МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «КРАСНОЯРСКГЕОЛСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алтае-Саянская

Лист M-46 — Кызыл

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2008

УДК 55 (084.3М1000)(571.52 + 51 + 513)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская Лист М-46 — Кызыл. Объяснительная записка.— СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 349 с. + 8 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУГП «Красноярскгеолсъемка»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и истории геологического развития юго-западной части Республики Тыва, а также прилегающей части юга Красноярского края. Приведены сведения по глубинному строению, геоэкологии и геологическим опасностям. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, в том числе связанных с эпитермальным оруденением и оруденением зон гипергенеза, и рассмотрены закономерности их размещения. Карты полезных ископаемых и прогнозно-минерагеническая издаются впервые и отражают современный ресурсный потенциал территории на данный этап изученности. Даны рекомендации на проведение среднемасштабных региональных и прогнозно-поисковых работ. Сведения по полезным ископаемым даны по состоянию на 1.01.2005 г.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Таб. 21, ил. 9, список лит. 324 назв., прил. 5.

Авторы

Ю. С. Александровский, В. Д. Алексеенко, Г. М. Беляев, Б. А. Блюман, А. В. Булычев, Б. М. Должковой, В. Е. Кудрявцев, Е. А. Кухаренко, А. Н. Минаков, Е. А. Минина, В. Н. Мухин, Л. С. Никитина, Н. Н. Попова, Н. М. Радюкевич, Ю. З. Сахибгареев, Г. М. Шор

Материалы по листу М-46 — Кызыл одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *Б. А. Блюман*

© Роснедра, 2008
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006
© ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 2006
© Коллектив авторов, 2006
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа M-46 — Кызыл расположена в координатах 50–52° с. ш. и 90–96° в. д. Административно принадлежит к республикам Тыва (90 %) и Хакасия (2 %), а также к южной части Красноярского края (8 %). По широте 50° с. ш. проходит Государственная граница с Монгольской Народной Республикой. Площадь листа в пределах Российской Федерации 75 237 км^2.

Рельеф территории разнообразный и включает две крупные горные системы — Западный Саян и Пограничный Саян, состоящие из разносопрягающихся хребтов, разделенных впадинами (рис. 1). Западный Саян представлен хребтами извилистой формы, из которых значимыми на северо-западе являются Саянский, Куртушибинский хребты и Алашское нагорье с отметками 2100–2700 м. На юго-западе развито альпийское высокогорье Шапшальского и Западно-Таннуольского хребтов с отметками 2700–3400 м. Во всех хребтах широко развиты альпийский тип рельефа с системой сопряженных каров, цирков, ледниковых озер, на северных склонах каров фиксируются небольшие ледники и фирны, развита островная мерзлота. Пограничный Саян включает в себя хребты Академика Обручева, Восточный Танну-Ола и нагорье Сангилен. Первые два представляют собой сочетание массивного и альпийского высокогорья с высотными отметками 2000–2700 м. Нагорье Сангилен является представителем горной страны массивного высокогорья на границе развития бессточных впадин с полупустынным рельефом. Отметки колеблются от 1000 м во впадинах до 2300 м на горных вершинах.

Наиболее значимыми впадинами являются Убсунурская, расположенная большей частью в МНР, Улуг-Хемская и Шагонарская. Впадины в основном имеют округлые очертания. Днища их имеют увалисто-грядовый рельеф, иногда встречаются озера с соленой водой. В Убсунурской впадине широко развиты дюны и бугристые пески эолового происхождения.

Гидросеть территории листа большей частью относится к бассейну р. Енисей, точнее, к верхним его частям Каа-Хему и Улуг-Хему. Реки характеризуются различными режимами: от типично горных рек с быстрым течением с перекатами, шиверами и порогами до равнинных с многочисленными островами и старицами. Наиболее крупными левыми притоками Каа-Хема являются реки Бурен, Элегест, правыми — Тапса, Дерзиг. Значимыми притоками Улуг-Хема являются реки Хемчик и Торгалыг. В северо-западной части листа имеется крупное Саяно-Шушенское

водохранилище, которое является доступным для маломерного судоходства, вплоть до г. Кызыл в весенне-летнюю навигацию. На юге листа наиболее значимой рекой является Тес-Хем с ее притоками Эрзин и Нарын, впадающими в оз. Убсу-Нур, находящееся в МНР. На площади листа расположены крупные соленые озера с лечебными грязями Чагытой, Чедер, Хадын, на базе которых действуют сезонные курорты республиканского и районного значения.

В экономическом отношении территория листа освоена неравномерно. Здесь добывают уголь для республиканских нужд, асбест для федеральных нужд, россыпное золото. Добыча кобальта для федеральных нужд, начиная с 1990-х годов, резко упала, а с 2000 г. прекратилась вообще. Неравномерно развито сельское хозяйство, животноводство и земледелие, в основном для покрытия местных нужд. Основная часть населения, преимущественно тувинцы, сосредоточена в городах и районных центрах (кужунах). Наиболее крупными из городов являются Кызыл, Шагонар, Ак-Довурак, из кужунов — Сарыг-Сеп, Сут-Холь, Самагалтай, Эрзин. Русское население составляет примерно 20–25 % в городах и 2–4 % в кужунах. Круглогодично действуют автомобильные дороги федерального значения Красноярск — Кызыл — Эрзин и республиканского Абакан — Ак-Довурак — Кызыл.

Первый комплект геологической карты листа М-46 масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка были составлены в 1950 г. А. Л. Додиным и Г. А. Кудрявцевым, где были приведены общие сведения по стратиграфии и магматизму района. В этих исследованиях участвовали А. Я. Булынников, В. А. Обручев, Ю. А. Билибин, В. А. Унксов и другие видные ученые. В период 1954–1984 гг. территория листа была закрыта полистной Государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, которая проводилась сотрудниками ВАГТа, ВСЕГЕИ и Тувинской экспедиции, всего 17 номенклатурных листов [3, 4, 5, 6, 7, 8, 20, 32, 35, 36, 41, 70, 81, 98, 99]. Все полученные данные по этим работам были положены в основу неполного комплекта Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 листа М-46 (47) новой серии, изданной в 1978 г. под редакцией Г. М. Владимирского во ВСЕГЕИ без объяснительной записки [42]. Комплект включал в себя геологическую карту дочетвертичных образований, геоморфологическую карту, карту четвертичных образований, гидрогеологическую карту, карту гравитационного и магнитного полей.

С 1964 по 1990 г. проводилась полистная и групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 в основных рудных узлах. Всего было охвачено 35 % площади листа. Большинство материалов этих съемок вошло в Геологическую карту Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000, изданную в 1983 г. под редакцией М. Л. Шермана и А. А. Подкаменного [159, 163, 165, 166, 175, 181, 184, 202, 224, 247, 258, 264]. Записка к этой карте была подготовлена в 1990 г. П. С. Матросовым, но не издана по организационным причинам. В 1983 г. была издана Минерагеническая карта Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 под научной редакцией Г. Н. Шапошникова [103]. На карте показаны основные месторождения и рудопроявления всех видов полезных ископаемых за исключением стройматериалов, проведено

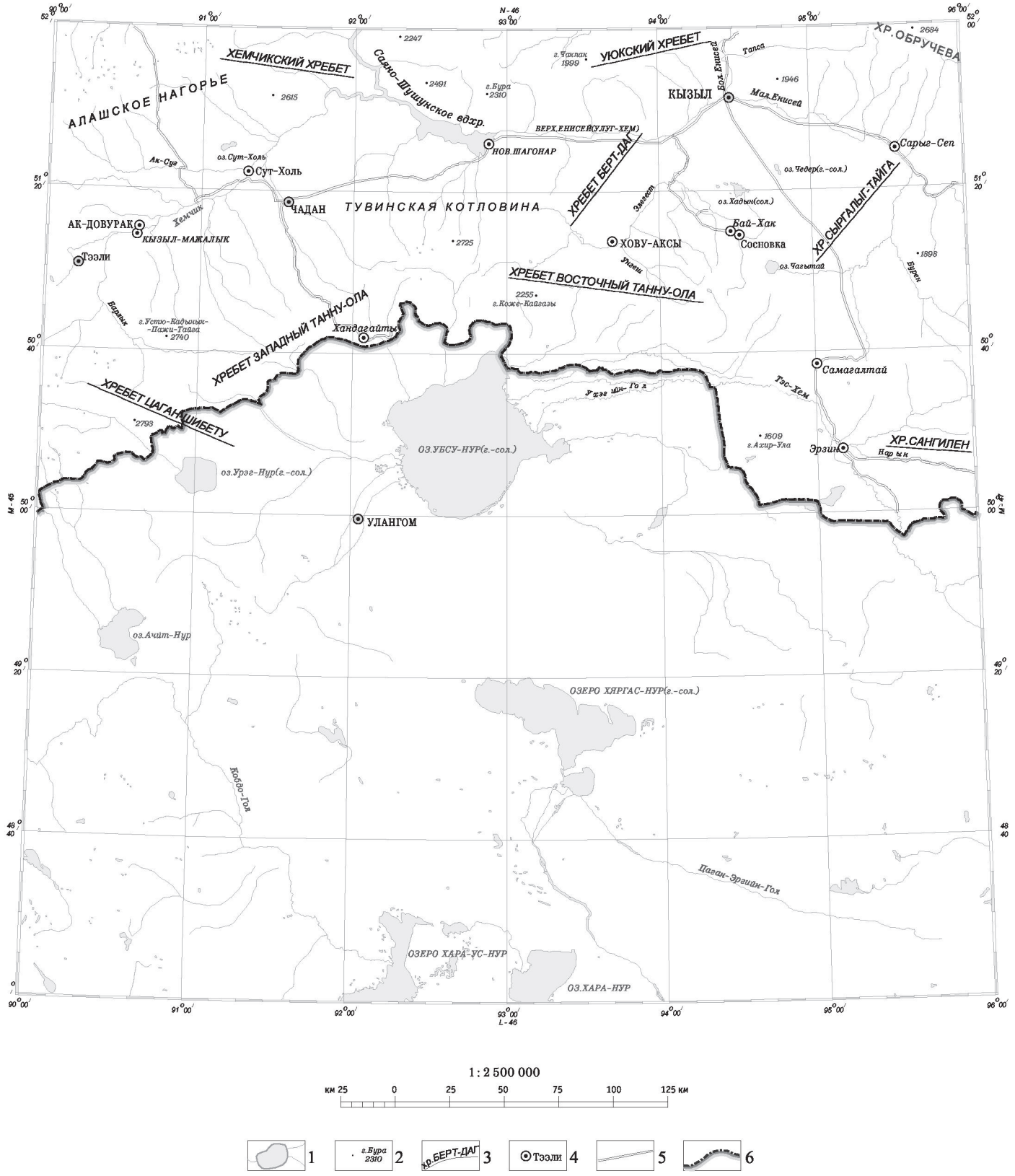


Рис. 1. Схема орогидрографии территории листа М-46.

1 — объекты гидрографии; 2 — высотные отметки; 3 — орографические названия; 4 — населенные пункты; 5 — автомобильные дороги; 6 — Государственная граница с МНР.

Вклейка. Заказ 80474016

минерагеническое районирование на формационной основе, выделены геотектонические этапы, определяющие металлогенический потенциал Тувинской АССР. В эти же годы были подготовлены к изданию, но не изданы Тектоническая карта (Б. А. Никитов) [254], Металлогеническая карта (П. А. Никитчин) [253] и Карта четвертичных образований (Б. А. Борисов, Е. А. Минина) Тувинской АССР в масштабе 1 : 500 000. В 1995 г. была издана Геологическая карта масштаба 1 : 1 500 000 Алтае-Саянской складчатой области (под редакцией П. С. Матросова), куда входил и лист М-46. Составлению этой карты способствовал широкий комплекс научных и тематических исследований, проводившихся в Туве различными организациями СО РАН, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, ИМГРЭ и других ведомств в сотрудничестве с Тувинской ГРЭ. Ими были подготовлены такие труды как т. 7 кн. 1 «Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтай, Саяны» и т. XXIX «Геология СССР. Тувинская АССР» [46, 48, 64, 140].

Организациями-исполнителями работ по листу М-46 — Кызыл являются ФГУП «ВСЕГЕИ» и ФГУГП «Красноярскгеолсъемка» в качестве субподрядчика. В ФГУГП «Красноярскгеолсъемка» проводились работы по составлению основных карт комплекта ГК-1000/3 — геологической карты Ю. С. Александровским, Б. М. Должковым, А. Г. Дербаном, С. А. Измайловой, карты полезных ископаемых и прогнозно-минерагенической карты А. Н. Минаковым, Ю. С. Александровским при участии Д. Н. Шаповалова (ОАО «Тувинская ГРЭ»), в ФГУП «ВСЕГЕИ» — дополнительных карт масштаба 1 : 1 000 000: карты геологических опасностей (Е. А. Минина, В. М. Рыжкова), карты рудоносности зон гипергенеза и россыпей (Г. М. Шор и др.), карты глубинного строения земной коры с геолого-геофизическими профилями по геотраверсам» (В. Н. Мухин). Научное и методическое руководство и редактирование карт осуществлялось Ю. С. Глуховым, А. К. Мкртычьяном (ФГУГП «Красноярскгеолсъемка»), Б. А. Блюманом (ВСЕГЕИ, главный научный редактор комплекта карт по листу М-46) и Е. А. Кухаренко (ВСЕГЕИ, соредактор главного редактора). Авторство исполнителей указано в текстовой части. Сведения по полезным ископаемым даны по состоянию на 1.01.2005 г. Раздел «Уран» в гл. «Полезные ископаемые» написан сотрудниками ВСЕГЕИ В. Е. Кудрявцевым и Г. М. Шором. Автор гл. «Геоморфология» — Н. Н. Попова, гл. «Гидрогеология» — Л. С. Никитина (ОАО «Тувинская ГРЭ»). Цифровые модели основных карт созданы Е. В. Сапегиной, технический редактор Е. Г. Гайнцева, набор текста, текстовых приложений и рисунков выполнен Л. В. Шинелевой Апробация ресурсов проведена в 1998 и 2003 гг. отраслевыми институтами.

На геологической карте показано более 80 подразделений в ранге свит, толщ, серий и около двадцати интрузивных комплексов, что отражает высокую степень изученности региона геологосъемочными работами. Легенда к геологической карте составлена на базе двух утвержденных НРС МПР РФ серийных легенд (Западно-Саянской и Верхне-Енисейской) для Госгеолкарты-200 второго издания и серийной легенды Алтае-Саянской складчатой области для ГК-1000/3 (Бабин, 2005). Увязка легенды карты с

сериийной легендой для ГК-1000/3 была согласована главным научным редактором комплекта карт листа М-46 Б. А. Блюманом и главным редактором серийной легенды Алтае-Саянской серии С. П. Шокальским. Базы данных созданы по изотопно-радиологическому датированию, палеонтолого-стратиграфической характеристике стратиграфических подразделений, полезным ископаемым листа. Первые две базы выполнены в системе Acces, а по полезным ископаемым — в системе Kadastr под руководством О. В. Невьянцева.

База данных изотопно-радиологического датирования пород содержит результаты уран-свинцового, рубидий-стронциевого и калий-аргонового изотопного изучения интрузивных и метаморфических пород листа. Принимается следующая структура базы данных: номер пробы; порода; минерал; метод определения; возраст, млн. лет; комплекс; массив; автор (литературный источник); номенклатура листа Государственной разграфки масштаба 1 : 200 000; географическая привязка.

Создание базы данных палеонтологической информации предусматривало систематизацию первичных материалов. Вводу подлежат данные, характеризующие местонахождения органических остатков в стратотипических разрезах и на опорных участках из стратотипических районов стратиграфических подразделений.

Принимается следующая структура базы данных: номер на схеме расположения объектов; свита, в которой находится объект; заключение о возрасте; группа фауны; автор определений, год; источник информации; географическая привязка; номенклатура листа Государственной разграфки масштаба 1 : 200 000; географические координаты Гаусса–Крюгера; наименование свиты авторское, возраст; регион; индекс свиты.

Минерагеническая база данных содержит информацию о минерагенических объектах различного ранга, включая месторождения и проявления полезных ископаемых. Предлагается следующая структура: номер объекта в пределах листа; наименование объекта; главное полезное ископаемое, сопутствующие элементы; характеристика объекта; геологический возраст оруденения; рудоносный комплекс; рудовмещающий комплекс; очередность проведенных работ; географическая привязка; источники информации; номенклатура листа Государственной разграфки масштаба 1 : 200 000.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа М-46 — Кызыл принимают участие разнообразные метаморфические, осадочные и вулканогенные образования с возрастом от нижнего протерозоя до отделов кайнозоя четвертичной системы. Выделяются нижнепротерозойские, рифейские, вендские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские, юрские, палеогеновые, неогеновые отложения и нерасчлененные четвертичные образования. Наблюдается четкая пространственная закономерность обособления стратифицированных отложений различного возраста, обусловленных особенностями развития и временем заложения разновозрастных структурно-формационных зон (СФЗ). Возраст докембрийских метаморфических толщ определяется положением в разрезе и перекрытием их фаунистически охарактеризованными отложениями фанерозоя. Объемы стратиграфических подразделений неравнозначны и отражают объективное состояние обоснованности разработанных стратиграфических схем. Для стратифицированных образований приняты подразделения местной шкалы, привязанные с долей условности к общей и региональной шкалам. Большинство из них согласуются с утвержденными легендами для Госгеолкарты-200 второго издания Западно-Саянской и Верхне-Енисейской серии [246, 315] и легенды Алтае-Саянской серии для Госгеолкарты-1000 третьего издания (Бабин, 2005). Присутствие в легенде карты листа М-46 — Кызыл объединенных или нерасчлененных образований вызвано невозможностью картографического их отображения в заданном масштабе.

ПРОТЕРОЗОЙ—НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Полиметаморфические образования протерозоя, вовлеченные в процессы наложенного раннепалеозойского метаморфизма, распространены на юго-востоке листа в Сангиленской СФЗ (I_1)* в бассейне рек Эрзин, Нарын, Солчер — правых притоков р. Тес-Хем. Здесь они выделяются в объеме тесхемской и мугурской свит, преобразованных наложенным палеозойским ультраметаморфизмом и региональным метаморфизмом различных фациальных серий. Эти подразделения развиты в

* Здесь и далее дана ссылка на ареалы развития отложений, показанные на схеме тектонического районирования, расположенной на полях геологической карты.

стратотипической местности и являются опорными для понимания протерозойского разреза.

Тесхемская свита ($PR(PZ_1)ts$) слагает ядра узких антиклиналей северо-восточного простирания в бассейне рек Эрзин—Морен. В составе преобладают: гнейсы слюдяные, биотитовые, кордиерит-биотитовые, пироксен-биотит-плагиоклазовые, содержащие гранат альмандинового ряда, силлиманит, андалузит, дистен и железистые амфиболы. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, мигматизированы с образованием артеритовых, венитовых текстур. В небольшом объеме встречаются невыдержанные по простиранию кварциты. Мощность варьирует в пределах 1800—2200 м.

Мугурская свита ($PR(PZ_1)mq$) пространственно и структурно тесно связана с полями развития тесхемской свиты в Сангиленской СФЗ (I_1). Отложения ее смяты в систему напряженных линейных складок северо-восточного простирания. Разрез свиты в стратотипической местности представлен в нижней части гранатсодержащими кристаллическими сланцами биотит-амфибол-плагиоклазового состава, с невыдержанными горизонтами графитсодержащих мраморов и кварцитов. В верхней части разреза преобладают биотитовые гнейсы, графитсодержащие мраморы и горизонты железистых кварцитов с амфиболом и куммингтонитом, содержащиими магнетит в количестве 37—45%. С этими горизонтами связываются проявления железа. Мощность свиты 1000—1100 м. Породы полиметаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с участками наложенного контактового метаморфизма в связи с гранитами сархойского комплекса [8, 170, 171].

Нерасчлененные отложения тесхемской и мугурской свит ($PR(PZ_1)ts—mq$) распространены в Сангиленской СФЗ в междуречье Нарын—Тес-Хем, образуя обширные останцы кровли среди палеозойских гранитных плутонов. Ранее отложения включались в объем чинчилигской серии [8, 241]. В нижней части разреза преобладают двуслюдяные, биотит-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые гранатсодержащие гнейсы, в верхах разреза — кристаллические сланцы в чередовании с мраморами, кварцитами и небольшими телами амфиболитов. Полиметаморфические преобразования пород происходили в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В зонах тектонических нарушений отмечаются диафториты зеленосланцевой фации, сложенные серицит-хлоритовыми сланцами, слюдистыми графитсодержащими кварцитами, постепенно переходящими в западном направлении, в долине р. Эрзин в биотитовые, амфибол-биотитовые с гранатом кристаллические сланцы. Последние обладают четкой сланцеватой текстурой, обусловленной чередованием различных по составу «слойков». Более темные «слойки» обогащены биотитом с присутствием роговой обманки, светлые сложены кварц-полевошпат-плагиоклазовым материалом. В породах присутствуют обильные послойные жилы и мелкие тела гранитных слюдяных пегматитов и кварц-полевошпатовых жил. Породы мигматизированы; вблизи пегматитовых и гранитных тел отмечается калишпатизация. На водоразделе рек Чинчилик—Мурту-Адыр отложения тесхемской и мугурской свит со

скрытым несогласием перекрыты графитсодержащими мраморами балыктыгхемской свиты. Некоторые исследователи [8] в объем нерасчлененных тесхемсой и мугурской свит включали и эти мраморы. Мощность нерасчлененных тесхемсой и мугурской свит предполагается более 2000 м.

Вопрос о возрасте протерозойских образований в Сангиленской СФЗ остается дискуссионным. Часть исследователей [79, 105] выделяют моренский метаморфический комплекс в объеме тесхемской и мугурской свит, усматривая здесь реликты гранулитовой фации метаморфизма, диафторированной до амфиболитовой, сопоставляя их по петрологическим особенностям с архейскими образованиями алданского и шарыжалгайского комплексов щитов (выступов фундамента). Этими же авторами выделяется балыктыгхемский комплекс, залегающий со скрытым структурным несогласием на моренском комплексе, прогрессивно метаморфизованном в амфиболитовой фации.

Образования тесхемской и мугурской свит, объем которых в целом совпадает с эрзинским и моренским метаморфическими комплексами И. К. Козакова и Ф. П. Митрофанова, считаются наиболее древними на Сангиленском выступе. Этими авторами предполагалось несогласное залегание метаморфитов дистен-силлиманитовой фациальной серии моренского комплекса раннего протерозоя на породах эрзинского гранулитового комплекса архея. Впоследствии специальными исследованиями В. И. Лебедева и С. А. Каргополова (1991) установлено, что породы тесхемской и мугурской свит в совокупности образуют полиметаморфический комплекс (тесхем-мугурский), что и принято в данном варианте. При этом высокоградиентный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии ($T = 445 \pm 21$ млн лет, U-Pb метод) наложен на более ранние ($T = 1130 \pm 16$ млн лет, U-Pb метод) низкоградиентные высокобарические региональные преобразования дистен-силлиманитовой серии. Нижнее ограничение возрастов определяется рассчитанными значениями Nd-модельного возраста 1,6–1,9 млрд лет и принадлежностью Сангилена к Nd-изотопной провинции с модельным возрастом 1,2–1,8 млрд лет [79, 96].

В недавно опубликованных работах [96] приводятся данные о вендско-кембрийском возрасте нерасчлененных тесхемской и мугурской свит и балыктыгхемской свиты на основании радиологических датировок детритовых цирконов (750–900 млн лет) из пород мугурской свиты и находок мелкораковинной фауны в мраморизованных известняках балыктыгхемской свиты [47, 79, 96, 144]. Неоднозначно трактуется и последовательность разреза на Сангилене. Возраст докембрийских толщ Сангилена принят согласно утвержденной серийной Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 протерозойским с указанием в скобках возраста метаморфизма (PZ_1) (Бабин, 2005).

РИФЕЙ(?)

Отложения этого уровня известны только в Верхне-Енисейской салаирской складчатой системе в Ондумской (II_1) и Восточно-Таннуольской (II_2) зонах, а также в Сангиленской зоне (I_1) Тувино-Монгольского

протерозойского массива. Выделяются кадвойская, серлигская, туммат-тайгинская, балыктыгхемская, аймакская, хапсугская и охемская свиты.

Кадвойская свита (R : $Є_1kd$) развита в Восточно-Таннуольской зоне (II_1) в бассейне рек Шивилиг-Хем, Тарбаган, Кызыл-Эрик. Стратотип неполный, находится в нижнем течении р. Кадвой при выходе ее в Убсу-Нурскую впадину, выделен Г. Н. Лукашевым в 1963 г. [99]. Нижняя граница не вскрыта. Свита сложена зеленокаменными измененными базальтами, андезитами, дацитами, среди которых встречаются горизонты алевролитов, песчаников и туфоконгломератов в верхней ее части. Часть исследователей [32, 35] рассматривают их как базальные слои вышележащей серлигской свиты, другие [1, 49, 98] как составляющую свиты с согласными соотношениями с перекрывающей серлигской свитой. Состав свиты по латерали довольно выдержан, в междуречье Чумуртук — Кызыл-Эрик в подчиненном количестве встречаются кислые эффузивы, туфы смешанного состава и линзы известняков. Органических остатков отложения не содержат. Позднерифейский возраст определяется условно по согласному перекрытию вулканогенно-карбонатными образованиями серлигской свиты. Мощность свиты варьирует в пределах 1200–1500 м.

Серлигская свита (R : $Є_1sr$) выделяется в Восточно-Таннуольской зоне (II_1) в тех же разрезах, что и кадвойская свита. Парастратотип находится в среднем течении р. Серлиг, выделен Г. Н. Лукашевым в 1958 г. Ранее, при работах масштаба 1 : 200 000 [98, 99] и на изданной карте масштаба 1 : 1 000 000 [42] свита относилась к нижнему кембрию по результатам находок археоциат в основании ее разреза. Работами А. Б. Гинцингера [49, 183] была показана обратная последовательность разреза свиты и предположено, что археоциаты принадлежат к ирбитейской свите нижнего кембрия. В составе свиты установлены андезиты, риолиты, туфы смешанного состава, невыдержанные горизонты конгломератов и известняков. В известняках найдены микрофитолиты рифейского облика [183]. В верховьях рек Овур-Онгеш и Тарбоган свита преимущественно представлена кислыми эффузивами и их туфами, которые в восточном направлении сменяются покровами андезитов и грубообломочных пирокластических пород. В бассейне р. Ирбитей отложения трансгрессивно перекрыты вулканогенно-карбонатными образованиями ирбитейской свиты, охарактеризованными фауной археоциат и трилобитов камешковского и санаштыкгольского горизонтов атдабанского яруса нижнего кембрия. Мощность отложений достигает 2200 м.

Туматтайгинская свита (R : $Є_1tt$) выделяется в Ондумской СФЗ в бассейне рек Ондум, Тапса, Баян-Кол, Теректыг и представлена в основном вулканогенными образованиями. Стратотип находится севернее на территории листа N-46 по хребту Тумат-Тайга и подробно описан В. С. Кузебным [91]. По результатам геологических работ масштаба 1 : 200 000 [3, 4] свита разделялась на две подсвиты, а по съемкам масштаба 1 : 50 000 [175, 181] на три подсвиты. Расчленение на подсвиты проводилось довольно условно. Свита относилась к нижнему кембрию по находкам археоциат в верхней части разреза. В нижней части разреза преобладают базальты, андезибазальты с туфами основного состава,

выше распространены дациты, риолиты и туфы смешанного состава, чередующиеся с линзами и горизонтами туфопесчаников, туфоалевролитов и известняков, «замусоренных» туфогенным материалом. Эта часть разреза на крупномасштабных картах [1, 175, 181] выделялась в самостоятельные свиты — оттугтайгинскую риолит-дацитовую и сыынакскую туфогенно-осадочную и относилась к низам нижнего кембрия. По работам В. Б. Агентова [3], эта же часть разреза включалась в объем тапсинской свиты нижнего кембрия, залегающей, по данным этого автора, с размывом на эффузивах туматтайгинской свиты. В прослоях известняков, по данным А. Б. Гинцингера [49], определяются микрофитолиты верхнерифейского облика. Мощность отложений различными исследователями определяется от 3500 до 5000 м.

Среди полей развития отложений свиты выделяются субвулканические тела основного и кислого состава, образующие силлы, штоки и дайки. Пространственно с отложениями свиты связана колчеданно-полиметаллическая минерализация кызылташтыгского типа [13, 91, 175].

В геохимическом отношении вулканогенные и субвулканические образования отличаются повышенными содержаниями свинца, цинка, меди, серебра, ванадия, бария, кобальта, никеля, молибдена, олова, фосфора, лития, иттрия соответственно.

Рифейский возраст свиты принят на основании перекрытия вулканических образований карбонатными отложениями кызылхивинской и вадибалинской свит, содержащими микрофауну и известковистые водоросли венд-нижнекембрийского облика, что нашло отражение в серийной легенде Верхне-Енисейской серии для Госгеолкарты-200 новой серии [315]. Из кислых вулканитов и горизонтов известняков по логу Кара-Саир были отобраны пробы и С. Д. Сидорасом Rb-Sr методом получены радиологические датировки 810 ± 14 млн лет, что может свидетельствовать о позднерифейском возрасте отложений свиты. Находки археоциат в линзах известняков среди вулканитов принадлежат к атдабанскому и ботомскому ярусам нижнего кембрия и выделены в самостоятельные таксоны нижнего отдела кембрийской системы. Рифейский возраст свиты, несмотря на приведенные данные, остается дискуссионным. Имеются радиологические датировки Rb-Sr методом 520 и 560 млн лет из района стратотипа. Не исключено, что здесь имеются две разновозрастные вулканогенные толщи, позднерифейского и раннекембрийского возраста. Согласно легенде Алтае-Саянской серии (Бабин, 2005) возраст свиты принят условно $R : Є_1$.

Балыктыгхемская свита (R?*bl)*. Отложения свиты пользуются ограниченным распространением на юго-востоке площади. Включаемые сюда ранее мраморизованные известняки с прослоями хлорит-серицитовых сланцев, в связи с находками микрофитолитов невландиевой группы, выделены в рифейские образования. Свита представлена белыми, светло-серыми, средне- и крупнозернистыми мраморами, содержащими в небольшом объеме (2–4 %) маломощные прослои биотит-рогово-обманковых гнейсов с гранатом, силлиманитом и андалузитом. Верхняя граница на площади не вскрыта, восточнее, за пределами листа,

перекрывается кристаллическими сланцами билинской свиты (по данным Д. Н.Шаповалова, 2000).

Хапсугская свита (R?*hp*) выделена в Сангиленском блоке (I_1) Тувино-Монгольского протерозойского массива. Ранее эти отложения включались в объем чартысской серии протерозоя [8, 159], верхнечартысской (Ильин, Моралев, 1959), качикской [253] свит. Отложения свиты со структурным и метаморфическим несогласием залегают на разных уровнях тесхемской и мугурской свит протерозоя и согласно перекрываются карбонатными образованиями аймакской свиты, охарактеризованной микрофитолитами верхнего рифея. Свита сложена хлорит-серицитовыми, хлорит-актинолитовыми пироксен-альбит-амфиболовыми сланцами, невыдержанными горизонтами кварцитов и мраморизованных известняков. По мнению Б. А. Блюмана [170, 171], на зеленосланцевый метаморфизм отложений наложен зональный региональный метаморфизм, достигающий уровня амфиболитовой фации. Возраст отложений остается дискуссионным. Непосредственно восточнее площади в верховьях бассейна рек Эрзин—Нарын А. А. Терлеев [144] в подобных отложениях описывает находки мелкораковинной фауны *Cambrotubulus* и спикул губок, характерные для второй половины венда. Мощность отложений хапсугской свиты на данной площади определяется в 1500 м [315].

Аймакская свита (R?*am*) пользуется незначительным распространением в юго-восточной части площади западного Сангилена и выделена А. Б. Гинцингером из состава нарынской свиты. По работам ГСР-200 [8] эти отложения включались в объем сангиленской серии, хотя указывалось «на находки микрофитолитов». Аймакская свита согласно залегает на образованиях хапсугской свиты. Перекрывающие отложения отсутствуют. Свита сложена преимущественно мраморизованными известняками светло-серого цвета, с редкими чешуйками графита и вкрапленностью пирита, доломитами серого и темно-серого цвета, прослоями кварцитов и хлорит-серицитовых сланцев. Известняки и доломиты содержат онколиты и катаграфии, характерные для большинства разрезов белкинского горизонта верхнего рифея Алтае-Саянской складчатой области (Решения МСК..., 1979). В геохимическом отношении отложения хапсугской и аймакской свит характеризуются вышекларковыми содержаниями фосфора, марганца, ванадия и нижекларковыми содержаниями свинца, цинка, молибдена и хрома. С отложениями аймакской свиты связаны мелкие проявления и пункты минерализации фосфоритов. В настоящее время белкинский горизонт относят к венду, поэтому отложения аймакской свиты датированы рифеем условно. Мощность отложений в данных разрезах составляет 1400–1500 м.

Охемская свита (R?*oh*) локально развита в северо-восточной части листа в Харальской зоне, занимая менее 1% площади. За пределами листа в стратотипической местности в бассейне рек О-Хем и Харал имеет двучленное строение [1]. Нижняя часть разреза в пределах площади не вскрыта, верхняя представлена метаалевролитами, метапесчаниками, хлоритовыми, кварц-карбонат-хлоритовыми сланцами с невыдержанными горизонтами мраморизованных битуминозных известняков. Разрез

фациально не выдержан, на востоке в разрезе отмечается увеличение количества горизонтов кварцитов. Нижняя граница свиты в пределах площади не вскрыта, верхняя условно определяется по положению в разрезе ниже туматтайгинской свиты [13, 315]. Мощность отложений в пределах площади не превышает 1000 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА—КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения этого уровня присутствуют в Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых системах. В первом случае они слагают основание салаирид и тесно связаны с кембрийскими отложениями, во втором со структурным несогласием залегают на верхнерифейских отложениях салаирид. Выделяются макаровская, анныякская, кызылхивинская, сютхольская, амыльская свиты, малоабаканская и алтынбулакская толщи.

Макаровская толща (V–$Є_1mk$) незначительно распространена только в пределах Куртушибинского пояса (IV_1), находится в аллохтонном залегании. В составе толщи распространены метабазальты и субщелочные базальты, метатуфы, кремнисто-хлоритовые сланцы, кварциты, прослои и линзы метаалевролитов, метапесчаников, мраморизованных известняков. Нижняя граница толщи на площади не вскрыта, и она имеет тектонические контакты с гипербазитами иджимского комплекса. Верхняя граница толщи фиксируется согласным ее перекрытием глинисто-кремнистыми сланцами орешской толщи нижнего кембрия. Севернее площади листа отложения с тектоническим контактом подстилаются коярдской свитой верхнего рифея (венда?) и перекрываются куртушибинской свитой нижнего кембрия, содержащей микрофитолиты и спикулы губок (Беззубцев, 2000; Митинская и др., 1997). В геохимическом отношении отложения свиты характеризуются резко повышенными содержаниями хрома, никеля, ванадия, меньше марганца и содержаниями свинца, цинка, меди, олова, бериллия в пределах кларка или меньше. Органических остатков в толще не установлено. Мощность отложений (вскрытая) достигает 1200–1400 м.

Анныякская свита (V–$Є_1an$) развита ограниченно в Центрально-Саянской и Монгун-Тайгинской зонах (III_1, III_3). Стратотип свиты неполный, находится в бассейне рек Анныяк—Оруг—Тайба. Ранее по работам ГСР-200 они включались в объем алтынбулакской свиты [5, 6]. Свита сложена метавулканитами основного состава (метабазальтами и их туфами) — 65%, метасланцами кварц-альбит-хлоритового и кварц-альбит-карбонатного состава (25%), кварцитами и кремнистыми породами (10%). Отмечаются маломощные линзы мраморизованных известняков. Петрохимические и минералогические особенности пород, характер их зеленосланцевых преобразований идентичны соответствующим породам амыльской свиты. Характер распределения пород в свите позволяет выделить два последовательных мегациклита. Нижние части мегациклитов сложены метабазальтами, верхние характеризуются частым чередованием метатуфов и метатерригенных сланцев с подчиненным количеством

метабазальтов. Мощность свиты в пределах площади достигает 1500–1700 м. Нижняя граница свиты не установлена. Верхняя граница определяется согласными соотношениями с перекрывающими метатерригенными сланцами сютхольской свиты. Есть мнение, что верхняя граница свиты является диахронной. Органических остатков в свите не обнаружено. На основе сопоставления отложений с нижней подсвитой амыльской свиты, содержащей минерофитолиты и проблематику венда (Митинская и др.,1997), возраст условно может быть принят вендским, скорее всего поздневендским.

Сютхольская свита (V–$Є_1$*st*) развита в Центрально-Саянской зоне в бассейне рек Манчурек, Усту-Ишкин, где и был выделен ее стратотип Г. М. Владимирским в 1959 г. Свита представлена зелено-серыми метатерригенными апопсаммитовыми и апоалевролитовыми сланцами серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава, иногда с присутствием эпидота и кальцита. В нижних частях свиты ограниченным развитием пользуются известковистые разновидности сланцев. Метатерригенный тип разреза группируется в простопостроенные трансгрессивные мезо- и мегациклиты мощностью от 100–300 до 400–1000 м. Отложения свиты согласно залегают на вулканогенно-терригенных отложениях анныякской свиты венда и согласно перекрываются терригенными образованиями ишкинской свиты нижнего кембрия. В большинстве случаев верхняя граница проводится условно по резкому возрастанию в разрезе метапесчаников и грубообломочных пород в основании ишкинской свиты. Вывод М. А. Черноморского (1966) о наличии скрытого несогласия по степени метаморфизма между сютхольской и ишкинской свитами остается дискуссионным. Органических остатков в отложениях свиты не обнаружено. Возраст свиты определяется по положению в разрезе и корреляцией ее с метатерригенным типом разреза амыльской свиты как поздневендский–раннекембрийский (томмотский). Мощность свиты 2000–2200 м.

Амыльская свита (V–$Є_1$*am*) занимает незначительные площади в зоне сочленения Центрально-Саянской (III_1) и Куртушибинской зон (IV_1). Стратотип свиты находится за пределами площади в верховьях р. Амыл, выделен Н. Н. Херасковым в 1959 г. Преобладающим развитием в составе свиты пользуются метатерригенные сланцы кварц-серицитового, кварц-альбит-хлоритового, хлорит-эпидот-кварц-альбит-кальцитового состава. Все разности наблюдаются в неравномерном чередовании, соотношение их варьирует в широких пределах. В стратотипической местности свита разделяется на две подсвиты: — нижнюю — метавулканогенную и верхнюю — метатерригенную. Объемы подсвит и их соотношения в разных разрезах непостоянны, и граница между ними является скользящей. Нижняя граница свиты в пределах площади не вскрыта, верхняя определяется по перекрытию отложениями буйбинской свиты нижнего кембрия. Граница между ними проводится условно по появлению в разрезе пестроцветных отложений. В отложениях свиты в стратотипической местности найдены ангустиокреиды, микрофитолиты и микрофоссилии, позволяющие датировать отложения поздним вендом—ранним кембрием (томмотом). Мощность свиты в пределах площади 1700–2000 м [246].

Алтынбулакская толща (V–$Є_1al$) выделяется в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), где слагает узкие тектонические клинья среди ордовикских отложений. Стратотип неполный, находится в долине Алтын-Булак — бассейн р. Чаатхоль (Грушевой, 1964). Толща сложена кремнисто-глинистыми сланцами, кварцитами, метабазальтами, метаандезитами и их туфами. В резко подчиненном количестве встречаются линзы мраморизованных известняков. Нижняя граница толщи тектоническая, верхняя устанавливается по трансгрессивному налеганию терригенных отложений акдуругской свиты нижнего кембрия, охарактеризованной фаунистически. Неполная мощность толщи установлена в 1600 м. По данным приближенно-количественного спектрального анализа на уровне кларковых содержаний в сютхольской, амыльской, алтынбулакской толщах находятся медь, свинец, цинк, молибден, вольфрам, марганец. Вышекларковые содержания установлены для хрома, никеля, ванадия в амыльской свите.

Малоабаканская толща (V–$Є_1ma$) имеет очень ограниченное распространение в северо-западной части Центрально-Саянской зоны (III_1) Абакано-Кантегирской подзоны. Выделена Е. С. Единцевым (1986) и включена в легенду к геологической карте масштаба 1 : 50 000, утвержденную редколлегией ПГО «Красноярскгеология». Парастратотип находится за пределами площади в бассейне рек Кайла—Узун-Хем. До этого отложения включались в объем горно-алтайской серии (Дергунов, 1965), иньсукской и каракульской свит (Антонов, 1975, 1979). В типовом выражении толща представляет собой ритмичнопостроенный комплекс метатерригенных отложений, где преобладают метапесчаники, метаалевролиты, метагравелиты, с подчиненным количеством метабазальтов, их туфов и мраморизованных известняков. Метаморфизм толщи отвечает низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Основание толщи не вскрыто, перекрывается оно с размывом кохошской свитой нижнего кембрия. Органических остатков толща не содержит. Мощность достигает 1500 м [246].

Кызылхивинская и вадибалинская свиты объединенные (V–$Є_1kz + vd$). Кызылхивинская свита локально распространена в Ондумской зоне (II_2) Верхне-Енисейской складчатой системы. Стратотип выделен А. Б. Гинцингером в логу Кара-Саир в правом борту р. Каа-Хем и включен в унифицированную стратиграфическую схему венда, утвержденную МСК по АССО (Решения МСК..., 1982). В геологических картах первого издания масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 [3, 42] отложения включались в объем тапсинской свиты нижнего кембрия. Отложения свиты представлены доломитистыми известняками с линзами различной мощности известковистых туфопесчаников, туффитов и туфогравелитов. В основании разреза свиты фиксируются невыдержанные линзы туфоконгломератов, конглобрекчий и туфогравелитов. Отложения со скрытым несогласием залегают на вулканитах туматтайгинской свиты и перекрываются карбонатными породами вадибалинской свиты нижнего кембрия, содержащей известковые водоросли родов *Epiphiyton, Renalcis, Ortonella* [31, 49]. В отложениях свиты в нижней части найдены нитчатые водоросли

Spongiogtroma, проблематика *Calcisphaera* (определения М. К. Винкман). Судя по положению в разрезе под вадибалинской свитой и перекрытию последней чербинской свитой нижнего кембрия, содержащей археоциаты натальевского горизонта в нижней части, отложения могут быть датированы вендом или поздним вендом. Мощность свиты 350–500 м.

Вадибалинская свита находится в бассейне р. Тапса и ее притоков Вади-Бала, Кара-Саир и Черби в Ондумской зоне (II_2). Ранее эти отложения включались в верхние части разреза тапсинской свиты нижнего кембрия [3, 4]. Свита сложена (%) темно-серыми мелкозернистыми известняками (40), доломитистыми известняками (30), доломитами (12); в низах свиты отмечаются линзы и маломощные горизонты алевролитов, туфопесчаников (15), кварцитов (3). Мощность отложений более 700 м. Известняки и доломиты содержат туфогенную примесь в виде зерен кварца, гидрослюдистого и углисто-железистого непрозрачного материала. В основании разреза присутствуют конгломераты, сложенные галькой темно-серых известняков (70%), кислых эффузивов и кремней (30%), присутствующих в нижележащей туматтайгинской свите верхнего рифея. Размеры галек 0,5–20 см, сортировка плохая, окатанность средняя, цемент базально-поровый, грубозернистый песчано-известковистый. Выше конгломератов фиксируется горизонт 6–8 м мощности оолитовых известняков. Оолиты размером 2–4 мм, сложены стяжениями кварца совместно с кальцитом. В отложениях определены микрофитолиты и известковистые водоросли родов *Epiphyton, Renalcis, Batinevia, Rroaulopora*, что позволяет датировать отложения ранним кембрием [31, 315].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения на площади листа пользуются широким распространением в Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых системах. В первой системе выделяются два отдела, во второй — три. Наиболее распространены отложения нижнего отдела, охарактеризованные фауной археоциат и трилобитов, что позволяет выделять ярусы общей шкалы в Восточно-Таннуольской (II_1) и Ондумской зонах (II_2) Верхне-Енисейской складчатой системы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения распространены в Центрально-Саянской (III_1), Хемчикско-Систигхемской (III_2), Куртушибинской (IV_1), Восточно-Таннуольской (II_1) и Ондумской (II_2) зонах. Всего выделяется 10 свит. В первых трех зонах отложения служат основанием каледонских структур, во втором слагают собственно салаирские структуры и связаны с вендско-верхнерифейскими образованиями общим структурным планом.

Ишкинская свита ($Є_1iš$) развита на значительной площади в Центрально-Саянской зоне (III_1), слагая крылья крупных синклинальных структур в бассейне р. Хемчик и ее левого притока Усту-Ишкин,

где выделен ее лектостратотип. Согласно легенде Западно-Саянской серии для Госгеолкарты-200 новой серии [246], ишкинская свита является верхним членом устуишкинской серии. Стратотипический разрез сложен метапесчаниками серо-зеленоватого цвета, метаалевролитами, метагравелитами с линзами и прослоями филлитов, серицит-хлоритовых сланцев и метатуфов смешанного состава. Встречаются невыдержанные горизонты кварцитов и мраморизованных известняков. Все осадки метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой и серицит-хлоритовой субфациях фации зеленых сланцев. Породы ишкинской свиты согласно залегают на образованиях сютхольской свиты. Граница условно проводится по появлению мощной пачки кварц-серицит-хлоритовых или актинолит-хлорит-альбитовых сланцев. В породах свиты отмечаются вышекларковые (в 2–3 раза) содержания меди, бария, бора, на уровне кларковых содержатся свинец, цинк, серебро, марганец, титан и ниже кларковых — хром, никель, ванадий. Породы свиты несогласно перекрыты пестроцветными песчаниками кохошской свиты нижнего кембрия. Раннекембрийский возраст отложений принят условно. В районе стратотипа определены микрофоссилии раннего кембрия [246]. Мощность отложений 4000 м.

Орешская толща ($Є_1$or) выделена в Куртушибинской зоне (IV_1), занимая незначительные площади в северной части, в зоне полимиктового меланжа сложного генезиса. Ранее эти образования включали в верхнюю часть чингинской серии [6]. Наиболее полный разрез толщи имеется в междуречье Ильчимек—Верх. Карабулак. Здесь толща сложена чередованием глинисто-кремнистых, углисто-кремнистых, хлорит-кремнистых, кварц-альбит-амфибол-хлоритовых сланцев зеленовато-серого, голубовато-серого цвета с прослоями рассланцованных туфов основного состава, метапесчаников, метагравелитов и линзами мраморизованных известняков. В породах свиты установлены вышекларковые содержания хрома, никеля, титана, ванадия и марганца. В пределах кларка отмечаются медь, свинец, цинк, молибден и ниже кларка — барий, фосфор, лантан, иттрий. Нижняя граница с макаровской свитой венда—нижнего кембрия — тектоническая, верхняя граница с терешкинской свитой нижнего кембрия — несогласная. В кремнистых разностях определены спикулы губок, в мраморизованных известняках — известковые водоросли *Epiphiton* и *Renalcis*. Мощность толщи достигает 3000 м [246]. По данным [19, 277], здесь фрагментарно реставрируется генерализованный разрез энсиматической островной дуги.

Буйбинская толща ($Є_1$bb) имеет локальное распространение в Центрально-Саянской зоне (III_1). Стратотип находится за пределами площади. Толща сложена ритмичным чередованием метапесчаников, метаалевролитов зеленовато-серого, лилово-серого и коричнево-серого цвета с невыдержанными горизонтами метагравелитов, редкими линзами мраморизованных известняков, невыдержанными потоками метабазальтов и прослоями метатуфов основного состава. Непосредственно севернее площади расчленяется на две подтолщи. Толща согласно залегает на амыльской свите венда—нижнего кембрия и несогласно перекрыта пестроцветными песчаниками кохошской свиты нижнего кембрия.

Возраст определяется единичными находками известковых водорослей за пределами площади [13]. Мощность толщи достигает 2900–3100 м.

Атдабанский и ботомский ярусы объединенные. Выделяются терешкинская, кохошская, акдуругская, ирбитейская, чербинская свиты в разных зонах Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых систем.

