг. Флюорит	Кварц-полевошпатовые жилы с мелкими выделениями флюорита	9	
82	IV-1	Левый борт долины р. Нарын. Флюорит	Белые крупнозернистые мраморы с чешуйками слюды и кристаллами бледно-фиолетового флюорита	9	
90	IV-2	Верховье р. Качик, 5 км юго-западнее г. Уч-Чинге. Флюорит	Белые дресвянистые среднезернистые мраморы с редкой мелкой вкрапленностью флюорита	9	
91	IV-2	Левый борт долины р. Качик. Флюорит	Кварц-полевошпатовая порода с флюоритом (по данным шлихов из протолочек)	9	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
92	IV-2	Левый борт долины р. Качик, 4,5 км северо-восточнее г. Мунгай-Хайрлык. Флюорит	Светло-серые и белые равномернозернистые мраморы с чешуйками графита и мелкой вкрапленностью флюорита	9	
95	IV-3	Водораздел рр. Тарги и Жин-хем. Флюорит	Пегматоидные граниты и светлые аляскитовые пегматоидные граниты с мелкой вкрапленностью флюорита	9	
97	IV-3	Водораздел рр. Тарги-Жин-хем. Флюорит	Флюорит в аляскитовом граните. В протолочке по данным шлиха присутствует циртолит	9	
104	IV-4	Второй снизу крупный приток р. Жин-хем, в верховье. Флюорит	Жилы кварц-полевошпатового состава, содержащие флюорит, гатчеттолит, бурый призматический циркон 15 г/т, монацит (по данным шлихов из протолочек). Флюорит присутствует также в виде вкрапленности в мраморах	11	
109	IV-4	р. Чахыртой, у водораздела с р. Жин-хем. Флюорит	Жилы кварц-полевошпатовых пород с вкрапленностью флюорита	11	
110	IV-4	Верховье р. Чахыртой. Флюорит	Шлировые полосы в пегматоидных щелочных сиенитах, иногда содержащих вкрапленность флюорита	9	
117	V-4	Цзайгал-гол, юго-восточнее горы с отм. 2445 м. Флюорит	Гнезда кварцево-полевошпатового состава с мусковитом и флюоритом	9	
4	I-1	Правый борт долины р. Эрзин. Графит	Графитовая залежь, приуроченная к зоне контакта мраморов с небольшим массивом мелкозернистых биотитовых гранитов. Залежь имеет форму линзы; вскрытая мощность не превышает 0,8—1,0 м; протяженность линзы 60—70 м. Выделения графита имеют размеры 0,4—0,5 см	15	

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки по карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
7	I-2	Истоки р. Эрзин. Графит	Обильные примазки и гнезда графита в дробленных полосчатых белых мраморах и черных известняках	9	
15	I-3	Левый борт р. Тарбагатай. Графит	Гнезда и жиллообразные скопления графита в мраморизованных известняках. Размеры участков развития графита по площади 20—50 м ²	7	
57	III-2	Верховье р. Нарын. Графит	На контакте известняков с жилой пегматита встречена линза мощностью до 1,5 м, обогащенная графитом, прослеженный на расстоянии до 5 м	2	
83	IV-1	Верховье руч. Ара-Булак. Источник пресных вод	Холодная, чистая, прозрачная вода, пригодная для питья, с дебитом 3—5 л/сек	9	
88	IV-1	Верховье руч. Ара-Булак. Источник пресных вод	Чистая вода, пригодная для питья, с дебитом 3—4 л/сек	9	
113	V-2	4 км севернее горы Донгал-ула. Источник пресных вод	Чистая, прозрачная вода, пригодная для питья, с дебитом 3—5 л/сек	9	