Терешкинская свита ($Є_1tr$) выделена В. П. Коробейниковым и В. М. Исаковым [1], локально распространена в Куртушибинской зоне (IV_1) офиолитов, где с несогласием залегает на метапесчаниках орешской толщи. Ранее в ГК-200 первого издания [5, 6] и на карте масштаба 1:1 000 000 [42] отложения включались в нерасчлененные отложения чингинской серии. Стратотип находится за пределами площади по руч. Терешкин, левому притоку р. Ус. Свита сложена песчаниками, алевролитами, филлитовидными сланцами зеленовато-серого до лилово-серого цвета, перемежающимися с потоками плагиориолитов, их туфов, туфопесчаников и невыдержанными горизонтами мелкозернистых известняков серого цвета. В известняках собраны и определены известковистые водоросли и археоциаты санаштыкгольского горизонта ботомского яруса нижнего кембрия [256]. Верхняя граница свиты не наблюдается. Видимая мощность свиты определяется в 1000 м.

Кохошская свита ($Є_1?kh$) выделяется в Центрально-Саянской зоне (III_1), где с размывом и несогласием залегает на ишкинской свите. В основании разреза свиты залегают туфоконгломераты и туфогравелиты мощностью до 100 м. Выше по разрезу наблюдается переслаивание пестроцветных песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев с включениями вишневого гематита, туфами смешанного состава. В породах свиты проявлена макроцикличность трансгрессивного характера, позволяющая выделить в отдельных разрезах от 2 до 4 пачек. Свита фациально изменчива, характер ритмичности и объем циклов также меняются по простиранию. В геохимическом отношении в породах свиты на уровне кларковых содержаний отмечаются медь, свинец, цинк, барий, марганец и нижекларковые содержания установлены для хрома, титана, ванадия, никеля, молибдена, вольфрама. В породах обнаружены спикулы губок и кремнистых водорослей. Породы свиты перекрываются песчаниками и алевролитами каратошской свиты среднего кембрия [246]. Граница между ними проводится по резкой смене пестроцветных алевропесчаников пачкой средне-крупнозернистых известковистых песчаников зеленовато-серого цвета. Мощность свиты 3300–3500 м.

Акдуругская свита ($Є_1ak$) выделена в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), где слагает крылья узких синклинальных складок по хр. Адар-Дош в левобережье р. Чадан-Бара-Холь. Отложения свиты несогласно, с конгломератами в основании залегают на образованиях алтынбулакской толщи венда—раннего кембрия и перекрыты с угловым и азимутальным несогласием базальными слоями шемушдагской серии ордовика. В составе свиты представлены песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы рифогенных известняков, содержащих многочисленные остатки археоциат, трилобитов и известковистых водорослей натальевского, кийского, санаштыкгольского горизонтов атдабанского и ботомского ярусов нижнего

кембрия [256] (Решения МСК..., 1979). Конгломераты толщи разваль-цованы, мелко-, среднегалечные, галька преимущественно кварцевая и эффузивная спилит-кератофирового состава. Песчаники зеленоцветные средне- и крупнозернистые, псаммитовые. Обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом, кварцитом, основными эффузивами. Цемент поровый и соприкосновения. Мощность свиты 1200–1500 м.

Ирбитейская свита ($Є_1ir$) развита в Восточно-Таннуольской зоне (II_1) в бассейне рек Кадвой, Ирбитей, Холу, Тарбаган. Свита выделена Г. Н. Лукашевым в 1958 г., со стратотипом в бассейне рек Ирбитей и Кадвой. Отложения свиты с размывом различными частями залегают на вулканогенных образованиях серлигской свиты верхнего рифея. В основании разреза фиксируются грубообломочные песчаники и конгломераты ярко-розового и красно-бурого цвета, содержащие обломки кремнистых пород и андезибазальтов. Свита сложена в нижней части чередованием андезибазальтов, туфопесчаников, алевролитов, кремнистых пород и горизонтов известняков. В верхней части разреза преобладают известняки, алевролиты с горизонтами эффузивов. Известняки светло-серые массивные, иногда детритовые, содержат обильную фауну археоциат и трилобитов натальевского, камешковского и санаштыкгольского горизонтов с преобладанием последнего [256]. Отложения свиты согласно перекрыты карбонатно-терригенными отложениями шивелигской свиты, содержащей фауну тойонского яруса. Мощность свиты 500–800 м [315].

Чербинская свита ($Є_1čr$) находится в разрезах совместно с вадибалинской свитой в Ондумской зоне (II_2). Стратотип располагается за пределами листа по р. Черби, правому притоку р. Тапса. В картах первого издания масштаба 1 : 1 000 000 [42] и 1 : 200 000 [3] свита включалась в объем тапсинской свиты раннего кембрия. Выходы свиты занимают небольшие по размерам площади (2–10 км^2), в бассейне руч. Кара-Саир, Бала и других более мелких водотоков, согласно или с небольшим размывом полого залегают на карбонатных отложениях вадибалинской свиты нижнего кембрия и несогласно разными частями — на вулканитах туматтайгинской свиты. Свита сложена светло-серыми, белыми известняками, мелкозернистыми, в чередовании с более темно-серыми разностями. Падение пород на северо-запад пологое до 20°, мощность более 500 м. В известняках собран богатый комплекс археоциат и трилобитов, включающий формы натальевского, камешковского, санаштыкгольского и частично обручевского горизонтов атдабанского, полностью ботомского ярусов нижнего кембрия, а также известковистые водоросли родов *Epiphyton, Renalcis.* По заключениям И. Т. Журавлевой, возрастной диапазон отложений отвечает раннему кембрию от конца базаихского до середины обручевского времени. Верхняя возрастная граница неизвестна [315].

Тойонский ярус. Выделяется шивелигская свита в Восточно-Таннуольской зоне (II_1).

Шивелигская свита ($Є_1šv$) локально развита в бассейне рек Ирбитей, Шивелиг, залегает согласно или с небольшим размывом на отложениях ирбитейской свиты нижнего кембрия. Свита сложена туфопесчаниками, кремнисто-глинистыми, известково-глинистыми сланцами и

линзами известняков, содержащих отпечатки трилобитов обручевского горизонта тойонского яруса. По трилобитам здесь выделен стратотип лоны *Menneraspis* [256]. Мощность свиты определяется в 600 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К среднему отделу кембрия относятся две свиты — каратошская в Центрально-Саянской зоне и манайлыгская в Восточно-Таннуольской зоне, охарактеризованная фаунистически.

Каратошская свита ($Є_2kr$) развита в Центрально-Саянской зоне (III_1), образуя ядерные части синклиналей. Свита выделена П. С. Антоновым в 1971 г. Ранее отложения свиты входили в объем балансугской и узунсугской свит нерасчлененных [81]. Стратотип свиты находится в бассейне р. Каратош. Свита сложена монотонными ритмичнослоистыми песчаниками (50 %) зелено-серого и лилово-серого цвета мелко- и среднезернистыми, алевролитами (35 %) и алевропелитами (10 %). В подчиненном количестве присутствуют гравелиты, конгломераты и хлорит-гематит-кремнистые сланцы. По составу кластического материала большая часть пород свиты относится к кварц-полевошпатовому типу. В свите по характеру ритмичности выделяются три последовательных мегацикла трансгрессивного типа, соответствующие определенным пачкам. Нижняя пачка отличается повышенной известковистостью, две верхние различаются по соотношению песчаников и алевролитов. Породы свиты характеризуются вышекларковыми содержаниями меди, бария, ванадия, молибдена и кларковыми содержаниями свинца, цинка, марганца, титана, в некоторых пробах присутствуют хром, никель, вольфрам. Отложения свиты залегают согласно на кохошской свите, местами со следами размыва [246]. Верхняя граница свиты условно проводится по трансгрессивному налеганию пестроцветных образований манчурекской свиты верхнего ордовика. Возраст свиты является дискуссионным. Принимая во внимание, что отложения свиты завершают разрез салаирид Западно-Саянской зоны и в формационном плане резко отличаются от достоверных ордовикских отложений Хемчикско-Систигхемской зоны, с известной долей условности можно ограничить ее возраст амгинским ярусом среднего кембрия. В породах свиты обнаружены акритархи широкого возрастного диапазона — от венда до ордовика включительно [165, 246]. Мощность свиты оценивается в 3000–3500 м.

Манайлыгская свита ($Є_2mn$) развита локально в пределах Восточно-Таннуольской зоны (II_1). Ее отложения согласно залегают на шивелигской свите. Верхняя возрастная и стратиграфические границы свиты неизвестны. Свита сложена в нижней части мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, известково-глинистыми сланцами с горизонтами известняков и грубозернистых песчаников. В верхней части отмечаются покровы кислых эффузивов и туфов смешанного состава. В отложениях собраны археоциаты, трилобиты и брахиоподы агатинского и мундыбашкинского горизонтов амгинского яруса среднего кембрия [256].В стратотипе выделены слои с *Manailina plana* агатинского горизонта

и *Callidaspina mutabilis* мундыбашского горизонта. Неполная мощность отложений 300 м.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения этого возраста, включая аласугскую серию, выделяются в северо-восточной части Хемчикско-Систигхемского прогиба (III_2) в виде эрозионных окон среди ордовикских отложений.

Аласугская серия ($Є_{2-3}$***al***) развита в бассейне рек Эйлиг-Хем, Уюк, Эжим. Стратотип серии находится за пределами площади, где расчленяется на три свиты [13]. Нижняя граница тектоническая с алтынбулакской свитой венда—нижнего кембрия, верхняя определяется трансгрессивным налеганием на аласугской серии терригенных пород систигхемской серии ордовика. Породы аласугской серии представлены песчаниками зеленовато-серого цвета, гравелитами, алевролитами голубовато-зеленого до лилового цвета, часто рассланцованных с образованием серицита и хлорита по плоскостям рассланцевания, невыдержанными линзами мелкогалечниковых конгломератов и невыдержанными горизонтами аргиллитов лилово-сургучного цвета. В нижней части преобладают гравелиты, конгломераты и полимиктовые песчаники. По геохимической характеристике породы свиты отличаются повышенными содержаниями меди, свинца, цинка, бериллия, молибдена, бария, марганца и пониженными относительно кларка содержаниями хрома, никеля, титана, ванадия. Иногда в породах присутствуют околокларковые количества олова, серебра, вольфрама. В гальке конгломератов непосредственно к северу от района в стратотипической местности имеются находки археоциат и трилобитов нижнего и среднего кембрия, интрузивная галька кварцевых диоритов, плагиогранитов и гранодиоритов, сходных макроскопически с породами таннуольского комплекса среднего кембрия [13, 152]. В верхней части разреза серии увеличивается количество алевролитов, аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников и гравелитов со следами жизнедеятельности илоедов и гельминтов. Мощность отложений 2300–2700 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения этого возраста развиты ограниченно на северо-востоке Ондумской зоны (II_2) и представлены таштыгхемской свитой.

Таштыгхемская свита ($Є_3tš$) имеет незначительное распространение в бассейне р. Дерзиг, где выходит в узких тектонических клиньях, вытянутых в северо-западном направлении. Стратотип находится за пределами площади и выделен Г. А. Кудрявцевым и Ю. А. Чудиновым в 1960 г. [3]. Породы свиты с угловым несогласием залегают на вулканогенных образованиях туматтайгинской свиты верхнего рифея, также с угловым несогласием перекрываются песчаниками атчольской свиты нижнего силура и представлены песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов и песчанистых известняков. Окраска пород в целом зеленовато-серая. В основании свиты залегают

конгломераты с галькой основных и кислых эффузивов, плагиогранитов таннуольского комплекса, туфов смешанного состава, кварцитов и жильного кварца. Галька размером 5–7 см, цемент поровый песчанистый. Мощность конгломератов 30–50 м. Выше по разрезу они сменяются полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и алевролитов. В обломочном материале песчаников установлены кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. В верхах разреза появляются косослоистые известковистые песчаники и песчанистые известняки. В них обнаружены трилобиты (определения Н. К. Ившина), сопоставимые с трилобитами куяндинского горизонта верхнего кембрия АССО и Китая. Мощность отложений достигает 1600 м [315].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения широко распространены в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), значительно меньше — в Центрально-Саянской зоне (III_1) и практически отсутствуют в Восточно-Таннуольской (II_1) и Ондумской (II_2) зонах. В Хемчикско-Систигхемской зоне и Центрально-Саянской зонах они непрерывно связаны с силурийскими отложениями, образуя две серии, включающие все три отдела: шемушдагскую и систигхемскую, трансгрессивно залегающие на кембрийских образованиях. Отдельно в Центрально-Саянской (III_1) зоне выделена манчурекская свита. Продукты вулканизма в незначительнм объеме отмечаются только в систигхемской серии — уже за пределами площади, на листе N-46 в северном окончании Систигхемского прогиба [13]. Отложения ордовика представлены преимущественно терригенными породами флишевой формации — переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, гравелитов, внутриформационных конгломератов с подчиненным значением песчанистых известняков. Шемушдагская серия палеонтологически охарактеризована. Систигхемская серия имеет палеонтологическое обоснование за пределами площади.

Шемушдагская серия в пределах площади разделяется на дагыршемийскую, аянгатинскую, адырташскую свиты, в ряде случаев нерасчлененные.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Выделяется в объеме дагыршемийской свиты аренигского яруса.

Дагыршемийская свита (O_1dg) слагает основание шемушдагской серии в бассейнах рек Бол. и Мал. Аянгаты и Барлык. Выделена Е. В. Владимирской в 1955 г. как нижняя подсвита шемушдагской серии. Отложения свиты выполняют ядерные части антиклинальных складок в юго-западной части Хемчикско-Систигхемской зоны, несогласно залегая на нижнекембрийских отложениях акдуругской или алтынбулакской свит. Верхняя граница с аянгатинской свитой согласная и проводится по конгломератовому горизонту. Свита сложена песчаниками, алевролитами

с подчиненными прослоями аргиллитов, мелкогалечниковых конгломератов и линз известняков. Характерно чередование пачек песчаников и алевролитов, окрашенных в лилово-серые и зеленовато-серые цвета, с хорошовыраженной параллельной слоистостью. В алевролитах и линзах известняков найдена редкая фауна — колпачковидных гастропод и брахиопод, принадлежащих к аренигскому ярусу нижнего ордовика [256]. В наиболее полных разрезах свита подразделяется на три подсвиты. Мощность свиты 800–1000 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Включает в себя аянгатинскую свиту шемушдагской серии.

Аянгатинская свита (O_2an). Отложения свиты согласно залегают на образованиях дагыршемийской свиты нижнего ордовика и распространены в тех же ареалах (III_2). По литологии и составу свита расчленяется на две пачки. Нижняя сложена крупногалечниковыми зеленоцветными конгломератами, сменяющимися к верхам крупно- и среднезернистыми красноцветными песчаниками с маломощными прослоями гравелитов. В гальке конгломератов присутствуют известняки, кремни, песчаники, алевролиты и эффузивы смешанного состава с преобладанием галек кремнистых пород и песчаников. Цемент песчанистый полимиктовый. Песчаники по составу полимиктовые. Мощность пачки 110 м. Верхняя пачка однообразна по составу, монотонна по окраске, сложена зеленовато-серыми и желтовато-серыми песчаниками, содержащими плавающую известковую гальку, с прослоями лиловато-серых алевролитов. Граница между пачками проводится по кровле горизонта гравелитов нижней пачки. Мощность пачки 800–1000 м. Органических остатков в отложениях не обнаружено. Отложения свиты согласно перекрываются образованиями адырташской свиты верхнего ордовика, содержащими фауну. Мощность отложений свиты 900–1200 м [246].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Выделяются адырташская и манчурекская свиты.

Адырташская свита (O_3ad) развита в бассейне рек Хемчик, Барлыга в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2). Отложения согласно залегают на аянгатинской свите среднего ордовика и также согласно перекрываются алавелыкской свитой или чергакской серией верхнего ордовика—нижнего силура. По литологическим особенностям и окраске пород свита подразделяется на три пачки. Нижняя (мощность 150 м) преимущественно сложена крупногалечниковыми конгломератами, которые в верхней части разреза пачки переходят в крупнозернистые песчаники с редкой галькой карбонатно-кремнистого состава. Цвет пород зеленосерый. В гальке конгломератов установлены кремнистые породы, эффузивы смешанного состава и карбонатные породы. Цемент песчанистый полимиктовый. Песчаники полимиктовые с хорошовыраженной слоистостью.

Средняя пачка (900–1000 м) сложена сероцветными песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и линзами конгломератов. Алевролиты вишнево-серые, приуроченные к верхам разреза пачки. Песчаники мелко-среднезернистые с известковистым цементом, параллельнослоистые, редко косослоистые. Верхняя пачка сложена красноцветными мелкозернистыми песчаниками, в ритмичном переслаивании с алевролитами и аргиллитами. В алевролитах наблюдаются отпечатки брахиопод. В породах верхней пачки (1200 м) встречаются маломощные горизонты песчанистых известняков с обильной фауной брахиопод, мшанок, трилобитов и наутилоидей верхнего ордовика. Некоторые формы мшанок и трилобитов характерны для нижней части ашгиллского яруса верхнего ордовика [256, 246], а мощность свиты в целом 2000 м.

Манчурекская свита (O_3mn) выделяется в Центрально-Саянской зоне (III_1) в бассейне рек Ак-Суг, Манчурек, где находится ее парастратотип [14]. Отложения со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на кембрийских образованиях каратошской и кохошской свит и с размывом перекрываются образованиями онинской свиты верхнего ордовика—нижнего силура. Свита сложена красноцветными и зеленоцветными песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератов в нижней части разреза. Верхняя часть разреза выполнена переслаиванием песчаников, алевролитов, лилово-серых туфопесчаников, туфов. Преобладающий цвет — зеленовато- или голубовато-серый, на плоскостях скола таких алевролитов наблюдаются тонкие пленки малахита или рассеянная вкрапленность халькопирита и халькозина. Иногда породы манчурекской свиты образуют скальные выходы ярко-зеленого цвета. В геохимическом отношении породы свиты характеризуются вышекларковыми содержаниями меди, цинка, титана, ванадия, бария, кларковыми содержаниями свинца, марганца, молибдена, олова, бериллия и нижекларковыми — хрома, никеля, фосфора и мышьяка. Органические остатки единичны и плохой сохранности, в основном представлены следами жизнедеятельности илоедов. Мощность отложений достигает 3600 м.

Шемушдагская серия нерасчлененная (O***šm***). Отложения незначительно развиты в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) в бассейне р. Хемчик. Представлены груборитмичным переслаиванием рассланцованных алевролитов зеленовато-лилово-серого цвета, с полимиктовыми песчаниками мелко- и среднезернистыми. В песчаниках имеются невыдержанные прослои гравелитов и конгломератов. Шемушдагская серия залегает с несогласием на нижнекембрийских образованиях ишкинской свиты, верхняя граница тектоническая. В отложениях встречаются остатки брахиопод, мшанок и наутилоидей ордовикского облика [246]. Мощность отложений не превышает 1300–1500 м.

Систигхемская серия нерасчлененная (O***ss)*** выделяется в северо-западной части Хемчикско-Систигхемского прогиба (III_2), в бассейне верховий р. Уюк. Ранее выделялась как одноименная свита с тремя подсвитами, получившими ранг свит (Решения МСК..., 1979) после изучения стратотипов в бассейне р. Систиг-Хем за пределами данной площади [13]. На площади листа она осталась нерасчлененной ввиду

сложной тектоники и плохой обнаженности. Отложения серии с размывом и угловым несогласием налегают на кембрийские образования аласугской серии и сами согласно перекрыты песчаниками атчольской свиты. Серию слагают красноцветные и сероцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты с редкими маломощными прослоями и линзами известняков. В песчаниках и алевролитах отмечается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания и следы ползания илоедов. В пределах площади серия фаунистически слабо охарактеризована единичными находками ангарелл ордовикского возраста. За пределами площади в стратотипической местности бассейна р. Систиг-Хем в отложениях найдена и определена богатая фауна брахиопод, гастропод и трилобитов среднего—верхнего ордовика [256]. Мощность серии здесь определяется в пределах 2800–3000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На этом возрастном уровне выделены алавелыкская и онинская свиты. Первая развита в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), вторая — в Центрально-Саянской зоне (III_1).

Алавелыкская свита (O_3–S_1al). Пограничные отложения ордовика и силура распространены в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) и ранее выделялись в объеме нижнечергакской подсвиты (Кривободрова, Владимирская, 1967; Геологическая карта Тувинской АССР, 1983) [241]. Позднее (Решения МСК..., 1979 и работы Д. В. Осадчей [256]) была переведена в ранг свиты в составе нижнего члена чергакской серии в объеме алавелыкского и алашского надгоризонтов.

Свита с постепенным переходом залегает на адырташской свите верхнего ордовика или на нерасчлененных отложениях шемушдагской серии ордовика в Каргинском грабене и согласно перекрывается отложениями элегесткой свиты нижнего—верхнего силура. Нижняя граница свиты проводится по основанию мощной пачки сероцветных пород, согласно залегающей на красноцветных породах адырташской свиты. Состав свиты фациально изменчив, мощность также изменяется в широких пределах. Условно свита подразделяется на два макроритма. Первый сложен песчаниками, алевролитами, гравелитами с линзами внутриформационных конгломератов и горизонтами известняков, содержащих многочисленную фауну брахиопод, строматопорат, кораллов, мшанок, криноидей, конодонтов ашгиллского яруса верхнего ордовика [256]. Второй ритм представлен сероцветными песчаниками, алевролитами, известняками с линзами гравелитов и конгломератов. В известняках повсеместно содержится обильная фауна брахиопод, строматопорат, табулят, мшанок лландоверийского яруса нижнего силура [256].

Онинская свита (O_3–S_1on) незначительно распространена в Центрально-Саянской зоне, в северо-западной части площади, выполняя Онинско-Узунсугский прогиб [13]. Свита сложена известковистыми песчаниками, известняками, алевролитами, гравелитами с линзами

внутриформационных конгломератов. Отложения несогласно, местами с нечетко выраженным угловым несогласием, залегают на разных уровнях каратошской свиты среднего кембрия и со стратиграфическим несогласием на образованиях манчурекской свиты верхнего ордовика. Строение свиты по латерали изменчиво — от разновеликих рифовых построек до терригенно-карбонатного типа разреза. По литологическим признакам, характеру ритмичности и биостратиграфическим данным свита в истоках р. Устю-Ишкин делится на две части. Нижняя часть сложена светло-серыми, зеленовато-серыми известковистыми песчаниками, известняками, алевролитами с прослоями мергелей, гравелитов и конгломератов. В известковистых песчаниках и известняках найдены многочисленные остатки брахиопод, табулят, ругоз и мшанок, характеризующих ашгиллский и лландоверийский ярусы (Решения МСК..., 1979) [256]. В верхней части разреза преобладают зелено-серые известковистые песчаники, алевролиты с прослоями известняков, содержащие окаменелости брахиопод, мшанок и трилобитов, типичные для лландоверийского и низов венлокского ярусов. За пределами площади породы свиты согласно перекрываются песчаниками чеадогимской свиты нижнего силура. Мощность свиты в пределах площади 1300–1900 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На этом уровне выделяется чергакская серия нерасчлененная. В Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) отложения этой серии связаны непрерывным разрезом с ордовикскими образованиями шемушдагской серии, в Восточно-Таннуольской (II_1) и Ондумской (II_2) зонах они выполняют базальные слои девонских впадин.

Чергакская серия нерасчлененная (O_3–S***čr***). Отложения серии пользуются широким распространением в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) в бассейне рек Барлык, Шуя, Аянгаты, Хонделена, Ак-Хема. Отложения серии здесь согласно залегают на породах адырташской свиты верхнего ордовика или шемушдагской серии, имеют карбонатно-терригенный разрез значительной мощности. В Восточно-Таннуольской зоне отложения серии со структурным несогласием залегают на кембрийских образованиях или гранитоидах арголикского и таннуольского комплексов, имеют редуцированный разрез небольшой мощности и преимущественно терригенный состав с подчиненным значением карбонатных пород. В Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) отложения серии представлены песчаниками, известняками, глинистыми и песчанистыми алевролитами в ритмичном переслаивании. Окраска пород зеленовато-серая. Нижняя граница с адырташской свитой верхнего ордовика проводится по смене красноцветных подстилающих пород зеленоцветными. В известняках Е. В. Владимирской (1967) определены многочисленные органические остатки брахиопод, кораллов, мшанок, трилобитов, криноидей, охватывающие лландоверийский, венлокский, лудловский ярусы

силура и верхнюю часть ашгиллского яруса верхнего ордовика (Решения МСК..., 1979) [256]. Песчаники, слагающие чергакскую серию, мелко- и крупнозернистые полимиктовые с известковистым цементом. Известняки глинистые, содержат обильную фауну вплоть до появления органогенных известняков. Алевролиты мелкозернистые, тонкослоистые, также с известковистым цементом. Мощность чергакской серии в таких разрезах достигает 2700–3000 м.

В Восточно-Таннуольской зоне отложения серии имеют локальное распространение в бассейне р. Ирбитей, пос. Самагалтай, Хову-Аксы, трансгрессивно залегают на подстилающих кембрийских породах и нижнепалеозойских гранитоидных комплексах. В основании присутствуют крупногалечные красноцветные конгломераты. В составе галек кварц, вулканогенные породы кембрия, кварциты, редко галька интрузивных пород. По простиранию конгломераты замещаются гравелитами. Выше конгломератов залегают красноцветные полимиктовые песчаники с подчиненным количеством алевролитов и гравелитов. В породах отмечается горизонтальная и косая слоистость. Завершается разрез ритмичным переслаиванием мергелистых известняков, песчаников и алевролитов зеленовато-серого цвета. В известняках и алевролитах содержится богатый комплекс палеофауны, представленный брахиоподами, строматопорами, табулятами, ругозами, мшанками, криноидеями, трилобитами, наутилоидеями и гастроподами. Комплекс фауны характерен для всего силура и верхней части ордовика Тувы [256]. Залегание пород пологое и слабонаклонное с углами 5–15°. Отложения перекрываются красноцветными породами хондергейской свиты нижнего девона, содержащими брахиоподы и ихтиофауну девонского облика. Мощность серии в таких разрезах изменяется от 100 до 700 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения распространены в Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых системах. В Западно-Саянской складчатой системе они тесно связаны с ордовикскими отложениями, образуют постепенные переходы в Центрально-Саянской (III_1) и Хемчикско-Систигхемской (III_2) зонах. В Верхне-Енисейской системе они пользуются значительно меньшим распространением, образуя локальные структуры посторогенной активизации, заложенные на салаирском складчатом основании.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел представлен чеадогимской и атчольской свитами в Центрально-Саянской зоне (III_1).

Чеадогимская свита ($S_1čd$) сложена песчаниками полимиктовыми и олигомиктовыми (40%), известковистыми алевролитами и аргиллитами (40%), песчанистыми и глинистыми известняками (15%),

с прослоями и невыдержанными линзами гравелитов и конгломератов (5%). Цвет пород зеленовато-серый и серый с лиловатым оттенком. Отложения свиты согласно, местами с локальным размывом, залегают на породах онинской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями шиштыгской серии верхнего силура. Органические остатки в свите представлены кораллами, криноидеями, брахиоподами, характеризующими нижний отдел силура. Мощность свиты 1200–1300 м.

Атчольская свита (S_1at) имеет незначительное распространение в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2) у северной рамки площади. Отложения свиты с конгломератами в основании залегают на верхней части систигхемской серии ордовика и перекрываются с размывом отложениями дерзигской свиты нижнего—верхнего силура. Отложения представлены красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами. Севернее, за пределами площади подразделяются на три части в ранге подсвит [13]. Нижняя представлена красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, средняя выполнена красноцветными полимиктовыми песчаниками, верхняя — переслаиванием красноцветных мелкозернистых онколитовых песчаников и алевролитов. В средней и верхней частях свиты найдены остатки брахиопод и трилобитов, характерных для нижнего отдела силура (Решения МСК..., 1979) [246]. Мощность свиты в пределах описываемой площади составляет 800–900 м, достигая 2000 м за северной рамкой листа [13].

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Выделяются элегестская свита, развитая в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), и дерзигская свита в Восточно-Таннуольской (II_1) и Ондумской (II_2) зонах.

Элегестская свита ($S_{1-2}el$) развита в Хемчикско-Систигхемской зоне (III_2), в бассейне рек Чедан, Каргит, Мугур. Является составной частью чергакской серии. В полных разрезах отложения свиты с постепенным переходом ложатся на породы алавелыкской свиты верхнего ордовика—нижнего силура и перекрываются согласно байтальской свитой верхнего силура. Ранее свита выделялась в объеме верхнечергакской подсвиты с возрастом $S_{1-2}čr_2$ [46, 241, 253]. По материалам А. В. Кривободровой, подсвита была разделена на четыре пачки. Две нижние пачки были включены в элегестскую свиту, две верхние — в байтальскую свиту верхнего силура [246]. В составе элегестской свиты в нижней части разреза преобладают алевролиты, известняки с прослоями песчаников. В известняках собрана и определена обильная фауна брахиопод, кораллов, строматопоратов лландоверийского яруса. Верхняя часть разреза свиты сложена сероцветными известняками в переслаивании с алевролитами и редко песчаниками. В известняках определены остатки брахиопод, кораллов, конодонты, граптолиты, мшанки лудловского яруса [256] (Решения МСК..., 1979). В бассейне рек Каргы, Мугур отложения свиты с размывом залегают на

шемушдагской серии ордовика. Мощность свиты колеблется от 600 м в бассейне р. Каргы до 1050 м в бассейне рек Чедан, Элегест.

Дерзигская свита ($S_{1-2}dr$) имеет локальное распространение в верховьях рек Дерзиг и Улуг-О в Ондумской зоне (II_2). Отложения свиты выделены В. В. Агентовым [3] в 1960 г. в верховье р. Дерзиг и в районе пос. Зубовка, где находится ее стратотип, представленный пестро окрашенными розовыми и розово-серыми песчаниками, алевролитами с горизонтами известняков, содержащих фауну брахиопод и мшанок. В основании свиты залегает пачка алевролитов зеленовато-серого и малиново-серого цвета с раковистым изломом. Выше по разрезу наблюдается переслаивание алевролитов серого цвета и известняков, содержащих редкие остатки брахиопод. Выше залегает пачка известняков с прослоями известковистых алевролитов и розовых песчаников. Известняки содержат обильную фауну брахиопод, мшанок, кораллов, характеризующих верхнюю часть лландоверийского, полностью венлокский и нижнюю часть лудловского ярусов силура [256]. Отложения согласно подстилаются красноцветными песчаниками атчольской свиты нижнего силура и несогласно перекрыты вулканогенными образованиями кендейской свиты нижнего девона. Мощность отложений 1600–1800 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел выделяется в объеме байтальской свиты и шиштыгской серии нерасчлененной.

Байтальская свита (S_2bt) тесно связана с элегестской свитой и выделяется в тех же ареалах. Породы свиты представлены ритмичнопостроенными сероцветными пачками алевролитов, песчаников с горизонтами детритовых и органогенных известняков. В последних определены находки брахиопод и кораллов (Кульков, 1985) лудловского и пржидольского ярусов. Верхи разреза свиты сложены пестроцветными алевролитами, песчаниками с маломощными прослоями известняков, гравелитов. В известняках собрана фауна брахиопод пржидольского яруса. Отложения свиты с местным размывом перекрыты породами хондергейской свиты нижнего девона. Граница между ними проводится по смене пестроцветных пород байтальской свиты красноцветными породами хондергейской свиты. В бассейне р. Каргы разрез представлен переслаиванием пестроцветных алевролитов, песчаников и гравелитов с линзами известняков, содержащих фауну брахиопод преимущественно пржидольского яруса. Мощность свиты изменяется в пределах 900–1400 м. В отдельных местах на карте показаны объединенные элегестская и байтальская свиты.

Шиштыгская серия нерасчлененная ($S_2\check{s}\check{s}$) имеет незначительное распространение в северной части Центрально-Саянской зоны (III_1). Отложения с размывом и структурным несогласием с конгломератами в основании залегают на нижнекембрийских образованиях кохошской свиты и несогласно перекрыты вулканогенными образованиями кужебазинской серии нижнего девона. Отложения представлены

в нижней части сероцветными песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками, сменяющимися к верхам разреза переслаиванием красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов. В известняках собрана обильная фауна брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей и трилобитов лудловского яруса (А. В. Кривободрова). Песчаники полимиктовые и олигомиктовые. В алевролитах присутствует редкая фауна брахиопод и трилобитов. Мощность серии в данных разрезах 1200–1400 м. Севернее площади, на листе N-46, серия подразделяется на две свиты — федоровскую и тавлыкскую, охарактеризованные фауной лудловского и пржидольского ярусов. Мощность серии здесь увеличена до 3000 м [13].

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения этого стратиграфического уровня выделяются в Верхне-Енисейской складчатой системе в объеме зубовской свиты.

Зубовская свита (S_2–D_1zb) выделяется в Ондумской зоне (II_2), занимая небольшие поля в северо-восточной части площади, где она согласно залегает на дерзигской свите нижнего—среднего силура и перекрывается со стратиграфическим несогласием вулканитами кендейской свиты нижнего девона. Свита сложена песчаниками, гравелитами, алевролитами лилово-красного, красновато-бурого цвета с прослоями песчанистых известняков и включениями карбонатных конкреций. Нижняя граница устанавливается по смене пестроцветных песчаников и алевролитов дерзигской свиты красноцветными отложениями зубовской свиты, содержащими остатки ихтиофауны нижнего отдела девона, ядра раковин остракод, панцири и костные шипы акантод верхнего отдела силура [256]. Верхняя граница определяется по несогласному перекрытию отложений вулканитами кендейской свиты. Мощность свиты 400–600 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на площади представлены всеми тремя отделами с соответствующими им ярусами и распространены в Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых системах. Наиболее полно они развиты в Центрально-Тувинском прогибе (V_1). Нижний отдел представлен преимущественно вулканогенно-терригенными породами, средний и верхний отделы — сероцветными и красноцветными терригенными и карбонатными отложениями, образовавшимися во внутриконтинентальных, местами засоленных бассейнах мелководного моря. В вулканогенно-терригенных отложениях найдены спорово-пыльцевые комплексы и отпечатки флоры, карбонатные и терригенные отложения содержат окаменелости брахиопод, мшанок, гастропод, кораллов, лингул, филлопод, рыб и отпечатки растений.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел представлен кужебазинской серией, хондергейской, кендейской, саглинской и таштыпской свитами, выполняющими разные структуры в Западно-Саянской и Верхне-Енисейской складчатых системах и фиксирующими этап заложения Центрально-Тувинского прогиба (V_1) и отдельных впадин.

Хондергейская свита (D_1hn) выделяется в ареалах V_1, V_7, V_9, V_{11}, занимая незначительные площади. Залегает с размывом на чергакской серии в ареалах V_1, V_7 или на дерзигской свите в ареалах V_9, V_{11}. Свита сложена песчаниками полимиктовыми, алевролитами с редкими прослоями гравелитов. Цвет пород красно-бурый до красно-розового с фиолетовым оттенком, хорошо улавливается слоистость параллельного типа. В основании свиты имеются находки фауны лингулид, остракод, пелеципод, цефалопод, фиксирующих, по мнению А. В. Кривободровой (1972), локховский ярус нижнего девона. Ранее Е. В. Владимирской (1959) свита относилась к верхнему силуру. Мощность свиты 700–800 м. Отложения с несогласием перекрыты кендейской свитой нижнего девона [315].

Кужебазинская серия ($D_1\boldsymbol{k\check{z}}$) выделяется в Центрально-Саянской зоне (III_1), выполняя узкие грабенообразные структуры в бассейне рек Куже, Манчурек, Ак-Туруг. Здесь же выделяются стратотипы свит, включаемых в кужебазинскую серию, — купхольской и актуругской. Ввиду сложной блоковой тектоники расчленение на свиты в заданном масштабе затруднено. Серия сложена преимущественно вулканогенными образованиями: в нижней части разреза — роговообманковыми и пироксеновыми андезитами и андезибазальтами и их туфами, а в верхней части — риолитами, кварцевыми порфирами, кислыми туфами и автокластическими брекчиями. Здесь выделяются субвулканические и жерловые образования кислого и основного состава в виде некков и секущих жильных тел. Отложения смяты в линейные складки субширотного простирания с углами падения в приразломных частях от 50 до 90°. Отложения серии трансгрессивно с угловым несогласием залегают на различных горизонтах отложений ордовика и силура. В основании серии на отдельных участках фиксируются валунные туфоконгломераты. Геохимическая характеристика пород серии близка к характеристике кендейской свиты. В породах свиты превышают кларковые содержания в 2–3 раза медь, барий, стронций и цинк, содержания остальных элементов находятся в пределах кларковых, за исключением серебра и бериллия, содержания которых понижены относительно кларка. Возраст серии определяется на основании несогласного налегания вулканитов на фаунистически охарактеризованные отложения шиштыкской серии верхнего силура и несогласным перекрытием вулканитов терригенными отложениями с флорой эйфельского времени. Результаты радиологических определений Rb-Sr методом укладываются в интервал 395–410 млн лет [246]. Мощность серии изменяется от 1800 до 3000 м. Возраст серии принят локховским, согласно легенде Алтае-Саянской серии (Бабин, 2005).

Кендейская свита (D_1kn). Стратотип находится в районе долины р. Кендей, откуда свита получила свое название [32]. Свита распространена довольно широко, как в Центрально-Тувинском прогибе (V_1), так и во впадинах и грабенах Западно-Саянской (V_2–V_5) и Верхне-Енисейской (V_7–V_{10}) складчатых систем. Свита преимущественно со структурным несогласием залегает на подстилающих силурийских отложениях чергакской серии или с размывом на хондергейской свите нижнего девона, согласно или с небольшим местным размывом перекрывается саглинской свитой нижнего девона. В стратотипическом разрезе в составе свиты (%) андезибазальты (40), андезиты (40), риолиты (10), туфы смешанного состава (5), песчаники (4), известняки, «замусоренные» туфовым материалом (1). В геохимическом отношении породы характеризуются кларковыми содержаниями свинца, меди, кобальта, ванадия, титана, молибдена, олова, бора и пониженными содержаниями хрома, никеля, фосфора и серебра. Относительно повышены содержания цинка. В песчаниках собраны отпечатки рыб и гастропод, указывающие на пражский ярус нижнего девона. Мощность свиты 2800–3000 м [315].

Саглинская свита (D_1sg) распространена в Тувинском прогибе (V_1) и примыкающих к нему впадинах (V_2, V_4, V_6). Стратотип выделен по р. Саглы в 1956 г. А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским. Отложения с местным размывом залегают на кендейской свите и также согласно перекрываются отложениями таштыпской свиты. Свита сложена пестроцветными разнозернистыми песчаниками, алевролитами, мергелями, невыдержанными горизонтами известняков, гравелитов, конгломератов. В нижней части разреза отмечаются покровы андезитов, риолитов и линзы туфов смешанного состава. Граница с нижележащей кендейской свитой проводится по появлению выдержанных горизонтов красноцветных песчаников. Песчаники имеют полимиктовый и олигомиктовый состав обломков, цемент глинисто-карбонатный и железисто-кварцевый. В бассейне рек Куже, Манчурек в конгломератах саглинской свиты фиксируется интрузивная галька гранитов джойского комплекса. В отложениях свиты в бассейне рек Кара-Суг и Кендей найдены и определены А. Р. Ананьевым и Г. П. Радченко отпечатки растительности и ихтиофауны, относимые согласно «Решениям МСК...» (1982) к нижней половине эмсского яруса, хотя ихтиофауна дает возрастной интервал до эйфеля включительно. Мощность определяется в 2600–2800 м.

Таштыпская свита ($D_1tš$) выделяется в тех же структурах, что и саглинская свита. Стратотип выделен В. С. Мелещенко в 1959 г. за пределами площади, у пос. Таштып в Минусинском прогибе. Карбонатные отложения таштыпской свиты согласно залегают на красноцветных терригенных породах саглинской свиты нижнего девона и с размывом и угловым несогласием перекрыты ихейской свитой в Тувинском прогибе (V_1) и атакшильской свитой в прилегающих к нему впадинах. Свита сложена темно-серыми массивными и тонкоплитчатыми известняками, мергелями, известковистыми алевролитами и песчаниками. Известняки содержат морскую фауну брахиопод, кораллов и гастропод, фиксирующих условия мелководного моря с ростом коралловых рифов и одновременным существованием

полузамкнутых лагун с сероводородным заражением, о чем свидетельствуют пахучие мергели и линзы косослоистых известковистых алевролитов и олигомиктовых песчаников. По определениям М. В. Занина, Б. С. Соколова, В. Н. Дубатолова и М. А. Ржонсницкой (1952) отложения свиты отнесены к верхней половине эйфельского времени. Позже, согласно «Решениям МСК...» (1982), отложения продатированы верхним эмсом нижнего девона, что нашло отражение в серийных легендах Западно-Саянской и Верхне-Енисейской серий для Госгеолкарты-200 второго издания [246, 315]. Мощность свиты изменяется в пределах 300–400 м.

В отдельных местах, учитывая масштаб карты, отложения саглинской и таштыпской свит показаны объединенными ($D_1sg + t\check{s}$), при мощности в 3200 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В средний отдел отнесены атакшильская, ихейская, илеморовская и уюкская свиты, развитые преимущественно в Тувинском прогибе (V_1) и прилегающих к нему впадинах (V_7, V_9). Отложения разделены на эйфельский и живетский ярусы.

Атакшильская свита (D_2at) ограниченно распространена в северо-восточной части Тувинского прогиба (V_1), в левобережье р. Енисей, где с размывом залегает на разных уровнях нижнего девона и чергакской серии силура. Стратотип выделен по р. Атакшил левого притока р. Бий-Хем А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским в 1956 г., где свита согласно перекрывается отложениями илеморовской свиты среднего девона. В разрезе преобладают косослоистые красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты с невыдержанными прослоями и линзами алевролитов. В низах свиты присутствуют красноцветные конгломераты, песчаники и гравелиты. Средняя часть разреза сложена сероцветными песчаниками с прослоями гравелитов; верхняя часть — красноцветными песчаниками с невыдержанными прослоями известковистых алевролитов и гравелитов. Мощность колеблется в пределах 300–400 м. В средней и верхней частях свиты найдены обильные растительные остатки макрофлоры и палинокомплексы, которые, по определению Е. М. Андреевой, широко распространены в среднем девоне. Отнесение свиты к эйфельскому ярусу является условным и нуждается в уточнении (Решения МСК..., 1982).

Ихейская свита (D_2ih) ограниченно распространена в юго-западной части Тувинского прогиба (V_1), где с размывом залегает на отложениях таштыпской свиты и согласно перекрывается породами илеморовской свиты. Стратотип известен по р. Ишти-Хем. Свита сложена красноцветными песчаниками, алевролитами с подчиненными прослоями известняков, мергелей, туфоалевролитов, линзами загипсованных мергелей и каменной соли (галита) в низах разреза. С отложениями свиты связано месторождение галита Дус-Даг и проявления гипсов. По геохимическим данным, в породах свиты присутствуют в пределах кларковых содержаний свинец, цинк, медь, ванадий, бор, барий, молибден, бериллий, ниже кларковых — хром, никель, олово. Стронций превышает кларковое

содержание в 2 раза. Мощность продуктивной пачки 350 м [32]. В отложениях найдены и определены окаменелости ихтиофауны и спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие сопоставлять отложения свиты с эйфельским ярусом среднего девона общей шкалы (Решения МСК..., 1982) [246]. Мощность отложений изменяется в пределах 850–1000 м.

Илеморовская свита (D_2il)довольно широко распространена в Тувинском прогибе (V_1) и прилегающих к нему впадинах (V_7, V_9). Залегает согласно на породах ихейской свиты и согласно перекрывается отложениями уюкской свиты среднего девона. Стратотип выделен за пределами площади в Минусинском прогибе Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко в 1953 г. В приподнятых блоках свита несогласно залегает на более древних образованиях нижнего девона. В составе свиты преобладают кварц-полевошпатовые алевролиты серого и зеленовато-серого цвета, мергели, известняки, аргиллиты и олигомиктовые песчаники с кремнисто-фосфатным цементом с содержаниями P_2O_5 — 2–4 %. Спорадически встречаются невыдержанные линзы туфов кислого состава. В известняках встречаются оолитовые разности. В них же собрана обильная фауна филлопод, в песчаниках и алевролитах найдены отпечатки флоры (определения А. Р. Ананьева, Г. П. Радченко), рыб, ластоногих и усообразных (определения Н. И. Новожилова). Согласно «Решениям МСК...» (1982), такой комплекс характерен для живетского яруса среднего девона общей шкалы. Отложения свиты характеризуют мелководный солоноватоводный бассейн, в котором отлагались сероцветные породы с параллельной слоистостью, знаками ряби и волноприбоя. В прибрежных частях бассейна формировались оолитовые известняки и косослоистые песчаники, местами происходили застойные явления, о чем свидетельствует тонкорассеянный пирит в песчаниках и алевролитах. Мощность свиты довольно изменчива — от 300 до 1000 м.

Уюкская свита (D_2uk) выделяется в тех же ареалах, что и илеморовская, и тесно связана с ней постепенным переходом. Граница между свитами проводится по смене сероцветной окраски на пестроцветную. Стратотип свиты выделен А. М. Данилевич, Н. Н. Предтеченским в 1956 г. и находится за пределами площади по р. Уюк. Разрез свиты сложен ритмически чередующимися красновато-лиловыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и известковистыми алевролитами. Цемент в песчаниках и гравелитах карбонатно-железистый. Мощности ритмов колеблются в пределах 30–70 м. Количество алевролитов в составе свиты увеличивается с юга на север к бассейну р. Чадан. Геохимические характеристики пород илеморовской и уюкской свит близки. В пределах кларковых содержаний присутствуют свинец, цинк, медь, фосфор, барий, стронций, бериллий, марганец, ниже кларковых содержания хрома, никеля, ванадия, серебра, титана. Мощность свиты изменяется с востока на запад от 350 до 900 м. В отложениях свиты собраны отпечатки растений (определения Н. М. Петросян) и окаменелости ластоногих ракообразных (определения Н. И. Новожилова), позволяющие условно сопоставлять эти отложения с бейской свитой живетского яруса Минусинского прогиба (Решения МСК..., 1982).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения представлены франским и фаменским ярусами, пользуются широким распространением в Тувинском прогибе (V_1) и более мелких впадинах (V_7–V_9). Франский ярус включает бегрединскую и кохайскую свиты, фаменский — джаргинскую. Нерасчлененные отложения выделены в Чулаксинском грабене (V_2).

Нерасчлененные отложения (D_3) выделены в бассейне р. Чул, где слагают ядро синклинальной складки и с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают вулканогенные образования кужебазинской серии. Отложения можно подразделить на три пачки. Нижняя — красноцветная пачка сложена грубокластическим материалом, в основании содержит базальные конгломераты мощностью до 60 м. По простиранию конгломераты замещаются полимиктовыми песчаниками и гравелитами. В гальке встречены эффузивы кислого и основного состава кужебазинской серии, галька гранитоидов джойского и большепорожского комплексов, песчаников, алевролитов, аргиллитов силурийских и ордовикских образований. Средняя пачка представлена сероцветными песчаниками в переслаивании с гравелитами. Верхняя пачка — переслаиванием красноцветных песчаников с алевролитами. В средней и верхней пачках найдены отпечатки флоры плохой сохранности, позволяющие, по определениям А. Р. Ананьева, отнести эти отложения к верхнему отделу девонской системы. Мощность отложений 1000–1700 м, уменьшается на юго-запад до 150–250 м. Отмечаются крутые углы залегания отложений и подворачивание слоев вблизи тектонических нарушений.

Бегрединская свита (D_3bg). Отложения свиты распространены в Тувинском прогибе (V_1) и в Шанганской (V_7), Балгазинской (V_8), Бельбейской (V_9) впадинах. Стратотип находится за пределами площади по р. Бегреда в Минусинском прогибе, выделен Я. С. Зубрилиным в 1956 г. Отложения согласно залегают на породах уюкской свиты и согласно же перекрываются образованиями кохайской свиты. В составе свиты преобладают сероцветные разнозернистые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов и пестроцветных алевролитов. Отмечается ритмическое строение отложений трансгрессивного характера с грубой косой слоистостью, знаками ряби и трещинами высыхания, характерными для озерно-равнинных фаций. Мощность ритмов 20–40 м. В отложениях определены палеофлора (Н. М. Петросян, А. Р. Ананьев) и единичные остатки рыб, характерные для франского яруса верхнего отдела девона. Мощность отложений 630–750 м, в северо-восточной части прогиба достигает1000 м.

Кохайская свита (D_3kh) тесно связана с полями распространения бегрединской свиты, залегает на ней согласно с постепенным переходом и с местным размывом, перекрывается отложениями джаргинской свиты фаменского яруса. Стратотип свиты находится за пределами площади по хр. Кохай Минусинского прогиба. Выделен В. С. Мелещенко и Н. А. Беляковым в 1953 г. Отложения свиты представлены ритмически построенным переслаиванием олигомиктовых пестроокрашенных

песчаников и алевролитов с прослоями брекчиевидных известняков и пепловых туфов. Спорадически встречаются мелкогалечные конгломераты и гравелиты. В отложениях найдены остатки ластоногих (определения Н. М. Задорожной), ихтиофауна (определения Д. В. Обручева), растительные остатки (определения А. Р. Ананьева и Н. М. Петросяна) и палинофлора (определения Е. М. Андреевой). По этому комплексу, согласно «Решениям МСК...» (1982), свита датируется франским веком позднего девона. Мощность свиты 250–530 м. Отложения бегрединской и кохайской свит показаны на карте объединенными (D_3 *bg* + *kh*).

Джаргинская свита (D_3*dj*) завершает разрез верхнедевонских отложений в тех же структурах, выполненных отложениями верхнего девона. Стратотип выделен за пределами площади в ур. Джарга на правобережье р. Енисей А. М. Данилевич и Я. С. Зубрилиным в 1954 г., тесно связан с подстилающей кохайской свитой и перекрывается с размывом отложениями турнейского яруса каменноугольной системы. В составе свиты преобладают сероцветные крупнозернистые полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов и пестроцветных алевролитов. Конгломераты мелкогалечные, в гальке присутствуют кварц, кислые эффузивы, кварциты. В песчаниках отмечается косая слоистость. Геохимические характеристики бегрединской, кохайской и джаргинской свит близки. На уровне кларковых содержаний в породах отмечаются свинец, цинк, медь, барий, стронций, олово, бериллий, марганец, ванадий, ниже кларковых содержания хрома, никеля, бора, фосфора и титана. Отложения содержат богатый комплекс растительной флоры тубинского горизонта, весьма характерный для фаменского и позднефранского времени позднего девона (определения Н. М. Петросяна, Г. П. Радченко, А. Р. Ананьева). Согласно «Решениям МСК...» (1982), возраст свиты принят франским веком позднего девона. Мощность свиты колеблется от 200 до 1100 м, что обусловлено размывом отложений в предкаменноугольное время.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения системы слагают мульды изометричной и овальной формы в приосевой части Тувинского прогиба (V_1), по хр. Западный Танну-Ола в междуречье Улатай—Мугур—Ишти-Хем. По органическим остаткам и характеру цикличности отложения системы подразделяются на нижний, средний и верхний отделы. Последние два объединены. Наибольшим распространением пользуются отложения нижнего отдела.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

По характеру цикличности отложений и распределению по разрезу органических остатков выделяются турнейский и визейский ярусы. Выделяются пять циклов, каждый из которых начинается формированием терригенных красноцветных грубозернистых пачек и заканчивается сероцветными тонкозернистыми, часто карбонатными отложениями. По объему и литологическим особенностям циклы отвечают свитам.

Турнейский ярус. По литологическим особенностям в объеме яруса выделяются суглугхемская и хербесская свиты, связанные единым структурным планом с отложениями верхнего девона.

Суглугхемская свита (C_1sg). Отложения свиты трансгрессивно залегают на образованиях джаргинской свиты верхнего девона. Стратотип свиты выделен на правом борту р. Суглуг-Хем Н. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки красных алевролитов и песчаников, залегающих с небольшим размывом на песчаниках джаргинской свиты. В большинстве разрезов свита подразделяется на две части. Нижняя часть сложена красноцветными песчаниками, конгломератами, гравелитами с подчиненными прослоями туффитов и известняков, содержащими ихтиофауну и растительные окаменелости. В основании валунно-галечные конгломераты, в составе галек присутствуют кислые эффузивы кендейской свиты и песчаники чергакской серии силура. Верхняя часть разреза свиты представлена сероцветными песчаниками, алевролитами, известняками, пепловыми туфами с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов. Песчаники, алевролиты содержат отпечатки флоры (определения А. Р. Ананьева, Ю. В. Михайловой), аналогичные самохвальской свите верхнего турне Минусинского прогиба. В известняках определена ихтиофауна, аналогичная найденной в камыштинской и быстрянской свитах нижнего турне карбона Минусинского прогиба. Песчаники и алевролиты имеют полимиктовый состав с карбонатно-железистым цементом. Известняки брекчиевидные с водорослевыми структурами. Отложения свиты согласно перекрыты образованиями хербесской свиты. Мощность свиты в пределах 300–480 м. Накопление осадков свиты происходило в отдельных депрессиях в условиях пресноводных озерных водоемов, о чем свидетельствуют тонкозернистые косо- и волнистослоистые алевролиты со знаками ряби и трещинами высыхания на плоскостях напластования, водорослевые структуры известняков. Одновременно шло накопление песчано-галечных отложений дельт и песчаников пойм.

Хербесская свита (C_1hr). Отложения свиты согласно залегают на известковистых алевролитах суглугхемской свиты. Граница проводится по подошве гравелитов или окремненных туфов. Стратотип выделен в бассейне р. Суглуг-Хем у горы Хербес М. И. Грайзером в 1959 г. В свите выделяются два законченных ритма, каждый из них начинается пестроцветными песчаниками и гравелитами, а завершается сероцветными пепловыми туфами. В составе ритмов присутствуют также туффиты, гравелиты и известняки. Пепловый материал альбитизирован, цеолитизирован и окварцован. Песчаники полимиктовые с карбонатным цементом, довольно часто содержат включения флюорита. Известняки пелитоморфные, встречаются в виде маломощных прослоев. В отложениях найдены остатки ихтиофауны, чешуя палеописцид (определения А. А. Матвеевой), определена флора лепидофитов (определения А. Р. Ананьева, Ю. В. Михайловой), позволяющие сопоставлять отложения с самохвальской и кривинскими свитами верхнего турне нижнего карбона Минусинского прогиба

(Решения МСК..., 1982). На карте показаны объединенные суглугхемская и хербесская свиты ($C_1sg + hr$).

Визейский ярус. В составе яруса по литологическим особенностям выделяются три цикла осадконакопления. Каждый из них начинается грубообломочной и завершается сероцветной тонкозернистой пачкой пород. Первый цикл охватывает байтагскую, второй — эккиоттугскую, третий — актальскую свиты. Отложения яруса согласно без признаков размыва залегают на породах турнейского яруса.

Байтагская свита (C_1bt). По литологическим особенностям свита разделяется на две части — нижнюю, существенно песчаниковую, и верхнюю, существенно туффитовую тонкозернистую. Стратотип свиты выделен в бассейне р. Суглуг-Хем в районе горы Хербес И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки лиловых полимиктовых песчаников, резко сменяющих сероцветные тонкозернистые пепловые туфы хербесской свиты. В составе нижней пачки преобладают песчаники лилового цвета с выраженной параллельной слоистостью. Состав пород полимиктовый, цемент пепловый железистый. К верхам появляются слои туффитов, число которых увеличивается с юга на север. Мощность нижней части свиты изменяется от 500 м в бассейне р. Улатай до 150 м по р. Ишти-Хем. Верхняя часть свиты сложена пепловыми туфами зеленого и табачно-зеленого цвета, витрокластическими, с подчиненными прослоями песчаников, составляющими 10–20 % объема пород. Мощность верхней части изменяется в пределах 240–520 м, общая мощность свиты 350–900 м. В районе р. Боршин-Гол собрана флора, близкая к таковой соломенской свиты нижнего визе Минусинского прогиба (Грайзер, 1967) (определения А. Р. Ананьева, Ю. В. Михайловой), остатки ихтиофауны (определения Е. М. Матвеевой). В отложениях верхней части свиты выделен комплекс спор визейского облика (определения Е. М. Матвеевой). Согласно «Решениям МСК...» (1982), отложения свиты сопоставляются с соломенской и ямкинской свитами Минусинского прогиба и верхнетомской и евсеевской свитами Кузбасса.

Эккиоттугская свита (C_1ek). Отложения свиты распространены в бассейне рек Элегест и Торгалык и тесно связаны с полями развития байтагской свиты. Граница с последней проводится по подошве пачки коричнево-лиловых песчаников, перекрывающих зеленовато-серые пепловые туфы байтагской свиты. Стратотип выделен по р. Экки-Оттуг, левому притоку р. Эрбек Н. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г. В составе свиты преобладают песчаники (90 %) лилово-коричневого и красно-коричневого цветов с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов. Песчаники полимиктовые, цемент карбонатно-железистый с примесью туфового материала альбит-кварцевого состава. Мощность свиты 600–650 м. Органических остатков не обнаружено. Отнесение к визейскому ярусу условно на основе сопоставления с байновской свитой верхнего визе Минусинского прогиба (Решения МСК..., 1982). Отложения свиты характеризуют обстановку равнинных временных потоков и русел рек в условиях аридного климата, о чем свидетельствуют красноцветная

окраска пород и невыдержанная слоистость в песчаниках с плохосортированным полимиктовым составом.

Актальская свита (C_1ak) имеет ограниченное распространение в бассейне р. Элегест и оз. Кок-Холь. Граница с эккиоттугской свитой проводится по подошве пачки темно-серых туфов, которые с размывом перекрываются онкажинской свитой среднего—верхнего отделов карбона. Стратотип свиты выделен за пределами площади у с. Ак-Тал Н. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым в 1955 г. По литологическому составу подразделяется на три пачки. Нижняя (570 м) состоит из серых и темно-серых пепловых туфов с прослоями среднезернистых песчаников зеленосерого цвета и серых пелитоморфных известняков. Средняя пачка (400 м) сложена песчаниками светло-серого цвета полимиктовыми с многочисленными прослоями разногалечных конгломератов. В составе гальки кварц, кварциты, кремнисто-глинистые сланцы с магнетитом, песчаники. Верхняя пачка (300 м) представлена переслаиванием углистых аргиллитов, пепловых туфов и мелкозернистых песчаников. Общая мощность свиты оценивается в 1250–1300 м. Органических остатков не обнаружено. Визейский возраст свиты принят условно на основе сопоставления с подсиньской свитой верхнего визе Минусинского прогиба (Решения МСК..., 1982). Осадки свиты характеризуют озерно-аллювиальные условия формирования тонкозернистых параллельнослоистых осадков с пепловым и карбонатными илами. Местами существовали временные речные потоки, формировались разнозернистые песчаники и конгломераты с плохой сортировкой материала.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Онкажинская свита ($C_{2-3}on$) развита локально, выполняя ядра некоторых каменноугольных впадин (Актальской и Онкажинской) в бассейне р. Элегест. Залегает с размывом с базальными конгломератами в основании на породах актальской свиты и согласно перекрывается отложениями хайлыгской свиты нижнего отдела пермской системы. Стратотип выделен на площади по р. Он-Кажаа В. А. Унксовым в 1947 г. Свита сложена сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами и углями. Последние составляют в сумме 1,5% от разреза свиты. Базальные конгломераты имеют мощность до 60 м. Галька угловатая, размером 4–5 см, состоит из песчаников, алевролитов, эффузивов кислого и среднего состава, мелкозернистых диоритов, кварца и кварцитов. В наиболее полных разрезах отложения делятся на две части. Нижняя сложена сероцветными конгломератами, песчаниками, аргиллитами. Верхняя представлена чередованием песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов и невыдержанных пластов каменного угля с суммарной мощностью в 7,5 м, иногда рабочей мощности в 1,5–1,8 м. Угли матовые и полублестящие от газовых до коксово-жирных с высокой зольностью — до 25,5%. Верхняя часть разреза содержит растительные остатки, сходные с комплексами мазуровской и алыкаевской свит среднего—верхнего карбона Кузбасса (определения Н. А. Шведова, М. Ф. Нейбург, Г. П. Радченко).

Также определен палинокомплекс, отвечающий этому же уровню (определения Е. М. Андреевой). Отложения характеризуют озерно-лимнические условия накопления осадков.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения имеют ограниченное распространение и представлены только нижним отделом.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хайлыгская свита (P_1hl) развита ограниченно в Онкажинской мульде (V_{13}). Разрез сложен сероцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, содержащими углефицированные растительные остатки и линзы каменных углей. Отложения с небольшим размывом без углового несогласия залегают на онкажинской свите и с угловым несогласием с базальными конгломератами в основании перекрыты эрбекской свитой нижнего отдела юрской системы. Свита содержит в 5,0 м от верхней границы два сближенных угольных пласта мощностью по 1,0 м. Возрастное положение свиты определяется на основании определения спорово-пыльцевых комплексов нижнепермского облика (определения О. Ф. Марченко). Мощность отложений определена менее 200 м [315].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система представлена тремя отделами, охарактеризованными спорово-пыльцевыми комплексами, листовой флорой, пелециподами и гастроподами. Отложения выполняют мезозойские впадины, причем в северо-восточной части они угленосны, в юго-западной — нет.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В объеме нижнего отдела выделяются межегейская свита в Улугхемской (VI_1), Шагонарской (VI_2), Онкажинской (VI_3), Актальской (VI_4) впадинах и куведаванской, кадыроругской, татыгхемской, кусырлыгской свитами в горноалтайских впадинах (VI_5).

Межегейская свита ($J_1mž$) развита только в Улуг-Хемской впадине (VI_1) в пределах Кызыл-Эрбекской мульды. Выделена А. А. Лосевым в 1954 г. по результатам бурения, проведенного в Улуг-Хемском угольном бассейне, как элегестская свита и переименована в межегейскую в серийной легенде Верхне-Енисейской серии для ГК-200 второго издания [315] ввиду того, что прежнее название являлось полным омонимом названия элегестской свиты в силуре. Отложения свиты со структурным несогласием с базальными конгломератами в основании налегают на разновозрастные уровни, начиная от туматтайгинской свиты верхнего рифея до актальской свиты нижнего карбона, в т. ч. и на таннуольском

габбро-диорит-плагиогранитовом комплексе. Отложения свиты перекрыты с небольшим размывом угленосными образованиями эрбекской свиты средней юры. Граница между ними проводится по пачке гравийных конгломератов мощностью 6–15 м. В составе свиты (%) преобладают грубозернистые породы, гравелиты и конгломераты (40), песчаники (30), алевролиты (12), аргиллиты (12), углистые аргиллиты (4), угли (2). В средней и верхней частях разреза свиты отмечаются известковистые конкреции и седиментационные брекчии. Состав грубообломочных пород полимиктовый, цемент известковистый. В прибортовых частях впадины наблюдаются крутые углы залегания пород до (70°). Свита угленосна, в ней выделено четыре невыдержанных пласта угля, в т. ч. один рабочей мощности (1,5 м). Мощность отложений свиты резко изменчива — от первых десятков метров до 300 м. Максимальная мощность по скважинам наблюдается в районах Каахемского и Межегейского месторождений угля. В средней и верхней частях разреза найдены отпечатки листовой флоры, определены спорово-пыльцевые комплексы и конхостраки нижней юры (Семериков, 1989).

Куведаванская свита (J_1kv) в виде узкой полосы выделена в юго-западной части площади листа (VI_5) южнее пос. Мугур-Аксы. Отложения свиты представлены полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами с невыдержанными прослоями и линзами углистых аргиллитов. Более грубые отложения развиты в нижней части разреза. Мощность свиты более 450 м. Свита с размывом, угловым и структурным несогласием залегает на отложениях силура и девона, согласно перекрывается татыгхемской свитой нижней юры. В отложениях имеются отпечатки углефицированной флоры плохой сохранности. Возраст отложений определяется на основании согласных перекрытий их породами татыгхемской свиты, в которых определена флора нижнеюрского облика [319, 320].

Татыгхемская свита (J_1tt) распространена так же в юго-западной части листа (VI_5). Отложения довольно сильно дислоцированы, образуя линейные складки с углами 70–80°, вплоть до запрокинутых. В составе свиты преобладают пестроокрашенные мелкогалечные конгломераты с линзами и прослоями красно-бурых песчаников, содержащие отпечатки флоры нижнеюрского облика. В верхах разреза появляются гравелиты и увеличивается количество красно-бурых песчаников. Отложения согласно перекрываются с небольшим местным размывом образованиями кадыроругской свиты нижней юры. Мощность свиты достигает 430 м [7, 246].

Кадыроругская свита (J_1kd) выделена Г. П. Александровым [7] в Каргинском грабене. Отложения свиты залегают выше татыгхемской свиты, согласно ее перекрывая. Разрез представлен переслаиванием серо-цветных мелко-среднегалечных конгломератов, разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, в т. ч. углистых, и невыдержанными маломощными пластами углей. Породы дислоцированы, порою смяты в крутые складки. По всему разрезу встречены растительные остатки хорошо сохранившихся растений нижнеюрского облика типа *Phlebopteris* cf. *polipodiodies* Brongh. Низы разреза представлены конгломератами с линзами грубозернистых песчаников, в верхах отмечается переслаивание

песчаников, алевролитов, аргиллитов при подчиненной роли углистых аргиллитов и углей. В этой части разреза отмечается наибольшее количество растительных остатков хорошей сохранности. Мощность отложений достигает 580 м.

Кусырлыгская свита (J_1ks) выделена на юге площади, где слагает мелкие мульды южнее бассейна р. Тээли. Залегает на ихейской свите среднего девона с резким угловым и структурным несогласием. В разрезе преобладают красноцветные грубозернистые породы — конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники. В основании свиты фиксируются валунные конгломераты с галькой эффузивов нижнего девона и галькой гранитоидного состава. Размер валунов от 10–30 см до 1,5 м. Мощность базальной пачки 50 м. Выше залегают полимиктовые песчаники лилового, красно-коричневого цвета, разнозернистые полимиктовые песчаники с горизонтами и линзами гравелитов. Цемент песчаников поровый, железисто-карбонатный. Мощность свиты более 300 м. Нижнеюрский возраст отложений принят условно по аналогии с подобными образованиями. Ранее в карте первого издания [42] эти отложения относились к нижней юре условно, а по результатам среднемасштабной геологической съемки [32] индексировались юрой—нижним мелом условно.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Эрбекская свита (J_2er) выделена А. Л. Лосевым по долине р. Эрбек, где находится ее стратотип. Имеет распространение в Улугхемской (VI_1), Шагонарской (VI_2) Онкажинской (VI_3), Актальской (VI_4) впадинах. Отложения свиты сероцветные конгломерато-песчаниковые, залегают с размывом на подстилающих отложениях межегейской свиты нижней юры и согласно, местами с местным размывом, перекрыты отложениями салдамской свиты средней—верхней юры. Свита угленосна, вмещает в себя все промышленные пласты, из которых наиболее мощным является пласт «Улуг» — 11,6 м. Отложения хорошо дешифруются на АФС по горизонтам конгломератов и песчаников, а также по угольным пластам, образующим просадки в рельефе, сопровождаемые яркой зеленой растительностью. В магнитном поле области выгорание пласта «Улуг» сопровождается появлением в магнитном поле полосовидных положительных аномалий величиной до 200 нТл [197, 305].

Свита в Улугхемской впадине повсеместно разделена на две подсвиты, с границей между ними по кровле пласта «Улуг» [184]. Подсвиты не показаны на карте. Нижняя подсвита сложена (%) конгломератами и гравелитами (1), песчаниками (43), алевролитами (30), аргиллитами (16), углями и углистыми породами (3), конкрециями карбонатно-железистого состава (1). Подсвита содержит в своем составе 15 прослоев и пластов каменного угля, из которых два имеют мощность 0,2–2,5 м, а мощность пласта «Улуг» колеблется от 1,2 до 11,6 м, при средней 3,30 м. На карте этот пласт показан в виде маркирующего горизонта. Верхняя подсвита сложена (%) конгломератами и гравелитами (20), песчаниками (40), алевролитами (30), аргиллитами (6), углями и углистыми аргиллитами (4).

По всему разрезу отмечаются известковистые и сидеритовые конкреции в количестве 0,1–0,3 %. Количество угольных пластов в направлении с юга на север возрастает от 14 до 50, при мощности пластов от 0,05 до 2,0 м, в том числе четыре пласта рабочей мощности. Большинство угольных пластов тяготеют к песчаной части разреза. Общая мощность свиты изменяется в пределах 880–1450 м. Отложения охарактеризованы среднеюрским спорово-пыльцевым комплексом и остатками листовой флоры того же возраста. Имеются многочисленные находки пелеципод и гастропод, среди которых наиболее распространены представители рода ферганоконх среднеюрского возраста [184, 315].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Салдамская свита ($J_{2-3}sl$) преимущественно распространена в Улугхемской впадине (VI_1), где имеются ее полные разрезы. Представлена сероцветными песчано-алевролитовыми отложениями, согласно перекрывающими отложения эрбекской свиты средней юры. В породах свиты хорошо проявлена слоистость, дешифрируемая на крупномасштабных АФС. Граница между эрбекской и салдамской свитами проводится по кровле горизонта грубозернистых песчаников эрбекской свиты. По характеру ритмичности и литологическому составу может разделяться на две подсвиты. В целом свита сложена (%) песчаниками (50), алевролитами (30), конгломератами (5), аргиллитами (15), углями (0,2–1,0). Пласты углей малой мощности (0,05–0,5 м), быстро выклиниваются и промышленной значимости не имеют. В отложениях проявлена ритмичность асимметричного строения с более грубой верхней частью ритма. Ритмы по простиранию не выдержаны и часто замещаются гравийными конгломератами. Характерно присутствие конкреций, выполненных сидеритом. Мощность свиты 600–740 м. Из отложений свиты собраны многочисленные находки пелеципод, гастропод и растительные остатки, определяющие средний–верхний отделы юры [184, 315].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРЫ–НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Бомская свита ($J_3–K_1bm$) имеет ограниченное распространение только в Улугхемской впадине (VI_1) в бассейне рек Эрбек и Тоге-Белен-Кола, где находится ее стратотип. Отложения свиты с размывом и угловым несогласием залегают на разных уровнях салдамской и эрбекской свит средней юры. Разрез сложен (%) конгломератами (6), гравелитами (10), песчаниками (45), алевролитами (35), аргиллитами, в том числе углистыми (2), известковистыми конкрециями (3). В основании свиты присутствуют конгломераты. В нижних частях разреза преобладают известковистые конкреции, в верхних — известково-железистые. Свита не угленосна. Строение разреза слаборитмичное, ритмы упрощенные, мощностью 10–30 м, с постепенным исчезновением ритмичности к верхам разреза. Мощность отложений 300 м. В низах разреза встречены органические

остатки кариноцирен верхнеюрского облика, в верхах — спорово-пыльцевые комплексы нижнего мела, что позволяет датировать отложения верхней юрой—нижним мелом (Семериков, 1989) [184, 315].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА—ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ (К—Р)

К образованиям этого уровня отнесены коры выветривания каолинит-монтмориллонитового состава, сохранившиеся на древней поверхности выравнивания в виде разрозненных выходов. Мощности их колеблются в пределах 2—8 м в бассейне р. Хемчик и в Улугхемской впадине. Коры представлены охристыми глинистыми и щебнисто-глинистыми образованиями желто-серого и бурого цвета, приуроченными к западинам древнего рельефа с отметками 700—1000 м. Большей частью они связаны с зонами повышенной трещиноватости и дробления вблизи крупных тектонических нарушений. Своеобразными образованиями древней коры выветривания, видимо, следует считать гнезда и жилы магнезита, опаловидного халцедона и опала, описанные в Хопсекском, Ак-Довуракском и Агардагском массивах в пределах Куртушибинского и Южно-Тувинского гипербазитовых поясов [239, 195, 252]. На Карасугском железо-редкоземельном месторождении в бассейне р. Ча-Холь развита элювиальная кора выветривания с мощностью по данным бурения 80—120 м, обогащенная редкими землями, железом и ураном [26, 104, 265]. Верхняя возрастная граница образований определяется перекрытием миоценовыми отложениями, палеонтологически охарактеризованными в Хемчикской, Буренской и Убсу-Нурской впадинах [245]. Нижняя граница определяется наличием перемытых кор выветривания в палеогеновых отложениях Убсу-Нурской впадины по данным бурения [300]. Таким образом, возрастной интервал формирования коры выветривания на площади может ограничиваться мелом—нижней половиной палеогена, что находит подтверждение и в смежных регионах Забайкалья, Алтая и Монголии, в котловине Больших Озер [245].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Эоцен—олигоцен нерасчлененные ($Р_{2–3}$). Отложения палеогена развиты в кайнозойских впадинах, особенно в Убсунурской, меньше в Шагонарской и Буренской. На карте первого издания [42] они были показаны общим контуром с неогеновыми отложениями как погребенные отложения. Крупномасштабными геологическими и тематическими работами [245, 300, 315] получены новые материалы по литофациальному составу отложений, их стратификации и палеонтологическому обоснованию выделенных стратиграфических таксонов. Фрагментарно палеогеновые отложения выделены на междуречье Алаш—Эдыгей, в долинах рек Кара-Суг, Чаа-Холь, Хемчик, Холу, а также в Козьем Овраге. Наиболее полные разрезы получены по скважинам при гидрогеологической съемке

масштаба 1 : 200 000 (табл. 1) в Хемчикской и Убсунурской впадинах [292, 300]. Сводный разрез представляется следующим образом. В основании его наблюдаются переслаивающиеся пестроцветные глины, суглинки, пески и гравийники, с линзами известковистых глин и песков, содержащими углефицированные растительные остатки, выделяемые в пестроцветный глинистый горизонт (Розенберг, 1979). В этих отложениях мощностью более 80 м В. И. Скотаренко и Е. Д. Заклинской определены спорово-пыльцевые комплексы, включающие широколиственные, темнохвойные виды, папоротникообразные *Polypodiaceae, Ceatheaceae, Gleicheniaceae* и плауновидные *Selaginellaceae*, что позволяет пестроцветный горизонт предположительно (условно) отнести к палеоцену.

Таблица 1

Список скважин, вскрывших палеоген-неогеновые отложения в Убсунурской котловине

Номер на карте	Авторский номер	Глубина скважины, м	Геологические подразделения, вскрытые скважинами	Источник информации	Координаты	
					Северная широта	Восточная долгота
1	4	160	N_1, R : $Є_1sr$	Н. А. Фесенко	50°37′	94°57′
2	5	200	N_1, Ꝑ	Б. Н. Кашин	50°26′	94°23′
3	6	150	N_2, N_1	Подземные воды территории листов M-46-XVII, M-46-XVIII, XXIV	50°24′	94°23′
4	12	150	N_1, R : $Є_1sr$		50°25′	94°47′
5	7	160	N_2, N_1, γO*s*		50°22′	94°23′
6	8	200	N_1, Ꝑ		50°21′	94°28′
7	39	120	N_1, PR(PZ_1)*ts–mq*	Отчет Тесхемской партии по результатам проведения гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1980–1984 гг. Кызыл	50°19′	95°01′
8	21	180	N_1, Ꝑ		50°10′	94°32′
9	26	150	N_2, γO*s*		50°09′	94°47′
10	43	160	N_2, γO*s*		50°14′	95°02′
11	25	165	N_2, γO*s*		50°04′	94°10′
12	50	100	N_1, γO*s*		50°08′	95°03′
13	51	150	N_1, γO*s*		50°07′	95°27′
14	27	100	N_1, PR(PZ_1)*ts–mq*		50°04′	94°47′
15	28	150	N_1, γO*s*		50°05′	94°51′
16	54	160	N_2, N_1		50°04′	94°09′
17	56	180	N_2, N_1		50°00′	98°08′

В утвержденной МСК в 1981 г. стратиграфической схеме палеогеновых отложений АССО эти образования выделены как нижняя (пестроцветная) пачка красноцветной толщи палеоцен-раннеолигоценового возраста, рассматриваемая Е. А. Мининой [245] в ранге кургакской свиты со стратотипическим разрезом в районе Козьего Оврага и мощностью 89,2 м. Генезис отложений озерно-аллювиальный. По вещественному составу и условиям залегания отложения сходны с пестроцветными глинисто-песчаными озерно-аллювиальными отложениями, вскрытыми скважинами южнее в Монголии в котловине Больших озер, охарактеризованными фауной млекопитающих, рептилий и черепах, позволяющих определить возраст отложений в пределах среднего—верхнего эоцена [245].

В бассейне р. Кара-Суг по данным бурения опорных скважин [264] подобные пестроцветные отложения вскрыты под неогеновыми осадками с мощностью более 120 м. В них выявлены спорово-пыльцевые комплексы покрытосеменных вечнозеленых и широколиственных листопадных растений (определения Е. Д. Заклинской), близкие по составу к спектрам эоценовых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья [245].

Выше по разрезу согласно залегают сероцветные пески, глины, алевриты, супеси, суглинки со щебнем и галькой, объединенные в сероцветный горизонт. Наблюдаются невыдержанные линзы и прослои карбонатных брекчий. Мощность более 20 м. В отложениях найдены спорово-пыльцевые комплексы различных родов миртовых (*Myrtantes* sp., *Ceucalyptus* sp., *Arcanda*) и представителей семейств *Juglandaceae, Ulmaceae, Fagaceae, Betulaceae*, голосеменных *Cupressaceae, Pinus*, что позволяет датировать отложения эоценом (определения Е. Д. Заклинской). Общая мощность палеогеновых отложений более 100 м. В Убсунурской котловине скважины 2, 6, 8 вскрыли отложения палеогена на глубинах 40–70 м и остановлены в нем на глубине 200 м [300]. В бассейне р. Хемчик скважинами на глубине 5–70 м вскрыты аллювиально-пролювиальные отложения, содержащие спорово-пыльцевые комплексы сосны *Pinus silvestriformis, P. protocembra, P. strobiformis,* ели *Picea* sp., *P. obovata, P. alata, Podocarpus* sp., *Abies* sp. Присутствует пыльца мелколиственных листопадных *Betula* и *Alnus*, широколиственных теплолюбивых *Carpinus* sp., *C. orientalis mull, Juglans* sp., *Ulmus* sp., травяно-кустарниковых растений *Salix* sp., *Ephedra* sp., *E. costata* и полыни *Artemusia* (определения Л. А. Пановой) [245]. Сочетание хвойных лесов с примесью широколиственных и мелколиственных пород дает основание определять возраст этих отложений как олигоцен-эоценовый.

В Убсунурской впадине близкие по стратиграфическому положению отложения выделяются Е. А. Мининой в орохингольскую свиту, а в Хемчикской впадине в устюишкинскую свиту [245]. Отложения вблизи тектонических разрывных нарушений обычно дислоцированы. Крутые (до 50–70°) углы падения выполаживаются по мере удаления от разрывов. Отложения характеризуются грубой слоистостью за счет неравномерного распределения в глинах и суглинках обломочного материала полимиктового состава, слабо окатанного и сортированного, что может свидетельствовать о пролювиальном генезисе отложений.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения, представленные субаэральными и субаквальными фациями, установлены в Убсунурской (VII_2), Буренской (VII_1), Хемчикской (VII_3), Чаданской (VII_4) кайнозойских впадинах, в Каргинском грабене (V_6) и Улугхемской (VI_1) мульде, как в естественных разрезах, так и в скважинах под четвертичными образованиями [184, 319, 320]. По литологическим и палеонтологическим данным они подразделяются на нижне-среднемиоценовые, верхнемиоцен-нижнеплиоценовые, нижне-среднеплиоценовые и верхнеплиоцен-эоплейстоценовые.

На протяжении неогена и отчасти эоплейстоцена активно развивались процессы аридного выветривания с формированием красноцветных кор монтмориллонит-гидрослюдистого состава, связанных с предгорными и долинными педиментами. Красноцветная окраска их обусловлена малой миграционной подвижностью железа в условиях недостаточного увлажнения и накоплением его окисных соединений в продуктах выветривания. С переотложением этих кор связано накопление существенно красно- и буроцветных субаэральных отложений неогенового возраста.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ МИОЦЕН (N_1^{1-2})

Отложения развиты в Убсунурской впадине в бассейне р. Холу, Шагонарской впадине и Каргинском грабене и отнесены к красноцветному и песчаному горизонтам (Розенберг, 1979), подразделяемым в конкретных разрезах на ряд свит [184, 245]. По простиранию свиты не прослеживаются, и более логично именовать их толщами. Красноцветный горизонт представлен глинами, галечниками, суглинками, песками, гравийниками коричнево-бурого и желто-красного цвета. В низах его присутствуют прослои белых каолиновых глин и мергелей (Меткин, 1975). Мощность красноцветного горизонта 70—90 м. В отложениях выявлены спорово-пыльцевые комплексы хвойных и широколиственных пород родов *Pinus, Tsuga, Picea, Abies, Podocarpus, Corylus*, покрытосеменных *Betula, Alnus, Juglans, Quercus, Tilia, Acer, Carya, Fagus, Jlex, Myrica*, что указывает в целом на их раннемиоценовый возраст [245] (определения Г. Е. Байкаловой).

В Каргинском грабене отложения представлены песчано-алеврито-углисто-глинистыми отложениями мощностью до 120 м. В составе отложений [245] отмечаются галечники полимиктовые желто-бурые в песчано-глинистом наполнителе (15 %), глины палевые, зеленоватые, желто-серые песчанистые, иногда с углефицированным растительным детритом (40 %), пески зеленовато-желтые, коричнево-желтые с линзами алевролитов в чередовании с песчанистыми глинами, содержащие железисто-карбонатные конкреции и остатки обугленной древесины (40 %). Конгломераты палево-желто-серые с полимиктовой галькой средней и слабой окатанности на железисто-карбонатном цементе с включением обломков обугленной древесины (4,5 %), углистые глины и линзы бурых углей мощностью 0,1—0,3 м, в единичном случае — до 1,0 м, содержащие обломки обугленной древесины и шишки хвойных деревьев (0,5 %). Вблизи тектонических

нарушений отложения дислоцированы с углами падения 20–40°. В основании разреза отмечается кора выветривания — нижнепалеогенового возраста [245]. Генезис отложений преимущественно озерно-болотный и аллювиально-озерный, частично аллювиально-пролювиальный. По заключению В. Н. Тихомирова, они охарактеризоны спорово-пыльцевыми спектрами, содержащими *Juglandaceae, Quercus, Ulmus, Acer, Jlox,* и в которых хвойные преобладают над широколиственными. По вещественному составу и СПК отложения наиболее близки к кошагачской свите нижнего—среднего миоцена Горного Алтая [244]. Мощность миоценовых отложений достигает 100 м.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН–НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН (N_1^3–N_2^1)

Отложения этого возраста довольно широко развиты в Убсунурской и Буренской впадинах. Они представлены в основном субаэральными красноцветными образованиями. Субаквальные фации доминируют в разрезах северной части Убсунурской впадины, расположенных у подножия хр. Восточный Танну-Ола. Наиболее полные из них приурочены к эрозионным обрывам р. Холу, оврагам Козий и Заячий, в которых обнажена мощная (более 150 м) толща существенно озерных осадков хольской серии в понимании Е. А. Мининой [245], включающая от трех до пяти свит. В разрезах Заячьего и Козьего Оврагов осадки залегают с размывом на олигоценовых отложениях нижнего обломочного горизонта по Л. Д. Шорыгиной. Во всех разрезах рассматриваемые отложения дислоцированы. В Козьем и Заячьем Оврагах слои имеют сложное падение с выполаживанием углов падения вверх по разрезу. В разрезе р. Холу они обнаруживают моноклинальное падение к хр. Восточный Танну-Ола. Перекрыты рассматриваемые образования с размывом и угловым несогласием четвертичными и плиоценовыми осадками.

Первую схему расчленения рассматриваемых отложений предложила Л. Д. Шорыгина, разделившая их на две пачки — нижнюю глинисто-алевритовую и верхнюю глинисто-мергельную. В первой из них ею была собрана фауна унионид, гастропод и остракод, а во второй (в нижней части) — остракоды, скелеты рыб, трубчатые кости млекопитающих, панцири черепах, рога оленей и зубы гиппариона. Определением фауны гастропод занимались Л. И. Галеева и Г. Ф. Шнейдер, которые констатировали сходство ее с комплексами остракод неогеновых отложений Монголии и Южного Казахстана. Г. Ф. Лунгергаузен, просмотревший коллекцию гастропод, сопоставил вмещающие их осадки с меотическими слоями Причерноморья. В. И. Громов, проанализировав собранные из низов глинисто-мергельной пачки остатки позвоночных животных, отнес их к гиппарионному комплексу с возрастом от позднего миоцена до среднего плиоцена включительно. На основании полученных палеонтологических данных Л. Д. Шорыгина сопоставила озерную толщу с павлодарской свитой Казахстана.

В 1962 г. в неогеновых отложениях Убсунурской впадины С. М. Поповой собрана коллекция малакофауны. По смене малакофауны С. М. Попова

разделила нижнюю глинисто-алевритовую пачку Л. Д. Шорыгиной на две толщи: нижнюю — кунеопсисовую, по встреченным в ней моллюскам рода *Cuneopsis*, и верхнюю — синотаиевую, содержащую в массе *Sinotaia*. Аргументом для такого расчленения явилось наличие размыва между этими толщами. Возможный возрастной диапазон малакофауны хольской серии, по мнению С. М. Поповой, поздний миоцен—средний плиоцен, при этом кунеопсисовая толща, включающая фауну моллюсков очень теплолюбивых субтропических родов, не моложе позднего миоцена. Более проблематичен, по С. М. Поповой, возраст синотаиевой толщи, включающей, помимо *Sinotaia*, роды *Nodularia*, *Unio* и др., близкородственные виды которых установлены в разновозрастных толщах Прииртышья. В целом синотаиевый комплекс, характеризующий более прохладные климатические условия, соответствующие северной подзоне субтропиков или прибореальной подзоне умеренной зоны, С. М. Попова ограничила хронологическими рамками позднего миоцена—среднего плиоцена.

В 1964 г. сотрудниками Тувинского геологического отряда Института земной коры Сибирского отделения АН СССР в нижней части глинисто-мергельной пачки Л. Д. Шорыгиной разреза Холу были сделаны находки остатков гиппариона двух форм — мелкой и крупной. По заключению Л. Н. Иваньева [213], первая из них, относящаяся к *Hipparion* cf. *elegans* W. Grom., обнаруживает почти полное сходство с видом *H. ylegans*, описанным В. И. Громовой из миоцен-плиоценовых отложений «Гусиного Перелета» Прииртышья. *Hipparion* sp. (крупная форма) приближается к китайским видам *H. hippidiodus, H. «richthofeni», H. platyodus*. Возраст фауны, по мнению Л. Н. Иваньева, поздний миоцен—ранний плиоцен. Л. И. Розенберг на основании изучения разрезов Холу, Заячий и Козий Овраги стратиграфически выше «нижнего обломочного горизонта» Л. Д. Шорыгиной выделил три свиты (снизу вверх): козовражную, деспенскую и убсунурскую, соответствующие кунеопсисовой, синотаиевой толщам С. М. Поповой и глинисто-мергельной пачке Л. Д. Шорыгиной. При этом он скоррелировал козовражную свиту с кошагачской свитой Горного Алтая, датировав ее средним—поздним олигоценом, а деспенскую свиту — с туерыкской, подчеркнув сходство их малакофаунистических комплексов: обилие эндемиков, широкое развитие синотай и нодулярий. Убсунурскую свиту Л. И. Розенберг сопоставил на основании близости литологического состава с верхней частью туерыкской свиты, условно определив ее возраст как средний—поздний миоцен.

Б. А. Борисовым и Е. А. Мининой [245] были описаны более низкие горизонты хольской серии, содержащие прослои писчего мела, выделенные в амдайгын-хольскую свиту, содержащую фауноносный горизонт, из которого собраны обломки панцирей черепах, кости, зубы крупных млекопитающих, в том числе принадлежащие *Hipparion elegans*.

Стратиграфически выше убсунурской свиты (глинисто-мергельной пачки Л. Д. Шорыгиной) была выделена песчанистая орукушинская свита, завершающая разрез хольской серии. Суммарная мощность осадков хольской серии, достигающая в предгорной зоне Убсунурской впадины в

опорном разрезе Холу 167 м, увеличивается к центральной части впадин. По данным бурения [300], проведенного в долине р. Тес-Хем севернее хр. Адыр-Даг-Тайга, неполная мощность толщи, представленной в основном песками и глинами с прослоями мергелей, достигает более 150–200 м.

В целом, как видно из изложенного, хольская серия озерных осадков имеет сложное строение. Существующие схемы ее стратиграфического расчленения и корреляции, как региональной, так и межрегиональной, весьма противоречивы, свиты по латерали не прослеживаются.

Анализ всех имеющихся палеонтологических и геологических данных позволяет ограничить время формирования осадков серии поздним миоценом—ранним плиоценом без разделения на свиты и серии в заданном масштабе. Позднемиоценовый возраст нижней части обоснован находкой *Hipparion elegans* и присутствием позднемиоценового кунеопсисового малакокомплекса. Позднемиоценовый—раннеплиоценовый возраст верхней части подтверждается присутствием *Hipparion elegans* в глинисто-мергельной пачке и корреляцией с нижней частью свиты хиргис-нур Монголии ранне-среднеплиоценового возраста [245].

В парастратотипическом разрезе Козий Овраг выделяются две пачки песчано-глинистого состава. В нижней пачке глины имеют серую окраску; в верхней, характеризующейся присутствием многочисленных прослоев мергелей, — зеленовато-серую. В разрезе на разных стратиграфических уровнях встречаются раковины моллюсков, обломки скелетов рыб, зубы гиппарионов. Вещественный состав отложений, преобладание глинистых пород, местами с тонкой горизонтальной слоистостью, свидетельствуют о формировании их в озерном бассейне. В наиболее глубоководных условиях накапливались отложения глинисто-мергельного состава. Состав глин, судя по данным термического, химического и петрографического анализов, проводившихся для аналогичных образований смежной территории Западной Монголии, смешанный монтмориллонит-гидрослюдистый с преобладанием гидрослюдистого материала [245].

Находки остатков гиппарионов, принадлежащих по заключению Л. Н. Иваньева к *Hipparion* cf. *Elegans* W. Grom (мелкая форма) и *Hyparion* sp. (крупная форма), имеют позднемиоценовый—раннеплиоценовый возраст. Обе формы, судя по пропорциям конечностей, были приспособлены к быстрому бегу на открытых пространствах с твердым сухим грунтом, что свидетельствует о наличии в это время лесостепных ландшафтов и достаточно аридном климате Убсунурской впадины. В том же разрезе р. Холу Е. В. Девяткиным, В. С. Зажигиным и И. Г. Лискун из отложений были собраны кости мелких млекопитающих, принадлежащих, по определению В. С. Зажигина, *Castoridae* и *Microtodon* (крупная форма) среднеплиоценового возраста. Из них же получены спорово-пыльцевые спектры «лесного» типа с преобладанием пыльцы древесных пород (62–100 %), главным образом темнохвойных: ель — 17–25 %, пихта — 3–8 %, кедр — 1 %, несовременные виды сосен — 20–70 %, тсуга — 7–9 %, лиственница — 2,5 %. Отмечена пыльца берез секции *Albae* — 2–15 %, *Fruticosae* — 2–8 %, *Nanae* — до 7 %, единичная пыльца *Alnus, Ulmus*.

В травянистой части спектра доминируют ксерофиты: полыни (39–51 %), маревые (46–57 %); около 2–16 % составляют пустынно-степные роды (*Anabasis*), в единичном количестве присутствует пыльца эфедры [245]. Учитывая наличие в неогене сложного горного рельефа и вертикальной ландшафтной поясности, эти спорово-пыльцевые спектры отражают обобщенный состав растительности — таежный в горах, лесостепной и степной — в пределах Убсунурской впадины.

Близкие данные были получены при повторном палинологическом исследовании отложений, проведенном О. Н. Жежель. Выявленный палинокомплекс характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений достаточно разнообразного состава (*Podocarpus, Abies, Tsuga, Picea, Pinus, Taxodiaceae, Betula, Alnus, Carpinus*) при доминирующей роли хвойных — различных сосен и елей (количество последних в отдельных палиноспектрах достигает 87,7 %). В меньшем количестве присутствуют ногоплодниковые и таксодиевые. Также незначительна роль мелколиственных листопадных пород — ольхи, березы. В целом палинологические данные свидетельствуют о достаточно разнообразном составе растительного покрова. В окружающих горах доминировали хвойные леса, на открытых пространствах Убсунурской впадины — марево-полынные степи с элементами разнотравных группировок, в речных долинах и логах предгорьев существовали «колки» из мелколиственных деревьев. Климатические условия были довольно теплыми, умеренно влажными в горах и достаточно аридными в самой Убсунурской впадине.

В Убсунурской впадине субаэральные красноцветные отложения верхнего миоцена—нижнего плиоцена выделены в эрзинскую свиту [245] по р. Эрзин. Последняя более широко распространена в восточной части впадины, где обнажения ее обычно приурочены к цоколям речных террас и оврагам, расчленяющим предгорные равнины.

В стратотипическом разрезе, расположенном на левобережье р. Эрзин в 8 км выше по течению от устья р. Нарын, в овраге, расчленяющем предгорную равнину, развитую у подножия южных отрогов хр. Сангилен, отложения свиты мощностью около 9 м перекрыты четвертичными эоловыми песками. Подошва их не вскрыта, но скорее всего они залегают на гранитах, коренные выходы которых находятся поблизости от обнажения [245].

Из описанных отложений разреза установлен палинокомплекс древесных растений (47,8–72,1 %), травы и кустарники составляют 27,8–47,8 %, споры — 2,5–5,3 %. Среди древесных доминируют хвойные: *Pinus* sp., *P. silvestriformis* Zak l., *P. excelsaeformis* Zak l., *P. strobiformis* Zak l., *P. protocembra* Zak l. В меньшем количестве встречена пыльца *Picea* sp. (1,7–8,6 %), *Abies* sp. (0,6 %), *Podocarpus* sp. (1,5 %). Мелколиственные листопадные представлены *Betula* sp. (2,3–21,2 %), *Alnus* sp. (1,8–5,0 %), а теплолюбивые широколиственные — *Fagus* sp. и *Juglans sieboldianiformis* Vojc., встреченными в единичном количестве. Среди травянистых и кустарничковых преобладают эфедры (*Ephedra* sp., *E. costata* Zhezh., *E. penninervia* Zhezh.) (5,2–19,0 %), маревые (5,9–22,7 %), полыни (2,3–25,0 %). Споры представлены *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp. и *Polypodiaceae* [245].

Полученные данные свидетельствуют о разнообразии фитоценозов во время накопления вмещающих осадков. На горных склонах различной экспозиции произрастали сосновые леса с ногоплодниковыми и леса смешанного типа с участием теплолюбивых широколиственных пород, таких как бук, орех. В долинах рек были распространены леса из бука, березы, ольхи, ивы с разнотравьем в подлеске, а на открытых выровненных пространствах — марево-полынные степи с участием ближе к склонам хвойниковых. Климат того времени был теплым и умеренно влажным. Возраст рассматриваемых отложений по палинологическим данным, скорее всего, ограничен рамками позднего миоцена—среднего плиоцена. В непосредственной близости в тех же красноцветных щебнистых глинах была обнаружена плохо сохранившаяся берцовая кость крупного млекопитающего, сходная по степени фоссилизации с челюстью, извлеченной из аналогичных глин карьера в окрестностях г. Кызыл в Тувинском прогибе [245].

В западной части площади отложения предположительно позднемиоценового—раннеплиоценового возраста установлены лишь в разрезе на р. Устю-Гимате (правом притоке р. Моген-Бурен), где они залегают на неровном цоколе палеозойских пород в теле 30–40-метровой скульптурной террасы в 0,5 км выше устья р. Устю-Гимате. Перекрыты эти образования, выделенные в устю-гиматейскую толщу по [245], 12-метровой толщей сероцветных валунных галечников среднечетвертичного возраста, скорее всего ледникового генезиса. Представлены они ярко окрашенными красно-коричневыми песчанистыми глинами, неравномерно насыщенными беспорядочно ориентированными щебнем и глыбами (до 0,7 м) местных палеозойских пород мощностью до 12 м. Генезис образований толщи коллювиальный (обвальный?) или делювиально-коллювиальный.