ПРИЛОЖЕНИЕ IV

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его инвентарный номер или место издания
1	Архангельская В. В. и др.	Геологическое строение бассейнов верховьев и среднего течения р. Балхтыг-хем, верховьев р. Качик и рр. Хусуни-гол, Цзангал-гол, Дзосин-гол, Цоригин-гол, Тарги	1952	г. Москва, фонды ВАГТ
2	Беспалько А. Т., Григорьев А. В., Гудилин И. С.	Геологическое строение бассейнов рр. Эрзин, Нарын и Качик	1952	г. Москва, фонды ВАГТ
3	Божинский А. П.	Обзор золотоносных районов Тув. а. о.	1947	г. Кызыл, фонды Кызыльского прииск. Упр. Хакасолото
4	Варанд Э. Л., Беззубов В. В.	Отчет по поисково-разведочным работам в р-не Арабулакского месторождения слюды. Работы 1953—1954 гг.	1955	г. Красноярск, фонды КГУ
5	Григорьев А. В. и др.	Геологическое строение бассейнов рек Сольбельдер, Тарбагатай, Каптагай, Чинге и др.	1954	г. Москва, фонды ВАГТ
6	Дробинина Н. Я., Голубев Б. Б.	Промежуточный отчет партии № 69 по работам за 1955 г.		г. Кызыл, фонды Горной экспедиции
7	Жуков М. А., Романов В. А., Иванов В. Л., Селезнев И. М.	Отчет о поисково-съёмочных работах партии № 83 — восточная в бассейнах рек Сольбельдер и Тарбагатай в 1955 г. т. 1 «Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Сольбельдер и Тарбагатай»	1955	г. Кызыл, фонды Горной экспедиции
8	Ильин А. В., Ильина Т. А.	Отчет о результатах попутных поисковых работ, произведенных партией № 8 в 1954 г.	1955	г. Москва, фонды ВАГТ
9	Ильин А. В., Моралев В. М.	Отчет по работам 1955—1956 гг., проведенным для подготовки листов М-47-XIII и XIX к изданию	1957	г. Москва, фонды ВАГТ

Продолжение

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его инвентарный номер или место издания
10	Лиханов Б. Н.	Отчет о работе Качико-Балыктыгхемского геологического отряда	1949	г. Кызыл, фонды Кызыльского прииск. упр. Тр. Хакасзолото
11	Моралев В. М., Нечаева И. А.	Отчет поисково-реви- зионной партии № 9 по работам 1954 г.	1955	г. Москва, фонды ВАГТ
12	Моралев В. М. и др.	Объяснительная записка к карте полезных иско- паемых листа М-47	1957	Госгеолтех- издат
13	Нечаева И. А.	Отчет по результатам поисковых работ партии № 11 за 1955 г.	1956	г. Москва, фонды ВАГТ
14		Отчетный баланс запасов за 1955 г. Объяснитель- ная записка к отчетному балансу запасов (Ф. № 1- зап.) за 1955 г. по Кы- зыльскому приисковому управлению	1955	г. Кызыл, фонды Кы- зыльского прииск. упр. Тр. Хакасзо- лото
95	Пожарский И. Ф.	Геологическое строение бассейнов р. Улуг-Шивей и верховьев рр. Эрзин, Бурен и Мизин	1953	г. Москва, фонды ВАГТ
16	Потапов С. В. и др.	Геологическое строение бассейнов рр. Каа-хем, Кызыл-хем, Қаргы, ниж- него течения р. Балык- тыг-хем и оз. Тере-холь	1955	г. Москва, фонды ВАГТ
17	Шербаков Л. Н., Павлов А. И., Иванов М. К., Титов А. И.	Отчет о поисково-съемоч- ных работах партии № 83-западной в бассей- не верховьев р. Эрзин (М-47-49) в 1955 г. т. I «Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верховьев Эр- зина»	1955	г. Кызыл, фонды Горной экспедиции
18	Яшина Р. М. и др.	Предварительный поле- вой отчет о результатах исследований, проведен- ных летом 1953 г. петро- графическим отрядом № 179 Тувинской ком- плексной геологической экспедиции АН СССР	1953	г. Москва, фонды ГИН АН СССР

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение	3
Стратиграфия	6
Протерозойская группа	6
Верхнепротерозойские отложения	6
Синийский комплекс	22
Палеозойская группа	25
Кембрийская система	25
Кайнозойская группа	34
Четвертичная система	38
Интрузивные породы	38
Верхнепротерозойский (Саянский) интрузивный комплекс	38
Нижнепалеозойский (Актотракский) интрузивный комплекс	39
Нижнепалеозойский (Таннуольский) интрузивный комплекс	40
Среднепалеозойский интрузивный комплекс	46
Тектоника	54
Геоморфология	62
Подземные воды и источники водоснабжения	67
Полезные ископаемые	69
Литература	92
Приложения	94