В Тувинском прогибе отложения верхнего миоцена—нижнего плиоцена, выделенные в эдыгейскую свиту по [245] (по урочищу Эдыгей), имеют широкое распространение и вскрыты в многочисленных обнажениях, карьерах и скважинах. Обычно они залегают на породах палеозоя, юры или развитой по ним коры выветривания и перекрываются четвертичными отложениями. В некоторых скважинах (район г. Ак-Довурак, лог Калбак-Чога и др.) рассматриваемые образования подстилаются глинами миоценового возраста. Мощность их в обнажениях и карьерах редко превышает 10 м, а в скважинах достигает 100–140 м и более. Как правило, отложения слабо дислоцированы, или обнаруживают горизонтальное залегание, слабо литифицированы. Представлены они красноцветными, существенно глинистыми осадками с участием суглинков, супесей, песков, обычно в той или иной степени карбонатизированных, содержащих примесь обломочного материала (щебень, дресва, гравий) и имеют делювиально-пролювиальный генезис.

Стратотипический разрез, находящийся на междуречье Алаша и Хемчика, представлен глинами красновато-бурыми, «мусорными» с включениями дресвы, гравия, карбонатными конкрециями, супесями, песками с включениями щебня, мощностью в разрезе 3–5 м. При палинологическом изучении этого разреза установлено присутствие пыльцы и спор. С палиноспектре доминируют древесные (62,7 %), представленные

преимущественно различными соснами (до 29%). Среди хвойных отмечается также присутствие ели, тсуги и ногоплодника. Среди лиственных доминируют береза (24,4%), ольха (6,9%). В ограниченном и единичном количестве присутствуют лещина, дуб, липа, мирика. Травянистые (34,2%) представлены полынью (18,4%), маревыми (5%) и разнотравьем, а споровые растения (3,1%) — мхами, плаунами, кочедыжниковыми и папоротниками.

Таким образом, для верхнемиоценовых—нижнеплиоценовых образований наиболее характерными и общими их признаками являются красноцветная окраска, карбонатность, гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав глинистых минералов, свидетельствующие о формировании этих отложений в аридной климатической обстановке, что подтверждается и палеонтологическими данными. Признаки почвообразовательных процессов в виде перераспределения карбонатов, макрофитопор, карбонатного псевдомицения, развитых по корневым ходам, наблюдаются во многих разрезах рассматриваемых отложений. В целом, почвы по своему характеру близки к красноземам, характерным для саванных ландшафтов. Как правило, они состоят из двух горизонтов — верхнего, в той или иной степени декарбонатизированного, более насыщенной красноцветной окраски, обусловленной, видимо, большей концентрацией соединений железа, и нижнего карбонатного, белесой окраски, морфологически четко обособленного, местами имеющего вид коры (панциря), мощностью до 0,3 м. Мощность древних почв варьирует от 0,5 до 3,5 м. Карбонатные коры формировались, видимо, при смене автоморфного режима почвообразования гидроморфным за счет активного привноса в почвенный профиль карбонатов из почвенно-грунтовых вод [245].

Позднемиоценовый—раннеплиоценовый возраст субаквальных и субаэральных образований обоснован палеонтологическими данными, полученными в основном из отложений Убсунурской впадины, а также корреляцией с красноцветными осадками калмакпайской и павлодарской свит Казахстана, юга Западной Сибири, охарактеризованными гиппарионовой фауной, определяющей их возраст в рамках позднего миоцена–раннего плиоцена [245].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН (N_2^{1-2})

Отложения этого возраста развиты в южном фасе Улугхемской мезозойской впадины и заполняют Хемчикскую и Буренскую впадины (VII_3, VII_1). Они представлены преимущественно пролювиальными и делювиально-пролювиальными грубообломочными отложениями с преобладаем «мусорных» глин, галечников, конгломератов, щебнистых суглинков бурого, шоколадно-серого цвета, иногда с невыдержанными линзами гравийников и мелких валунов. Мощность отложений резко изменчива — от 5 до 90 м.

По Л. И. Розенбергу (1980), эти образования отнесены к буроцветному горизонту, а Е. А. Мининой [245] к шелекской и хову-аксинской свитам, выделенным соответственно на междуречье Алаш–Хемчик и в районе

с. Хову-Аксы. Отложения сходны с разрезами среднеплиоценовой карабулакской свиты Зайсанской впадины. В отложениях определено примерно равное содержание спорово-пыльцевых комплексов древесных пород и травянистых растений. В составе первых (60 %) преобладают сосны *Pinus silvestriformis* Zakl., *P. strobiformis* Zakl., *P. protocembra* Zakl, значительно меньше присутствуют ели, березы, ольха, единично лещина и липа. Вторые (40 %) представлены злаками (преобладают), меньше маревыми и полынями. Встречаются кочедыжниковые папоротники. В основном это спектры лесостепного типа в сочетании со степными. По сравнению с миоценовыми отложениями сократилось содержание *Ephedra,* экзотических видов сосен *Pinus excelsaeformis* Zakl. и *P. protocembra* Zakl. Исчезли представители *Juglandaceae,* увеличилось количество *Gramineae, Chenopodicaceae, Caryoplyllaceae,* появились широколиственные *Quercus* и *Ulmus*. Сложный состав палинокомплекса свидетельствует о разнообразии растительных ассоциаций в условиях умеренно теплого и влажного климата и не противоречит датированию отложений ранним—средним плиоценом [245]. В красных глинах в бассейна р. Бурен найдены кости мелких млекопитающих сем. *Leporidae*, зубы и кости сем. *Ochotonidae* (определения И. М. Громова), указывающие на возраст вмещающих отложений не древнее нижнего плиоцена.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН—ЭОПЛЕЙСТОЦЕН (N_2^3–Q_E)

Образования этого возраста, установленные во всех кайнозойских впадинах, представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями, характеризующимися желтовато-бурой окраской и повышенным содержанием выветрелого обломочного материала. Естественные их обнажения приурочены к эрозионным склонам овражных и речных долин, вскрывающих строение цокольных предгорных равнин и террас. Отложения не дислоцированы и залегают со следами размыва и углового несогласия на породах палеозоя и на палеонтологически охарактеризованных отложениях миоцен-среднеплиоценового возраста. Перекрыты они обычно со следами размыва осадками плейстоценового возраста [245]. Рассматриваемые отложения были описаны как плиоценовые В. П. Еремеевым и Л. Д. Шорыгиной. Позднее Л. Д. Шорыгина стала датировать их эоплейстоценом (включая в него весь верхний плиоцен в объеме акчагыла и апшерона). По данным Е. А. Мининой, отложения в разных впадинах подразделяются на свиты — моген-буренскую, алдыишкинскую, алгиякскую и чааоваартскую [245]. Отложения представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными осадками, обнажающимися в цоколях разновысотных террас. В правобережье р. Моген-Бурен вскрыт верхнеплиоцен-эоплейстоценовый аллювий мощностью около 40 м, залегающий на неровном цоколе палеозойских пород и перекрытый с размывом грубыми сероцветными ледниковыми валунно-галечниками среднечетвертичного возраста, представленный плотно сцементированными галечно-мелковалунными отложениями с карбонатным цементом

буровато-палевой окраски. Обломочный материал полимиктового состава, средне- и слабоокатанный; средний размер гальки 2–5 см, валунов — 10–15 см. Отложения характеризуются неотчетливо выраженной горизонтально-линзовидной слоистостью, обусловленной изменением крупности обломочного материала, наличием линз гравийно-дресвяных глинистых песков. По данным Е. В. Девяткина, в одном из образцов этого разреза удалось обнаружить пыльцу *Pinus* sp., *Abies, Betula, Artemisia, Ephedra, Caryophyllaceae* (определение В. Н. Тихомирова). Среди пыльцы сосен, доминирующих в составе древесных пород, отмечены неогеновые формы с толстой экзиной. В целом полученные данные свидетельствуют о весьма ксерофитном характере растительности этого времени, что подтверждается палинологическими материалами по другим разрезам, расположенным на территории Горного Алтая [245].

В Каргинском грабене верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения представлены аллювиально-пролювиальными и аллювиальными фациями. Первые из них вскрыты в разрезе на левом берегу р. Каргы в ее верховьях, где они залегают с угловым несогласием на угленосных отложениях нижнего—среднего миоцена. В. Д. Широкушкин [319] трактовал генезис толщи как пролювиальный. Мощность рассматриваемых отложений изменяется от 7 до 31 м. Перекрыты они с размывом сероцветным четвертичным делювием и пролювием. Окраска толщи изменяется от табачно-желтой до бурой и желто-охристо-бурой. Представлена она валунно-галечниками полимиктового состава с плохоокатанным обломочным материалом, содержащим до 10–15 % примеси щебнистого материала. Средний размер гальки варьирует от 3–4 до 4–6 см, валунов — от 12–15 до 20–25 см, встречаются валуны размером до 0,5–0,6 м. Обломочный материал ожелезнен, имеет признаки выветривания и заключен в глинистые разнозернистые пески с примесью дресвы и плохоокатанного гравия. Местами в отложениях наблюдается горизонтально-линзовидная слоистость. Спор, пыльцы и каких-либо растительных остатков в этой толще обнаружить не удалось.

Верхнеплиоценовые—эоплейстоценовые отложения в бассейне р. Хемчик представлены аллювиальными фациями, широко развитыми как по самой долине р. Хемчик, так и по многим его левобережным притокам. Буроцветные галечники образуют маломощные покровы на высоких (80–120 м) цокольных террасах рек Хонделен, Алаш, Ак-Суг и Алды-Ишкин. В самой Хемчикской впадине они погребены под четвертичными отложениями. В разрезе, расположенном на левом берегу р. Хемчик ниже по течению устья р. Алды-Ишкин у подножия хр. Хор-Тайга, отложения видимой мощности до 4–5 м залегают с несогласием на среднеплиоценовом буроцветном пролювии, местами на породах палеозоя. Представлены охристо-желтыми гравийно-мелкогалечными и галечно-мелковалунными слабо сцементированными железисто-карбонатным цементом осадками. Средний размер гальки 2–5 см, валунов — 10–20 см. Обломочный материал полимиктового состава с 15–20 % кварца, средней и хорошей окатанности. Галька и валуны покрыты железистыми корками, часть из них значительно выветрелая. Заполнителем служит разнозернистый,

гравелитистый, местами слабоглинистый аркозовый песок. В отложениях наблюдается косая и горизонтальная слоистость, обусловленная изменением крупности обломочного материала, а также присутствием линзовидных прослоев мелко-, среднезернистых песков и алевритов. Из этого разреза были получены спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Среди древесных растений преобладают различные сосны, в том числе — *Pinus strobiformis* Z a k l., *P. excelsaeformis* Z a k l., *P. potocembra* Z a k l., *P. cristatata* P a n., постоянно присутствуют ели, березы, в небольшом количестве — теплолюбивые широколиственные: дуб, орех, нисса, мирика, граб, вяз. Среди спор, количество которых достигает 15–18 %, заметную роль играют различные трилетные формы. Присутствующие в небольшом количестве травянистые растения представлены в основном полынями и маревыми. В целом полученные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о довольно теплом и влажном климате, в условиях которого широкое распространение получили смешанные леса с участием экзотов. Возраст вмещающих отложений по палинологическим данным ограничен рамками среднего—позднего плиоцена [245].

Делювиально-пролювиальные образования позднеплиоцен-эоплейстоценового возраста были описаны в 1960-х годах Ю. П. Селиверстовым в долине р. Манчурек, левом притоке р. Ак-Суг, где представлены 25–30-метровой толщей буроцветных суглинков с прослоями щебнисто-дресвяного, реже песчаного и гравийно-галечного материала, перекрытых с размывом сероцветной четвертичной толщей. Из бурых суглинков было получено большое количество пыльцы, из которой, по заключению О. М. Мокшиной, 42,6 % принадлежит древесным и кустарниковым, 57,1 % — травянистым и 1–3 % — папоротникам. Среди древесных преобладают сосны разнообразных видов, из которых половина относится к дочетвертичным секциям, в незначительном количестве присутствуют лиственница, ива, береза, ольха, лещина, дуб, мирика. Среди травянистых растений преобладают полыни.

Из аналогичных по генезису отложений в разрезе р. Элегест были получены спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Среди древесных преобладают различные виды сосен, в том числе *Pinus strobiformis* Z a k l., *P. excelsaeformis* Z a k l., *P. taedaeformis, P. cristata, P. protocembra,* постоянно присутствуют ель, ольха, береза, в меньшем количестве — дуб, каштан, орех, бук, нисса, единично — мирика, лещина, подокарпус. Среди немногочисленных трав доминируют маревые и полыни. Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о развитии сосновых лесов с участием ели, ногоплодниковых, лиственных и широколиственных деревьев, произраставших в условиях умеренно теплого и влажного климата. Состав спектров, присутствие в них экзотических элементов, позволяют ограничить время формирования вмещающих отложений концом плиоцена.

По-видимому, к верхнеплиоцен-эоплейстоценовым делювиально-пролювиальным образованиям относится вскрытая бурением на левобережье р. Хемчик в районе пос. Ак-Довурак 70–85-метровая толща желтовато-, красновато-бурых, зеленовато-серых щебнистых суглинков и глин, залегающих на породах палеозоя и перекрытых 30–35-метровой

толщей четвертичных сероцветных щебенчатых супесей и суглинков [245].

В пределах Сангиленского поднятия верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения чаще всего связаны с речными долинами, как современными, так и древними. Е. А. Мининой [245] они выделяются в чааоваартскую свиту. В составе отложений преобладают охристые галечники, мелкие, полимиктовые, слабоокатанные (1–2-й класс). Около 20–25 % галек выветрелые и ожелезненные. Отмечаются редкие прослои желтовато-бурых глин и неотчетливо выраженная в них близгоризонтальная слоистость. Мощность отложений 25–30 м.

В Убсунурской впадине отложения верхнего плиоцена—эоплейстоцена выделены Е. А. Мининой [245] в уландагскую свиту, развитую на левобережье р. Эрзин, представленную в основном аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиальными, реже делювиально-пролювиальными фациями. Обнажения обычно приурочены к цоколям террас рек Тес-Хем, Нарын, Эрзин и их притоков. Отложения характеризуются буроцветной, рыжевато-желтой, охристо-желтой окраской и наличием в своем составе выветрелого обломочного материала. Мощность их измеряется первыми метрами.

В отложениях отмечается отчетливая косая слоистость, (СЗ 335°, угол 10°), обусловленная ритмичным изменением крупности обломочного материала. В основании ритмопачек залегают валуно-галечники с размером валунов до 0,2 м, сменяющиеся в кровле песчано-гравийными осадками. Из аллювия улан-дагской свиты были получены спорово-пыльцевые спектры лесного типа. Среди древесных пород доминируют сосны (в том числе экзотических видов: *Pinus strobiformis* Z a k l., *P. excelsaeformis* Z a k l., *P. protocembra* Z a k l.) с постоянным участием елей, в меньшей степени — берез и широколиственных. Среди немногочисленных трав преобладают марево-полынные. В целом палинологические данные свидетельствуют о распространении в это время сосновых лесов с участием ели и лиственных деревьев. Учитывая наличие в спорово-пыльцевых спектрах экзотических видов сосен, а также присутствие (в единичном количестве) пыльцы *Tsuga, Podocarpus, Myrica, Carya,* возраст вмещающих отложений может быть ограничен второй половиной плиоцена. Сходный разрез верхнеплиоцен-эоплейстоценового аллювия, представленного желтыми песками, косослоистыми рыже-желтыми гравийно-галечниками и галечниками видимой мощностью около 4 м, вскрыт строительным карьером под современной почвой в верхней части правобережной 40–50-метровой террасы р. Тес-Хем к северо-востоку от горы Тель (1132 м). По заключению Г. Н. Шиловой, полученные из разреза спорово-пыльцевые спектры типичны для верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений бекенской свиты Горного Алтая [245].

Из верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений в пределах рассматриваемой площади известна лишь одна фаунистическая находка — остатки черепа носорога, скорее всего позднеплиоценового возраста (определение Н. К. Верещагина), обнаруженные в 1962 г. Е. О. Пирумовым в Хемчикской впадине, в 16 км к северо-западу от г. Чадан в конгломератах,

залегающих на красноцветных глинах. В последнее десятилетие эти образования достаточно полно были изучены палинологически О. Н. Жежель и А. В. Потаповой (ВСЕГЕИ). Полученные спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о том, что в конце плиоцена—эоплейстоцена в горах были распространены леса, доминантами которых являлись различные виды сосен и березы. Ограниченное участие в растительном покрове принимали широколиственные деревья — дуб, каштан, орех, лещина, граб, вяз, нисса, мирика и др. На более затененных и увлажненных склонах Восточно-Тувинского нагорья произрастали елово-пихтовые леса, а в пределах Убсунурской впадины господствовали ландшафты теплой лесостепи. В составе травянистых растений преобладали маревые и полыни. Особенности вещественного состава отложений, довольно значительная выветрелость обломочного материала, обогащенность гидроокислами железа, характер ископаемых почв указывают на умеренные в отношении тепло- и влагообеспеченности климатические условия [245].

Позднеплиоцен-эоплейстоценовый возраст желто-буроцветных отложений обосновывается корреляцией с развитыми в непосредственной близости от региона осадками бекенской свиты Горного Алтая и свиты туин-гол впадины Больших Озер Монголии, имеющими термолюминесцентные и палеомагнитные датировки, а также палинологическими данными и находкой остатков позднеплиоценового носорога.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (Q)

Отложения квартера различного генезиса широко развиты на площади. На геологической карте показаны только четвертичные образования, имеющие повышенные мощности (более 30 м) и значительное распространение в долинах крупных рек Хемчик, Бий-Хем, Тес-Хем, эоловые пески, а также небольшие поля четвертичных базальтов.

Эоловые образования широко развиты в Убсунурской впадине, в меньшей степени в Хемчикской и Буренской впадинах. Они слагают дюны, реже барханы протяженностью сотни метров и шириной в 20–40 м с относительными превышениями до 5 м. Представлены они полимиктовыми песками палево-серого и палево-желто-серого цвета, мелкозернистыми, слабопылеватыми, мощностью 3–12 м, в меньшей степени лессами, супесями, суглинками. Пески образовались в основном за счет развевания существенно песчаных плейстоценовых различного генезиса отложений [87].

Возраст песков [245] определяется как верхнее звено неоплейстоцена—голоцен. В последнее время появился интерес к пескам как строительному сырью при получении силикатного кирпича и стекловолокна. Некоторые разности песков, исследованные в Улугхемской мульде, в северо-восточном окончании Буренской впадины (VII_1) имеют состав, удовлетворяющий требованиями к шихте для варки оконного стекла [87]. Актуальность утилизации песков усиливается экологическими аспектами в связи с постоянным перемещением незакрепленных песков и засыпания

ими сельскохозяйственных угодий.Нерасчлененные четвертичные образования выделены в басейне рек Тес-Хем, Бий-Хем и Хемчик, хотя развиты они значительно шире. Среди них наибольшим развитием пользуются аллювиальные русловые и террасовые отложения, представленные галечниками, валунниками, песками, супесями, суглинками и глинами, а также пролювий конусов выноса, сложенных щебнисто-галечниковым материалом с песчано-глинистым заполнителем (пески, супеси, суглинки, глины). Менее широко распространены образования ледникового ряда: ледниковые, представленные валунными и глыбовыми супесями и суглинками; флювиогляциальные, представленные галечниками, песками, супесями, глинами; озерно-ледниковые, представленные ленточными глинами, алевритами, песками. Мощность этих отложений изменяется от 5 до 50 м. Озерные отложения представлены глинами, суглинками, супесями, песками, илами. На выположенных водоразделах отмечаются элювиальные глины, суглинки, супеси с примесью дресвы и щебня. На горных склонах имеет место прерывистый покров делювиальных (дресва, супеси, суглинки, пески с включениями гравия), коллювиальных (глыбники, щебни, дресвяники с песчано-суглинистым, глинистым цементом) и солифлюкционных образований (суглинки, щебень) непостоянной мощности, до 30 м.

Возраст четвертичных отложений обоснован палинологическими, немногочисленными палеонтологическими данными, а также единичными термолюминесцентными и радиоуглеродными датировками, отраженными на карте четвертичных образований Тувы масштаба 1:500 000 (Борисов, 1985). Провести генетическое расчленение отложений не позволяет масштаб карты. Детальное строение четвертичного покрова региона отражено на карте четвертичных образований Тувы масштаба 1:500 000 (Борисов, Минина, 1985).

СРЕДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (βQ_{II})

К этому возрастному уровню отнесены покровы базальтоидов, слагающих на площади два небольших изолированных выхода в 1–3 км^2 в районе Чаданского месторождения угля и левобережья р. Каа-Хем. В первом случае базальтоиды, которые были выделены М. В. Заниным в 1947 г., залегают непосредственно на отложениях эрбекской свиты нижней юры. Во втором случае базальтоиды залегают на интрузивных образованиях таннуольского комплекса среднего кембрия, что установлено при геологической съемке масштаба 1:200 000 [3]. В обоих случаях они образуют покров мощностью 2–10 м, сложенный миндалекаменными породами черной окраски с бурой коркой выветривания. Микроскопически порода обнаруживает апоинтерсертальную и гиалопилитовую структуры основной массы. Порфировые выделения представлены андезином, пироксеном, замещаемым зеленовато-желтой роговой обманкой. По составу [158] базальтоиды отвечают гавайитам. Вулканиты, залегающие на юрских отложениях, в лежачем боку обжигают находящуюся в них палеофлору.

Для суждения о возрасте базальтоидов на площади нет прямых указаний. Условно их можно сопоставить [158] с аналогичными покровами в бассейне Кажирба-Ак-Бельдыр [224], сложенными оливиновыми базальтами, которые датированы средним—верхним плейстоценом (270±30 тыс. лет). Пространственно они могут относиться или к Азасскому лавовому полю, занимающему значительную площадь (более 1000 км^2) северо-восточнее на листе N-47 [13], или к долинным излияниям Малого Енисея [158].

МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования развиты как в Западно-Саянской, так и в Верхне-Енисейской складчатых системах, занимая в целом около 40 % площади листа. В названных системах выделяются протерозойские, рифейские, раннекембрийские, среднекембрийские, ордовикские, раннедевонские, пермотриасовые, юрские и мезозойские интрузии, отражающие салаирский, каледонский циклы развития складчатых систем, мезозойский этап тектоно-магматической активизации и кайнозойский этап рифтогенеза (рис. 2). Интрузивные комплексы выделяются в объеме реально картируемых породных семейств, близких по структурно-вещественным признакам и составляющих магматическую формацию, название которой определяется по тем породам, которые преобладают на современном эрозионном срезе и определяют ее петрографический облик (Петрографический кодекс, 1995). К интрузивным комплексам отнесены и субвулканические образования.

Размещение интрузий в целом контролируется структурными швами. Зоны мезозойской тектоно-магматической активизации более широко развиты в Западно-Саянской каледонской складчатой системе, выражены системами разрывов северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений, контролирующих размещение малых интрузий и даек карбонатитовой и долерит-лампрофировой формаций.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чжаргалантский гнейсогранитовый комплекс (γ, $\rho PR(PZ_1)\check{c}$) имеет незначительное развитие в Западно-Сангиленском выступе (I_1) Тувино-Монгольской байкальской складчатой системы среди полиметаморфических пород тесхемской и мугурской свит. В составе комплекса выделяются гнейсограниты, гнейсогранодиориты (γ), мигматиты и пегматиты (ρ), что свидетельствует о принадлежности его к анатектит-мигматитовому формационному типу. Выделяются несколько тел гнейсогранитов и гнейсогранодиоритов. Тела имеют линзообразную форму и протяженность до 10 км при ширине 300–800 м. В них содержатся многочисленные реликтовые включения гнейсов и кристаллических сланцев, интенсивно мигматизированных, отчего границы тел гнейсогранитов и гнейсов часто бывают расплывчатыми. Тела гнейсогранитов сопровождаются пегматитами керамического типа. В составе гнейсогранитов (%):

микроклин-пертит (20–35), часто в микрографическом срастании с кварцем, альбит—олигоклаз (15–30), кварц (25–30), биотит (1–3). В гнейсогранодиоритах увеличивается основность плагиоклаза до олигоклаза—андезина и совместно с биотитом появляется роговая обманка. Текстура пород массивная и гнейсовидная.

Пегматиты широко развиты среди вмещающих пород полиметаморфических тесхемской и мугурской свит, образуя как отдельные жилы, так и их сгущения. Часть жил содержит мусковит в количестве 15–30 % (Моренское проявление). Мощность жил колеблется от 0,2 до 2,5 м, длина — 20–200 м. Центральные части жил сложены крупнокристаллическим молочно-белым кварцем с крупными кристаллами розово-красновато-желтого микроклина. Состав керамических пегматитов (%): калиевый полевой шпат — 80–85, кварц — 10, плагиоклаз — 5. Пегматиты пригодны для получения керамических изделий первого сорта [8].

Для пород комплекса в целом характерно высокое содержание щелочей (7,5–8 %), при почти равном отношении натрия к калию. Породы комплекса пересыщены кремнеземом, маложелезисты, с резко пониженной магнезиальностью. Плотность пород составляет 2,57–2,64 г/см^3, они практически немагнитны ($0{,}5 \times 10^2$ нТл), слаборадиоактивны (до 14–20 мкР/ч) возможно за счет присутствия акцессорных минералов — циркона, монацита в количестве до 0,1 %.

В геохимическом отношении в породах комплекса повышены по сравнению с кларковыми содержания цезия, бериллия, олова, лития; на уровне кларков содержатся свинец, цинк, медь, молибден, церий, барий, фосфор, иттрий, лантан. Нижекларковые содержания установлены для хрома, никеля, марганца, ванадия, титана.

Определения K-Ar методом возраста гнейсогранитов и пегматитов показывают датировки от 536 ± 10 до 695 ± 15 млн лет [8]. В районе Эрзина—Чинчилига для подобных образований, по данным [177], приводятся возрастные датировки K-Ar методом в 670 млн и U-Pb методом — 1850 млн лет. Имеются данные [247, 105] о раннекембрийском возрасте таких гранитов по цирконам. Возраст комплекса принят протерозойским (как возраст протолита), а время проявления ультраметаморфизма — ранний палеозой.

РИФЕЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования этого возраста выделяются в Хемчикско-Куртушибинском (IV_1), Каахемском (IV_2) и Южно-Тувинском (IV_3) офиолитовых поясах. В первом это иджимский, в остальных — актовракский комплекс. Исследования гипербазитовых массивов на площади были начаты в 1950–1955 гг. Г. В. Пинусом совместно с В. А. Кузнецовым и И. М. Волоховым при проведении Государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Считалось, что массивы представляют собой или интрузии ультраосновной магмы [3] или рассматривались как протрузии [3, 7, 8]. В последние годы массивы ультраосновных пород в Юго-Восточной Туве рассматриваются как составная часть офиолитовых поясов [19, 33,

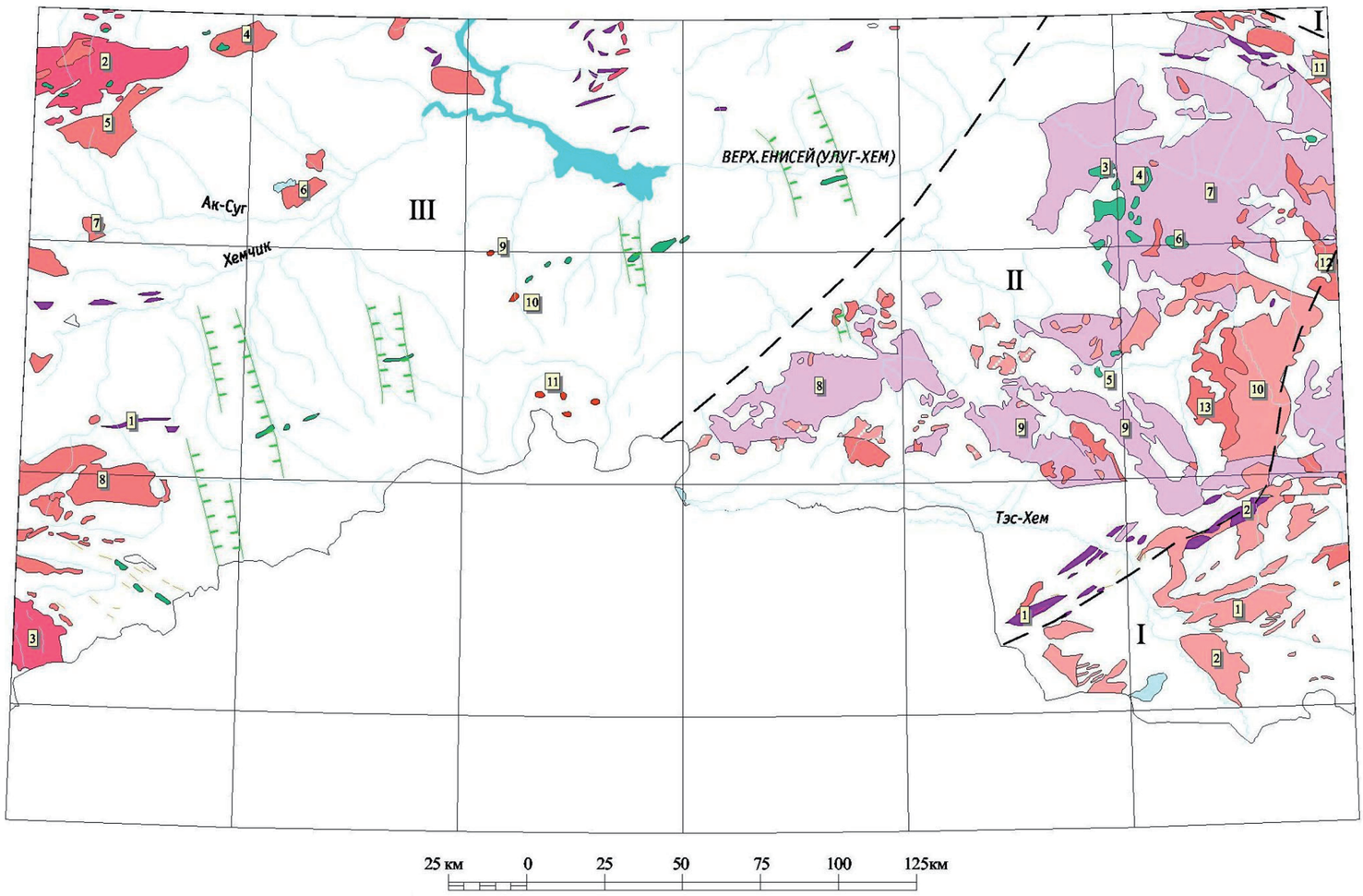


Рис. 2. Схема размещения интрузивных массивов территории листа М-46.

I — Тувино-Монгольская протерозойская складчатая система

II — Верхне-Енисейская салаирская складчатая система

III — Западно-Саянская каледонская складчатая система

Интрузивные комплексы:

Чжаргаланский протерозойский (раннепалеозойский)

Сархойский ордовикский. Массивы: 1 — Эрзинский, 2 — Тесхемский

Бреньский раннедевонский

Сангиленский раннедевонский

Актовракский позднерифейский. Массивы: 1 — Агардагский, 2 — Улорский

Мажалыкский раннекембрийский. Массивы: 3 — Калбакдагский, 4 — Пошдагский, 5 — Мажалыкский, 6 — Брунганский

Таннуольский среднекембрийский. Массивы: 7 — Каахемский, 8 — Унгешский, 9 — Восточно-Таннуольский

Сархойский ордовикский. Массивы: 10 — Буренский

Арголикский ордовикский

Бреньский раннедевонский. Массивы: 11 — Сайлыгский, 12 — Сизимский, 13 — Бреньский

Агардагский юрский

Иджимский позднерифейский. Массивы: 1 — Шуйский

Бичебалыкский раннедевонский

Болшепорожский раннедевонский. Массивы: 2 — Онинский (Саянский), 3 – Шапшальский

Джойский раннедевонский. Массивы: 4 — Озерный, 5 — Мунгашакский, 6 — Сютхольский, 7 — Алашский, 8 — Чингекатский

Девонский габбро-диорит-гранитовый

Чазадырский пермско-триасовый

Чуйский юрский

Улатайский мезозойский. Массивы: 9 — Карасугский, 10 — Чаахольская группа, 11 — Улатай-Чозская группа

— — — Границы складчатых систем

Рои даек этапа мезозойской активизации

Вклейка. Заказ 80474016

54, 71, 134, 92, 277] с развитием меланж-олистостромовых образований в офиолитовых аллохтонах.

Иджимский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\sigma\upsilon R_3?id$). Развит в пределах Хемчикско-Куртушибинского офиолитового пояса (IV_1) в виде разновеликих тел пластино-, линзо- и клиновидной формы с размерами от 100 м до 5 км по длинной оси, размещаясь во фронтальной части Куртушибинского разлома (*Kp*). Тела находятся в аллохтонном залегании, сопровождаются зонами полимиктового меланжа, в котором тектонически совмещены вулканогенно-кремнисто-карбонатные породы макаровской, орешской и терешкинской свит венда—нижнего кембрия. Мелкие тела сложены преимущественно перидотитами, гарцбургитами, аподунитами, в меньшей степени вебстеритами, пироксенитами и лерцолитами. Все породы сильно серпентинизированы с развитием хризотил-антигорит-асбестов. За пределами площади, на листе N-46, массивы гипербазитов значительно крупнее, например, Иджимский массив (9 × 120 км), в котором реставрируются элементы первичного слоистого строения с присутствием габброидной составляющей [13, 54]. Тела гипербазитов почти всегда сопровождаются, особенно в зонах меланжа, лиственитами, талькитами, тремолититами и нефритоидами.

Актовракский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\sigma\upsilon R_3?a$) наиболее широко развит в Южно-Тувинском поясе (IV_3), меньше — в Шуйской ветви Куртушибинского пояса (IV_1) и в небольшой части Каахемского пояса (IV_2), который преимущественно расположен восточнее площади, на листе M-47. Наиболее крупными массивами являются Ак-Довуракский, Шуйский (*III-1*, см. схему размещения интрузивных массивов), Хопсекский, Барлыкский, Агардагский (*II-1*), Улорский (*II-2*), Сольджерский, Тарлашкинский и ряд более мелких.

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс (IV_3) локализован в зоне Агардагско-Окинского разлома (*Ao*), который представляет собой линеаментную структуру северо-восточного простирания протяженностью 100 км, отделяющую Сангиленский протерозойский выступ (I_1) от салаирского Восточно-Таннуольского антиклинория (II_1). В этой линеаментной зоне широко представлены массивы альпинотипных гипербазитов в виде прерывистой цепочки линзовидных тел, протягивающихся от оз. Шара-Нур до верховьев рек Шурмак и Улор. Юго-западное окончание пояса уходит на территорию Монголии, где «срезается субширотной горст-антиклинальной структурой хр. Хан-Хугей» [2]. Все массивы гипербазитов представляют собой пластинообразные тела, вытянутые вдоль осевой части Агардагско-Окинского разлома. С вмещающими верхнерифейскими отложениями кадвойской и серлигской свит, нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями мугурской и тесхемской свит эти тела повсеместно имеют тектонические контакты, круто падающие на северо-запад. В приконтактовых частях гипербазиты и вмещающие породы рассланцованы и меланжированы, с появлением мелких олистолитов кварцитов, алевролитов и известняков. Наиболее крупными и хорошоизученными являются Агардагский и Улорский массивы.

Агардагский массив (*II-1*) находится в юго-западной части Агардагско-Окинского пояса в районе оз. Шара-Нур, детально изучен и опоискован [252, 253, 89, 230, 229, 231, 2, 8]. Протяженность его 23 км при максимальной ширине 2,7 км. Массив ориентирован в северо-западной направлении конформно складчатости вмещающих его верхнерифейских вулканогенно-терригенных пород кадвойской свиты. Контакты массива тектонические, круто падающие на северо-запад под углом 70–80°. В его строении участвуют дуниты, гарцбургиты и перидотиты, в разной степени серпентинизированные, аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Последние представлены массивными лизардитовыми, антигоритовыми и в меньшей степени антигорит-хризотиловыми разновидностями. По мнению А. И. Гончаренко [50, 51], современные структуры Агардагского массива сформированы в результате пластических деформаций и течения вещества в твердом состоянии.

В массиве присутствуют линзообразные и шлировые тела массивных, нодулярных и вкрапленных хромитов, приуроченных к полям развития дунитов или аподунитовых серпентинитов, что делает его перспективным на обнаружение промышленного оруденения.

Улорский массив (*II-2*) находится в северо-восточной части гипербазитового пояса в бассейне р. Улор. Протяженность массива 18 км при максимальной ширине 2,4 км. Краткие сведения по нему приведены в работах Г. В. Пинуса и В. В. Велинского [33], более полно он изучен при геологических съемках масштаба 1:200 000 [8] и 1:50 000 (Уссар, 1965) и поисковых работах на хромиты [89, 229, 231]. В плане массив имеет линзовидную форму, расположен на стыке отложений рифей-раннекембрийской кадвойской и протерозойской мугурской свит, с которыми имеет тектонические контакты, круто падающие на северо-запад, и прорван интрузиями гранитов сархойского комплекса. Породы массива представлены дунитами, гарцбургитами и серпентинитами. В северном фасе массива наблюдается зона, выполненная верлитами, вебстеритами с полосами троктолитов, габброноритов и пироксенитов. Породы здесь интенсивно амфиболитизированы, вплоть до появления габбро-амфиболитов, отчего некоторые исследователи считали их метасоматическими образованиями за счет габброизации вмещающих вулканогенных пород кадвойской свиты, при общем унаследованном плане с гипербазитами [89, 230]. В полосчатых разновидностях, где дуниты чередуются с гарцбургитами, наблюдается прожилково-вкрапленное оруденение хромитов [231]. Серпентиниты распространены преимущественно в южной периферии массива и по составу отвечают лизардитовым, лизардит-антигоритовым разностям с ограниченным распространением антигорит-хризотиловых. Несколько иное геолого-структурное положение занимают мелкие массивы — Сольджерский, Карашатский и Тарлашкинский. Все они в виде клиппенов находятся среди метаморфических образований мугурской свиты протерозоя, что дало основание некоторым исследователям [33] рассматривать их как докембрийские образования. В настоящее время Карашатский массив рассматривается как представитель кумулятивного офиолитового комплекса, где снизу вверх распределяются дуниты, верлиты, клинопироксениты и

габбро [67, 68]. Сольджерский и Тарлашкинский массивы являются представителями верхней зоны офиолитовой ассоциации, где преобладают породы семейства габбро-анортозитов. С вмещающими метаморфическими породами они имеют резкие границы, а сами базиты интрудированы дайками и мелкими штоками двуполевошпатовых гранитов сархойского комплекса ордовикского возраста.

Петрографическое описание приводится по шлифам, отобранным в процессе проведения полевых работ на массиве Агардаг. Дуниты представляют собой плотные мономинеральные зеленовато-темно-серые породы с характерной желтовато-бурой корочкой выветривания. В составе (%) преобладает оливин (90–92), присутствуют энстатит (2–4) и переменное количество акцессорного хромшпинелида (5–10). Структура пород панидиоморфнозернистая, текстура массивная. Оливин представлен изометричными зернами размером 0,2–1,0 мм, по оптическим свойствам отвечает форстериту, часто замещен пластинчатым лизардитом, образующим петельчатую микроструктуру. В оливинах фиксируются признаки пластических деформаций, выраженные в волнистом и мозаичном погасании зерен. Энстатит встречается в виде редких неправильных табличек размером 0,1–0,3 мм. Хромшпинелид представлен зернами идиоморфной и неправильной формы размером 0,2–2 мм, которые в проходящем свете просвечивают красновато-коричневым цветом, что характерно для пород дунит-гарцбургитовой ассоциации [239, 252, 116]. Участками дуниты интенсивно серпентинизированы с появлением серпентинитов лизардит-хризотил-антигоритового состава, с присутствием талька, магнезита, тремолита. В этих случаях хромшпинелиды почти нацело замещены магнетитом. По химическому составу дуниты отвечают высокомагнезиальным и низкоглиноземистым породам и по соотношению $Mg/Mg + \Sigma Fe = 0,85–0,92$ близки к составам ультраосновных пород глубоководных желобов [2, 68, 92].

Гарцбургиты имеют широкое распространение в Агардагском, Улорском, Хопсекском массивах, отличаются зеленовато-серым цветом, на фоне которого видны порфировидные вкрапленники размером 3–5 мм баститизированного энстатита. Под микроскопом отмечаются аллотриоморфнозернистая и панидиоморфнозернистая структуры, осложненные петельчатой структурой за счет развития серпентина. В составе пород (%) оливин (70), энстатит (20–25), моноклинный пироксен (3–5), хромшпинелид (3–5), вторичные минералы — серпентин, тальк, карбонат, актинолит, магнетит. Оливин по оптическим константам ($2V = 85–90°$) отвечает форстериту, как и в дунитах. Ортопироксен имеет удлиненно-таблитчатую форму зерен, размер которых 1–3 мм; местами проявляется директивная структура, совпадающая с субширотной ориентировкой гипербазитовых тел. В зоне тектонических нарушений гарцбургиты превращены в тальк-карбонатные листвениты светлого зеленовато-серого цвета, на фоне которого черными точками выделяется акцессорный хромит, замещенный магнетитом.

Пироксениты выделяются на флангах гипербазитовых тел, представляют собой плотные средне- и крупнозернистые породы от темно-серого

до темно-зеленого цвета, интенсивно серпентинизированные. В составе примерно в равных количествах присутствуют гиперстен и диопсид (60%), и оливин (38–40%). Акцессорные (1–2%) представлены магнетитом и хромитом. Структура панидиоморфнозернистая, оливин почти полностью замещен лизардит-тальковым агрегатом, ортопироксен замещен бастит-тальковым агрегатом, обрастает клинопироксеном с тонкой каемкой талька.

Серпентиниты широко распространены почти во всех массивах, за исключением Тарлашкинского, Сольджерского и Карашатского, и имеют аподунитовую, апоперидодитовую, реже апопироксенитовую природу. Преобладающим развитием пользуются лизардитовые и лизардит-антигоритовые разности. В последних содержатся прожилки светло- и темно-зеленого офита и хризотила, развитые вблизи тектонических нарушений. Среди серпентинитов довольно часто выделяются участки слабоизмененных пород с размерами от первых метров до 50–70 м^2 (Агардагский массив).

Габбро, троктолиты и габбро-нориты выделяются в Право-Тарлашкинском, Тарлашкинском и Карашатском массивах. Состоят из плагиоклаза (андезин—лабрадор), моноклинного и ромбического пироксенов, оливина в переменных количествах. Структура пород офитовая, редко сидеронитовая за счет обогащения породы титаномагнетитом. Оливин представлен хризолитом, часто обрастает каймой ортопироксена (гиперстена). Моноклинный пироксен отвечает авгиту, оба пироксена замещаются амфиболом тремолит-актинолитового ряда. В троктолитах и габброноритах отмечается в единичных изометричных зернах хромшпинелид.

Анортозиты выделяются только в Право-Тарлашкинском массиве [8, 116]. Это крупнозернистые, практически мономинеральные породы, состоящие из лабрадора и небольшого количества акцессорного титаномагнетита, ортопироксена в интерстициях. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован.

Химический состав гипербазитов Южно-Тувинского пояса приведен в табл. 2. Химический состав пород Агардагского и Улорского массивов соответствуют реститогенным перидотитам, слагающим основание офиолитов, а Тарлашкинского и Право-Тарлашкинского отвечают дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации кумулятивного комплекса [2, 92].

Выделение самостоятельного карашатского верлит-пироксенит-габбрового комплекса для Южно-Тувинского гипербазитового офиолитового пояса, как предлагают авторы Алтае-Саянской легенды, является преждевременным, т. к. пока отмечается два небольших подобных массива, не типичных для Агардагской зоны.

В физических полях офиолитовые пояса гипербазитов трассируются положительными градиентными значениями магнитного поля и поля силы тяжести. Особенно это выражено в Южно-Тувинском поясе, где Агардагский и Улорский массивы имеют значимые размеры. Аномалии магнитного поля достигают $8–12 \times 10^2$ нТл, а поле силы тяжести до 20–40 мГал. Плотность пород комплекса варьирует от 2,78 г/см^3 для габбро и

Таблица 2

Химический состав гипербазитов Южно-Тувинского гипербазитового пояса

Порода	Номер пробы	Компоненты											Массив	Источник
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп		
Дунит	–	41,52	0,03	0,33	5,57	0,15	41,71	0,90	0,11	0,05	0,01	10,21	Агардагский	Лоскутов И. Ю., 1999
Дунит	–	40,69	0,03	0,20	7,61	0,17	43,10	0,25	0,05	0,05	0,01	8,05	»	
»	–	42,31	0,03	0,36	3,91	0,16	41,76	0,87	0,12	0,05	0,01	10,50	»	
»	–	39,15	0,03	0,23	7,45	0,14	42,17	0,43	0,14	0,05	н/о	10,22	»	
Перидотит	–	48,72	0,04	2,11	6,04	0,42	26,31	10,12	0,11	0,05	0,02	6,45	»	
»	–	45,94	0,04	1,97	6,38	0,09	25,60	11,83	2,60	0,13	0,01	6,31	»	
»	–	46,92	0,07	1,59	8,25	0,13	23,66	14,43	0,30	н/о	0,30	4,69	»	
»	–	49,74	0,10	1,96	6,24	0,14	22,43	17,21	0,30	0,01	0,30	1,71	»	
Пироксенит	–	51,63	0,08	1,59	5,66	0,15	19,36	19,67	0,30	0,01	0,30	1,75	»	
Дунит	–	37,41	0,03	0,57	7,45	0,11	37,40	0,09	0,30	0,03	0,03	16,64	Улорский	
»	–	41,84	0,03	0,39	9,51	0,14	40,38	0,65	0,30	0,01	0,03	6,84	»	
»	–	35,63	0,03	0,60	11,44	0,16	40,89	0,13	0,30	0,01	0,03	11,03	»	
»	–	40,25	0,03	0,56	8,58	0,12	40,93	0,26	0,30	0,01	0,03	8,97	»	
»	–	41,03	0,03	0,81	8,68	0,14	41,03	0,95	0,30	0,05	0,03	7,30	»	
»	–	41,14	0,03	0,61	7,71	0,11	41,50	0,36	0,30	0,02	0,03	8,46	»	
Перидотит	–	41,88	0,19	3,03	12,54	0,17	27,45	5,09	0,30	0,01	0,03	9,45	»	
»	–	40,43	0,13	3,93	13,19	0,20	28,55	5,05	0,30	0,02	0,03	8,54	»	
»	–	40,44	0,14	3,82	12,85	0,19	28,59	4,87	0,30	0,02	0,03	8,45	»	
»	–	43,54	0,10	1,71	7,59	0,15	29,59	9,58	0,30	0,01	0,03	7,32	»	

Окончание табл. 2

Порода	Номер пробы	Компоненты											Массив	Источник
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп		
Дунит	Т-97	41,19	0,33	0,42	12,24	0,15	41,64	0,50	н/о	н/о	н/о	4,4	Тарлашкинский	Ступаков С. И., 1999 [134]
»	Т-97/1	41,19	0,30	1,72	9,80	0,15	39,00	1,87	0,30	0,30	н/о	5,5	Правотарлашкинский	
Габбро	Т-93	50,11	0,94	23,89	7,54	0,08	2,2	10,54	4,16	0,19	0,64	0,02	Тарлашкинский	
»	Е-18	44,32	2,78	15,84	15,81	0,17	5,67	10,94	2,58	0,19	0,05	0,55	Правотарлашкинский	
Габбронорит	И-41	48,88	0,85	14,33	8,35	0,13	7,22	17,66	1,05	0,33	н/о	1,14	»	
»	АГ-70	43,41	2,96	14,81	20,18	0,23	5,09	10,18	2,72	0,22	0,12	0,31	»	
»	АГ-95	46,81	1,81	19,07	13,86	0,15	4,34	10,07	3,31	0,27	0,52	0,03	»	
Троктолит	АГ-91	45,76	0,12	20,72	7,81	0,11	11,83	9,82	2,40	0,11	1,28	0,02	»	
»	АГ-86	46,51	0,08	21,09	8,08	0,11	9,69	9,43	2,78	0,14	2,28	0,03	»	
Анортозит	Е-14	53,21	0,12	27,18	1,88	н/о	1,55	10,44	4,85	0,27	н/о	0,28	»	
»	АГ-88	49,86	0,11	30,48	1,23	0,01	0,42	13,96	3,49	0,14	0,34	0,02	»	
»	АГ-87	57,07	0,21	25,81	1,31	0,02	0,22	9,69	4,93	0,42	0,22	0,06	»	
»	АГ-86	51,67	0,29	26,37	2,30	0,04	2,05	13,12	3,45	0,18	0,60	0,03	»	

анортозитов до 2,97–3,05 г/см^3 для серпентинитов, гарцбургитов и дунитов, содержащих рассеянный хромит. Магнитная восприимчивость колеблется от 20 до 150×10^2 нТл в зависимости от степени серпентинизации [268].

Вопрос о возрасте гипербазитов является дискуссионным. Их верхняя возрастная граница в Южно-Тувинском поясе определяется прорыванием Агардагского массива гранитами сархойского комплекса, имеющих радиологические датировки в пределах 460–480 млн лет [92]. В Куртушибинском поясе гипербазиты прорываются гранитами джойского комплекса с датировками 390–420 млн лет [13, 246]. Одни исследователи считали, что гипербазиты являются интрузивными телами, которые в виде ультраосновной магмы проникали по структурно ослабленным зонам в нижнекембрийские геосинклинальные осадки (Пинус, 1958). Другие рассматривали их как протрузии, сформированные в докембрии [33]. В вулканогенно-терригенных отложениях кадвойской свиты верхнего рифея, имеющей тектонические контакты с Агардагским и Улорским гипербазитовыми массивами, в прослоях туфопесчаников определены единичные обломки хромшпинелидов, отвечающие по оптическим свойствам хромитам из Агардагского массива [134]. Это может свидетельствовать о том, что гипербазиты актовракского комплекса в Южно-Тувинском поясе подвергались размыву при формировании отложений кадвойской свиты. Отсюда, возраст гипербазитов может быть древнее верхнего рифея. Это согласуется с данными по Дунгужурскому офиолитовому поясу, где при U-Pb датировании был получен возраст $1019 \pm 0{,}7$ млн лет [92]. Имеются сведения о поздневендском возрасте офиолитов Агардагской зоны [80, 96].

РИФЕЙ-РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ($\lambda\pi$, $\beta\pi R : \epsilon_1$)

Выделяются в полях развития туматтайгинской свиты. Они представлены риолитовыми, риодацитовыми порфирами, гранит-порфирами, базальт- и диорит-порфиритами, габбро-порфиритами, образующими силлообразные и линейные тела по всему разрезу туматтайгинской свиты. Размеры тел варьируют от 100 м до 1,5–2,0 км^2. Комплекс изучался в процессе геологических съемок масштаба 1 : 50 000, поисковых и тематических работ как металлотект, контролирующий колчеданно-полиметаллическое оруденение Кызыл-Таштыгского типа [63, 91, 175, 181]. В размещении субвулканических тел просматривается тенденция к образованию их роев и кустов, приуроченных к разрывным нарушениям субширотного и северо-восточного направлений. Структурно-текстурные особенности пород разнообразны. Наряду с массивными средне-крупнозернистыми диоритовыми и габбро-порфиритами выделяются мелкозернистые такситовые, флюидальные, брекчиевидно-полосчатые и сферолит-глобулярные разности кислого—среднего состава. Породы в разной степени окварцованы, серицитизированы, сульфидизированы и выделяются по потокам рассеяния комплексными халькофильными аномалиями [91, 160, 161].

Риолитовые, риодацитовые и дацитовые порфиры представляют собой светло-серые с зеленоватым оттенком порфировые породы массивного или такситового сложения. Порфировые выделения, представленные плагиоклазом от альбита–олигоклаза до олигоклаза и кварцем, составляют 20–30 % объема породы. Основная масса кварц-полевошпатовая с сочетанием фельзитовой, аллотриоморфнозернистой и сферолитовой микроструктур.

Цветные минералы представлены мелкими табличками биотита, из акцессорных преобладают циркон, апатит и магнетит. Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры отличаются зеленовато-серым цветом и неравномернозернистым порфировым строением. Количество вкрапленников 15–20 %, они представлены олигоклазом, олигоклазом—андезином и кварцем. Плагиоклаз интенсивно серицитизирован, часто замещен агрегатом альбита и хлорита. Кварц угловатый, имеет волнистое угасание. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участием гранофировой, микрогранитной и аллотриоморфнозернистой структур. Отмечаются мелкие зерна роговой обманки, калиевого полевого шпата, биотита и хлорит-эпидотовые агрегаты с реликтами роговой обманки. Акцессорные минералы представлены пиритом, магнетитом и цирконом.

Диорит-, базальт- и габбро-порфириты отличаются темно-серым цветом с зеленоватым оттенком, массивным и мелкозернистым строением с порфировыми выделениями плагиоклаза в количестве 2–4 %.Структуры изменяются от субофитовой до гипидиоморфнозернистой и диабазовой. Плагиоклаз отвечает андезину, образует призматические выделения размером 2–3 мм с полисинтетическими двойниками. В габбро-порфиритах в порфировых выделениях присутствуют роговая обманка и моноклинный пироксен. Основная масса микрозернистая с присутствием заметного количества моноклинного пироксена, роговой обманки и андезина. Из акцессорных минералов встречаются апатит, сфен, магнетит.

Метасоматические изменения в породах выражены в образовании пропилитов, березитов и вторичных кварцитов, сходных с продуктами кислотного выщелачивания в областях вулканизма. Породы обогащены хлоритом, биотитом, кварцем и тонкой сыпью сульфидов, с преобладанием пирита, халькопирита и сфалерита. Наиболее крупные поля метасоматитов шириной 300–500 м, по мнению В. В. Зайкова [63], связаны с вулканическими постройками вблизи их жерловин. С такими зонами измененных пород связаны колчеданно-полиметаллические проявления и геохимические аномалии цинка, свинца, меди, серебра, бария, молибдена, мышьяка, марганца [161].

В физических полях субвулканические тела отдельно не выделяются и фиксируются совместно с отложениями туматтайгинской свиты знакопеременным градиентным магнитным полем и слабоположительным полем силы тяжести [268]. Плотность пород колеблется от 2,87 г/см^3 для габбро-порфиритов до 2,57 г/см^3 для риолитовых и риодацитовых порфиров. Магнитная восприимчивость соответственно изменяется от $8–10 \times 10^2$ до $0{,}17–0{,}73 \times 10^2$ нТл. Химический состав пород приведен в табл. 3 по В. С. Кузебному [91]. Анализ этих данных показывает, что

Таблица 3

Химический состав пород рифей-раннекембрийских субвулканических образований

Номер пробы	Название породы	Компоненты												Место-нахож-дение	Источ-ник
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп		
430	Риолит-порфир	70,16	0,38	12,74	2,45	1,82	н/б	1,41	0,82	6,73	1,64	0,11	1,28	Междуречье Тапса—Ондум	Кузебный В. С., 1995 [91]
431	»	70,36	0,37	13,55	1,11	2,26	0,07	1,41	0,69	6,33	1,86	0,07	1,18		
436	Гранит-порфир	72,00	0,40	13,40	1,28	2,01	0,09	1,00	1,12	3,76	3,70	0,09	1,26		
437	»	72,06	0,40	11,87	1,52	3,66	0,10	2,22	1,40	3,98	0,40	0,09	2,29		
389	Гранодиорит-порфир	64,60	0,55	15,27	1,31	3,52	0,11	1,98	2,93	4,75	1,93	0,22	1,88		
424	Риодацит-порфир	66,92	0,50	12,76	2,24	3,80	0,10	2,85	2,20	4,14	1,40	0,07	0,11		
425	»	67,24	0,45	13,63	1,84	4,67	0,08	3,16	0,84	4,44	1,10	0,16	2,56		
461	Габбро-порфирит	50,44	1,33	14,71	3,49	8,76	0,19	4,33	5,74	3,78	2,00	0,81	3,25		
462	»	50,59	1,20	15,01	2,78	8,91	0,20	4,27	5,19	3,78	1,87	0,19	3,84		
470	Диорит-порфирит	54,57	1,65	14,09	6,49	7,00	0,18	2,68	4,36	4,88	1,27	0,61	2,34		
471	»	55,22	0,88	15,20	3,37	7,54	0,20	3,50	3,54	7,25	0,04	0,11	1,74		
145	Базальтовый порфирит	45,54	0,82	16,39	3,34	8,62	0,19	7,56	9,36	2,87	0,11	0,11	3,62		
147	»	47,90	1,74	16,29	2,10	7,90	0,17	7,45	7,35	3,70	0,31	0,18	3,46		

субвулканические образования образуют бимодальный петрохимический ряд от базальта до риолита и относятся к известково-щелочной серии пород тихоокеанского типа [63].

Близким петрохимическим аналогом субвулканических образований является базальт-риолитовая формация Рудного Алтая, продуктивная на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Возраст субвулканических образований принят рифейским на основании нахождения субвулканических тел только в вулканогенно-терригенных образованиях туматтайгинской свиты, имеющей радиологические датировки по кислым вулканитам 805 ± 3 млн лет.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии этого возраста расположены в салаирских структурах Верхне-Енисейской складчатой системы (II). Ранее на ГК-1000 [42] и ГК-200 [3, 70] здесь выделялся единый (раннепалеозойский или средне-позднекембрийский) таннуольский комплекс пестрого состава — от перидотитов до гранитов, при этом выделялось до трех фаз внедрения. В настоящее время из его состава выделены мажалыкский перидотит-пироксенит-габбровый (ранний кембрий) и собственно таннуольский диорит-гранодиорит-плагиогранитовый (средний кембрий) комплексы.

Мажалыкский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс (ν, $\upsilon\epsilon_1?m$). Впервые комплекс выделен И. М. Волоховым [38] в районе дороги с. Балгазын—оз. Чагытай, где им были описаны ритмично чередующиеся пачки пород от дунитов до кварцевых диоритов мощностью от 20 до 200 м. В пределах листа выделяются следующие массивы комплекса: Мажалыкский (*II-5*, здесь и далее см. схему размещения интрузивных массивов, рис. 2), Калбагдагский (*II-3*), Пошдагский (*II-4*), Брунганский (*II-6*) и ряд мелких тел. Все они расположены в пределах Ондумского синклинория (II_2) Верхне-Енисейской складчатой системы и большей частью фиксируются как ксенолиты в Каахемском плутоне таннуольского комплекса.

Петротипический Мажалыкский массив представляет собой в плане овальное тело размером 4 × 2,5 км, вытянутое в субмеридиональном направлении. В его восточной части установлен интрузивный контакт пород закалочной и краевой фаций с терригенно-вулканогенными вмещающими породами чербинской свиты нижнего кембрия. В экзоконтакте наблюдаются пироксеновые и амфиболовые роговики. Краевая фация массива имеет мощность от 100 до 300 м и представлена крупно- и среднезернистыми недифференцированными пироксен-роговообманковыми габброноритами с широким развитием пойкилитового ортопироксена и позднемагматического пойкилитового амфибола. Наличие в породах краевой фации ксенолитов роговиков (восточный контакт) является подтверждением интрузивного характера контактов Мажалыкского массива с вмещающими породами. На уровне современного эрозионного среза вскрыты все породы расслоенной серии массива: дуниты, верлиты, плагиоверлиты, клинопироксениты, плагиоклазсодержащие

роговообманковые пироксениты, троктолиты, меланогаббро, оливиновые габбро, роговообманковые габбро, оливиновые лейкогаббро, лейкогаббро, габбронориты, анортозиты.

В северной части массива установлено юго-восточное направление простирания «слоев». В северной и центральной частях зафиксированы крутые углы падения расслоенности 60–70° на юго-запад. Для южной части массива характерно субширотное простирание элементов расслоенности с крутыми углами падения (60°) на север. У восточного контакта массива наблюдается постепенное изменение направления расслоенности — с юго-запада на северо-восток, до субмеридионального. Южная часть массива представлена перидотитами, среди них преобладают плагиоверлиты. Кроме того, в состав перидотитового горизонта входят дуниты, плагиоклазсодержащие дуниты, меланогаббро и клинопироксениты. Соотношения между этими породами определяются как ритмическая расслоенность с двух- и трехчленными ритмами. Дуниты и плагиоклазсодержащие дуниты слагают нижние части ритмов, а верлиты, клинопироксениты и меланогаббро — верхние.

Формирование ритмической расслоенности носило сложный характер, что подтверждает присутствие в некоторых горизонтах дунитов многочисленных шлиров и обособлений пироксенитов и меланогаббро. Границы между отдельными ритмами в расслоенной пачке выражены достаточно резко, а в одном ритме наблюдается постепенный переход от дунитов к верлитам за счет увеличения содержания клинопироксена. Среди перидотитов южной части массива фиксируются шлиры более лейкократовых разностей пород — меланогаббро, лейкогаббро и габбро с элементами директивности. Северная часть массива по петрографическому составу пород более лейкократовая. В этой части преобладают оливиновые габбро, габбро, габбронориты, лейкогаббро. Характерна ярко выраженная ритмическая расслоенность пород с двух-, трех- и четырехчленными ритмами. Двухчленные ритмы сложены породами контрастного состава — перидотитами в нижней части ритма и оливиновыми габбро или лейкогаббро в верхней. Трехчленные ритмы представляют собой чередование перидотитов, оливинового габбро и лейкогаббро, а четырехчленные — перидотитов, меланогаббро, оливинового габбро и лейкогаббро. В наиболее лейкократовых частях разреза в основании ритмов залегают меланогаббро или оливиновое габбро, сменяющиеся лейкогаббро и анортозитами.

В западной части массива в равной степени представлены меланократовые и лейкократовые разности пород. В состав расслоенной серии входят перидотиты, плагиоперидотиты, меланогаббро, оливиновые габбро, лейкогаббро. На западной границе видимой части массива фиксируется серия параллельных даек мощностью до 5–18 м, простирание которых совпадает с простиранием расслоенной серии западного блока. По петрографическому составу дайки соответствуют преимущественно мелкозернистым лейкократовым габброноритам. Дайки того же состава меньшей мощности (до 1 м) встречаются повсеместно во всех частях массива. Обычным явлением для пород Мажалыкского массива, независимо от их меланократовости, является присутствие в них шлиров анортозитов

небольшой мощности (5–10 см), секущих вмещающие их габброиды в различных направлениях.

Породы массива подразделяется на следующие петрографические группы [29].

1. Ультрамафитовая группа. Наиболее широко представлена в южной части массива и в нижних частях ритмов расслоенной серии. В составе преобладают дуниты, верлиты и их плагиоклазсодержащие разности, а также клинопироксениты, в том числе оливиновые клинопироксениты и плагиоклазсодержащие оливиновые клинопироксениты, плагиоклазсодержащие роговообманковые пироксениты.

2. Субультрамафитовая группа включает оливиновое меланогаббро, роговообманковое оливиновое меланогаббро, меланотроктолиты, троктолиты, меланократовые оливин-роговообманковые габбронориты.

3. Мафитовая группа включает оливиновое габбро, габбро, оливин-пироксен-роговообманковое габбро, пироксен-роговообманковое габбро, оливиновое лейкогаббро, лейкогаббро, габбродиориты.

4. Анортозитовая группа включает анортозиты, которые слагают верхние части наиболее лейкократовых ритмов преимущественно северной части массива, а также шлиры, согласные или секущие по отношению к расслоенности.

5. Краевая фация представлена крупно-, среднезернистыми роговообманковыми габброноритами и меланократовыми роговообманковыми габброноритами. Собственные дайки массива имеют состав лейкократовых габброноритов, оливин-роговообманковых габбро, роговообманковых габброноритов.

В соответствии с характером соотношений минералов в шлифах можно предположить следующий порядок смены ликвидусных минералов в процессе образования расслоенной серии Мажалыкского массива вверх по разрезу. Фракционная кристаллизация родоначального расплава начиналась с оливина и шпинелидов во всех группах пород массива, за исключением безоливиновых разностей, в которых первым ликвидусным минералом был клинопироксен. В оливиновых породах клинопироксен был вторым минералом по времени образования. В породах ультрамафитовой группы наблюдаются признаки совместной кристаллизации клинопироксена с оливином или плагиоклазом, а в породах субультрамафитовой и мафитовой — с плагиоклазом. В наиболее лейкократовых безоливиновых породах мафитовой группы, в породах краевой фации и собственных даек массива кристаллизация клинопироксена могла сопровождаться одновременной кристаллизацией плагиоклаза и ортопироксена.

Характерной чертой Мажалыкского массива является присутствие в его породах, независимо от их положения в разрезе, небольшого количества позднего первично-магматического амфибола. Это свидетельствует о достаточно высокой водонасыщенности на позднемагматической стадии кристаллизации родоначального расплава, превышающей 3 мас. % H_2O.

Основными породообразующими минералами Мажалыкского массива являются оливин, клинопироксен и плагиоклаз, в меньшем количестве

присутствуют ортопироксен и амфибол, акцессорные минералы — магнетит и шпинель в разных количественных соотношениях [29].

Химический состав пород мажалыкского комплекса приведен в табл. 4. Последовательность составов пород массива образует линейный тренд прогрессивной дифференциации от наиболее меланократовых пород (MgO — 32,6 мас. %) до наиболее лейкократовых (MgO — 5,0 мас. %). Большой диапазон вариаций содержания MgO в породах массива свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерного фракционирования. С уменьшением содержания MgO при переходе от меланократовых разностей пород к более лейкократовым содержания в породах массива SiO_2, Al_2O_3, Na_2O и K_2O возрастают. Содержания FeO и MnO с уменьшением MgO в породах массива остаются постоянными или уменьшаются, а содержание Al_2O_3 возрастает от 1,4 мас. % в плагиоперидотитах до 30,9 мас. % в анортозитах. Особенностью Мажалыкского массива является присутствие в составе краевой фации пространственно сближенных пород разного петрохимического состава. Породы первого типа (краевая фация 1) представлены меланократовыми пироксен-роговообманковыми габброноритами (обр. В-29–00) (табл. 4) и характеризуются высокой магнезиальностью (MgO — 19,0 мас. %), пониженным содержанием Al_2O_3 (8,5 мас. %) и более высоким содержанием CaO (15,2 мас. %) по сравнению с породами расслоенной серии массива той же меланократовости, что может свидетельствовать о влиянии на их состав вмещающих пород. Породы второго типа (краевая фация 2) по петрографическому составу соответствуют пироксен-роговообманковым габброноритам (обр. И-51-99) (табл. 4) и являются более лейкократовыми по сравнению с породами первого типа. По сравнению с породами краевой фации 1 породы краевой фации 2 обеднены SiO_2, TiO_2, CaO, но значительно обогащены Al_2O_3 и K_2O (табл. 4).

В геохимическом отношении породы обогащены Cu, Ni, Co, Ti, P, V; содержания Cr, Mn, B, Mo — на уровне кларковых; ниже кларковых — содержания свинца, цинка, висмута, мышьяка, серебра.

Математическое моделирование [29] позволило оценить состав родоначального расплава Мажалыкского массива. Согласно расчетам, он соответствует толеиту. Тренд составов модельных кумулятов соответствует составам пород расслоенной серии массива. Особенности состава пород, связанные с накоплением суммарного железа в более поздних дифференциатах при низком содержании щелочей (не более 1—2 мас. %) (табл. 4), дают основание относить родоначальный расплав Мажалыкского массива к толеитовой серии нормального ряда. Породы Мажалыкского массива, независимо от их положения в разрезе, характеризуются однотипным трендом распределения РЗЭ [29]. Все они имеют низкое содержание РЗЭ (7,4–15,7 ppm), в 2–4 раза превышающее содержание РЗЭ в примитивной мантии (PM) (5,7 ppm) и в источнике N–MORB (MORBMA) (3,8 ppm). Европиевый максимум, свидетельствующий об участии плагиоклаза в процессе фракционирования родоначального расплава, значительно выражен во всех породах массива ($Eu/Eu^* = 1,0–3,3$), за исключением пород

Химические составы интрузивных пород

№ п.п.	Номер пробы	Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	
											Мажалыкский комплекс
1	В-3-99	37,9	0,1	2,1	11,0*		0,1	32,6	4,1	0,6	
2	Е-102а-98	36,2	0,1	3,7	13,1*		0,2	32,1	3,4	1,1	
3	ЕВ-1-99	36,9	0,0	9,3	12,8*		0,2	27,2	5,2	0,6	
4	В-39-00	45,0	0,2	15,2	6,8*		0,1	15,6	14,6	0,9	
5	Е-62-98	46,5	0,1	18,1	5,0*		0,1	10,3	16,9	1,1	
6	Е-59-98	47,5	0,2	11,4	6,4*		0,1	13,7	15,7	1,5	
7	Е-60-98	48,3	0,3	9,6	7,5*		0,2	15,1	15,1	1,1	
8	И-96-98	47,4	2,0	14,5	13,6*		0,3	6,0	10,1	3,9	
9	Е-57-98	46,4	0,1	19,1	4,1*		0,1	10,3	17,6	0,8	
10	И-99-98	46,2	0,1	30,7	1,5*		0,0	5,0	14,8	1,0	
11	В-29-00	47,0	0,4	8,5	6,8*		0,2	19,0	15, 2	0,9	
12	И-51-99	43,1	0,2	15,9	5,6*		0,1	14,7	13,4	0,6	
											Таннуольский комплекс
13	201506	53,56	0,80	17,92	3,09	4078	0,13	5,92	8,05	3,92	
14	2330121	58,10	0,7	16,94	3,3	3,65	0,17	2,86	5,91	3,54	
15	224050	63,32	0,61	15,63	3,17	3,3	0,09	2,13	4,10	4,34	
16	235488	66,60	0,47	16,09	1,96	2,0	0,07	1,48	4,26	4,15	
17	232463	66,84	0,53	15,94	2,37	1,72	0,09	1,58	3,30	3,54	
18	2240501	70,98	0,28	14,66	1,46	1,76	0,05	0,71	3,39	3,88	
											Сархойский *Тесхемский*
19	1142	73,76	0,20	13,25	1,11	0,95	0,03	0,41	1,16	2,46	
20	20382	74,34	0,31	13,22	0,55	1,45	0,03	0,21	1,44	2,9	

Таблица 4

территории листа М-46

K_2O	P_2O_5	ппп.	Сумма	MgN	Название породы
(Мажалыкский массив)					
0,1		9,4	98,1	84,1	Плагиоперидотит
0,1		6,0	98,3	81,3	Верлит
0,1		6,1	98,4	79,1	Меланотроктолит
0,1		0,7	99,2	80,5	Меланогаббро
0,1		0,7	98,9	78,6	Оливиновое габбро
0,2		1,8	99,4	79,2	Оливин-пироксен-роговообманковое габбро
0,2		1,4	98,6	78,3	Габбронорит
0,2		0,1	98,3	44,1	Лейкогаббро
0,1		0,8	99,0	81,8	Оливиновое лейкогаббро
0,0		0,5	99,8	86,0	Анортозит
0,2		0,8	99,2	83,2	Меланократовый габбронорит
1,0		4,8	99,4	85,3	Габбронорит
(Каахемский массив)					
0,48	0,21	0,87	99,74		Габбродиорит
2,06	0,18	2,49	99,90		Диорит
1,34	0,19	1,33	99,57		Кварцевый диорит
1,50	0,19	0,89	99,60		Тоналит
3,0	0,21	0,73	99,65		Гранодиорит
2,34	0,12	0,72	100,37		Плагиогранит
комплекс *массив*					
6,25	0,17	0,5	100,25		Гранит
4,66	0,08	0,36	99,55		Гранит

№ п.п.	Номер пробы	Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	
											Буренский
21	5704	74,05	0,25	12,75	1,25	0,78	0,11	0,33	1,02	4,60	
22	16081	71,48	0,28	13,83	1,30	1,30	0,07	0,81	2,31	3,55	
23	75	68,93	0,35	14,13	2,46	1,29	0,09	1,00	2,05	4,91	
											Арголикский
24	115	74,32	0,30	13,27	1,41	0,87	0,08	0,54	1,15	4,02	
25	115-1	73,44	0,29	13,16	1,13	0,80	0,06	0,51	1,46	3,95	
											Раннедевонские субвул
26	18504	50,80	3,13	13,32	4,82	7,94	0,82	5,87	3,48	3,59	
27	18476	51,99	2,24	14,09	2,48	10,74	0,15	5,7	1,99	3,11	
28	14527	49,10	2,27	15,76	4,20	7,34	0,15	5,63	6,40	4,0	
29	14499	48,02	1,28	16,86	2,89	7,11	0,13	6,63	8,89	2,44	
30	15054	74,49	0,18	11,43	0,46	1,9	0,02	1,34	0,18	1,0	
31	14901	75,91	0,18	11,37	2,68	0,36	0,02	0,13	0,06	2,93	
32	14898	68,44	0,44	13,31	2,5	0,72	0,03	0,75	1,48	3,2	
											Бреньский
33	40	77,50	0,34	12,01	0,44	0,79	0,07	0,10	0,42	3,82	
34	73	77,48	0,10	12,32	0,96	0,22	0,08	–	0,27	3,99	

*Приведено железо общее. Использованы анализы: **1**–**12** — [29]; **13**–**18** — [223];

Окончание табл. 4

K_2O	P_2O_5	ппп.	Сумма	MgN	Название породы
массив					
3,81	0,07	0,4	99,42		Гранит
3,80	0,10	0,67	99,50		Гранит
3,00	0,23	0,88	99,34		Гранодиорит
комплекс					
2,82	0,08	1,01	99,13		Гранит
2,66	0,07	0,94	99,79		Гранит
канические образования					
0,64	0,57	3,52			Долерит
0,61	1,03	4,16			Долерит
0,80	0,43	2,58			Габбродолерит
1,20	0,13	3,18			Габбро
6,86	0,06	1,31			Риолитовый порфир
5,00	0,03	0,78			Гранит-порфир
6,0	0,1	2,47			Риодацитовый порфир
комплекс					
4,28	–	0,45			Аляскит
3,94	0,05	0,10			Аляскит

19–**20** — [8]; **21**–**25** — [223]; **26**–**32** — [265], **33**–**35** — [223].

краевой фации (Eu/Eu* = 1,2), в которых содержание плагиоклаза невелико. На графике распределения РЗЭ наблюдается незначительное обогащение легкими лантаноидами ($(Ln/Yb)_{ch}$ = 1,7–8,3), а также некоторое обеднение тяжелыми лантаноидами ($(Gd/Yb)_{ch}$ = 1,1–2,0), которое может свидетельствовать о присутствии граната в мантийном источнике родоначального расплава в момент отделения расплава. Отношение $(Gd/Yb)_{ch}$, характеризующее степень деплетированности тяжелыми лантаноидами, в породах массива относительно постоянно — от 1,1 до 2,0, крайние значения 1,1 и 2,0 относятся к породам дайковой фации. Форма графика распределения РЗЭ в породах краевой фации отражает особенности распределения РЗЭ в массиве в целом и, возможно, близка к форме графика распределения РЗЭ в родоначальном расплаве.

По своим геохимическим особенностям породы краевой фации сходны с породами расслоенной серии массива. Сходство геохимических особенностей всех пород массива связано с их происхождением из единого мантийного источника за счет последовательной кристаллизационной дифференциации в процессе образования расслоенного интрузива из единого родоначального расплава. Другие массивы комплекса менее изучены [120, 121]. Однако для всех отмечаются следующие характерные особенности:

— расслоенность пород с образованием ритмов мощностью от 4 до 150 м;

— сочетания оливина, пироксена, основного плагиоклаза, реже роговой обманки образуют около 20 разновидностей пород перидотит-пироксенит-габбровой формации;

— высокая магнезиальность, низкая щелочность, низкие содержания фосфора, титана.

В геофизических полях массивы комплекса фиксируются локальными аэромагнитными аномалиями до 1000 нТл с экстремальными значениями до 1560 нТл, а ареал распространения габброидов на юго-западном фланге Каахемского плутона таннуольского комплекса отвечает повышением поля силы тяжести до 0 мГал на общем фоне –30–40 мГал.

Металлогеническая специализация комплекса изучена недостаточно. Некоторыми исследователями отмечается связь с породами комплекса минерализации меди и малосульфидного платинового оруденения [121].

Возраст комплекса до настоящего времени остается дискуссионным. Нижняя возрастная граница комплекса фиксируется прорыванием габброидами терригенно-вулканогенных пород туматтайгинской свиты рифея : раннего кембрия, верхняя — по нахождению ксенолитов габброидов в гранитоидах Каахемского плутона таннуольского комплекса среднего кембрия. Кроме того, апофизы плагиогранитов, тоналитов отмечаются в расслоенных габброидах (горы Пош-Даг и Калбаг-Даг). Имеются данные о более позднем возрасте Мажалыкского массива [29], позволяющие относить его к малоглубинным ритмично-расслоенным перидотит-габбровым интрузиям ордовикского аккреционно-коллизионного этапа эволюции земной коры АССО. В соответствии с легендой Алтае-Саянской серии для Госгеолкарты-1000/3 возраст комплекса принят раннекембрийским [315].

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Таннуольский диорит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс (δ_1, $\gamma_2 Є_2 t$). Как самостоятельный интрузивный комплекс выделен В. А. Кузнецовым в 1946 г. при описании сложных интрузивных ассоциаций на хр. Восточный Танну-Ола. Комплексу посвящены многочисленные работы (Кузнецов, 1946; Пинус, 1961; Иванова, 1963) [223, 52, 120, 121]. Новые данные получены при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000 в пределах Каахемского плутона [228, 181, 48, 224, 223]. В результате этих исследований из состава комплекса выделены самостоятельные мажалыкский (его возраст определялся как среднекембрийский), сархойский и арголикский (датировались поздним кембрием—ордовиком) комплексы.

В состав таннуольского комплекса включены (см. рис. 2): Каахемский массив (*II-7*) как западная часть одноименного ареал-плутона, а также Унгешский (*II-8*) и Восточно-Таннуольский (*II-9*) массивы, расположенные на одноименном хребте. Каахемский массив является эталонотипом таннуольского комплекса [148]. Комплекс двухфазный. Первая фаза представлена габбродиоритами и диоритами, тяготеющими к краевым частям массивов. Породы первой фазы составляют до 20% массивов. Диориты, габбродиориты, кварцевые диориты связаны постепенными переходами. В крупных массивах диориты имеют однородный состав. В них практически нет ксенолитов и меньше шлиров, обогащенных темноцветными минералами. Вторая фаза сложена гранодиоритами, плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами, составляющими основной объем массивов (до 80%). Эти породы обычно средне-крупнозернистые, имеют светло-серую до белой окраску, часто гнейсовидные, переходы между ними постепенные. Среди тоналитов, плагиогранитов второй фазы в виде ксенолитов встречаются мелкие тела диоритов, кварцевых диоритов, шлирообразные тела габбродиоритов. Эндоконтактовые изменения весьма значительны. Отмечается [223], что у контакта с нижнекембрийскими эффузивами и известняками диориты переходят в габбро, а местами в пироксениты, конвергентные с мафитами мажалыкского комплекса, что иногда вызывает сомнение в обоснованности выделения последних как самостоятельных тел. В осевой части хр. Восточный Танну-Ола у контакта с нижнекембрийскими вулканогенными отложениями фиксируются средне- и мелкозернистые яснополосчатые гнейсовидные габбро с вкрапленностью пирита и пирротина. Экзоконтактовые изменения с карбонатными породами чрезвычайно резкие и выражаются в образовании гранат-эпидотовых с пироксеном скарнов и роговиков. Контактовый метаморфизм наиболее сильно проявлен при пологих контактах интрузий.

Жильные породы довольно разнообразны и широко распространены. Они представлены дайками диорит-порфиритов, мелкозернистых диоритов, габбродиоритов, аплитов, кварц-полевошпатовыми жилами с гранатом, мусковитом и турмалином, пегматоидными жилами, состоящими из кристаллов розового полевого шпата и молочно-белого кварца, величиной 4—6 см. Часть исследователей выделяют их как третью фазу комплекса [223, 224].

Диориты и габбродиориты представляют собой мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы. Структура их преимущественно гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Состоят породы из плагиоклаза (андезин № 32–47), роговой обманки, пироксена (диопсид или авгит, реже гиперстен), биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом. Вторичные изменения выражаются в соссюритизиции плагиоклаза, хлоритизации биотита, эпидотизации и актинолитизации роговой обманки, уралитизации пироксена.

Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты — серые, розовато-, желтовато-серые средне-крупнозернистые породы с массивной текстурой, реже гнейсовидные, с характерной матрацевидной отдельностью. Структура пород гипидиоморфнозернистая, часто встречаются разности с намечающимся или четко выраженным ориентированным расположением биотита. Породы с содержанием калиевого полевого шпата более 10–15 % довольно редки. Породы состоят (%) из плагиоклаза (андезин № 30–35) — 45–70, кварца — 10–30, калиевого полевого шпата и темноцветных минералов — 5–25 (биотит и роговая обманка). Из акцессорных минералов характерен сфен. В плагиогранитах состав плагиоклаза более кислый и соответствует олигоклазу № 25–28.

Породы комплекса прорывают разновозрастные отложения салаирид Верхне-Енисейской складчатой системы, в том числе фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские ирбитейскую, чербинскую, шивелигскую и среднекембрийскую манайлыгскую свиты. О морфологии массивов судить трудно. В целом отмечается конкордантность границ массивов с вмещающими породами, которая подчеркивается ориентировкой директивных текстур (гнейсовидность, трахитоидность, планпараллельное расположение породообразующих минералов, меланократовых шлиров и ксенолитов). Мощные ореолы контактовых роговиков и скарнов свидетельствуют о пологом залегании контактов массива и куполовидной форме кровли массивов.

Химические составы пород комплекса приведены в табл. 4. По сумме щелочей (менее 6 %) и соотношению Na_2O и K_2O породы относятся к калиево-натриевой серии и нормальному ряду с натриевым уклоном. Подробно петрохимическая и геохимическая характеристики приведены в работе [223]. По совокупности признаков породы комплекса отнесены к диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации.

В геофизических полях массивы гранитоидов комплекса фиксируются отрицательными значениями поля силы тяжести до –40 мГал и знакопеременным магнитным полем от –500 до +300 нТл. Над породами первой фазы комплекса наблюдаются положительные значения до +300 нТл, породы второй фазы фиксируются отрицательными значениями с экстремальными до –590 нТл. Унгешский массив находится в контуре локальной положительной аномалии силы тяжести до +12 мГал, что возможно связано с его незначительной вертикальной мощностью и широким развитием плотных пород первой фазы [268].

В геохимическом отношении породы комплекса характеризуются повышенными относительно кларков содержаниями меди, свинца, молибдена,

вольфрама, фосфора, кларковыми — титана, никеля, циркония, кобальта, хрома, марганца, бора, бария и нижекларковами — лития, цезия, висмута, сурьмы и мышьяка. С породами комплекса парагенетически связаны гидротермальные кварц-золоторудные и скарновые железо- и золоторудные месторождения и проявления.

Возраст комплекса определяется на основании следующих данных. Породы комплекса перекрываются базальным горизонтом конгломератов нижнего силура в междуречье Бай-Сют—Бурен. Нижняя граница устанавливается по прорыванию гранитоидами комплекса вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия с образованием роговиков, скарнов. Кроме того, апофизы плагиогранитов, тоналитов отмечаются в расслоенных габброидах мажалыкского комплекса (горы Пош-Даг и Калбаг-Даг). Имеющиеся геохронологические датировки [223] по Каахемскому и Унгешскому массивам дают разброс от раннего кембрия до позднего ордовика и приведены в базе данных. Возраст комплекса принят среднекембрийским.

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии этого возраста объединяются в сархойский и арголикский комплексы гранодиорит-гранитового формационного типа.

Сархойский гранодиорит-гранитовый комплекс (γO_3^s) объединяет массивы гранодиорит-гранитовой формации, сосредоточенные в Тувино-Монгольской протерозойской (*I*) и Верхне-Енисейской (*II*) салаирской складчатых системах.

В Сангиленской зоне (I_1) выделен впервые в 1985 г. [8]. Включает крупные (более 250 км^2) Тесхемский (*I-1*), Эрзинский (*I-2*) плутоны (см. рис. 2) и ряд более мелкие интрузивов, размещающихся в основном в поле развития образований мугурской и тесхемской свит протерозоя (раннего палеозоя), реже — хапсугской и аймакской свит рифея. Петротип комплекса находится за пределами площади на листе М-47 по р. Сархой. Наиболее представительный Тесхемский массив размещен в междуречье Тес-Хем—Нарын. Он имеет сложную форму, вытянут в северо-западном направлении при длине до 35 км и ширине от 3 до 13 км. Кровля массива полого погружается в северо-восточном направлении. Основная часть массива сложена крупно- и гигантозернистыми порфировидными розовыми и серыми биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. В эндоконтакте отмечены гибридные диориты, кварцевые диориты, габбродиориты. Граниты сложены (%) микроклин-пертитом (30–55), олигоклазом № 25–30 (20–40), кварцем (15–30), биотитом (2–8), мусковитом (0,5–4). В биотит-роговообманковых гранитах присутствует зеленая роговая обманка — до 7%. Структура пород порфировидная гранитовая, текстура массивная. В гранодиоритах диагностируется (%) плагиоклаз № 25–40 (45–55), роговая обманка (20–45), микроклин (2–15), кварц (2–30), биотит (5–8). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, монацитом, сфеном, рутилом, анатазом, пиритом, гематитом, лейкоксеном.

В Ондумской зоне (II_2) Верхне-Енисейской салаирской складчатой системы сархойский комплекс выделяется впервые [223] из состава Бреньского массива бреньского раннедевонского комплекса. В состав сархойского комплекса выделены [142] крупно-, среднезернистые двуполевошпатовые амфибол-биотитовые граниты, биотитовые лейкограниты с характерными светло-серыми таблитчатыми зернами плагиоклаза, красноватыми, более крупными зернами калиево-натриевого полевого шпата и ксеноморфными зернами или крупными гнездами сиренево-дымчатого кварца. В комплекс также включены гранодиориты порфировидные по калиево-натриевому полевому шпату на фоне среднезернистой основной массы, сложенной кварцем, плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом. Мелкозернистые лейкограниты, слагающие жилы мощностью в десятки сантиметров и менее, характеризуются гранофировыми срастаниями кварца с бедными альбитовыми вростками пертитом, реже с нацело альбитизированным плагиоклазом. Породы объединены в крупный Буренский (*II-10*) и ряд более мелких массивов.

Характерными особенностями сархойских гранитоидов являются [223] следующие.

1. Интрузии комплекса образуют крупные массивы, по форме приближающиеся к межформационным залежам значительной мощности, а также выполняют штоки и односторонние лакколиты.

2. Среди пород комплекса резко преобладают средне-, крупнозернистые разности гранитов, гранодиоритов, иногда гигантозернистые, часто порфировидные.

3. Гранитоиды комплекса имеют серый, бледно-розовый цвет, но большей частью они пелитизированы и имеют довольно яркий красный цвет.

4. Наблюдается обратная корреляция Rb/Sr соотношений: в сархойских гранитах по сравнению с бреньскими преобладает Sr, в бреньских — Rb [223, 224].

5. Граниты комплекса характеризуются микроклинпертитовыми прорастаниями, иногда в них наблюдается только микроклиновая решетка.

Химические составы пород сархойского комплекса приведены в табл. 4. Гранитоиды относятся к весьма глиноземистым разновидностям калиево-натриевой серии. По сумме щелочей большинство относится к нормальному ряду, часть — к умереннощелочному. По содержанию SiO_2 часть пород относится к семейству гранитов и гранодиоритов, часть — к семейству умереннощелочных лейкогранитов.

Постоянно встречающимися на уровне кларковых содержаний элементами являются медь, свинец, цинк, барий, никель, кобальт, молибден, марганец, титан, галит, ниже кларковых содержания хрома, ванадия, фосфора, бора, цезия, лития.

В геофизических полях Буренский массив фиксируется положительным магнитным полем интенсивностью +200–300 нТл, Тесхемский — отрицательным полем интенсивностью до −300 нТл, Эрзинский — переменным от −200 до +400 нТл. В поле силы тяжести над массивами комплекса фиксируются отрицательные значения от −70 до −50 мГал [268].

Породы слабомагнитны: $70–200 \times 10^{-5}$ СИ, плотность изменяется от 2,53 до 2,74 г/см^3.

Граниты сархойского комплекса прорывают породы таннуольского и в свою очередь интрудируются гранитоидами бреньского комплекса. В контактах гранитов с вулканогенными породами нижнего девона Бельбейской впадины (V_9) не отмечено проявлений во вмещающих породах отчетливо выраженного контактового метаморфизма. Обломки гранитов содержатся в литокристаллокластических и кристаллокластических туфах, туфолавах и лавобрекчиях нижнедевонских вулканитов. Среди туфобрекчий и порфиритов кендейской свиты, особенно вблизи гранитов, наблюдаются крупные отторженцы гранитов, пронизанные сетью туфовых жил изменчивой морфологии и ориентировки [143]. Геохронологические датировки дают значения 450 Ма (K-Ar) и 485 Ма (U-Pb по цирконам) [119, 223]. Возраст комплекса принят ордовикским [315].

Арголикский гранодиорит-гранитовый комплекс ($\gamma O a$) выделяется в Восточно-Таннуольской зоне (II_1) Верхне-Енисейской салаирской складчатой системы как формационный и возрастной аналог сархойского комплекса. В комплекс объединяются небольшие тела гранитоидов штокоподобной формы. В составе комплекса присутствуют нормальные граниты со значительным (15–35 %) содержанием калиевого полевого шпата (жилковый пертит или криптопертит), кислого плагиоклаза, кварца. Из темноцветных минералов присутствует только биотит. В гранодиоритах содержатся (%) олигоклаз—андезин (45–55), роговая обманка (20–45), микроклин (2–15), кварц (2–30), биотит (5–8). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, апатитом, монацитом, сфеном, рутилом, анатазом, пиритом, гематитом, лейкоксеном. Структуры пород преимущественно микрографические. Химические составы гранитов комплекса приведены в табл. 4. Граниты глиноземистые, калиево-натриевой серии. По сумме щелочей относятся к нормальному ряду, по содержанию SiO_2 — к семейству гранитов. Породы немагнитны ($30–70 \times 10^{-5}$ СИ), плотность 2,48–2,57 г/см^3. В магнитном поле сравнительно крупные массивы комплекса фиксируются локальными отрицательными аномалиями интенсивностью до –300 нТл.

Арголикские интрузии прорывают все известные разновидности пород таннуольского комплекса, причем в последних отмечается катаклаз при полном его отсутствии в арголикских гранитах. У д. Сосновка отмечается трансгрессивное налегание пород зубовской свиты силура с фауной брахиопод на массив арголикских гранитов [223]. Возраст комплекса принимается ордовикским [315]. Гранитоиды сархойского и арголикского комплексов завершают салаирский этап тектоногенеза в Верхне-Енисейской и Тувино-Монгольской складчатых системах.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования этого возраста развиты как в Западно-Саянской, так и в Верхне-Енисейской складчатых системах. В первой выделяются бичебалыкский пироксенит-габбровый, большепорожский

гранодиоритовый, джойский гранитовый и козерский габбро-гранитовый комплексы, во второй — бреньский граносиенит-гранитовый и сангиленский щелочносиенитовый комплексы. В Западно-Саянской складчатой системе комплексы завершают каледонский этап тектогенезиса, в Верхне-Енисейской складчатой системе отражают этап посторогенной среднепалеозойской активизации.

Раннедевонские субвулканические образования ($\lambda\pi$, $\nu\pi D_1$). Ранее, по материалам геологической съемки масштаба 1:50 000 [166, 180, 264, 265], эти образования выделялись под названием «баянкольский комплекс», включенный впоследствии в легенду Западно-Саянской серии для Госгеолкарт-200 второго издания как раннедевонский субвулканический комплекс [142]. Субвулканические тела распространены в бассейнах рек Хемчик и Аянгаты среди вулканогенных образований кендейской и саглинской свит, кужебазинской серии нижнего девона и ордовик-силурийских терригенных отложений. Морфология тел представлена штоками, некками, трещинными телами и дайками. По составу выделяются две группы: габбро, долериты, базальтовые и андезитовые порфириты; риолитовые, риодацитовые порфиры, гранит-порфиры и кварцевые порфиры с преобладанием первой группы. Размеры тел от 1 до 5 км^2, протяженность даек 300–800 м при мощности 2–10 м. Контакты с терригенными породами активные с образованием маломощных зон эпидотизации, хлоритизации и скарнов эпидот-гранат-пироксенового состава. С вулканогенными породами интрузивные тела имеют неровные, извилистые контакты, в которых появляются стекловатые разности с пустотами и миндалинами, заполненными кальцитом, хлоритом, эпидотом, реже халцедоном. Центральные части тел состоят из хорошо раскристаллизованных разностей микрогаббро, габбродолеритов и долеритов. Тела кислого состава отличаются зональным строением. Центральные части сложены массивными гранит-порфирами и кварцевыми порфирами лилового, желтовато-серого цвета с вкрапленниками кварца и калиевого полевого шпата. Краевые части выполнены риолитовыми и риодацитовыми порфирами с включением обломков вмещающих вулканитов, отчего породы приобретают пятнистые текстуры. Отмечаются также флюидальные текстуры с появлением сферолитов, выполненных мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Флюидальность ориентирована согласно с падением вмещающих вулканитов.

Долериты имеют зеленовато-серый цвет, сложены плагиоклазом (андезин № 40–45), большей частью альбитизированным и соссюритизированным, имеющим зерна размером 0,2–0,5 мм, и авгитом примерно в равных соотношениях. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, эпидотом, альбитом. Из структур наиболее типичными являются пойкилоофитовая и долеритовая, редко интерсертальная. Габбро и габбродолериты имеют зеленовато-серый до темно-серого цвет, обладают мелко-среднезернистой структурой с выделениями плагиоклаза и пироксена от 0,5 до 3 мм. Микроскопически устанавливаются пойкилоофитовые и призматически-зернистые структуры. Породы сложены андезином (№ 40–45) и авгитом

в равных соотношениях, из акцессорных минералов отмечаются апатит, сфен, лейкоксен, редко гранат, магнетит, ильменит в общем количестве 1–2%. Из вторичных минералов развиты уралитовая роговая обманка, биотит, хлорит, эпидот.

Риолитовые и риодацитовые порфиры представляют собой светлые желтовато-серые породы с флюидально-полосчатыми и сферолитовыми текстурами, с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, редко альбита-олигоклаза. Структуры пород: фельзитовые, микрографические и пойкилографические. Породы пропитаны гидроокислами железа, хлоритизированы, иногда приобретают зеленоватую окраску за счет развития микрозернистого гидрослюдистого агрегата. Из акцессорных минералов встречены апатит, циркон, сфен, монацит, турмалин. Вторичные изменения выражены в альбитизации, серицитизации и карбонатизации.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры обладают розово-светло-серым, до желто-серого цветом, мелкозернистые до среднезернистых. Породы состоят из олигоклаза, калиевого полевого шпата и кварца (до 25%). Вкрапленники представлены оплавленным кварцем и калиевым полевым шпатом, нацело пелитизированным. Из акцессорных минералов встречаются циркон, монацит, сфен и пирит. Структуры аллотриоморфнозернистые и микрографические до фельзитовых и гранофировых. Нередко породы окварцованы и березитизированы. По петрохимическим особенностям (табл. 4) породы относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием натрия в основной группе и равном соотношении калия и натрия в кислой группе. Основные породы умеренноглиноземистые, мезократовые, железистые. Кислые разности умеренноглиноземистые, отличаются более высокими содержаниями суммы щелочей, пониженными содержаниями Fe_2O_3, MgO, CaO. Геохимически породы характеризуются кларковыми или немного выше кларковых содержаниями свинца, цинка, меди, ниобия, циркония, стронция, иттрия, рубидия. Спорадически отмечаются хром, никель, ванадий, марганец.

Магнитная восприимчивость пород изменяется в широких интервалах: от 80 до 9100×10^{-5} СИ для основных разностей и $30–4000 \times 10^{-5}$ СИ для кислых. Увеличение намагниченности характерно для краевых частей тел. Плотность изменяется в пределах от 2,63–2,89 г/см^3 для габбро и 2,4–2,65 г/см^3 для риолит- и гранит-порфиров. Гамма-активность у основных разностей находится в пределах 9–11 мкР/ч, у кислых — 26–35 мкР/ч [266].

Возраст субвулканических образований определяется нахождением тел преимущественно среди вулканогенно-терригенных образований кендейской и саглинской свит, охарактеризованных флорой и спорово-пыльцевыми комплексами эмсского яруса, и единичными K-Ar датировками в пределах 390–410 млн лет [264], а также среди вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований кужебазинской серии локховского яруса.

Бичебалыкский пироксенит-габбровый комплекс ($\nu D_1 bb$) объединяет малые тела пироксенит-габброноритового формационного типа, рассредоточенные по всей площади Западно-Саянской системы. Петротипом комплекса является одноименный массив, охарактеризованный И. К. Кокодзеевым

и др. [81, 82]. Описания других типовых массивов бичебалыкского комплекса содержатся в работах Е. С. Единцева и др. [163, 202]. Многие исследователи рассматривают данные образования в качестве первых фаз либо краевых гибридных фаций массивов большепорожского или джойского комплексов на основании того, что большинство массивов бичебалыкского комплекса находятся в виде претерпевших метасоматические изменения останцов в периферических или во внутренних частях гранитоидных массивов [10, 163]. Значительно реже рассматриваемые образования наблюдаются в виде относительно автономных интрузивов, имеющих вид конусовидных, каплевидных и трубообразных штоков, акмолитов, трещинных и пластовых залежей, которые сопровождаются обширными роями даек. Размеры массивов комплекса не превышают 0,2–2 км^2, реже их площадь достигает 10–20 км^2. Нередко массивы и рои даек комплекса группируются в ареалы.

Массивы комплекса сложены оливиновыми и безоливиновыми габбро, габброноритами, лейкогаббро и лейкогаббронноритами, находящимися в переменных количественных соотношениях. Перечисленные породы сопровождаются двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми диоритами, кварцевыми диоритами и субщелочными кварцевыми диоритами, связанными с габброидами постепенными переходами. Мелкие трещинные тела, дайки и силлы бичебалыкского комплекса сложены долеритами, габбро-долеритами, габбро-норитами. В ряде массивов установлены не достигающие промышленных концентраций титаномагнетитовая и сульфидная медно-никелевая минерализации [82]. Массивы комплекса прорывают стратифицированные образования самых разных уровней: от венда–нижнего кембрия до фаунистически охарактеризованных отложений венлока. В свою очередь они прорываются раннедевонскими гранитоидами большепорожского и джойского комплексов. В соответствии с этим время формирования массивов бичебалыкского комплекса достаточно определенно устанавливается в пределах второй половины позднего силура—начала раннего девона. В настоящей легенде, с некоторой долей условности, он отнесен нами к раннему девону. Наиболее вероятными возрастными и формационными аналогами бичебалыкского комплекса являются лысогорский комплекс Северо-Саянской СФЗ и булкинский комплекс северо-востока Систигхемской СФЗ на листе N-46 [12, 246].

Большепорожский гранитоидный комплекс ($\gamma\delta D_1 bp$). Петротипами большепорожского комплекса являются Большепорожский (N-46) и Онинский (Саянский) (M-46-I) массивы гранит-гранодиоритовой формации. С различной полнотой они охарактеризованы в работах П. С. Антонова [10], И. К. Кокодзеева [81], Е. С. Единцева и др. [202], А. Н. Бабкина и др. [163] и ряда других исследователей [165, 253, 254]. Форма массивов в плане чаще всего удлиненно-линзовидная, вытянутая согласно структурам вмещающей рамы, реже дискордантная округлая или овальная. Морфология массивов соответствует полого наклоненным лополитам и лакколитам с весьма неровными рельефами поверхностей кровли и подошвы. Значительно меньшим развитием пользуются штоки,

каркасные и линейные трещинные тела, являющиеся, предположительно, магмоподводящими каналами. Наиболее крупным массивом большепорожского комплекса является Онинский (Саянский) массив, имеющий форму лополита площадью около 1000 км^2. Его протяженность составляет 90 км при ширине от 5–7 до 15 км и вертикальной протяженности порядка 3,5 км. На листе находится восточная часть массива площадью порядка 600 км^2. Размеры других массивов варьируют от нескольких десятков до 100 км^2, параметры отдельных мелких штоков не превышают 1,5–4,0 км^2.

Массивы комплекса сложены дифференцированным рядом умеренно-кислых пород нормальной, пониженной и, редко, повышенной щелочности. Становление их происходило в две фазы. Средневзвешенный состав (%) пород первой (главной) фазы включает биотитовые, роговообманково-биотитовые, редко биотит-роговообманковые кварцевые диориты (15), тоналиты (7–10), гранодиориты (30), низкощелочные граниты (25–30), граниты (около 5). Иногда присутствуют плагиограниты (не более 1), лейкократовые низкощелочные граниты (1–25), умереннощелочные кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты (всего около 3%). Вторая, редко встречающаяся фаза, представлена только низкощелочными гранитами. Жильные и дайковые образования, связанные с большепорожскими интрузиями, представлены мусковитовыми и керамическими пегматитами, аплитами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, микрогранитами. Характерными вторичными изменениями пород комплекса являются калишпатизация (порфриробластез), окварцевание, эпидотизация.

Массивы большепорожского комплекса сложены, как правило, ограниченным набором пород, количественные соотношения которых весьма непостоянны. Наиболее типичны следующие их сочетания (в порядке распространенности): 1) низкощелочной гранит, гранодиорит, тоналит, кварцевый диорит (± гранит); 2) гранодиорит, тоналит, кварцевый диорит (± низкощелочной гранит, плагиогранит); 3) низкощелочной гранит, гранодиорит (± гранит, кварцевый диорит); 4) низкощелочной гранит (± гранит, гранодиорит); 5) тоналит, кварцевый диорит (± гранодиорит, плагиогранит); 6) гранодиорит, кварцевый монцонит, кварцевый монцодиорит, умереннощелочной кварцевый диорит, кварцевый диорит. Эти сочетания пород более распространены в эндоконтактовой зоне.

Необходимо отметить, что массивы большепорожского комплекса находятся в том или ином сочетании с интрузиями бичебалыкского либо джойского комплексов. Активные контакты гранитоидов большепорожского и джойского комплексов в этой ситуации проявлены не всегда четко, а некоторыми исследователями их наличие полностью отрицается [163]. Особые затруднения вызывает разделение джойских и большепорожских гранитоидов в тех случаях, когда последние несут следы щелочного метасоматоза, выраженные в интенсивном развитии порфиробласт калиевого полевого шпата и площадной мусковитизации. Основной матрикс породы при этом сохраняет черты, присущие исходным гранодиоритам. Однако валовый минеральный, петрохимический и геохимический составы

становятся практически идентичными гранитам джойского комплекса либо склоняются в сторону кварцевых монцонитов. Эти породы являются, по нашему мнению, промежуточными продуктами единого эволюционного процесса гомогенизации и свидетельствуют в пользу генетической связи гранитоидов большепорожского и джойского комплексов.

Большая часть массивов большепорожского комплекса характеризуется концентрически-зональным строением, которое проявлено в снижении основности пород от периферии к ядерным частям массивов. В этом же направлении постепенно уменьшается количество и размеры весьма характерных для пород комплекса автолитов диоритового состава и меланократовых шлиров. Эндоконтактовые зоны и провесы кровли массивов часто изобилуют ксенолитами вмещающих пород. Здесь же нередко присутствуют резорбированные останцы догранитоидных интрузий бичебалыкского комплекса.

По условиям формирования массивы большепорожского комплекса подразделяются на абиссальные и мезоабиссальные фациальные типы. Абиссальный тип представлен автохтонными и параавтохтонными интрузивными залежами, тесно связанными с Монгун-Тайгинским ареалом полифациального регионального метаморфизма. Данный ареал (до 300 км^2) распространен локально, тяготея к узлу сложного тектонического сопряжения крупных структурных подразделений Западно-Саянской системы и Тувинского прогиба. При этом интрузии нигде не выходят за пределы границ распространения стратифицированных образований венда и нижнего кембрия. Высокотемпературному наложенному метаморфизму умеренных давлений были подвергнуты сложно дислоцированные зеленосланцевые толщи (анныякская, сютхольская, ишкинская и кохошская свиты). Внешние зоны ареалов прогрессивного метаморфизма связаны с исходными породами постепенными переходами и подразделяются на хлорит-биотитовую и биотитовую субфации, с переходами к эпидот-амфиболитовой фации, представленной кристаллосланцами, минеральный парагенезис которых включает в себя кварц, олигоклаз, олигоклаз—андезин, роговую обманку, эпидот, биотит ± мусковит, кальцит, гранат, кордиерит, ставролит, андалузит. Центральная часть ареалов сложена в различной степени мигматизированными породами амфиболитовой фации, в составе которых наряду с кварцем, олигоклазом—андезином, биотитом, роговой обманкой, гранатом и кордиеритом иногда присутствуют пироксен и силлиманит. Наиболее характерными морфологическими типами мигматитов являются линзовидный, порфиробластический, пятнисто-порфиробластический, жильно-порфиробластический, нитевидный, ветвистый, сетчатый. Для абиссальных массивов характерны высокая степень конформности и частое отсутствие четких границ с сильно мигматизированным субстратом, неоднородность петрографического состава, гнейсовидность, пятнистость, присутствие небулитов (гранитогнейсов, гранодиоритогнейсов, тоналитогнейсов), широкое развитие тел мусковитовых и керамических пегматитов. Некоторыми исследователями эти породы выделялись как сайлыгхемская свита нижнего протерозоя, что нашло отражение в геологической карте листа М-46-XIII первого издания [7]

и последующих работах ГСР-50 [319, 320], геологических картах масштаба 1:500 000 [241] и 1:1 000 000 [42].

Типичным мезоабиссальным массивом большепорожского комплекса является Онинский плутон, локализованный главным образом в средне-верхнекембрийском и ордовик-раннесилурийском стратиграфических уровнях. Массив имеет резкие активные контакты с обилием автолитов и ксенолитов в эндоконтактовых зонах, обладает четко выраженным концентрически-зональным внутренним строением. Ореолы контактового метаморфизма также характеризуются концентрически-зональным строением с подразделением на биотит-роговиковую, амфибол-роговиковую и пироксен-роговиковую фации контактового метаморфизма. С интрузиями большепорожского комплекса связан ряд мелких проявлений вольфрама, молибдена, меди. Петрохимическая характеристика дана в табл. 5.

Нижняя возрастная граница большепорожских интрузий устанавливается на основании прорывания ими габброидов бичебалыкского комплекса, фаунистически охарактеризованных отложений венлока (онинская, чеадогимская, свиты) и лудлова (шиштыгская серия). Верхний возрастной предел интрузий большепорожского комплекса определяется тем, что они прорваны гранитами джойского комплекса, а также нахождением гальки и валунов большепорожских гранитоидов в базальных конгломератах атакшильской свиты в верховьях р. Ак-Суг [10]. Часто цитируемое в литературе указание Т. Н. Ивановой (1953) на наличие гальки большепорожских гранитоидов в базальных конгломератах лудловских отложений бассейна р. Ус не подтверждается материалами как более ранних (Глазунов, 1954ф; Абрамов, 1955ф; Жуковский, 1956ф; Владимирская, 1958; Адамович и др., 1960), так и последующих (Гребенщиков и др., 1969ф; Кривободрова и др., 1988) исследований, в т. ч. наших. Следовательно, широко распространенное мнение о раннесилурийском (долудловском) возрасте интрузий большепорожского комплекса ([10] и мн. др.) не имеет под собой серьезных оснований. Более определенно время их формирования устанавливается по геологическим данным в интервале поздний пржидол—лохков, что достаточно хорошо согласуется и с результатами радиологических датировок.

По данным определений уран-свинцовым методом радиологический возраст пород Онинского массива находится в пределах 400–411 млн лет (Рублев и др., 1992ф).

Калий-аргоновые датировки биотитов и амфиболов пород Онинского, Большепорожского, Малоабаканского массивов и массива выс. 1479,8 находятся в диапазоне 393–414 млн лет (данные Т. Н. Ивановой, 1963; В. М. Иванова, 1968; В. М. Кляровского, 1972; П. С. Антонова, 1972 ф; А. С. Митропольского, 1972; А. Г. Рублева, 1992ф). В этом же хронологическом интервале находятся наиболее древние калий-аргоновые датировки по полевым шпатам и породе в целом. Максимум распределения всей совокупности имеющихся в нашем распоряжении радиологических датировок пород комплекса располагается в области 405–411 млн лет. По совокупности изложенных данных время формирования большепорожских интрузий достаточно определенно ограничивается лохковским веком

Таблица 5

Химический состав гранитоидов большепорожского комплекса (по А. Н. Бабкину [163])

Номер пробы	Название породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	п.п.п.	Сумма	Интрузивный массив
18594	Диорит	56,72	0,95	15,90	1,79	3,82	0,13	4,13	5,22	4,33	1,79	0,20	2,26	4,95	99,93	Чиланыкский
389131	Диорит	57,66	0,95	15,90	1,94	3,68	0,14	4,13	4,64	3,89	2,00	0,20	1,78	4,72	99,84	
256811	Гранодиорит	65,23	0,18	15,71	1,90	2,55	0,07	2,54	4,14	3,93	2,00	0,14	0,02	0,84	99,55	
256881	Гранодиорит	65,20	0,20	15,69	1,92	2,53	0,09	2,51	4,17	3,90	2,03	0,15	0,05	0,85	99,61	
376381	Кварцевый диорит	59,85	0,86	18,55	2,65	3,72	0,07	2,09	5,23	4,29	2,40	0,28	0,62	–	100,41	Саянский
376761	Кварцевый диорит	64,70	0,86	14,98	1,94	3,21	0,08	2,09	3,83	3,24	3,23	0,22	0,64	–	99,02	
377302	Кварцевый диорит	65,94	0,62	13,62	1,51	2,38	0,08	1,53	8,08	3,25	2,98	0,17	0,45	–	100,62	
376471	Кварцевый диорит	66,11	0,71	12,95	1,08	3,89	0,18	3,64	3,11	3,80	0,96	0,22	0,68	–	100,59	
155901	Гранит	68,90	0,48	14,56	4,47	–	0,70	0,38	1,59	4,67	4,18	0,12	–	0,80	100,29	
173842	Гранит	72,91	0,04	12,40	6,43	0,42	0,05	0,04	0,87	3,91	3,75	0,02	–	–	100,87	
127861	Гранит	71,20	0,37	14,00	0,70	1,44	0,05	1,24	2,00	3,17	4,44	0,23	–	0,81	99,65	
272973	Гранит	70,65	0,33	14,82	0,88	1,95	0,06	1,47	1,59	4,11	3,23	0,13	–	0,79	100,80	
376081	Гранит	70,30	0,41	14,32	1,05	1,80	0,05	0,91	1,34	4,05	4,19	0,12	–	1,04	98,70	
377311	Гранит	75,35	0,22	11,90	0,78	1,37	0,04	0,69	0,52	3,60	4,11	0,13	–	0,88	98,87	
378271	Гранит	70,70	0,28	15,89	0,35	1,39	0,06	0,70	1,98	3,54	4,31	0,15	–	0,69	99,41	

раннего девона [246]. Следует иметь в виду, что данный вывод относится, по нашему мнению, к большинству диорит-гранодиорит-гранитовых массивов Западного Саяна, но при этом не исключается наличие здесь единичных сходных в формационном отношении интрузий ашгиллского либо венлокского возраста. Корректное обоснование выделения самостоятельных дораннедевонских (ордовикских, раннесилурийских) синколлизионных гранитоидных интрузий продолжает оставаться актуальной проблемой геологии Западного Саяна.

Джойский гранитовый комплекс ($\gamma D_1 d$). Наиболее полные обобщающие сведения о массивах джойского комплекса, выделенного И. К. Баженовым (1924–1934 гг.), содержатся в работах П. С. Антонова [10]. Петротипом комплекса является одноименный массив, расположенный в северной части Западного Саяна в непосредственной близости от Саяно-Шушенской ГЭС [13]. Всего же джойский комплекс в Западном Саяне объединяет более 50 массивов гранитовой формации. Наиболее крупными из них являются Мунгашский (на площади его восточная часть около 250 км^2) массив. Площади остальных массивов варьируют от нескольких десятков до 100 км^2. Массивы представляют собой полого наклоненные лакколиты, гарполиты и пластообразные залежи мощностью от нескольких сот метров до 3–3,5 км. Мунгашский массив относится, вероятнее всего, к категории параавтохтонных батолитообразных залежей мощностью порядка 10 км по геофизическим данным [307, 309]. Абиссальные и мезоабиссальные интрузии джойского комплекса локализованы на венд-кембрийском и ордовик-нижнесилурийском стратиграфических уровнях, резко дискордантны по отношению к структурам вмещающей рамы, а гипабиссальные массивы вполне конкордантны впадинам раннего девона.

Средневзвешенный породный состав джойского комплекса следующий (%): биотитовые, реже мусковит-биотитовые лейкограниты — 35, умереннощелочные лейкограниты — 25, граниты — 25, умереннощелочные граниты — 5, гранодиориты — 5–7. В составе отдельных массивов спорадически отмечается присутствие ограниченного количества граносиенитов и кварцевых монцонитов, однако принадлежность их к собственно джойскому комплексу оценивается неоднозначно. Это же касается щелочнополевошпатовых лейкогранитов со щелочными амфиболами, присутствующих в составе Алашского и Сютхольского массивов. Одни исследователи предлагают выделять их в самостоятельный сейбинский комплекс [10], другие рассматривают их в качестве дополнительной фазы [163, 202], что требует проведения специальных исследований.

По составу первой (главной) фазы выделяются следующие петрографические типы массивов: существенно гранитовый и существенно лейкогранитовый. С последним типом тесно связан алашский подтип умереннощелочных лейкогранитов (аляскитов). По мнению П. С. Антонова [10], перечисленные типы отражают разные фации глубинности становления плутонов. Согласно данным [163], в Мунгашакском массиве проявлены одновременно абиссальные, мезоабиссальные и гипабиссальные фации. Жильная фаза джойского комплекса представлена мелкими штоками,

дайками и жилами мелкозернистых лейкогранитов, умереннощелочных лейкогранитов, гранит-порфиров, аплитов.

В пределах массивов джойского комплекса в экзоконтактовых зонах часто присутствуют дайки диоритовых порфиритов и габбро-порфиритов, внедрение которых предположительно связывается с заключительным этапом формирования комплекса в целом. Нередко они группируются в виде широких роев, как правило, в субширотном направлении (район Алдын-Маадыра).

Для пород джойского комплекса характерны розовато-, желтовато- и светло-серые тона окраски; однородная, массивная, редко гнейсовидная либо шлировая текстуры, порфировидная (порфиробластовая), реже равномернозернистая структуры. Иногда в гранитах отмечаются округлые автолиты гранодиоритового состава и ксенолиты вмещающих пород в эндоконтактовых зонах. Наиболее характерными вторичными изменениями являются автометасоматические и постмагматические калишпатизация, альбитизация, грейзенизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация, флюоритизация. Породы имеют калиевый характер щелочности. Типично повышенное содержание редкометалльных и редкоземельных элементов, особенно вольфрама, молибдена, ниобия, олова, иттрия; резкое преобладание суммарного содержания халькофильных элементов над сидерофильными. Химический состав пород приведен в табл. 6.

И. К. Кокодзеевым и др. [81] в тесной связи с Алашским гранит-лейкогранитовым массивом описаны мощные зоны тремолит-диопсид-эпидот-цоизит-мусковит-плагиоклаз-кварцевых метасоматитов и рудоносных железо-магнезиальных скарноидов.

Особыми признаками интрузий джойского комплекса являются (по П. С. Антонову [10]): активный способ внедрения расплава; однородный гранитовый, гранит-лейкогранитовый либо лейкогранитовый состав массивов, независимый от их геолого-структурного положения, глубины становления и состава вмещающих пород; концентрически-зональное строение массивов, выраженное в увеличении зернистости и порфировидности пород от периферии к ядерным частям; парагенетическая связь с рудопроявлениями вольфрама, молибдена, полиметаллов, железа, флюорита. Отмечается комагматичность пород комплекса с риолитами и трахириолитами из состава кужебазинской серии нижнего девона.

Нижний возрастной предел джойского комплекса определяется прорывом фаунистически охарактеризованных отложений лудлова и пржидола (шиштыкская серия) и вышележащих вулканитов кужебазинской серии лохковскго яруса, а также образований бичебалыкского и большепорожского комплексов. Гранитоиды Шапшальского массива прорваны в свою очередь интрузиями козерского комплекса [10] (Миллер и др., 1984ф), который несколько условно датируется нами девоном, в верховьях рек Ак-Суг и Куже валуны гранитов джойского типа обнаружены в агломератовых туфах саглинской свиты [10, 81, 163]. Таким образом, время формирования интрузий джойского комплекса определяется в достаточно узком возрастном интервале, близко отвечающем границе лохковского и пражского веков. С этим выводом хорошо согласуются данные

Таблица 6

Химический состав гранитоидов джойского комплекса (по А. Н. Бабкину [163])

Номер пробы	Название породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	п.п.п.	Сумма	Интрузивный массив
375431	Гранит	73,12	0,22	15,35	0,62	0,94	0,04	0,80	1,80	2,84	4,30	0,10	–	0,30	100,43	Мунгашакский
385891	Гранит	74,46	0,14	12,60	0,48	1,27	0,03	0,50	0,31	3,55	5,46	0,03	–	0,27	99,21	
385941	Гранит	72,24	0,36	14,00	0,81	1,77	0,09	0,63	1,63	3,67	4,40	0,10	–	1,48	99,86	
375341	Гранит	76,70	0,21	11,59	0,30	0,80	0,04	0,44	0,72	2,71	4,50	0,10	–	0,60	99,45	
256501	Гранит	75,35	0,21	13,20	0,70	0,70	0,03	0,49	0,40	3,65	4,86	0,02	0,06	0,64	100,31	
256741	Гранит	74,76	0,20	12,68	0,78	1,21	0,02	0,51	0,86	3,96	4,73	0,05	0,07	0,49	100,73	
375281	Гранит	75,30	0,24	13,60	0,38	0,83	0,05	0,66	0,44	3,26	4,73	0,06	–	0,88	100,43	
386091	Гранит	76,58	0,15	12,80	0,28	0,96	0,04	0,38	0,44	3,58	5,18	0,02	0,10	0,48	100,83	Алашский
388931	Гранит	75,31	0,11	12,45	0,74	0,85	0,02	0,28	0,22	3,22	5,25	0,01	0,10	0,40	98,86	
256451	Гранит	75,05	0,28	12,75	0,80	0,91	0,05	0,50	0,74	3,49	4,69	0,03	0,01	0,56	99,88	
375721	Гранодиорит	61,35	1,19	15,60	2,71	3,86	0,14	2,78	5,51	2,81	2,15	0,28	–	0,27	99,21	
255261	Гранодиорит	63,76	0,80	13,72	1,99	3,56	0,11	3,70	3,65	2,81	3,38	0,15	0,21	2,68	100,01	

рубидий-стронциевых датировок пород Мунгашакского (401 ± 7 млн лет), Алашского (392 ± 15 млн лет) и Сютхольского (387 ± 16 млн лет) массивов (Рублев и др., 1992ф). Аналогичные результаты показали калий-аргоновые датировки биотитов Мунгашакского (387–404 млн лет) и Алашского (401–405 млн лет) массивов (Рублев и др., 1992ф). В этот же интервал попадают наиболее древние калий-аргоновые датировки полевых шпатов и гранитоидов Джойского (403 млн лет), Мунгашского (391–398 млн лет), Каратошского (388 млн лет), Карахольского (388 млн лет) и Казырсугского (386 млн лет) массивов [13]. На гистограмме распределения радиологических датировок пород джойского комплекса [246] выделяется ряд экстремумов. Наиболее древний из них (390–405 млн лет) ближе всего отражает, по нашему мнению, время формирования рассматриваемых образований, остальные совпадают с пражско-эмсской (около 380 млн лет), каменноугольной (350–310 млн лет), пермо-триасовой (230–290 млн лет) и раннеюрской (200 млн лет) эпохами тектоно-магматических активизаций. Примечательно, что экстремумы возрастных датировок гранитоидов джойского и большепорожского комплексов следуют непосредственно друг за другом.

Бреньский граносиенит-гранитовый комплекс (γ, $\gamma\xi$, $\gamma\pi D_1 br$). На площади листа находится известный в литературе Бреньский гранитовый массив [142]. Этот массив вытянут в субмеридиональном направлении от руч. Абстрата (левый приток р. Хадын) на юге до низовьев р. Бурен на севере. С юга массив по зоне крупных разрывных нарушений граничит с нижнепалеозойскими образованиями. На севере, постепенно сужаясь, массив замыкается, располагаясь здесь среди раннепалеозойских гранитоидов. На востоке породы массива контактируют с докембрийскими отложениями. Породы Бреньского массива прорывают докембрийские, нижнекембрийские, нижнедевонские отложения и с размывом перекрываются верхнедевонскими отложениями.

Прорывание нижнедевонских эффузивов интрузией бреньского комплекса наблюдалось на левом берегу р. Мизина у устья. Интрузия в краевой части представлена здесь кварцевыми порфирами, прорывающими эффузивы. Последние насыщены жилами кварцевых порфиров, литологически весьма сходными с кислыми эффузивами кендейской свиты. На левом берегу р. Мизина наблюдается крупный останец кровли интрузива, сложенный нижнедевонскими плагиопорфирами, пронизанный многочисленными апофизами гранитов. Налегание на граниты верхнедевонских песчаников наблюдалось [142, 223] на горе Мажалык. В контакте интрузия представлена землистыми, дресвянистыми сильно измененными гранитами.

Граниты — розовые или оранжево-розовые, реже мясокрасные порфировидные крупно- и среднезернистые биотитовые, часто встречаются аляскитовые и лейкократовые разности. Полевые шпаты имеют розоватую или светло-серую окраску, кварц темно-серый. Местами встречаются серые крупно- и среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты. В составе массива изредка наблюдаются гранодиориты и сиениты. Несколько более разнообразны породы, слагающие северо-

западную часть массива. Здесь наблюдаются кирпично-красные мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты, также встречены розовато-серые роговообманковые граниты и гранодиориты в тесной связи с розовыми и красными, а также желтовато-розовые граносиениты — биотитовые, крупнозернистые. Граниты имеют гипидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуру. Состоят (%) из калиевого полевого шпата (30–40), плагиоклаза (25–35) и кварца (20–40). Темноцветные минералы присутствуют в небольшом количестве — 1–5%, очень редко до 10–15%; представлены биотитом, редко роговой обманкой. Из акцессорных минералов характерны апатит, магнетит, монацит, реже флюорит. Калиевый полевой шпат в большинстве случаев сильно пелитизирован, образует пегматоидные сростки с кварцем и часто наблюдается в виде кайм вокруг таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу № 25–28, реже к олигоклазу—андезину № 28–32, часто замещается альбитом, обычно серицитизирован. Биотит в большинстве случаев значительно хлоритизирован. К гранитам по составу тесно примыкают редко встречающиеся гранодиориты и сиениты. В гранодиоритах калиевый полевой шпат количественно уступает плагиоклазу, в сиенитах содержание кварца подает до 5–7%, плагиоклаз представлен альбитом.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры развиты преимущественно в западной части Бреньского массива, где они наблюдаются обычно на водоразделах, в то время как в более глубоких эрозионных срезах обнажены граниты. Преобладают розоватые, розовато-оранжевые и красноватые гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Характерной разновидностью являются гранит-порфиры с крупными (12–15 мм) кристаллами кварца округлой и овальной формы. Гранит-порфиры по составу аналогичны гранитам и представляют собой порфировые породы с микропегматитовой основной массой, сложенной кварцем и калиевым полевым шпатом. Последний встречается обычно лишь в основной массе. Породы содержат биотит и очень редко роговую обманку.

Кварцевые порфиры аналогичны по составу гранит-порфирам. Вкрапленники размером от 0,5 до 3 мм представлены кварцем, реже плагиоклазом, еще реже калиевым полевым шпатом и темноцветными минералами. Мелкозернистая основная масса состоит из тех же минералов и имеет микрогранитовую или микроаплитовую структуру. Кварц во вкрапленниках обычно заметно корродирован основной массой, плагиоклаз (олигоклаз № 12–15) серицитизирован; калиевый полевой шпат всегда сильно пелитизирован. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры тесно связаны с гранитами. Переходы между ними совершенно постепенные. Те и другие относятся безусловно к одному комплексу. Об этом свидетельствует близость минералогического и химического составов [142, 143].

Граниты бреньского комплекса [142] макроскопически среднезернистые, розовато-серые, имеют микродрузы черного кварца, которые располагаются на расстоянии 3–4 см друг от друга. Микродрузы часто обохрены и выглядят ржавыми пятнами. Мелкие штоки гранит-порфиров до кварцевых порфиров имеют еще более бледный розовато-серый цвет и кристаллы черного кварца в микродрузах, но есть и отдельные правильные

кристаллы по всей массе. Граниты имеют порфировидную пойкиллитовую мелко- и среднезернистую (1,5–6 мм) структуру с микроаплитовой (0,15–0,5 мм) основной массой в сочетании с микрографической. Фенокристы составляют 10–20 % породы и представлены калишпат-микропертитом и кварцем. В калишпат-микропертите пертиты составляют от 5 до 25–30 %, пойкиллитовые включения представлены более мелкими (0,5–1 мм) кристаллами плагиоклаза с каймой кварца и мусковита.

Эндоконтактовые и апикальные части массива представлены гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Кварцевые порфиры краевых частей интрузии макроскопически весьма сходны с кислыми эффузивами кендейской свиты. Те и другие встречаются совместно. Граница между ними весьма условна. Интрузивные кварцевые порфиры характеризуются своеобразными равномернозернистыми структурами (микроаплитовая, реже микропегматоидная и сферолитовая), которые не наблюдаются в эффузивах.

Экзоконтактовые изменения, как правило, не установлены. В целом ряде мест наблюдались контакты девонской интрузии с кембрийскими и докембрийскими карбонатными и терригенными породами.

Жильные породы, связанные с комплексом, встречаются редко. Среди них отмечаются жилы пород среднего и кислого состава. Первые представлены серыми кварцевыми диоритами с идиоморфными шестоватыми кристаллами роговой обманки. Ко вторым относятся гранит-аплиты и аплиты.

В отличие от раннепалеозойских гранитов породы девонского комплекса характеризуются следующими признаками: 1) более постоянным и однообразным составом пород с преобладанием гранитов; 2) резко выраженным гипабиссальным характером значительной части интрузии; 3) слабыми экзоконтактовыми изменениями; 4) почти полным отсутствием явлений контаминации и гибридизма; 5) сравнительно слабым развитием жильной серии.

В гранитах бреньского комплекса, судя по протолочкам [223], присутствуют монацит, торит, ортит, оранжит, галенит, шеелит, циркон и в большом количестве магнетит. Эти минералы обнаружены как в розовых, так и в серых гранитах.

Интрузии бреньского комплекса прорывают нижнедевонские эффузивы кендейской свиты и перекрываются верхнедевонскими красноцветами. Первые имеют радиологический возраст 310 млн лет. Радиологический возраст гранитов западной части Бреньского массива по аргоновому методу составляет 280 млн лет [80]. Несмотря на приведенные цифры, возраст Бреньского массива не может считаться строго доказанным. Возможно, этот массив является более древним, так как, во-первых, на юге, в Сангилене, имеются граниты, петрографически аналогичные вышеописанным, но датирующиеся по данным геологического картирования как нижнепалеозойские, и, во-вторых, радиологический возраст гранитов центральной части Бреньского массива составляет 334 и 370 млн лет [223]. Данные по химическому составу пород комплекса приведены в табл. 4.

Сангиленский щелочно-сиенитовый комплекс ($E\xi D_1 sn$) включает в себя две небольшие интрузии — западную (2 км^2) и восточную (1 км^2) в

Сангиленском выступе (I_1). Размещаются они среди образований тесхемской и мугурской свит протерозоя и хапсугской свиты рифея. Интрузии являются конкордантными телами, вытянутыми согласно простиранию вмещающих пород. Сложены преимущественно нефелиновыми сиенитами (фояитами). Кроме микроклина, нефелина, слюды и роговой обманки, в них встречаются диопсид, альбит, сфен, апатит, канкринит, рудный минерал. В меланократовых разностях эндоконтактовых зон восточной интрузии содержатся сфен (до 40%) и кальцит (до 5–8%). В западной интрузии встречены канкринитовые сиениты [56]. Нефелиновые сиениты имеют следующие химические составы [8] (%): SiO_2 — 51,84, TiO_2 — 0,19–0,62, Al_2O_3 — 27,43–29,04, Fe_2O_3 — 0,23–1,29, FeO — 1,09–1,89, MnO — 0,02–0,03, MgO — 0,62–1,14,CaO — 10,74–11,56, Na_2O — 3,77–3,95, K_2O — 0,47–0,58, P_2O_5 — 0,10–0,14. В геофизических полях интрузии комплекса не отражаются из-за малых размеров. Возраст сангиленского комплекса на листе достоверно не установлен и принят раннедевонским в соответствии с Верхне-Енисейской легендой для Госгеолкарт-200 [315] и легенды Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 (Бабин, 2005).

Девонские(?) интрузии плагиогранитов, диоритов, кварцевых диоритов (pγ, δ, qδD?). В это подразделение отнесена группа пространственно сближенных, небольших по площади штоков, пластовых, трещинных и каркасных интрузий, даек и их роев, сосредоточенных в юго-западной части Западно-Саянской системы. По составу они подразделяются на две подгруппы, которые с некоторой долей условности можно рассматривать в качестве двух последовательных фаз внедрения. Первая подгруппа объединяет малые тела и дайки диоритов, кварцевых диоритов. Вторая подгруппа представлена рядом небольших гипабиссальных массивов, сложенных плагиогранитами и амфибол-биотитовыми и биотитовыми низкощелочными гранитами при подчиненном развитии нормальных гранитов, гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, связанных между собой постепенными переходами. Характер соотношений пород массивов первой и второй подгрупп между собой в настоящее время не установлен, так как в совместном залегании они не наблюдались.

Интрузивные тела как первой, так и второй подгрупп отчетливо прорывают граниты Шапшальского массива, интрудируют отложения илеморовской и уюкской свит среднего девона и вулканиты кендейской свиты Каргинского прогиба. Из этого следует, что нижняя возрастная граница рассматриваемых образований не может быть древнее живетского яруса. Каких-либо данных, объективно свидетельствующих о их верхней возрастной границе, в настоящее время не установлено.

П. С. Антоновым [10] по результатам изучения Козерского и Чульчанского массивов на листе М-45 был выделен девонский козерский комплекс. Позднее рассматриваемые образования были подробно охарактеризованы В. Я. Миллером и др. (1984ф), описавшим их в качестве третьей фазы становления Шапшальского плутона. П. С. Антонов [10], основываясь на данных по двум определениям радиологического возраста гранитоидов Козерского массива калий-аргоновым (по породе) методом (270 и 306 млн лет), считал возможным датировать рассматриваемые

образования по аналогии с интрузиями Горного Алтая поздним карбоном–ранней пермью. В. Я. Миллером и др. (1984ф) и в легенде Западно-Саянской серии [246] они проиндексированы девоном. Однако на настоящий момент относить к козерскому комплексу тела, выделяемые на листе М-46 как условно девонские, нет достаточных оснований.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузии этого возраста развиты на площади довольно широко, характеризуя этап тектоно-магматической активизации. Морфологически образуют как штокообразные тела, так и линейные пояса даек, подчиненные субширотному направлению структурных швов и поперечным к ним субмеридиональным и северо-западным разломам. Ранее все эти мелкие тела и дайки включались в объем сложного полифазного торгалыкского комплекса позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [6, 7, 166, 264, 265], хотя и высказывалось предположение о возможно более молодом пермо-триасовом возрасте. Впоследствии работами П. С. Матросова, [241], Г. Н. Шапошникова [103], Л. А. Михалевой [106], Р. В. Оболенской [113, 115], А. В. Болонина [25, 26] были получены данные о существовании мезозойских комплексов, которые нашли отражение в серийных легендах для геологических карт масштаба 1:200 000 второго издания [246, 315]. Выделяются чазадырский базальт-долеритовый, чуйский, агардагский дайковые лампрофировые, улатайский карбонатитовый комплексы. Более полно они проявлены в Западно-Саянской складчатой системе, в Верхне-Енисейской пока зафиксирован только агардагский комплекс [108]. Выделяемый ранее каргинский лампрофировый комплекс в Каргинском грабене упразднен, так как он является полным аналогом чуйского комплекса, широко развитого западнее на сопредельной площади в структурах Горного Алтая [113].

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чазадырский базальт-долеритовый комплекс ($\nu P-T\check{c}z$). Комплекс выделяется в бассейнах рек Чадан и Торгалык, где образует несколько овально вытянутых тел размером от 2 до 15 км^2, сложенных габбро, оливиновыми долеритами, базальтовыми порфиритами и габбро-долеритами, имеющими кайнотипный облик. При крупномасштабных геологических работах и на Карте Тувинской АССР (1983) масштаба 1:500 000 они были показаны первой фазой торгалыкского габбро-сиенитового комплекса с возрастом PZ_{2-3} [46, 237, 312, 318, 319]. Расположение тел подчинено разрывным нарушениям субширотного направления, подновленным в этап мезозойской активизации. Линейные дайковые тела приурочены к поперечным нарушениям субмеридионального направления, часто образуют сгущения и «кусты» в местах пересечения субширотных и субмеридиональных разломов, что зафиксировано в районе Ховуаксинского кобальтового месторождения [94, 312], и сложены преимущественно оливиновыми долеритами и базальтовыми порфиритами. Протяженность даек 200–500 м,

реже до 1 км, мощность 2–3 до 5 м. Габбро представляют собой породы темно-серого цвета с четко выраженной офитовой структурой, массивной текстурой, состоящие в основном из плагиоклаза, пироксена, амфибола и небольшого количества (до 5%) оливина. Плагиоклаз представлен андезином до андезина—лабрадора, обнаруживает зональное строение, замещен агрегатом цеолита с хлоритом, образует идиоморфные призматические зерна. Пироксен по оптическим свойствам отвечает авгиту, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, замещается роговой обманкой от периферии зерен к центру, вплоть до образования остаточных мелких реликтов. Оливин образует редкие зерна неправильной формы в интерстициях между зернами пироксена, почти полностью замещен агрегатом бастита с серпентином. Из вторичных минералов отмечаются хлорит, цеолиты, актинолит, из акцессорных — апатит и магнетит.

Оливиновые долериты, габбро-долериты преобладающе ориентированы в субмеридиональном направлении (340–350°), поперечно северо-восточному направлению Центрально-Тувинского прогиба. Это темные зеленовато-серые мелкозернистые породы порфирового строения, которые отличаются миндалекаменной структурой. Главными породообразующими минералами являются основной плагиоклаз (андезин—лабрадор) и пироксен, представленный титан-авгитом и гиперстеном. Последний часто обрастает авгитом и замещен агрегатом хлорита с серпентином. Основная масса офитового строения, часто содержит 5–7% мелких зерен оливина. Миндалины имеют размеры 1–3 мм, заполнены карбонатом, хлоритом и цеолитами. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом.

По химическому составу породы комплекса (табл. 7) принадлежат к умеренно-щелочным базальтам натриевого ряда с повышенной меланократовостью и титанистостью (Классификация..., 1981 [78];

Таблица 7

Химический состав пород чазадырского комплекса

Номер пробы	Название породы	Компоненты											Источник
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Михалева Л. В. [106]
1016	Габбро	48,0	1,32	14,20	2,97	8,18	0,16	6,60	7,95	2,85	0,83	0,32	7,82	
990	Габбро	48,0	1,79	15,03	4,00	7,86	0,34	6,87	8,11	2,85	0,74	0,45	3,77	
1094	Базальтовый порфирит	47,90	2,55	14,30	5,75	8,10	0,29	6,16	6,51	4,00	0,43	0,37	3,68	
969	Оливиновый долерит	46,80	2,04	14,70	3,48	9,61	0,44	6,10	6,55	3,70	0,60	0,29	5,00	
1029	Оливиновый долерит	45,60	1,40	15,25	2,63	9,07	0,18	10,0	9,05	2,53	0,40	0,28	3,40	
972	Габбро-долерит	47,00	1,40	15,10	4,17	8,06	0,28	6,10	8,98	3,10	0,90	0,20	4,20	

Петрографический кодекс, 1995). Геохимической особенностью пород являются повышенные по сравнению с кларком содержания цинка, свинца, кобальта, ртути, мышьяка и редких земель, при пониженных содержаниях хрома и никеля [106].

Вопрос о возрасте комплекса, как и всего мезозойского магматизма, является дискуссионным. Нижний возрастной предел по геологическим данным определяется послеверхнедевонским. Радиологические определения K-Ar методом по породе укладываются в интервал 232–262 млн лет [115], а по данным Л. В. Михайлевой [106] варьируют в значительных пределах — от 334 до 215 млн лет.

Возраст комплекса принят пермо-триасовым на основании его близкого сопоставления с дайковым теректинским комплексом в Горном Алтае и миролюбовским комплексом малых интрузий в Калбе в Рудном Алтае [106, 246]. Предполагается парагенетически связь с этим комплексом кобальт-арсенидной минерализации ховуаксинского типа и ртутная минерализация [115, 234].

ЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чуйский дайковый лампрофировый комплекс ($\chi J\check{c}u$) выделен Р. В. Оболенской [113] в 1981 г. в Горном Алтае, где находится его петротип. В Западно-Саянской складчатой системе распространен в виде роев даек в Каргинском грабене. Комплекс сложен керсантитами, спессартитами, минеттами, сиенит-порфирами. Количественно преобладают керсантиты и минетты, пространственно разобщенные. Дайки ориентированы преимущественно в северо-западном направлении 300–320°, падение их крутое до вертикального. Протяженность даек 300–700 м, редко более 1000 м, мощность от 1 до 3 м. Строение даек иногда сложное, когда центральные части сложены керсантитами, а краевые спессартитами. Главными породообразующими минералами являются биотит, клинопироксен (диопсид), в спессартитах изредка оливин. В основной массе в керсантитах преобладает плагиоклаз (андезин), а в минеттах — калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и реже ортитом в минеттах и сиенит-порфирах. Спессартиты встречаются редко. В их составе преобладают плагиоклаз (андезин) и зеленая обыкновенная роговая обманка. Иногда в качестве псевдовкрапленников присутствует ксеногенный кварц в виде зерен неправильной формы с наличием узких кайм, выполненных мелкозернистым агрегатом роговой обманки. Основная масса имеет призматическизернистую структуру, состоит из плагиоклаза, амфибола с реликтами моноклинного пироксена.

В сиенит-порфирах вкрапленники представлены микроклином, реже плагиоклазом и роговой обманкой. Основная масса имеет мелкозернистое полнокристаллическое строение, аллотриоморфнозернистую структуру и состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки, реже кварца (до 3%). Из акцессорных минералов встречаются циркон, сфен и ортит. Вторичные минералы представлены актинолитом,

Таблица 8

Химический состав пород чуйского и агардагского комплексов (по Л. В. Михалевой [106], по В. М. Немцовичу [108])

Номер пробы	Название породы	Компоненты												Комплекс
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	
2	Минетта	45,42	1,20	11,57	3,34	4,69	0,10	12,22	6,99	1,50	3,20	1,26	9,06	Чуйский
4	Минетта	54,54	1,42	15,08	1,90	3,69	0,20	7,42	5,18	3,26	5,32	0,95	1,32	
6	Минетта	49,57	0,91	12,17	4,89	2,07	0,08	4,57	8,56	1,23	5,89	1,01	8,81	
12	Керсантит	48,02	1,33	11,43	2,41	6,50	0,10	9,81	6,32	1,42	3,59	0,47	8,00	
14	Керсантит	45,38	1,16	13,63	4,74	5,03	0,10	7,54	8,66	2,85	1,70	0,79	8,85	
16	Керсантит	42,34	1,41	14,26	6,71	5,13	0,16	7,55	8,26	3,30	1,84	0,15	7,85	
141	Спессартит	54,80	1,10	16,15	3,70	5,00	0,10	4,90	7,31	3,42	2,35	0,25	1,60	
17	Спессартит	54,78	1,39	11,39	2,50	3,08	0,10	7,43	4,67	2,72	4,75	0,93	5,65	
110	Камптонит	46,70	2,78	16,60	4,94	6,90	0,20	4,72	6,82	4,00	3,06	0,76	1,26	Агардагский
112	Камптонит	46,60	2,81	16,70	6,80	5,05	0,20	4,35	6,62	4,00	2,77	0,74	0,68	
181	Керсантит	47,12	0,65	15,30	3,83	11,93	0,13	3,41	4,27	5,40	2,62	0,15	4,87	
3767	Вогезит	52,70	0,10	19,73	2,94	4,43	0,21	0,26	1,32	6,26	5,00	н/о	5,16	

хлоритом, кальцитом, реже эпидотом и биотитом. В порфировых выделениях микроклина по краям отмечаются узкие реакционные каемки альбита. По химическому составу породы относятся к мезобазальтовой породной группе, они умереннощелочные, калиево-натриевые, низкотитанистые и низкоглиноземистые (табл. 8) [113].

По геологическим данным возраст определяется как последевонский. В Каргинском грабене имеются данные о находках жил барита с полиметаллической и сульфоарсенидной минерализацией в отложениях куведованской свиты нижней юры [319, 320], пространственно совмещенных с роями даек чуйского комплекса. Радиологический возраст, определенный K-Ar методом по породе, укладывается в интервал 190–210 млн лет [115], что соответствует ранней юре. В геохимическом отношении в породах комплекса повышены по сравнению с кларком содержания свинца, ртути, мышьяка, сурьмы, редких земель цериевой группы. С комплексом парагенетически связаны полиметаллическая, ртутная, барит-флюоритовая и сульфоарсенидно-кобальтовая минерализация [115].

Агардагский дайковый лампрофировый комплекс ($\chi J a$) выделен В. М. Немцовичем в 1976 г. в нагорье Западного Сангилена в зоне Агардагско-Окинского глубинного разлома, где дайки комплекса прорывают кристаллические сланцы мугурской свиты протерозоя и гипербазиты позднего рифея Агардагского массива [108]. Дайки имеют протяженность 300–500 м при мощности от 0,5 до 2 м, западную–северо-западную ориентировку и сложены камптонитами, керсантитами, камптовогезитами. В бассейне р. Эрзин зафиксированы одиночные дайки северо-восточного простирания, сложенные долеритами, схожими с чазадырским комплексом [106]. Камптониты — породы темно-серого цвета, мелкозернистые с пятнистой и брекчиевидной текстурой за счет наличия лейкократовых обособлений размером 0,2–1,5 мм, которым подчинены агрегаты амфибола. Вкрапленники представлены короткопризматическими лейстами андезина—лабрадора, часто соссюритизированного, и диопсидом, замещаемым агрегатом хлорита с карбонатом. Встречаются псевдоморфозы серпентина по оливину. Основная масса выполнена теми же минералами, с развитием карбоната, талька, серпентина и рудного минерала. При появлении калиевого полевого шпата (1–3 %) намечается переход к камптовогезитам. В них нередко встречаются псевдоморфозы талька, вероятно по ромбическому пироксену. В керсантитах порфировые выделения представлены диопсидом, погруженным в основную массу, состоящую из соссюритизированного плагиоклаза, темно-коричневого, бурого биотита (20–25 %), светло-зеленоватой роговой обманки (8–10 %) и единичных псевдоморфоз серпентина с тальком по оливину. Из акцессорных минералов присутствуют апатит в виде короткопризматических агрегатов и рудный минерал. Вторичные минералы представлены цоизитом, пренитом, карбонатом. Вогезит встречен в дайках, рассекающих Агардагский гипербазитовый массив в его северо-западной части, сложен калиевым полевым шпатом с красновато-бурой роговой обманкой (основная масса) и вкрапленниками авгита. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и единичными призмами циркона.

По петрохимическому составу породы комплекса относятся к мезократовой базитовой группе умереннощелочных пород калиево-натриевого ряда, высокотитанистые, умеренноглиноземистые, недосыщенные кремнекислотой (табл. 8).

Р. В. Оболенская [115] указывает на парагеническую связь с этим дайковым комплексом ртутной и флюорит-баритовой минерализации. Возраст комплекса, определенный K-Ar методом по породе, устанавливается в пределах 211–215 млн лет [115], а по данным В. М. Немцовича [108] возраст камптонитов, определенный также K-Ar методом по породе, значительно удревнен — до 417–470 млн лет, что, по мнению автора, «обусловлено интенсивной контаминацией высокотемпературного, насыщенного летучими расплава древними гнейсосланцевыми породами докембрия при неполной его гомогенизации». Возраст комплекса принят юрским согласно легенде Верхне-Енисейской серии для геологических карт масштаба 1 : 200 000 второго издания [315].

МЕЗОЗОЙСКИЕ ЛАМПРОФИР-ДОЛЕРИТОВЫЕ ДАЙКОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ($\chi-\nu MZ$)

На площади листа эти образования слагают в Западно-Саянской складчатой системе «кусты» и рои даек субмеридионального направления, которое является поперечным к субширотному простиранию Хемчикско-Систигхемского и Центрально-Тувинского прогибов. По данным геологических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 они включались в объем торгалыкского гипабиссального комплекса и субвулканической фации девонского вулканического комплекса. В сводных картах масштаба 1 : 1 000 000 [42] и 1 : 500 000 [253, 254] субмеридиональное направление тел не отмечалось. Впервые о таком комплексе даек «диабазов», которые связаны с зонами разломов, контролирующих ртутное оруденение, упоминал В. А. Кузнецов (1966). Дайки основных и средних пород Центрально-Тувинского прогиба позднее были изучены Л. В. Михалевой [106], которая впервые из состава торгалыкского габбро-сиенитового комплекса выделила самостоятельный дайковый комплекс мезозойского возраста с названием чаданский комплекс. Название «чаданский» было предложено еще А. Н. Кеном в 1962 г. для комплекса даек базальтовых порфиритов Центральной Тувы, которые он считал подводящими каналами девонских эффузивов, хотя часть этих даек рассекала средний и верхний девон. В связи с таким разночтением мы не используем термин «чаданский комплекс», выделяя мезозойские дайковые лампрофир-долеритовые образования, более поздние, чем чазадырский комплекс.

Дайки группируются в пять коротких субмеридиональных узлов протяженностью 30–50 км при ширине 5–10 до 15 км. В количественном выражении преобладают долериты, реже встречаются одиниты, малхиты и единично — базальтовые порфириты, отвечающие по химическому составу лимбургитам [94]. Интервалы между дайками в «кустах» варьируют от 5–10 до 70–100 м, иногда на 1 км их насчитывается до 20 штук. Простирание даек от СЗ 350° до СВ 20°, падение крутое до вертикального,

протяженность 1–5 км, мощность 2–4 м. Контакты с вмещающими породами резкие, секущие, контактовые изменения выражены маломощными (1–5 см) зонами перекристаллизации пород. Часто наблюдается зональное строение даек: афанитовое в приконтактовой, мелкозернистое в центральной частях. Структура порфировая с микроафировой структурой основной массы. Порфировые выделения в большинстве своем представлены лейстами плагиоклаза, ориентированными субпараллельно поверхности контакта, создавая псевдофлюидальную текстуру пород. По составу среди даек преобладают долериты темно-зелено-серого до черного цвета, мелкозернистые. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (андезин—лабрадор) и пироксен, представленный моноклинной и ромбической модификациями. Последний узнается по псевдоморфозам талька с хлоритом в виде овальных зерен. Моноклинный пироксен представлен железистым авгитом. Структура основной массы офитовая, в ней развиты хлорит, карбонат, пироксен, тальк. Химический состав даек комплекса отвечает мезобазальтоидам умеренной щелочности натриевого ряда, с повышенной железистостью.

Возрастное положение даек устанавливается по пересечению ими ордовикских, силурийских и девонских отложений, а также по прорыванию в районе Сев. Торгалыга, Хандагайты тел габброидов чазадырского комплекса, имеющих триасовые радиологические датировки. Немногочисленные радиологические определения K-Ar методом в ИГиГ СО РАН по породе из рудного поля Терлиг-Хайского ртутного месторождения дают разброс от 316 до 160 млн лет [106, 115]. С дайками пространственно ассоциирует ртутная, сульфоарсенидно-кобальтовая и полиметаллическая сульфосольная минерализация (Терлиг-Хая, Шемушдаг, Чазадыр).

Улатайский карбонатитовый комплекс (ϑMZ?*u*) выделен в бассейне рек Ча-Холь и Улатай, где он слагает семь обособленных тел среди ордовик-силурийских и верхнедевонских отложений. Тела карбонатитов небольших размеров и на геологической карте показаны вне масштаба, поскольку с ними связано продуктивное комплексное железо-редкоземельное оруденение с флюоритом, баритом и ураном. Ранее эти образования относились к улатайскому гидротермально-метасоматическому комплексу, связанному с субщелочным гранитоидным магматизмом с возрастом PZ_{2-3} [104, 117, 165, 265, 246]. В последние годы получены данные, свидетельствующие о карбонатитовой природе тел [25, 26], что нашло отражение на данной карте.

Карбонатитовые тела по форме разделяются на трубообразные и линейные (дайковые). Все они имеют резкие крутопадающие контакты с вмещающими породами с углами 60–85° к центру тел. Трубообразные тела имеют размеры в поперечнике от 650 × 400 до 750 × 650 м. Протяженность линейных тел от 300 до 1500 м при мощности от 10 до 120 м. Все тела глубокими скважинами [104, 265] прослежены до глубины 500 м без признаков выклинивания. Карбонатитовые тела сложены анкерит-кальцитовыми и сидеритовыми карбонатитами, эруптивными брекчиями, которые в значительных количествах содержат сидерит, гематит, барит, флюорит и бастнезит, что определяет их значимость как комплексных железо-

флюорит-барит-редкоземельных с ураном руд. Карбонатиты обладают брекчиевой текстурой, где обломки вмещающих пород сцементированы анкерит-сидеритовым материалом. Количество обломков варьирует от 15 до 60 %, составляя в среднем 25 %. Размер их колеблется от нескольких мм до 30–50 см, достигая в единичных случаях глыбовых размеров до 3–5 м [265, 117]. Обломки угловатые, по краям наблюдаются каймы кварц-серицитового и серицит-микроклинового состава в 3–5 мм. В составе обломков отмечаются песчаники, алевролиты, зеленокаменно измененные эффузивы, граниты, лампрофиры спессартитового облика. Обломки гранитов интенсивно грейзенизированы с образованием мелкочешуйчатых агрегатов мусковит-флогопитового состава. Распределение обломков различной размерности относительно равномерное, что может свидетельствовать об отсутствии гравитационной сепарации и высокой вязкости расплава [26]. Структура карбонатитов порфировая, во вкрапленниках наблюдаются сидерит, флюорит, барит, пирит, кварц, бастнезит, реже магнетит и чешуйчатый мусковит. Размер вкрапленников от 0,5 до 3 мм, редко более, количество их достигает 50 %. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом тех же минералов, среди которых преобладают сидерит и анкерит. Структура ее гипидиоморфнозернистая. В некоторых разностях сидеритовых карбонатитов проявлена директивная текстура, подчеркнутая ориентированным расположением призматических вкрапленников барита.

Анкерит-кальцитовые карбонатиты — массивные породы белого цвета, сложенные кальцитом (55–70 %) изометричной формы, полисинтетически сдвойникованным, и ромбоэдрическим анкеритом (25–30 %). Структура гипидиоморфнозернистая. Из других минералов присутствуют (%) пирит (1–2) кварц (1–2), апатит (1), акцессорные — монацит, паризит, рутил, торит, халькопирит, магнетит, мусковит.

Сидеритовые карбонатиты состоят (%) из сидерита (60), барита (20), флюорита (12), пирита (3), бастнезита (1,5), кварца (1), апатита (0,5). Акцессорные — молибденит, уранинит, рутил, золото [25]. По геохимическим особенностям карбонатиты отличаются резко повышенными содержаниями относительно кларка серы, бария, стронция, редких земель цериевой группы, молибдена, фтора, железа [265, 25].

Образование карбонатитов протекало в две стадии. В первую образовались анкерит-кальцитовые, во вторую — флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты с бастнезитом. В последующем карбонатиты испытали гипергенное окисление до глубины 100–200 м, что изменило их первичный состав и определило наличие нескольких природных типов руд. Исходя из приведенных структурно-текстурных особенностей, формы и строения карбонатитовых тел, их контактов с вмещающими породами, можно предполагать, что формирование анкерит-сидеритовых карбонатитов происходило путем заполнения открытого пространства вязким высококонцентрированным расплавом при быстрой его кристаллизации. Расплав представлял собой массу, в которой были смешаны вкрапленники, обломки вмещающих пород и остаточной жидкости, что приводило к образованию крутопадающей полосчатости, выраженной в директивных текстурах.

По минералого-геохимическим характеристикам карбонатиты комплекса вполне соответствуют «редкоземельным карбонатитам хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации» по классификации В. С. Самойлова [130]. Другие исследователи рассматривают трубообразные и линейные тела как типичные трубки взрыва, образованные под воздействием восходящих флюидов, насыщенных газовыми компонентами, источником которых являются невскрытые тела гранитов мезозойского возраста, разновеликие обломки которых постоянно присутствуют в рудных телах [117].

Возраст карбонатитов является дискуссионным. Определения K-Ar методом по биотиту в обломках гранитов находятся в пределах от 122 ± 5 до 151 ± 6 млн лет [117]. Определения радиологического возраста сидеритовых карбонатитов тем же методом находятся в пределах 66–75 млн лет [26]. По нашим данным (Rb-Sr метод), возраст оруденения определяется в 110 млн лет. Исходя из геологических данных, свидетельствующих о том, что в обломках, включенных в сидеритовые карбонатиты, присутствуют лампрофиры, схожие с мезозойским лампрофировым дайковым комплексом, возраст улатайского комплекса принят условно мезозойским.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические образования на площади листа широко развиты в пределах Западно-Сангиленского и Харальского выступов, в Центрально-Саянском синклинории, Восточно-Тувинском антиклинории, Ондумском и Монгун-Тайгинском синклинориях. В Западно-Сангиленском выступе породы метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации, в остальных структурах — в зеленосланцевой фации. В гнейсах тесхемской и мугурской свит устанавливаются следующие парагенезисы: дистен + гранат + биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз № 26–28 + кварц, что соответствует условиям силлиманит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации, амфиболитовой фации повышенного давления ($P > 6{,}5$ кбар, $T \sim 650–780$°C). В кристаллических сланцах устанавливаются парагенезисы: силлиманит + гранат + кордиерит + биотит + калиевый полевой шпат + плагиоклаз № 22–27 + кварц. Часто встречается андалузит. В мраморах дополнительно присутствует диопсид. Это особенно характерно для карбонатных пород балыктыгхемской свиты. Эти парагенезисы характерны для амфиболитовой фации пониженных давлений, что соответствует давлению 4 кбар и температуре 700°C.

В целом для пород тесхемской, мугурской и балыктыгхемской свит отмечается зональность регионального метаморфизма, что выражается наличием в ряде мест пород эпидот-амфиболитовой фации. В таких участках в породах отмечается минеральная ассоциация: диопсид + актинолит + + эпидот + кварц + плагиоклаз № 12–15.

Время проявления низкоградиентного метаморфизма дистен-силлиманитовой фациальной серии установлено датированием цирконов из лейкосомы мигматитов мугурской свиты в $536 \pm 5{,}7$ млн лет U-Pb методом [80]. В гранат-гиперстеновых плагиогнейсах тесхемской свиты U-Pb методом датирован циркон и по циркону установлен возраст 494 ± 11 млн лет [79]. Возможно к этому же времени приурочено формирование параавтохтонных гранитоидов чжаргалантского комплекса, возраст которого, определенный по цирконам U-Pb методом, составляет 521 ± 12 млн лет [79]. Часть исследователей с этим этапом гранитизации связывают становление чарнокитоидных гранитов мотутского комплекса, широко развитого восточнее площади листа, с возрастом 489 ± 18 млн лет (Rb-Sr и Ar-Ar методы).

По данным И. К. Козакова [79], метаморфизм тесхемской, мугурской, балыктыгхемской и билинской свит происходил в промежутке времени от 536 до 496 млн лет. С этим этапом часть исследователей связывают проявление на Сангиленском выступе гранитоидных интрузий сархойского комплекса ордовика [79, 96]. Субстратом метаморфических пород могли быть терригенно-карбонатные осадки с возрастом протолита 809 ± 17 млн лет, установленным по цирконам из двупироксеновых гнейсов тесхемской свиты (30 кристаллов), и 767 ± 15 млн лет — по цирконам из гранат-дистен-биотитовых гнейсов мугурской свиты (19 кристаллов) [79]. Установленные в единичных случаях по цирконам раннерифейские (1,5 млрд лет) и раннепротерозойские (1,9–2,5 млрд лет) датировки возможно характеризуют возраст источников сноса терригенного материала.

В метаморфических породах тесхемской и мугурской свит и их нерасчлененного аналога локально развиты наложенные процессы диафтореза фации зеленых сланцев. Локальные зоны диафтореза развиты в зонах нарушений северо-восточного простирания, где в породах с парагенезисом диопсид + роговая обманка + плагиоклаз + кварц появляются минеральные ассоциации альбита, эпидота, хлорита, актинолита и серицита. Интенсивность такого диафтореза нарастает по мере продвижения к контакту глубокометаморфизованных пород с терригенно-карбонатными породами хапсугской и аймакской свит рифея. Диафторические регрессивные преобразования пород амфиболитовой фации одновременно сопровождались прогрессивным зеленосланцевым метаморфизмом пород хапсугской и аймакской свит.

Процессы соскладчатого зеленосланцевого метаморфизма широко проявлены в Западно-Саянской складчатой системе в Центрально-Саянском синклинории в породах сютхольской, алтынбулакской и ишкинской свит. Эти породы метаморфизованы в условиях мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев (сютхольская свита), хлорит-серицитовой (филлитовой) фации (ишкинская свита). Зеленокаменно измененные вулканиты алтынбулакской свиты метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой фации. Характерной особенностью аспидносланцевых терригенных пород является проявление кливажа, интенсивность которого зависит от характера переслаивания пород. В алевропелитах наиболее интенсивное преобразование глинистого цемента происходит в плоскостях кливажа, где отмечаются мелкочешуйчатые агрегаты хлорита, гидрослюды и микрокристаллический кварц. В кремнисто-глинистом цементе песчаников и гравелитов устойчивыми образованиями являются хлорит, гидрослюда и кварц. Обломочные плагиоклазы замещаются хлоритом и пренитом в зависимости от их основности. В терригенных породах филлитовой фации (ишкинская свита) наблюдается полная раскристаллизация цемента, превращенного в микрокристаллический агрегат хлорита, серицита, кварца, альбита. Типоморфными ассоциациями являются кварц + альбит (плагиоклаз) + хлорит + серицит (мусковит, биотит) + пренит (эпидот). В зеленокаменных вулканогенных породах пренит-пумпеллиитовой фации типоморфные минеральные ассоциации представлены пренитом,

пумпеллиитом, хлоритом, альбитом. Степень сохранности первично-магматических структур и текстур вулканических пород зависит от их мощности и, соответственно, от степени дислоцированности. Основная масса эффузивов имеет микрогранонематобластовую структуру и сложена хлоритом, пренитом, кварцем, кальцитом, альбитом, лейкоксеном и рудными минералами. Часто наблюдается ориентированное расположение минералов. Присутствуют кварц-кальцитовые прожилки. Плагиоклаз порфировых выделений почти нацело замещен альбитом, хлоритом, пренитом, серицитом; темноцветные минералы замещены хлоритом, пренитом совместно с кальцитом и кварцем. Типоморфными минералами зеленокаменно измененных вулканитов основного состава являются хлорит + пренит + кварц + кальцит + альбит, сосуществующие с не полностью замещенными первичномагматическими плагиоклазом и темноцветными минералами (авгит, роговая обманка). Проведение геологических границ и установление мощности в таких отложениях весьма субъективно и затруднено из-за их интенсивной дислоцированности, выраженной в виде плойчатости, мелких складок с амплитудой от первых метров до 100 м, однообразием литологического состава свит и отсутствием маркирующих горизонтов.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метасоматические образования широко развиты на площади листа и представлены скарнами (sk), березитами (br), лиственитами (l), пропилитами (p), грейзенами (gr), аргиллизитами (ar), вторичными кварцитами (vk) и роговиками. Выделяются также гидротермальные образования, часто ассоциированные с метасоматитами и представленные кварцевыми жилами (q), кальцитовыми, кварц-карбонатными (q-ca) и кварц-флюоритовыми (f) жилами.

Скарны широко развиты в Восточно-Таннуольском антиклинории, Ондумском и Западно-Саянском антиклинориях, связаны с гранитоидными интрузиями таннуольского, сархойского, большепорожского и джойского комплексов в зоне экзоконтакта этих интрузий с карбонатными породами рифея и кембрия. Скарны, связанные с пестрыми по составу интрузиями таннуольского комплекса — магнезиальные и известковистые, образуют приконтактовые залежи мощностью 40–80 м и протяженностью до 1–2 км. Известковые скарны обычно имеют светлую зеленовато-бурую окраску, пятнистую и очковые текстуры, сопровождаются магнетитовым оруденением, иногда с золотом (Тарданский рудный узел). Минеральный состав таких скарнов — эпидот, гранат гроссуляр-андратитового ряда, пироксен (авгит, диопсид), плагиоклаз, кальцит, магнетит, сульфиды железа и меди. Магнезиальные скарны дополнительно содержат шпинель, флогопит, куммингтонит, везувиан. На золотосодержащие скарны месторождения Тардан наложены также золотосодержащие березиты и связанные с ними гидротермалиты в виде кварц-полевошпат-серицитовых и актинолит-хлоритовых прожилков с сульфидным оруденением. Скарны, связанные с гранитоидами орогенного этапа каледонид

(большепорожский, джойский и бреньский комплексы), характеризуются повышенной железистостью граната (андрадит) и обилием темноцветных минералов — диопсида, роговой обманки и эпидота. Они относятся к фации пироксен-гранат-эпидотовых скарнов повышенной щелочности и часто сопровождаются породами кварц-альбитового или кварц-микроклинового состава. Такие скарны несут магнетитовое оруденение, а также рассеянную полиметаллическую минерализацию. Известковые скарны, имеющие скаполит-гранат-пироксеновый состав, известны в Ховуаксинском рудном узле. Здесь они представлены линзовидными и жилообразными залежами крайне изменчивых параметров с большим разнообразием текстур, обусловленных различной степенью сохранности реликтовой слоистости и трещиноватости вмещающих пород. Скарны повсеместно сопровождаются кварц-полевошпатовыми метасоматитами. И те, и другие содержат сульфоарсенидную кобальт-никелевую минерализацию.

Березиты и березитизированные породы тяготеют к зонам Хемчикско-Куртушибинского и Каахемского глубинных разломов, располагаясь в оперяющих их разрывных нарушениях. В ряде случаев березиты накладываются на скарны, что характерно для Тапса-Каахемского рудного района в целом и для Тарданского золоторудного узла в частности. В Хемчикско-Куртушибинской зоне разлома березитизированные породы встречены в Алдын-Маадырской золоторудной зоне в осадочных породах чергакской серии ордовика—силура. Ареалы березитизации ассоциированы с участками развития низкотемпературных гидротермалитов. Пути циркуляции гидротермальных растворов обусловили сложную форму прожилково-жильных образований типа «конского хвоста», сопровождаемых лестничными кварцевыми жилами. Метасоматическая зональность аргиллизит-березитовой метасоматической колонки подчеркивается сменой по латерали ассоциации слабо измененных аргиллизированных пород березитизированными породами и березитами. Видимая ширина таких зон — первые десятки метров, протяженность от 100 м до 1 км. Березиты и гидротермальное прокварцевание развиты по дайкам кварцевых порфиров. В зоне Каахемского глубинного разлома березиты установлены в апикальных частях Каахемского гранитоидного плутона таннуольского комплекса, часто занимая околоскарновое пространство. Здесь ширина зон березитов достигает 10 м, часто они сопровождаются короткими кварцевыми жилами, содержащими пирит до 3–5 %. Зоны березитов имеют локальное распространение в Агардагско-Окинском и Шуйском глубинных разломах, где они сопровождаются лиственитами, образованными по ультраосновным породам. Изучены они здесь менее детально, что связано с трудностью их диагностики. Выявление и изучение таких метасоматитов является актуальной проблемой в связи с их золотоносностью.

Лиственитовый тип метасоматитов наблюдается в Хемчикско-Куртушибинском и Южно-Тувинском офиолитовых поясах и связан с гипербазитовыми массивами. Наиболее хорошо они изучены в Хопсекском, Акдовуракском, Агардагском и Улорском массивах. Более слабо изучены лиственитты в Каахемском офиолитовом поясе.

Лиственитами в массивах образуют вытянутые жило-линзообразные, иногда овальные и неправильной формы тела, подчиненные разрывным нарушениям. По простиранию прослеживаются на 200–700 м при мощности 5–40 м. Часто наблюдается зональное строение, выраженное постепенным переходом от лиственитов к тальк-карбонатным и оталькованным породам до слабо измененных серпентинитов. Макроскопически лиственитами имеют охристо-бурый цвет, сложены агрегатами магнезита, кварца, карбоната, талька. Под микроскопом обнаруживаются хромит, магнетит, пирит, хлорит, фуксит. При интенсивной гидротермальной переработке в гипербазитовых массивах (Агардагский, Улорский, Хопсекский) возникают небольшие проявления талькитов и магнезитов. Отмечается их слабая золотоносность. Образование лиственитов может быть связано либо с воздействием кислого магматизма (арголикский, сархойский, бреньский комплексы), либо с процессами мезозойской активизации, ассоциированной пространственно и во времени со щелочно-базальтоидно-лампрофировыми дайковыми комплексами в Западно-Саянской каледонской складчатой системе. Пространственно с лиственитами ассоциируют золоторудная, кобальтовая и ртутная наложенная минерализации.

Пропилиты и вторичные кварциты наблюдаются в полях развития осадочно-вулканогенных свит (туматтайгинской, кадвойской, серлигской) позднерифейского возраста. Размещение метасоматитов подчинено вулканическим центрам, они располагаются на приповерхностном или субвулканическом уровнях среза вулканических построек [62]. Ширина таких зон 300–500 м, мощность 3–10 м. В центральной части зон метасоматитов фиксируются сульфидизированные кварциты, а по периферии — в различной степени пропилитизированные вулканиты основного и среднего состава. В районе Кызыл-Таштыгского свинцово-цинкового месторождения установлена вертикальная зональность метасоматитов в риолит-базальтовой туматтайгинской свите, выраженная в смене сверху вниз кварцитовых пород пропилитами. Во всех породах отмечается пирит в виде пылевидной вкрапленности. Из других минералов присутствуют апатит, доломит, рутил, андалузит, кварц, хлорит, тальк.

Аргиллизиты широко распространены в рудных полях ртутных месторождений и развиты по породам различного возраста — от верхнего рифея до карбона. Наиболее изученные аргиллизиты в Терлигхайском ртутном рудном узле развиты по риолит-дацитовым, андезитовым порфиритам кендейской свиты, туфопесчаникам и песчаникам саглинской свиты нижнего девона, песчаникам и алевролитам бергединской и кохайской свит верхнего девона. Морфологически эти метасоматиты имеют линейную и ветвистую форму, что определяется характером трещиноватости вмещающих пород и их физико-механическими свойствами. Среди аргиллизитов выделяются кварц-каолинитовые и кварц-гидрослюдистые разности. Последние сближены с рудоотложением и ассоциированы с ртутной минерализацией. Местами среди аргиллизитов появляются кварц-барит-карбонатные жилы с сульфидами.

Грейзены развиты незначительно в гранитоидных массивах сархойского, арголикского и джойского комплексов. По составу преобладают кварц-мусковитовые грейзены. С ними связывается непромышленная минерализация касситерита, молибденита, шеелита и топаза.

Роговики выделяются в приконтактовых зонах интрузивных комплексов. Наиболее широкие их поля связаны с таннуольским, сархойским, большепорожским и джойским интрузивными комплексами. Ширина зон ороговикования в Восточно-Таннуольской зоне достигает 1,5–2 км. Известняки мраморизуются, сланцы перекристаллизованы, сохраняя реликтовую слоистость. Эффузивы основного состава приобретают микрогаббровый облик с такситовыми структурами, кислые разности вулканитов нередко имеют облик вторичных кварцитов. В полях роговиков часто наблюдается рассеянная магнетитовая и сульфидная (пирит-пирротиновая) минерализации.

Гидротермальные образования в районе представлены разнообразными кварцевыми жилами с разнообразной, преимущественно непромышленной минерализацией. Кварцевые жилы широко развиты как в нижнепалеозойских осадочных, так и в магматических породах. Основная масса жил приурочена к интенсивно дислоцированным терригенным породам кембрия, ордовика и силура. Среди интрузивных образований кварцевые жилы распространены в таннуольском, сархойском, большепорожском и джойском комплексах гранитоидного состава. Распределение жил неравномерно. Наиболее обильны они на участках тектонических нарушений, где можно предполагать наличие не вкрытых эрозией гранитоидных массивов, что хорошо видно в Алдын-Маадырской рудной зоне. Здесь кварцевые жилы группируются полосами длиной 10–20 км, при ширине 200–500 м, иногда образуя небольшие линейные штокверки 200×100 м.

По составу и характеру минерализации выделяются три типа жил. Первый — извилистые, ветвящиеся, прямолинейные, протяженностью 30–150 м, мощностью 0,1–2 м, сложенные кварцем светло-серого, молочно-белого и желтоватого цвета, от мелко- до среднекристаллического, содержащим вкрапленность в (1–3 %) пирита, галенита, блеклых руд, иногда золота. Содержание золота в жилах резко изменчиво — от 0,5 до 50 г/т. Второй тип жил имеет линзовидную и четковидную форму, подчинен сланцеватости, протяженностью 5–70 м, мощностью 0,05–0,5 м, сложен молочно-белым и светло-серым кварцем крупнокристаллическим. Содержание золота не превышает 0,1 г/т. Третий тип выполнен прямолинейными кососекущими прожилками небольшой протяженности — 3–10 м, мощностью 0,5–2 см, сложен светло-серым мелкокристаллическим кварцем, безрудным.

В Ондумской зоне кварцевые жилы распространены в апикальных частях массивов таннуольского комплекса. Они локализуются в виде линейных зон, приуроченных к ореолам калишпатизированных мелкозернистых плагиогранитов шириной 10–100 м и протяженностью 100–700 м. Форма жил линзообразная, четковидная, лентообразная, мощностью 3–40 см. Жилы часто располагаются кулисообразно, сопровождаются березитизированными породами с пиритом, серицитом, кальцитом. Сложены такие

жилы светло-серым среднекристаллическим кварцем с примесью альбита, калиевого полевого шпата и вкрапленностью халькопирита, галенита и блеклых руд в количестве 2–4%.

Карбонатные жилы большей частью ассоциируют с дайковыми образованиями долерит-лампрофировой формации мезозойского возраста в Западно-Саянской каледонской складчатой системе. Наиболее изучены они в пределах Хову-Аксинского арсенидного кобальт-никелевого рудного узла и Алдын-Маадырской золоторудной зоне. Жильное выполнение представлено анкеритом, доломитом, кальцитом и сидеритом, которые присутствуют в разных соотношениях в зависимости от состава вмещающих пород. В составе жил может встречаться кварц и флюорит. Протяженность жил 10–50 м, мощность 0,1–0,3 м.

В Хову-Аксинском рудном узле жилы имеют сложную морфологию и состав, содержат арсениды кобальта, никеля, сульфиды меди и сульфаты серебра и висмута. Отмечаются раздувы жил с промышленными рудными телами арсенидов. В Алдын-Маадырской рудной зоне жилы имеют субширотное простирание, подчиненное системам субширотных нарушений. Протяженность жил 200–400 м, мощность 0,2–1,5 м. Вмещающие породы — песчаники и алевролиты чергакской серии ордовика—силура. Состав жильного выполнения — анкерит, доломит, кальцит, кварц, содержат рассеянную вкрапленность пирита, арсенопирита, блеклых руд. Содержание золота 0,2–1,0 г/т. В основном карбонатные жилы локализуются в трещинах скола, реже в трещинах отрыва.

Флюоритовые жилы имеют небольшое распространение в Центрально-Саянской зоне, где выполняют трещины отрыва в породах сютхольской и ишкинской свит в зоне Хемчикско-Куртушибинского разлома. Протяженность жил 70–250 м, мощность 0,3–2,0 м, минеральный состав — флюорит фиолетового и светло-зеленого цвета, в небольшом количестве (до 10%) присутствуют кварц и кальцит. В редких случаях в зальбандах жил встречается барит. Жилы флюорита мощностью более 1 м и протяженностью более 100 м выделены как проявления.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

ТЕКТОНИКА

Площадь листа является составной частью Алтае-Саянской складчатой области, располагается в зоне сочленения трех крупных разновозрастных складчатых структур (систем): протерозойской (байкальской?) Тувино-Монгольской (*I*), салаирской Верхне-Енисейской (*II*) и каледонской Западно-Саянской (*III*). Эти системы сопрягаются по глубинным разломам—Хемчикско-Куртушибинскому (*2*), Агардакско-Окинскому (*6*) и Убсунур-Бийхемскому (*10*), имеющим сложную морфологию и кинематику взбросово-надвигового характера с элементами правостороннего сдвига и сопровождающихся поясами гипербазитов Хемчикско-Куртушибинским (IV_1), Каахемским (IV_2) и Южно-Тувинским (IV_3). На все системы наложены структуры позднепалеозойской, мезозойской активизации и кайнозойского рифтогенеза, выраженные морфологически в виде впадин, прогибов и линейных зон деформаций, линейных ареалов малых интрузий, роев даек и излияний базальтов.

Тувино-Монгольская протерозойская складчатая система (*I*)

В пределах листа включает Сангиленский выступ (I_1) в юго-восточной части и небольшую часть (0,5%) Харальского выступа (I_2) в северо-восточной части.

Сангиленский выступ (I_1) является составной частью крупного Тувино-Монгольского массива [92] или пассивной окраины одноименного микроконтинента [19]. С северо-запада ограничен глубинным Агардакско-Окинским (*АО*) разломом и гипербазитами Южно-Тувинского гипербазитового пояса (IV_3)*. По современным понятиям, разлом идентифицируется как сутурная зона [30, 92]. Сангиленский выступ имеет двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен глубоко метаморфизованными породами тесхемской и мугурской свит общей мощностью более 3 км. Метаморфизм достигает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с развитием мигматитов, артеритов и венитов с выплавкой гранитного материала в виде небольших линейных тел чжаргаланского комплекса.

*Здесь и далее указана нумерация по Тектонической схеме, расположенной на полях геологической карты.

Породы смяты в узкие изоклинальные складки с крутыми углами падения на крыльях и осложнены дополнительной плойчатостью, обусловленной внедрением гранитоидов сархойского комплекса салаирского тектогенеза. Часть исследователей [9, 92, 136, 137, 111] эти образования относят к байкальской складчатости, другие (Геологическая карта масштаба 1:500 000, 1983) выделяют их в самостоятельные «тувиниды»; существует также мнение о салаирском возрасте складчатости [153, 156]. Авторы придерживаются мнения о проявлении здесь байкальской складчатости и выделяют нижний структурный ярус как комплекс основания.

Верхний структурный ярус сложен карбонатно-терригенными отложениями хапсугской и аймакской свит рифея, залегающими с угловым и метаморфическим несогласием на образованиях нижнего структурного яруса. Отложения метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Мощность их порядка 2500 м, в них развиты сундучнообразные складки штампового характера. В зоне влияния гранитных интрузий сархойского комплекса фиксируются ареалы метаморфических пород амфиболитовой фации, сходные по составу с породами тесхемской и мугурской свит, что создает дополнительные трудности при расшифровке структуры выступа в целом. Сбросовые нарушения северо-восточного простирания осложняют соотношения структурных ярусов. В гравитационном поле выступ отражается отрицательными аномалиями силы тяжести интенсивностью 10–40 мГал с отдельными эпицентрами 50–60 мГал, развитыми над наиболее гранитизированными породами. Магнитное поле знакопеременное, интенсивностью от -3 до $+5 \times 10^2$ нТл, резко увеличивается в зоне Агардакско-Окинского разлома до +12 нТл, фиксируя тела гипербазитов Южно-Тувинского гипербазитового пояса [268]. К северу от Западно-Сангиленского выступа за Агардакско-Окинским разломом в верховьях р. Бурен выделяется блок размером 20×50 км^2, сложенный протерозойскими образованиями мугурской и балыктыгхемской свит нижнего структурного яруса.

Блок протерозойских пород интенсивно проработан салаирскими интрузиями таннуольского и сархойского комплексов. В связи с этим в гравитационном поле он выделяется положительными аномалиями сложной конфигурации в 10–12 мГал, в которой максимумы соответствуют выходам метаморфических пород, а минимумы в 2–4 мГал — гранитоидам. В магнитном поле отмечается отрицательное поле напряженностью $2–4 \times 10^2$ нТл с отдельными положительными аномалиями до 6 нТл, соответствующими массивам таннуольского комплекса, представленным диоритами [268]. Западная граница блока ограничена ветвью Агардакско-Окинского разлома с четко выраженным плотностным контактом 2,5 мГал, южная — гранитами сархойского комплекса. Северная граница блока перекрыта вулканитами кендейской свиты нижнего девона с амплитудой плотностного контакта в 3 мГал [268].

Харальский выступ занимает около 0,5% площади северо-восточной части листа. Некоторые исследователи [92] называют всю структуру Харальским выступом, другие [19] выделяют его в качестве Каа-Хемской внешней аккреционной дуги. Выступ в этой части сложен хлорит-актинолитовыми сланцами охемской свиты рифея, образующей его верхний

структурный ярус. С Тоджинско-Уюкским девонским грабеном (V_{10}) выступ имеет хорошо выраженный плотностной контакт в 3 мГал и амплитудой высот в 1500 м. В магнитном поле выступ фиксируется слабоотрицательными значениями в $1-2 \times 10^2$ нТл; градиентная зона смещена к югу ближе к зоне Каахемского (*КХ*) глубинного разлома.

Верхне-Енисейская салаирская складчатая система (*II*)

Складчатая система выделяется в восточной части площади и включает в себя Восточно-Таннуольский антиклинорий (II_1), Ондумский синклинорий (II_2) и Южно-Тувинский гипербазитовый пояс (IV_3). Последний отделяет Тувино-Монгольскую байкальскую складчатую систему (*I*) по Агардакско-Окинскому глубинному разлому от Восточно-Таннуольского антиклинория. Верхне-Енисейская складчатая система насыщена гранитоидными интрузиями таннуольского, сархойского и арголикского комплексов, фиксирующими эпоху салаирского тектогенеза.

В северо-восточном углу площади размещен фрагмент Каахемского гипербазитового пояса, отделяющий Харальский протерозойский выступ (I_2) от Ондумского синклинория (II_2). Восточно-Таннуольский антиклинорий (II_1) находится в юго-восточной части площади. От Западно-Сангиленского протерозойского выступа он отделяется Агардакско-Окинским взбросом (*АО*), с юга перекрыт отложениями кайнозоя Убсунурской впадины (VII_2), причем контакт, по геофизическим данным [268], носит тектонический характер сбросового характера. С Ондумским синклинорием (II_2) на северо-востоке антиклинорий также имеет тектонические ограничения по нарушению сбросового характера, выявленному по геофизическим данным [268]. В строении Верхне-Енисейской складчатой системы выделяется два структурных яруса. Нижний сложен андезит-базальтовой формацией кадвойской, серлигской свит рифея: нижнего кембрия, верхний — вулканогенно-карбонатно-рифогенной формацией ирбитейской, шивелигской и манайлыгской свит нижнего—среднего кембрия. Отложения этих свит интрудированы массивами диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации таннуольского комплекса. Породы этих свит смяты в простые линейные складки с северо-восточным простиранием осей складок. Дополнительная складчатость связывается с внедрением интрузий таннуольского комплекса.

В физических полях Восточно-Таннуольский антиклинорий выделяется высокоградиентными положительными полями силы тяжести интенсивностью от 18 мГал в районе Шурмакского блока, до 40–50 мГал в Убсунурской части. Магнитное поле резко дифференцировано от -3 до $+6 \times 10^{-2}$ нТл, с отдельными аномалиями до $+11 \times 10^{-2}$ нТл, соответствующими полям развития пород первой фазы таннуольского комплекса габбро-диоритового состава. Часть этих аномалий отвечают полям роговиков и скарнов с пунктами минерализации магнетита [268].

Ондумский синклинорий (II_2) занимает северо-восточную часть площади листа. С Восточно-Таннуольским антиклинорием сопрягается по системе Унгешского разлома (*У*) сбросового характера, а с северо-

востока ограничен Каахемским разломом (*Kx*) от Харальского протерозойского выступа (I_2), северная и восточная его части выходят за пределы листа. В строении синклинория выделяются два структурных яруса. Нижний ярус сложен контрастной эвгеосинклинальной риолит-базальтовой формацией туматтайгинской свиты рифея : нижнего кембрия, верхний — известняково-доломитовой формацией кызылхивинской, вадибалинской и чербинской свит венда—нижнего кембрия, характеризующих миогеосинклинальный режим развития структуры. Отложения формаций сильно «ороговикованы и диоритизированы» интрузиями таннуольского и сархойского комплексов [254], западная граница синклинория перекрыта юрскими отложениями Улугхемской впадины (VI_1). В физических полях синклинорий выражен положительными аномалиями гравитационного поля с интенсивностью 30–50 мГал и резко дифференцированным магнитным полем напряженностью от -1 до $+6 \times 10^{-2}$ нТл, отвечающим диоритам таннуольского комплекса. Понижение интенсивности поля тяжести и отрицательное магнитное поле в северной части синклинория отвечает вулканогенно-терригенно-карбонатным породам туматтайгинской свиты. Расчетные данные указывают, что вертикальная протяженность интрузий таннуольского комплекса может достигать 8 км [268]. В Ондумском синклинории отмечаются многочисленные нарушения субширотного и северо-западного простирания, фиксируемые градиентами физических полей и на космических снимках [267, 268].

Южно-Тувинский гипербазитовый пояс (IV_3) отделяет структуры Верхне-Енисейской складчатой системы (*II*) от протерозойских (байкальских) структур Западного Сангилена (I_1). В пределах площади гипербазитовый пояс хорошо выражен на расстоянии 80 км, уходя за ее пределы, и включает крупные массивы — Агардагский, Улорский и более мелкие (Сольжерский, Тарлашкинский и др.) интрузивы дунит-гарцбургитовой формации. Все массивы имеют аллохтонное залегание, ограничены разломами с развитием тектонического меланжа. Часть исследователей [134] относят их совместно с андезит-базальтовой формацией к офиолитовой ассоциации, другие [19] — к комплексам задуговых бассейнов позднерифейского возраста. Есть мнение [54, 92, 68, 254] о раннекембрийском возрасте офиолитов Южно-Тувинского пояса (Бабин, 2005).

В физических полях пояс фиксируется линейными положительными аномалиями северо-восточного простирания напряженностью 10–16 мГал и $18–20 \times 10^2$ нТл. Мощность разреза, содержащего тела гипербазитов, по данным количественных расчетов, достигает 7 км [268]. С телами гипербазитов связано хромитовое и платиноидное оруденение [89, 2, 229, 230, 252].

Западно-Саянская каледонская складчатая система (*III*)

Выделяется в западной и юго-западной частях листа, включает в себя следующие структуры: Узунсугский орогенный прогиб (III_1), Центрально-Саянский синклинорий (III_2), Хемчикско-Куртушибинский офиолитовый пояс (IV_1), Хемчикско-Систигхемский передовой прогиб (III_3), Шуйскую

ветвь Хемчикско-Куртушибинского пояса (III_4), Монгун-Тайгинский синклинорий (III_5) (см. Тектоническую схему).

Узунсугский орогенный прогиб (III_1) выделяется в северо-западной части листа. С юго-востока он ограничен Чулаксинским грабеном (V_2), выполненным трахиандезит-базальт-трахириолитовой формацией в объеме кужебазинской серии нижнего девона. Прогиб сложен карбонатно-терригенно-субфлишевой формацией манчурекской и онинской свит верхнего ордовика—силура, среди которых в эрозионных окнах выходят отложения каратошской свиты среднего кембрия. Отложения смяты в простые складки с крутыми углами на крыльях и пологими (до 20°), в ядерных частях. Широко развиты гранодиоритовые интрузии большепорожского и гранитовые интрузии джойского комплексов раннего девона, фиксирующие коллизионный или орогенный этап развития каледонид [19, 103, 253]. В поле силы тяжести прогиб характеризуется знакопеременным полем с перепадом аномалий в 6–12 мГал, отвечающим выходам салаирского комплекса в эрозионных окнах. Локальные положительные аномалии магнитного поля интенсивностью до 5×10^2 нТл связаны с интрузиями гранодиоритовой формации большепорожского комплекса. Линейными градиентами магнитного и гравитационного полей фиксируется юго-восточное ограничение прогиба Чулаксинским грабеном (V_2).

Центрально-Саянский синклинорий (III_2) протягивается в северо-восточном направлении на 100 км, уходя за пределы площади на листы N-46 на северо-востоке и M-45 на юго-западе. С севера от Узунсугского прогиба синклинорий ограничен Кужебазинским (*K*) сбросом и Чулаксинским грабеном (V_2) с юго-востока. От Хемчикско-Систигхемского прогиба (III_3) отделяется зоной Куртушибинского глубинного разлома (*Kp*). В строении синклинория участвуют салаирский и каледонский СВК, он имеет блоково-мозаичный характер за счет широкого развития надвиговых нарушений. С синклинорием тесно связан Хемчикско-Куртушибинский офиолитовый пояс (IV_1), в виде клина вдающегося в синклинорий в северной части. Некоторые авторы [19, 277] интерпретируют эту часть структуры как аккреционную призму.

Салаирский СВК в синклинории представлен турбидитовой флишоидной формацией, объединяющей отложения сютхольской, ишкинской, кохошской и каратошской свит общей мощностью в 6000 км, сложенные монотонным переслаиванием серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-альбитовых, кварц-хлорит-альбит-карбонатных сланцев, песчаников и алевролитов. Цвет пород варьирует от зеленовато-серого до лилово-серого. Отличительной чертой формации является интенсивная плойчатость, гофрировка слоев, тонкие послойные и кососекущие жилки кварцевого, реже карбонатного состава. В верхах формации присутствуют вулканомиктовые породы, реже вулканиты и известняки. Отложения смяты в сложнопостроенные линейные складки с юго-западным простиранием осей, осложненные взбросами того же направления, и прорваны только телами джойского комплекса раннего девона. Часть исследователей [254] относят эти отложения к этапу развития салаирской талассогео-

синклинали, другие [253, 307, 308] — к этапу байкальских структур, Н. А. Берзин и Л. В. Кунгурцев [19] сопоставляют отложения такого типа с развитием внешних аккреционных дуг на океанической коре с возрастом (R_3—О).

В площади синклинория установлена зона положительных гравитационных аномалий интенсивностью до 30 мГал. Максимальные значения аномалий Буге наблюдаются в районе развития офиолитовой ассоциации Хемчикско-Куртушибинского гипербазитового пояса (IV_1), включающего в себя вулканогенно-кремнистую, дунит-гарцбургитовую формации в объеме макаровской и орешской свит и иджимского дунит-гарцбургитового комплекса.

Считается, что Куртушибинский глубинный разлом (*Кр*) возможно достигает мантии [185, 306], и по нему наблюдаются амплитудные смещения структурных поверхностей не только в верхней, но и в нижней части земной коры [59]. Характерной особенностью Куртушибинской зоны (IV_1) является развитие меланжа сложного генезиса с размерами олистолитов гипербазитов и вмещающих пород в первые километры. Мощность земной коры здесь определяется в 52—53 км. Предполагается появление высокоскоростного переходного слоя в составе нижней части коры [306, 308].

Близкое строение к Хемчикско-Куртушибинской зоне имеет Шуйская ветвь Куртушибинского пояса (III_4), далеко вдающаяся в виде узкого клина в Хемчикско-Систигхемский прогиб (III_3). Эта структура выполнена сютхольской свитой венда—нижнего кембрия с многочисленными телами гипербазитов актовракского комплекса в виде клиппенов, ориентированных в субширотном направлении, конформно простиранию осей ордовикских складок. Шуйский разлом (*Ш*), ограничивающий эту ветвь, имеет взбросово-надвиговый характер с падением сместителя на север в 50—70°. В гравитационном поле аллохтон выделяется относительно повышенными значениями в 14—30 мГал с расположением изоаномал в субширотном направлении. В таком же направлении следится цепочка положительных локальных аномалий ΔT_a напряженностью $9—11 \times 10^2$ нТл, отвечающих гипербазитам актовракского комплекса, развитым вдоль Шуйского разлома (*Ш*) [268].

Хемчикско-Систигхемский прогиб (III_3) с севера ограничен Куртушибинским разломом (*Кр*), с юга — Шуйским (*Ш*). Ширина прогиба меняется от 60 км в юго-западной части до 30 км в северо-восточной. Прогиб выполнен терригенно-карбонатной флишоидной и карбонатно-терригенной молассовой формациями ордовика и силура, в объеме шемушдагской и чергакской серий. Отложения смяты в широкие сопряженные складки с углами падения на крыльях 40—60°, которые выполаживаются в ядерных частях до 25—30°. Вблизи Куртушибинского и Шуйского разломов наблюдаются складки волочения и кливаж. В основании флишоидных формаций прогиба фиксируется структурное несогласие и перерыв, выраженные залеганием разных уровней этих отложений на складчатом основании салаирид и появлением в этих частях грубых осадков в виде конгломератов и гравелитов. Мощность флишоидного комплекса непостоянна — от

5500 м на северо-востоке до 8000 м на юго-западе. Особенности строения складчатого салаирского основания, на котором развит рассматриваемый прогиб, наложили отпечаток на его внутреннее строение, что проявилось в явно выраженной асимметрии прогиба. Область накопления выполняющих прогиб формаций смещалась не только в юго-восточном направлении, но и от северо-западного борта прогиба к юго-восточному. Вследствие этого ордовикские отложения шире распространены в северо-западной и центральной частях прогиба, а молассовые отложения силура смещены к юго-восточному его борту, сменяясь дейтероорогенным [254] или рифтогенным [19, 277] девонским осадконакоплением в Центрально-Тувинском прогибе (V_1), по нашему мнению, связанным с этапом средне-позднепалеозойской посторогенной активизации (V). В физических полях отдельные части прогиба выделяются по-разному. В юго-западной части это ступенеобразные понижения поля силы тяжести на 6–18 мГал, вследствие увеличения мощности ордовик-силурийских отложений. В северо-восточной части это градиентное слабоположительное или отрицательное поле силы тяжести интенсивностью 6–16 мГал, вызванное как сокращенным типом разреза ордовикских отложений, так и многочисленными «окнами» салаирского складчатого основания в узких клавишных структурах взбросового характера. В магнитном поле ΔT_a прогиб выделяется изрезанным знакопеременным полем напряженностью от 3 до 1×10^2 нТл, причем положительные значения соответствуют выходам нижнекембрийских и верхнерифейских отложений салаирского мегакомплекса [268].

Монгун-Тайгинский синклинорий (III_5) выполнен терригенными отложениями анныякской, сютхольской, ишкинской, кохошской свит, смятыми в сложнопостроенные веерообразные складки с северо-западным простиранием осей. Отложения интенсивно метаморфизованы до эпидот-амфиболитовой фации за счет внедрения гранитоидных интрузий большепорожского комплекса, вследствие чего они на карте первого издания [42] показаны как протерозойские. В гравитационном поле синклинорий выделяется относительно положительной аномалии интенсивностью 12–14 мГал за счет широкого развития гранитных массивов большепорожского комплекса.

Структуры этапа посторогенной средне-позднепалеозойской активизации (V)

Структуры этого этапа формировались в режиме континентального рифтогенеза с двумя структурными ярусами и включают Центрально-Тувинский рифтогенный прогиб (V_1), Чулаксинский (V_2), Хонделенский (V_3), Хемчикский (V_4), Тоджинско-Уюкский (V_{10}), Каргинский (V_6) грабены, Кызыльскую (V_{11}), Элегетскую (V_{12}),Онкажинскую (V_{13}), Актальскую (V_{14}), Боршиингольскую (V_{15}) наложенные мульды. Центрально-Тувинский прогиб (V_1) сложен тремя структурными ярусами. Нижний выполнен отложениями трахиандезит-базальт-трахириолитовой формации, верхний сложен терригенно-карбонатной и озерно-лагунной формациями.

В грабенах присутствуют преимущественно отложения нижнего структурного яруса, включающего вулканогенные образования кужебазинской серии и кендейской свиты нижнего девона с сопутствующими субвулканическими фациями. В мульдах преимущественным развитием пользуются отложения терригенно-карбонатной телепирокластической формации верхнего структурного яруса.

Центрально-Тувинский прогиб (V_1) протягивается с юго-запада на северо-восток более чем на 150 км, уходя за пределы площади на лист N-46, где эта его часть называется Турано-Уюкским прогибом [13]. Северный борт прогиба в юго-западной части ограничен Шуйским (*Ш*) и Баянкольским (*Б*) разломами взбросово-надвигового характера, южный борт в юго-западной части открыт в сторону МНР, в юго-восточной части сочленяется с Восточно-Таннуольским поднятием (II_1) по малоамплитудным взбросам. В северо-восточной части на прогиб дискордантно наложена мезозойская Улугхемская впадина (VI_1), частично его перекрывающая. В строении прогиба участвуют три структурных яруса. Нижний выполнен трахиандезит-базальт-трахиолитовой формацией кендейской и саглинской свит, с сопутствующими им субвулканическими образованиями от кислого до основного состава. Большая часть вулканогенных образований представлена андезитами, андезибазальтами, дацитами, трахириолитами и тяготеет к трещинным излияниям, о чем свидетельствует слабое развитие туфов, обилие мелких вулканических построек и подводящих каналов, выполненных дайками и силлами в ордовик-силурийском комплексе, обрамляющими по периферии прогиб в междуречье Чадан—Чиргакы [166, 258, 264, 265]. Терригенная составляющая этой части разреза невелика, находится в соотношении 3 к 10, представлена красноцветными и сероцветными образованиями саглинской и таштыпской свит. Последняя содержит брахиоподы и мшанки эмсского облика. Средний структурный ярус выполнен терригенно-карбонатной озерно-лагунной формацией в объеме ихейской, илеморовской, уюкской, бегредининской, кохайской и джаргинской свит среднего и верхнего девона, содержащих спорово-пыльцевые комплексы, флору и ихтиофауну от эйфельского до франского ярусов. Отложения смяты в простые брахиформные складки с падением на крыльях 20—40°. В зонах нарушений наблюдается гофрировка и плойчатость слоев. Протяженность складок по длинной оси составляет 20—60 км, при размахе крыльев 5—15 км. Наблюдается ундулирование и виргация осей складок.

К осевой, наиболее прогнутой части прогиба, ближе к южному борту, приурочены Кызыльская (V_{11}), Элегетская (V_{12}), Онкажинская (V_{13}), Актальская (V_{14}), Боршиингольская (V_{15}) и другие более мелкие мульды, составляющие верхний структурный этаж, выполненные терригенно-карбонатной телепирокластической формацией карбона и перми в объеме суглугхемской, хербесской, байтагской, экиотугской, актальской, онкажинской и хайлыгской свит. В последних двух зафиксирована угленосность, иногда представляющая промышленный интерес [238, 313]. Площадь мульд от 50 до 260—300 км^2. Большей частью отложения согласно или с небольшим размывом залегают на терригенно-карбонат-

ных озерно-лагунных отложениях девона, но в отдельных случаях они осложнены пологими сбросами или листрическими нарушениями. Падение слоев в бортовых частях 30–50°, выполаживается к ядерным частям до 10–20°. Суммарная мощность трахиандезит-базальт-трахириолитовой, озерно-лагунной и телепирокластической формаций в юго-восточной наиболее прогнутой части достигает 10 км, снижаясь в северо-восточном направлении до 5–7 км. Часть исследователей [254] рассматривают эти отложения как образования герцинского тектоно-магматического цикла, что нашло отражение в «Схеме структурно-формационного районирования» Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 [241] под редакцией А. А. Подкаменного, М. Л. Шермана, при участии Г. Н. Шапошникова. По мнению авторов объяснительной записки, типично геосинклинальных образований герцинского тектоно-магматического цикла в Туве не встречено, распространены только протоорогенные, дейтероорогенные или рифтогенные структурно-вещественные комплексы. Ряд исследователей эти комплексы рассматривают как структуры средне-позднепалеозойской активизации [15, 16, 19], что и отражено в тектонических схемах данного комплекта.

В физических полях прогиб выделяется региональными отрицательными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью 18–26 мГал и слабо дифференцированным магнитным полям ΔT_a напряженностью от -1 до $+1\times10^2$ нТл. Отдельные положительные аномалии напряженностью до $+5\times10^2$ нТл отвечают полям трахиандезит-базальт-трахириолитовой формации. С северо-запада прогиб ограничен градиентными зонами с перепадами в 15–18 мГал, отвечающими зоне Шуйского (*Ш*) разлома. По геофизическим данным [268] установлено, что в пределах этой зоны наблюдаются амплитудные прогибания нижней части земной коры, что может свидетельствовать о глубинном характере зоны разлома [137, 140].

Структуры этапа мезозойской активизации (*VI*)

В мезозое площадь листа, как и вся Алтае-Саянская складчатая область, была вовлечена в режим интенсивных сводово-глыбовых движений, что выразилось в появлении как наложенных юрских впадин, в т. ч. и угленосных, так и в проявлении дайковых поясов лампрофир-долеритовой формации сложного состава, ориентированных субмеридионально вблизи крупных разломов глубинного заложения в Западно-Саянской каледонской складчатой системе [106, 115].

Наложенные юрские впадины. Выделяются Улугхемская (VI_1), Шагонарская (VI_2), Онкажинская (VI_3), Актальская (VI_4) и Горноалтайские впадины (VI_5). Наиболее крупной и типичной является Улугхемская впадина (VI_1), площадью более 2000 км^2, расположенная в северо-восточной части площади. Впадина представляет собой структуру как унаследованного, так и наложенного типа в виде мульды, осложненной активизированными в мезозойское время системами разломов северо-восточного направления, с флексурами в юрских отложениях. В западной части впадина

наследует структурный план каменноугольных отложений с флексурами, и залегание юрских отложений здесь крутое — 50–70°. В восточной части впадины отложения юры полого со структурным несогласием залегают на денудированной поверхности складчатого салаирского основания. Унаследованный структурный план также хорошо проявлен в Шагонарской (VI_2), Онкажинской (VI_3) и Актальской (VI_4) впадинах. Все впадины выполнены терригенной озерно-лимнической формацией в объеме межегейской, эрбекской, салдамской и бомской свит, с продуктивной угленосностью. Мощностью юрских отложений более 2500 м, что, очевидно, сказалось на типе угленосности. Здесь присутствуют каменные жирные угли вплоть до коксующихся, что само по себе является уникальным явлением не только для Тувы, но и для АССО в целом.

Несколько обособленно находятся мелкие впадины на юге и юго-западе в Каргинском грабене (V_6), которые тоже носят унаследованный характер и сходны с Горноалтайскими (VI_5). Размер их не превышает первые десятки квадратных километров, и выполнены они грубой слабоугленосной сероцветной молассой в объеме кусырлыгской, кадыроругской, куведованской и тытыгхемской свит, мощностью в 1500 м, что может свидетельствовать о значительном воздымании рельефа в это время. Каргинский разлом (*Кг*) примечателен тем, что в отдельных местах он проявлен как надвиг, где каледонский структурный ярус надвинут на мезозойский структурно-вещественный комплекс. В Каргинском грабене (V_6) зафиксированы рои даек чуйского лампрофирового комплекса мезозойского возраста [113, 115]. Именно здесь, по данным В. Д. Широкушкина и В. Г. Тюлькина [155, 319], в отложениях нижней юры зафиксированы карбонатные, баритовые и кварц-карбонатные жилы с сульфоарсенидной минерализацией. Размеры жил по простиранию не превышают первых метров в длину при мощности 0,07–0,1 м.

Зоны поперечных разломов. Ремобилизация Хемчикско-Куртушибинского (*Кр*), Шуйского (*Ш*) и Каргинского (*Кг*) структурных швов в мезозое привела к возникновению поперечных разломов и зон трещиноватости северо-западного и субмеридионального простирания, как сопряженных систем тангенциальных напряжений в условиях растяжения по границам разновозрастных блоков земной коры. Такое же направление имеют дайковые пояса лампрофир-долеритовой формации и тела карбонатитов мезозойского возраста. Вблизи крупных разломов субширотного и северо-восточного направлений простирание даек также конформно этим направлениям. По геофизическим данным поперечные зоны фиксируются изгибами изоаномал и градиентными зонами в 2–4 мГал, цепочками мелких магнитных аномалий с напряженностью $-2 + 2-10^2$ нТл. Возраст даек, определенный Ar-Ar методом, в этих поясах, по данным Л. А. Михалевой [106] и Р. В. Оболенской [115], колеблется в пределах 130–190 млн лет. Зоны поперечных разломов также могут быть связаны со скрытыми разломами в каледонских структурах, что подтверждается наличием ксенолитов кембро-ордовикских пород в карбонатитовых эруптивных брекчиях Карасугского редкоземельного месторождения [26, 117, 265].

Структуры этапа кайнозойского рифтогенеза. В результате сводово-глыбовых движений в кайнозое образовались палеоген-неогеновые межгорные впадины, а в плейстоцене произошла вспышка вулканизма, зафиксированная двумя небольшими полями базальтов в районе Чадана и верховий р. Тапса. Основное лавовое поле базальтов находится северо-восточнее площади листа в бассейне рек Каа-Хем и Жамболок на листах M-47, N-47 [13, 93].

Наиболее крупными кайнозойскими впадинами являются Убсунурская (VII_2), Буренская (VII_1), Хемчикская (VII_3) и Чаданская (VII_4). Все они выполнены озерно-пролювиальной формацией палеоген-неогенового возраста. В составе осадков преобладают пестроцветные глины, суглинки, пески с включением грубого пролювия в виде дресвы, щебня и валунов. Борта впадин обычно крутые, ограниченные новейшими разломами. Мощность рыхлых отложений, по данным гидрогеологического бурения и ВЭЗ [173, 292, 299, 300, 301], колеблется от 150 до 400 м и более. Отложения с угловым и структурным несогласиями залегают на разных стратиграфических уровнях, местами дислоцированы с углами 5–15° [245]. В большинстве случаев кайнозойские отложения перекрыты эоловыми или коллювиально-делювиальными образованиями, а в бассейне рек Бий-Хем и Хемчик — аллювиально-пролювиальными образованиями. Размеры впадин составляют от 30 до 50 км^2. Убсунурская впадина в пределах изученной площади имеет площадь 150 км^2 и большей своей частью расположена в МНР. Заложение впадин и их развитие большинство исследователей связывают с развитием Байкальского рифтогенеза, в шовной части которого происходило излияние базальтов трещинного и центрального типа, а в «клавишных» прогибах шло накопление озерно-пролювиальных осадков. Суммарная мощность кайнозойских образований, по мнению Б. А. Борисова (1988), в Туве может составить около 2500 м [245]. Из них на палеоген-неогеновое время приходится до 2000 м.

Излияния базальтов на площади листа установлены в пределах первых квадратных километров и самостоятельных структур не образуют. Скорее всего, они принадлежат к Азасскому или Малоенисейскому лавовым полям, выявленным северо-восточнее площади, на листах N-47, M-47 [13, 158]. Подавляющая масса лав имеет средне-позднеплиоценовый возраст. За пределами площади незначительно развиты голоценовые лавы [93, 97]. Кайнозойский вулканизм является следствием развития рассеянного рифтинга в западном окончании Байкальской рифтовой зоны [158].

Разрывные нарушения. Основные разрывные нарушения на площади листа имеют северо-восточное и субширотное направление, сопровождаются системой более мелких разломов того же направления, иногда зонами смятия шириной до 10–15 км. К таким разломам относятся Кужебазинский (*К*), Хемчинско-Куртушибинский (*Кр*), Шуйский (*Ш*), Агардакско-Окинский (*АО*). Все они протяженные, более 100 км, разделяют блоки земной коры с различными структурно-вещественными комплексами, сопровождаются телами гипербазитов, что может указывать

на их глубинный характер. Морфологически эти нарушения выражены сопряженными речными долинами, зонами рассланцевания, кливажа и смятия, хорошо выражаются в физических полях и дешифрируются. В поле силы тяжести разломы выражаются амплитудным перепадом изоаномал в 8–20 мГал, их резкими перегибами. В магнитном поле фиксируются отчетливо выраженными градиентными значениями в $2–4 \times 10^2$ нТл, резкой сменой характера и знака магнитного поля с положительного на отрицательный. По кинематике разломы представляют собой взбросы или взбросо-надвиги с падением сместителя на ССЗ под углом 40–70°. В Хемчинско-Куртушибинском и Шуйском разломах фиксируются зоны меланжа, выполненные олистолитами гипербазитов актовракского комплекса и тонко разлистованных пород ишкинской, орешской, макаровской, амыльской свит раннекембрийского возраста. Время заложения разломов можно определить как довендское, с активизацией в палеозойскую и мезозойскую эпохи. По характеру борозд и штрихов скольжения, развитию голоморфной складчатости можно судить о последовательном надвигании Западно-Саянской складчатой системы на Верхне-Енисейскую складчатую систему. Последняя надвинута на Тувино-Монгольскую протерозойскую складчатую систему.

Наряду с проявленной северо-восточной Западно-Саянской системой разломов наблюдаются разрывные нарушения северо-западного простирания, отвечающие Восточно-Саянской и Горно-Алтайской системам разломов. К первой относится Каахемский разлом (*Кх*) с одноименным гипербазитовым поясом, ко второй — Каргинский разлом (*Кг*), активизованный в мезозойский этап. Здесь в Каргинском грабене (V_6), выполненном девонскими и юрскими отложениями, широко развиты рои даек лампрофиров чуйского комплекса, простирание которых подчинено северо-западному направлению. Унгешский разлом (*У*) отделяет Восточно-Таннуольский антиклинорий (II_1) с эвгеосинклинальным типом разреза от Ондумского синклинория (II_2) с миогеосинклинальными осадками. Разлом был активизирован в кайнозойское время, т. к. этому направлению подчинена северо-западная ориентировка кайнозойских впадин Буренской (VII_1) и Убсу-Нурской (VII_2). С этим их направлением совпадают мелкие лавовые поля базальтов в бассейне рек Тапса и Чадан. В физических полях они выделяются слабее, чем северо-восточные, изгибами изоаномал и изодинам, цепочками локальных магнитных аномалий, за исключением Каахемского разлома, где зафиксированы градиентные ступени изоаномал за счет присутствия гипербазитовых тел.

Поперечные разломы северо-западного и субмеридионального простирания выделяются фрагментарно, как осложняющие структурный рисунок верхнего структурного яруса каледонид в Западно-Саянской складчатой системе. Этому направлению подчинены рои даек с простиранием с СЗ 340°до СВ 10° лампрофир-долеритовой формации мезозойского возраста и тела анкерит-сидеритовых карбонатитов в бассейне рек Чаа-Холь–Улатай. По мнению П. С. Матросова [241], А. В. Болонина и др. [26, 106, 111, 136], такие поперечные разломы относятся к сквозькоровым и контролируют продуктивное сульфоарсенидное и редкоземельно-

урановое оруденение [128]. По кинематике они носят сбросовый характер со смещением блоков 1500 м и более. В физических полях поперечные разломы выделяются также фрагментарно в виде торцового изгиба изоаномал и изодинам.

Корреляция сейсмоактивных зон со структурными швами, выделенными на площади, отчетливо прослеживается на Карте сейсмической активности АССО [97]. Большинство эпицентров землетрясений с магнитудой 6–9 расположено вдоль Агардагско-Окинского и Каргинского разломов на глубинах 20–25 км. Отдельными эпицентрами характеризуются Хемчикско-Куртушибинский, Шуйский и Каахемский разломы в узлах сопряжения с локальной системой северо-западного простирания. Такие разломы как Унгешский, Кужебазинский и Баянхольский пока никак себя не проявили. При изучении хронологии кайнозойских вулканических извержений на территории Тувы [93, 97, 158] установлена высокая вероятность тектоно-магматической активизации и вулканических извержений на Восточно-Тувинском лавовом поле, находящемся непосредственно северо-восточнее площади на листах N-47, M-47 [13].

Вследствие этого всю площадь листа следует рассматривать как район с высокой сейсмической активностью и имеется необходимость решения такой проблемы, как прогноз землетрясений. До 1996 г. здесь существовали три сейсмостанции IV класса — «Усть-Элегест», «Тээли» и «Эрзин». Опорная сейсмостанция «Усть-Элегест» была ликвидирована в 1996 г. по причине отсутствия связи и средств финансирования. Необходима программа федерального уровня в Туве по обеспечению сейсмобезопасности в связи с дальнейшим развитием инфрастуктуры региона и новым данным по ресурсному потенциалу.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Важнейшим элементом изучения и описания глубинного строения является определение генетических связей выделенных тектонических структур с глубинными (коровыми и мантийными) неоднородностями.

В основу концепции составления карты глубинного строения положены требования «Инструкции по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)» 2001 г. и использован опыт работы отдела региональной геофизики ВСЕГЕИ по моделированию разрезов земной коры вдоль линий геотраверсов ГСЗ–МОВЗ и глубинному строению примыкающей к ним полосы шириной 200–250 км. В рамках обобщенной радиально-зональной модели литосферы на геофизических разрезах выделяются два основных типа физических неоднородностей земной коры: области стационарности физических (расчетных) параметров (блоки) и разделяющие их градиентные зоны (межблоковые зоны). Большая часть объема консолидированной земной коры характеризуется «нормальной» структурой сейсмической расслоенности с выделением: 1) верхнекорового (гранитно-метаморфического мегаслоя), для которого характерны значения продольной скорости сейсмических волн

в интервале 6,0–6,4 км/с; 2) промежуточного 6,5–6,7 км/с; 3) нижнекорового (базальтового, гранулит-базитового) — 6,7–7,4 км/с. Положение межблоковых зон связывается с геодинамическими обстановками растяжения, сжатия и сдвига, которые проявлялись вдоль границ блоков или комбинацией обстановок. В потенциальных полях и трансформациях полей обычно выражены аномальными значениями полей и линейной морфологией. Комплект карты глубинного строения включает собственно карту глубинного строения, глубинный геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ–МОВЗ «Мурманск–Кызыл», дополнительные схемы — мощности земной коры, глубины залегания подошвы гранитно-гнейсового мегаслоя.

Геофизические работы различного назначения на территории листа выполнялись как территориальными геологическими управлениями, так и научно-исследовательскими институтами (ВАГТ, СНИИГГиМС, ВНИИЯГГ и др.). Вся площадь листа покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000, выполненной Гравиметрической экспедицией № 3 (А. Я. Гумменшаймер, А. А. Ерлыков, В. В. Самков и др. (1978–1993). Съемки масштабов 1:100 000 — 1:10 000 были выполнены в период с 1968 по 1985 г. Материалы съемок легли в основу составленной гравиметрической карты масштаба 1:1 000 000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,67 г/см^3 в системе координат 1971 г. Аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 выполнена иркутскими геофизиками в 1958–1960 гг. под руководством В. И. Блюменцвайга и А. М. Щупака. Результаты этих съемок составляют основу Государственной карты графиков аномального магнитного поля масштаба 1:200 000, хранящуюся в федеральном банке «Гравимаг». Съемки выполненны на истинных высотах от 200 до 300 м с феррозондовыми аэромагнитометрами АЭМ-49 и станциями АСГМ-25. На площадь листа попадают небольшие части двух профилей ГСЗ «Кызыл–Кислокан» и «Мурманск–Кызыл», выполненные Центром «ГЕОН» в 1983–1984 гг. Опережающая геофизическая основа по листу М-46 — Кызыл составлена Южной геофизической экспедицией АО «Красноярскгеология» с использованием специализированной технологии и под методическим руководством специалистов отдела геофизического картирования (ОГК) ВИРГ—Рудгеофизика — головной организации по геофизическому обеспечению Госгеолкарт-1000/3 с участием специалистов ФГУГП «Гравиметрическая экспедиция № 3» в части подготовки цифровой модели и карты гравитационного поля. Методика интерпретации геофизических материалов для опережающей геофизической основы по листу М-46 подробно описана в тексте, сопровождающем «Банк геофизической информации» по листу М-46 [12].

В ходе исследований использовалась разработанная в отделе региональной геофизики и тектоники ВСЕГЕИ методика глубинного геолого-геофизического моделирования, обеспечивающая комплексную геологическую интерпретацию разнотипных геофизических данных и моделирование в площади планшета структурных и вещественных неоднородностей разноглубинных уровней литосферы [58] с использованием специальных методов обработки потенциальных полей. Метод «спектрального анализа

потенциальных полей и суммирования гармоник в заданном частотном интервале» (алгоритм И. Б. Мовчана) применен для интерпретации гравиметрического и аномального магнитного полей. Апробация методики на моделях показывает, что аномальные объекты, начиная от их верхней и кончая нижней кромками, отчетливо оконтуриваются изолиниями в аномальной части остаточного поля, что позволило рассчитать трансформанты потенциальных полей для глубинных интервалов 0–2, 2–4, 4–8, 8–15 км. При интерпретации исходных данных использовались способы решения обратной задачи теории потенциала: способ вычисления распределения «эффективных параметров» физических свойств в нижнем полупространстве и вычисление распределения сингулярных источников в нижнем полупространстве методами деконволюции Эйлера, разработанные Ю. П. Горячевым. При составлении карты блокового строения учтены материалы мелкомасштабного тектонического и геодинамического районирования Алтае-Саянского региона [19, 39, 73, 76, 84] и тектонические схемы по соседним планшетам.

На карте глубинного строения показаны соответствующими цветами блоки и межблоковые зоны; тектонические нарушения, выделенные на геологической карте, а также основные тектонические нарушения, выделенные по геофизическим данным на глубинах 6 и 12 км; петрофизически контрастные объекты, не выходящие и выходящие на дневную поверхность (контуры взяты с геологической карты), контуры этих тел на глубинах 1, 3, 6 км; серия разрезов верхней части земной коры Тувинского прогиба до глубин 5–8 км с терригенно-вулканогенным комплексом девонско-каменноугольного возраста и терригенно-карбонатной молассоидной формацией раннепалеозойского возраста.

Блоки и межблоковые зоны. Для выделения блоков и межблоковых зон исходными материалами явились результаты обработки потенциальных полей методом «Структурного анализа» специалистами ОГК ВИРГ—Рудгеофизика, расчеты, выполненные по алгоритму И. Б. Мовчана по оценке гравитационного эффекта от отдельных интервалов (1–2, 2–4, 4–8, 8–12 и 15 км) земной коры до глубины 12–15 км, разрезы распределения «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности» по сети широтных профилей до глубины 30–40 км, а также по фрагменту геотраверса «Кварц» и дополнительной рассечке. Характеристика выделенных блоков основывается на сопоставительном анализе геолого-геофизических данных. Схема блокового строения приведена для глубины 12 км, так как вертикальная мощность отдельных структурно-вещественных комплексов достигает 10 км, при их размерах по латерали до 100 км.

На схеме показаны Сангиленский, Харальский, Западно-Тувинский, Восточно-Тувинский блоки, Монгун-Тайгинский, Уюк-Хемчикский, Онинский, Хемчикско-Куртушибинский блоки, Кижехемско-Хамсаринский мегаблок и разделяющие их зоны — Южно-Тувинская, Таннуольская, Каахемская, Хемчикская, Восточно-Хемчикская, Каргинская, Куртушибинская, Онинская, Барлыкская (Саглыйская).

Сангиленский блок (на тектонической схеме (ТС) — Западно-Сангиленское поднятие) выделяется на разрезах распределения «псевдоплотности»

пониженными значениями плотности до глубины около 40 км и от Южно-Тувинской межблоковой зоны отделяется линейной зоной еще более пониженных значений плотности, которую можно отождествить с зоной Тарлашкинского разлома, выделяемого на некоторых тектонических схемах. На «псевдоплотностном» разрезе в теле блока наблюдаются предполагаемые тектонические нарушения юго-восточного падения под углами 40–50° и прослеживаемые до глубины 20–25 км (до подошвы гранитно-метаморфического мегаслоя). Сангиленский блок на схемах гравитационного эффекта от различных интервалов земной коры по результатам «спектрального анализа потенциальных полей и суммирования гармоник в заданном частотном интервале» (алгоритм И. Б. Мовчана) выделяется пониженными значениями гравитационного эффекта до глубины 15 км, очевидно за счет внедрения гранитов сархойского комплекса. На северо-западе блок отделен от Восточно-Тувинского блока Южно-Тувинской зоной.

Южно-Тувинская зона (на ТС — Южно-Тувинский офиолитовый пояс) в пределах планшета на «псевдоплотностных» разрезах выделяется зоной повышенных значений, на схемах гравитационного эффекта от глубинных интервалов земной коры ей также соответствуют повышенные значения, причем с глубиной она становится контрастнее. Падение зоны в северной части определяется как юго-восточное, в южной части — как северо-западное (60–70°).

Оценить глубинное строение Харальского блока (на ТС — Харальский прогиб), выделяемого на тектонической схеме в северо-восточной части планшета, из-за незначительных размеров блока на территории листа, не представляется возможным.

Каахемская зона (на ТС — Каахемский офиолитовый пояс) разделяет Харальский и Тувинский блоки. Зона выделяется на геофизическом разрезе в показателях «эффективной намагниченности» пониженными значениями, прослеживается до глубины 20–23 км с падением в юго-западном направлении, глубже (предположительно) зона меняет направление падения на противоположное.

Восточно-Тувинский блок (на ТС — восточные части Восточно-Таннуольского поднятия и Улугойского синклинория) выделен на основании анализа «псевдоплотностных» разрезов и разрезов «эффективной намагниченности», схем гравитационного эффекта от глубинного интервала 12–15 км верхней части земной коры. Для него характерны пониженная плотность и намагниченность пород в разрезе земной коры за счет интрузий гранитов и граносиенитов бреньского комплекса и гранитов сархойского комплекса. В гл. «Тектоника» отмечено, что мощность интрузий таннуольского комплекса может достигать 8 км, нами получена близкая оценка суммарной мощности комплекса — около 10–12 км при размерах по латерали около 100 км в верхней части разреза. Ниже этой границы выделяется область аномальной (высокой) плотности и намагниченности до глубины 40–45 км (практически на всю мощность земной коры) при размерах по латерали 10–20 км. Можно предположить, что эта зона представляет собой «глубинный канал» таннуольского интрузивного комплекса,

который выделяется на четырех глубинных геофизических разрезах и в южной части листа совмещается с Южно-Тувинской зоной. Выделенная сквозькоровая структура названа условно Таннуольской межблоковой зоной (на ТС — осевая часть Верхне-Енисейской салаирской складчатой системы) и является западным ограничением Восточно-Тувинского блока. На широтных разрезах «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности» зона имеет трапециевидную форму с бивергентной структурой тектонических нарушений. Зона выделяется при дешифрировании космических снимков [43].

Западно-Тувинский блок (на ТС — Хемчикско-Систигхемский передовой прогиб, Центрально-Тувинский рифтогенный прогиб, западные части Восточно-Таннуольского поднятия и Улугойского синклинория) на «псевдоплотностных» разрезах выделяется как самый «легкий» из представленных на планшете блоков, только в северной части мегаблока в разрезе земной коры наблюдается постепенное поднятие базитового мегаслоя с амплитудой до 10 км. Юго-восточная часть блока выделяется в трансформированных полях мозаичным строением с преимущественно изометричной формой аномалий от инрузивных массивов таннуольского комплекса. В центральной части мегаблока аномалии потенциальных полей имеют линейную форму с преимущественным северо-восточным и широтным простиранием. В районе Хемчикско-Систигхемского прогиба форма аномалий исключительно линейная северо-восточного простирания. Северо-западная граница блока проходит по границе выделенных по геофизическим данным Хемчикской и Восточно-Хемчикской зон (первой на ТС соответствуют выходы фундамента салаирского возраста в осевой части Систигхемского передового прогиба). Положение Хемчикской зоны в северной части листа однозначно не определяется. Либо она поворачивает на север и соединяется с Куртушибинской зоной, либо продолжается в северо-восточном направлении и пересекает профиль ГСЗ—МОВЗ «Кварц». На геолого-геофизическом разрезе по профилю «Кварц» предполагаемому восточному продолжению Хемчикской зоны — Восточно-Хемчикской зоне соответствует область пониженных значений плотности и намагниченности в разрезе земной коры до глубины 45 км, что характерно для зоны глубинного сдвига, которая фиксируется в площади планшета.

В северной части планшета выделяется Кижехемско-Хамсаринский мегаблок (название взято с карты глубинного строения листа N-46). На геофизических разрезах и схемах гравитационного эффекта выделяется в общем случае пониженными значениями плотности и намагниченности, «слоистым» в вертикальном разрезе распределением физических свойств.

Уюк-Хемчикский блок (на ТС перекрыт структурно-вещественными комплексами Центрально-Саянского синклинория и Хемчикско-Систигхемского прогиба) выделен по геофизическим данным и характеризуется пониженными значениями на разрезах «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности». Изометричные аномалии повышенных значений в пределах блока связываются с интрузиями гранитоидов джойского

комплекса. Следует отметить, что конфигурация и структурный план блока на схемах трансформированных полей не совпадает с Центрально-Саянским синклинорием, выделенным на тектонической схеме и схеме тектонического районирования. Элементы совпадения границ блока намечаются с границами классов на «Карте районирования территории по особенностям исходных гравитационного и магнитного полей», созданной с помощью пакета программ «Структурный анализ». В данном случае структурный план синклинория наложен на план блока. Северо-западной границей Уюк-Хемчикского блока является Куртушибинская зона. Эта зона (на ТС — Хемчикско-Куртушибинский офиолитовый пояс) имеет северо-восточное простирание и отчетливо проявляется на схемах послойного гравитационного эффекта до глубины 15 км. Хемчикско-Куртушибинский офиолитовый пояс клиновидной формы, выделяемый на тектонических схемах, по геофизическим данным на глубине более 4 км является частью линейной межблоковой зоны. Границы зоны круто — под углами более 70° падают навстречу друг другу до глубины 20 км.

Онинский блок (на ТС — Узунсукский орогенный прогиб) имеет размеры 100 × 20 км, расположен в северо-западной части планшета. Большая часть блока находится на соседних планшетах N-46. На «псевдоплотностных» разрезах блок выделяется пониженными значениями до глубины примерно 18–20 км и в интервале глубин 33–38 км. Блок прорван массивами большепорожского тоналит-гранодиоритового и джойского гранитового комплексов, которые выделяются изометричными положительными аномалиями «эффективной намагниченности» и отрицательными аномалиями «псевдоплотности» над массивами гранитоидов и положительными — над массивами диоритов и габбро. В самом северо-западном углу планшета намечается межблоковая зона, выполненная в верхней части разреза метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями малоабаканской толщи венд-раннекембрийского возраста.

Монгун-Тайгинский блок (на листе М-45 — Моген-Буренский, на ТС листа М-46 — Монгун-Тайгинский синклинорий) находится в юго-западной части исследуемой территории. На «псевдоплотностном» разрезе до глубины 35–38 км характеризуется пониженными значениями плотности, северо-западным падением плотностных границ под углами 30–40° до глубины 20–23 км и фрагментами юго-восточного падения плотностных границ. По зоне Каргинского разлома граничит с Шуйским аллохтоном (на листе М-45 Хемчикско-Куртушибинский блок). Аллохтон прослеживается до глубины примерно 8 км. На геофизическом разрезе «эффективной намагниченности» намечаются несколько границ северо-западного падения, которые выполаживаются глубинах 10 и 25 км. На послойных глубинных срезах от 2 до 8 км блок резко отличается от соседних блоков северо-восточным простиранием плотностных границ, которые коррелируют с простиранием интрузий гранитов джойского комплекса и вулканитов алтынбулакской толщи.

Барлыкская зона (Саглыйская; на ТС — район Каргинской мульды) выделяется по геофизическим данным и является граничной структурой между Западно-Тувинским, Монгун-Тайгинским и Хемчикско-

Куртушибинским (название взято с тектонической схемы по листу М-45) блоками. В верхней части разреза в тектонических клиньях находятся метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы алтынбулакской толщи, которые на схемах гравитационного эффекта до глубины 4 км прослеживаются линейной зоной запад-северо-западного простирания (около 300°). На интервале глубин 4–8 км простирание зоны меняется на северо-западное с резким возрастанием северо-восточных нарушений в так называемом Шуйском аллохтоне. На глубинах более 10 км зона имеет отчетливое северо-западное простирание, прослеживается до Хемчикской зоны (косвенное подтверждение в работе [18]) и возможно далее на северо-запад за границы планшета.

Разрывные нарушения. Признаками разломов в гравитационном поле являются гравитационные ступени, а также четко выраженные изгибы изоаномал вдоль прямой линии. Чем длиннее ступень, тем больше уверенность в дизъюнктивной природе плотностного контакта. Контрастные ступени с четко выраженным перегибом чаще всего соответствуют сбросам и взбросам, а широкие ступени (без выраженного перегиба) и зоны повышенных градиентов силы тяжести — взбросам и надвигам. Однако насыщенность зон разломов интрузиями различного состава, обладающими высокими аномалообразующими свойствами, сильно осложняют признаки сбросов, взбросов и надвигов. В связи с этим они выделялись в тех случаях, когда имелись дополнительные данные о морфокинематике дизъюнктивной структуры (данные геологических наблюдений).

На глубинных уровнях земной коры (8–15 км) преобладают зоны тектонических нарушений северо-восточного простирания, ориентированные по азимуту 20–30–40°, и зоны разломов северо-западного простирания (четыре в площади листа с шагом около 125 км), ориентированные по азимуту 310–330° (в потенциальных полях проявляются как сдвиги или комбинация сдвига и взброса). С запада на восток азимут простирания последних изменяется в сторону уменьшения. На тектонической схеме эти зоны связываются с зонами мезозойской активизации. Углы падения разломов на дневной поверхности составляют 20–40° на север-северо-восток (см. гл. «Тектоника»).

На глубинах до 4 км северо-восточное унаследованное простирание разломов отмечается в границах каледонской складчатости с широким развитием субширотной дугообразной морфологии разломов. В восточной части планшета в пределах развития салаирской складчатости преобладают линейные и дугообразные разломы северо-западного простирания. Тектонические нарушения, ограничивающие межблоковые зоны, сохраняя общее падение в разрезе земной коры, состоят из фрагментов, меняющих не только угол падения, но и направление падения.

На карте глубинного строения показана система разломов на глубинах 6 и 12 км вместе с разломами, отображенными на геологической карте. Основная цель такого выбора глубин — определение блокового строения, прослеживание выделенных на поверхности разломов на глубину и расчет их углов падения, определение ранга разломов. Предпочтение отдается границам межблоковых зон, которые, без сомнения, имеют

тектоническую природу и являются основными разломами. Сдвиги выделяются по линейным зонам, вдоль которых наблюдается явное смещение аномалий потенциальных полей, причем следует говорить о зоне сдвигов, особенно о сдвигах северо-западного простирания. Краткая характеристика разломов, указанных на тектонической схеме и схеме тектонического районирования, приведена ниже.

Куртушибинский (Хемчикско-Куртушибинский) разлом (или зона разлома) на тектонических схемах является границей между структурно-формационными зонами каледонской складчатой системы. Проекция разлома на схемы гравитационного влияния от различных глубинных срезов земной коры показывает, что в западной части планшета разлом является юго-восточной границей Уюк-Хемчикского блока, затем, после встречи (сопряжения) с зоной сдвига северо-западного простирания, разлом становится северо-западной границей вышеупомянутого блока. На тектонической схеме, представленной в Банке геофизической информации, в месте сопряжения разлома и зоны сдвига, первый меняет направление падения на обратное. Из анализа схем гравитационного влияния представляется, что Куртушибинский разлом, как и показано на тектонических схемах, является границей каледонских структурно-формационных зон и состоит из двух фрагментов двух древних субпараллельных разломов. В каледонскую эпоху тектогенеза фрагменты этих разломов, накрест сопряженные с зоной сдвига, были активизированы и образовался собственно Куртушибинский разлом.

Кужебазинский разлом фиксирует юго-восточную границу Онинского блока и имеет сложное строение. На «псевдоплотностном» разрезе и разрезе «эффективной намагниченности» западная часть разлома имеет северо-западное падение под углом 70°, а восточная — юго-восточное падение, что связывается с активизацией зоны сдвига (на тектонических схемах — зона мезозойской активизации). Разлом уверенно прослеживается до глубины 15–20 км и менее уверенно (следы) до 35–40 км.

Шуйский и Убсунур-Бийхемский разломы на «псевдоплотностных» разрезах и схемах гравитационного влияния имеют отчетливое продолжение до глубины примерно 35 км (ограничены глубиной исследований). Разломы контролируют положение Центрально-Тувинского рифтогенного прогиба, выходы комплексов пород салаирской складчатости на поверхность и имеют северо-западное падение под углами 40–60°. Под прогибом в разрезе земной коры наблюдается подъем плотных масс до глубины 15 км. В сравнении с разрезом земной коры севернее Шуйского разлома амплитуда подъема составляет около 10 км.

Каахемский разлом выделяется в разрезах «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности» пониженными значениями показателей до глубины 32–35 км. Падение разлома юго-западное под углами от 30 до 50°. В верхней части разреза до глубины около 15 км падение разлома оценивается в 70°.

Положение Каргинского разлома на границе планшета из-за ограниченных возможностей геофизических исследований не позволяет достаточно уверенно определить глубинные характеристики разлома.

Предположительно, разлом имеет северо-восточное падение под углом примерно 70° до глубины 12–15 км.

Агардагско-Окинский разлом (зона разломов) фиксирует северный борт Южно-Тувинской межблоковой зоны, общее падение разлома северо-западное под углами, близкими к 70° и больше. Разлом прослеживается до глубины 25 км. На «псевдоплотностных» разрезах выделяется пониженными значениями, а на разрезах в показателях «эффективной намагниченности» — повышенными значениями магнитных свойств.

Унгешский и Южно-Таннуольский разломы дугообразной морфологии контролируют выступ Восточно-Таннуольского поднятия, который на схемах гравитационного эффекта до глубины 10–12 км выделяется высокими значениями. Положение восточных частей разломов на схемах плохо идентифицируются из-за влияния зоны разломов северо-западного простирания (осевая часть зоны подчеркивается в верхней части разреза Буренской впадиной). Унгешский разлом до глубины 8 км имеет очень крутое падение в южном направлении, глубже угол падения уменьшается до 45°, и далее разлом выполаживается на глубине около 15 км. Южно-Таннуольский разлом по материалам трансформированных потенциальных полей прослеживается до глубины 2–3 км. По материалам геофизических исследований можно сделать вывод о том, что разлом является ответвлением крупного разлома, проходящего параллельно и несколько южнее под терригенными отложениями Убсу-Нурской впадины. Этот крупный разлом падает в северном направлении до глубины 15 км под углом 70–80°.

Для «Схемы прогноза мезозойского эпитермального оруденения» (см. гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района») составлена схема зон «скрытых» нарушений субмеридионального простирания (или зон рассредоточенной проницаемости — ЗРП), которые выступают в качестве одного из признаков выделения прогнозных площадей. Априорная информация о зонах проницаемости субмеридионального простирания мезозойского возраста предполагает изменение физических свойств пород в зонах (в верхней части земной коры) в сторону увеличения их магнитных и плотностных свойств, приуроченность к зонам дифференцированных дайковых комплексов (долериты и др.) говорит о общекорово-мантийном заложении зон. На основании данной информации проведена попытка выделения элементов этих зон в потенциальных полях.

Для выделения элементов выбраны гравиметрическая карта и карта аномального магнитного поля, входящие в комплект Банка геофизической информации (БГИ) по листу М-46, карты гравитационного влияния аномальных объектов на глубинных срезах 2–4 км, 1–2 км, 4–8 км (в изолиниях). В качестве требуемых элементов на картах полей выбраны участки или зоны, отвечающие: изменению простирания изолиний; «заливам», «носам» в изображении изолиний (зоны перехода от участков аномального поля в спокойное); «седловинам» и «пережимам» в изометричных формах изображения изолиний (изменению знака горизонтального градиента потенциального поля); зонам сгущения изолиний (зоны аномальных

значений горизонтального градиента поля). На каждой из карт элементы выделены независимо и сгущения их объединены в зоны и линии субмеридионального простирания. Следует отметить, что количество выделенных зон на трех первых картах оказалось одинаковым. При наложении зон с трех карт друг на друга отмечена высокая сходимость зон по ширине. Окончательное решение принято путем выделения осредненного ареала распространения элементов в зонах по трем картам. Для проверки выделенных зон привлечены элементы, полученные по двум последним картам. Сходимость весьма удолетворительная. Глубинный характер зон «скрытых» нарушений подтверждается на «псевдоплотностных» разрезах земной коры субвертикальными зонами разуплотнения и зонами максимального градиента «псевдоплотности», которые прослеживаются до глубины 40–45 км.

Петрофизически контрастные объекты. Под петрофизически контрастными объектами здесь понимаются объекты, которые имеют аномальные петрофизические свойства на фоне вмещающих пород. Это обстоятельство позволяет проследить морфологию объектов на глубинных приповерхностных срезах, оценить глубину залегания нижней кромки или подошву объекта. Такими объектами чаще всего являются интрузивные массивы гранитоидов джойского и большепорожского комплексов, отдельные массивы таннуольского комплекса, немагнитные терригенные комплексы девон-каменноугольного возраста на фоне магнитных вулканитов кендейской свиты нижнего девона в Тувинском рифтогенном прогибе. Эти данные получены по результатам «спектрального анализа потенциальных полей и суммирования гармоник в заданном частотном интервале» (алгоритм И. Б. Мовчана) и сети геофизических разрезов «псевдоплотностных и эффективной намагниченности» (интерпретационная система «Балтика» ВИРГ-Рудгеофизика).

В северо-западной и западной части планшета гранитоиды джойского и большепорожского комплексов прослежены до глубины примерно 6 км. В северо-западной части планшета на глубине 10 км выходам гранитоидов на поверхность соответствуют линейные зоны (каналы?) пониженных значений плотности (шириной до 10 км). Преимущественное падение интрузивных массивов север-северо-западное под углами, близкими к 50°. Здесь же показана морфология не выходящего на поверхность массива, предположительно основного состава. В площади проекции глубинной части массива на дневную поверхность находятся мелкие выходы интрузий бичебалыкского пироксенит-габбрового комплекса. В восточной части планшета интрузивные массивы таннуольского комплекса прослеживаются до глубины 3 км, реже 6 км. Суммарная мощность таннуольского комплекса по «псевдоплотностным» и «эффективной намагниченности» разрезам оценивается в 12 км. Мелким массивам актовракского дунит-гарцбургитового комплекса на глубинном срезе 12–15 км отвечает зона повышенных значений плотности.

В пределах Тувинского рифтогенного прогиба по сети разрезов мощность терригенного комплекса девон-каменноугольного возраста не превышает 7–7,5 км.

Схемы мощности земной коры и изогипс подошвы гранито-гнейсового мегаслоя (границы Конрада). Схема мощности земной коры составлена с использованием фрагмента карты рельефа поверхности Мохоровичича (Мохо), составленной на основе всех имеющихся сейсмических материалов и данных магнитотеллурического зондирования [74]. В общем случае определение положения границы Мохо сводится к сбору данных геофизических методов ГСЗ—МОВЗ, МТЗ о положении границы Мохо по территории планшетов, расчета трансформант гравитационного поля, наиболее коррелируемых с границей Мохо, районированием территории и экстраполяцией результатов на площадь планшета.

Схемы рельефа поверхности Мохоровичича и поверхности Конрада для Алтае-Саянского региона одними из первых были составлены П. И. Морсиным, В. С. Сурковым, О. Г. Жеро [44, 138, 139, 107]. Методика составления схем (карт) базировалась на использовании трансформированных аномалий силы тяжести и факте изостатического равновесия блоков земной коры. Глубина залегания подошвы земной коры определялась в пределах уравновешенных блоков литосферы земной коры. Определение глубин залегания поверхности Конрада производилось по гравитационному полю с учетом мощности платформенных, орогенных и собственно геосинклинальных образований и степени метаморфизма пород. При этом авторы считают, что получили границу, имеющую геологический смысл, в отличие от границы, полученной по данным ГСЗ, которая представляет собой постепенный переход от более низких значений плотности (гранитно-метаморфический слой) к более высоким («базальтовый» слой). Существуют и иные методики определения положения поверхности Мохоровичича, использующие корреляционные зависимости из одного, двух и более факторов.

На предлагаемой схеме мощность земной коры изменяется от 54 км в северной и северо-западной частях планшета до 46—48 км в восточной части, при этом достаточно четко отражается смена эпох тектоногенеза (распространении комплексов) на поверхности земной коры от каледонской до байкальской. Понижением кровли верхней мантии отмечена сквозькоровая зона разломов северо-западного простирания (севернее Унгешского разлома). Градиентное изменение мощности земной коры в меридиональном направлении находит отражение в разломах субширотного простирания на поверхности земной коры и фиксируется на геологической карте. Следует отметить, что связь эта пространственная, сквозькоровый характер разломов широтного простирания не подтвержден. В то же время на схеме изогипс подошвы гранито-гнейсового мегаслоя есть элементы широтного простирания структур (прогибы, градиентные зоны).

На схеме изогипс подошвы гранито-гнейсового мегаслоя (границы Конрада) простирание изогипс параллельно простиранию межблоковых зон, то есть процессы, происходящие в межблоковых зонах (перераспределение тектонических напряжений, метаморфизм), находят отражение в граничных частях блоков. На схеме резко выделяется восточная и северо-восточная части Западно-Тувинского блока ортогональным простиранием изогипс по отношению к межблоковым зонам. Зона резкого изменения

положения подошвы гранито-гнейсового мегаслоя в направлении от Восточно-Таннуольского поднятия к северу связывается со сквозькоровой зоной разломов северо-западного простирания. Мощность гранито-гнейсового мегаслоя при этом не изменяется, а с учетом изменения простирания межблоковых зон кинематика зоны разломов определяется как сброс со сдвигом.

Геолого-геофизический разрез земной коры. Глубинный геолого-геофизический разрез построен по линии фрагмента сейсмического профиля ГСЗ—МОВЗ «Кварц» (Мурманск—Кызыл). Исходными материалами для построения разреза являются: сейсмический разрез, «псевдоплотностной» и «эффективной намагниченности» разрезы, положение сингулярных источников, положение подошвы «термической» литосферы, проведенной по изотерме 1200°, геологическая карта и материалы площадных геофизических исследований.

На сейсмической модели в разрезе земной коры выделяется три мегаслоя: гранито-гнейсовый с $V_p = 6{,}05–6{,}50$ км/с, промежуточный с $V_p = 6{,}55–6{,}70$ км/с, базальтовый с $V_p = 6{,}75–7{,}05$ км/с. В центральной части разреза, между пикетами 390 и 400, в пределах гранито-гнейсового мегаслоя, находится область повышенных значений продольной скорости сейсмических волн, проекция которой на дневную поверхность соответствует распространению интрузий таннуольского комплекса по линии разреза. На более глубоких горизонтах земной коры им соответствует небольшой подъем кровли мантии и зона резкого изменения мощности литосферы с 200 км (Западно-Тувинский блок) до 130 км (Восточно-Тувинский блок). На сейсмическом разрезе Западно-Тувинского блока в средней части гранито-гнейсового и базитового мегаслоев моделируются зоны инверсии продольной скорости сейсмических волн. Пониженные значения скорости продольных волн в районе пикета 400 связываются с зоной сдвига северо-западного простирания.

На «псевдоплотностном» разрезе земной коры (до глубины 45 км) уверенно выделяется подошва гранито-гнейсового мегаслоя (зона градиента на глубине 20–22 км). Западно-Тувинский блок и Восточно-Тувинский блок в данном разрезе имеют сходные характеристики. Западно-Таннульская межблоковая зона выделяется повышенными значениями плотности на уровне базальтового и гранито-гнейсового мегаслоев. На разрезе в показателях «эффективной намагниченности» осевая часть зоны выделяется повышенными значениями. Падение плотностных границ в верхней части разреза юго-восточное (под углами 30–45°, только в северной части профиля (в Восточно-Тувинском блоке) наблюдается северо-западное падение плотностных границ. На разрезе земной коры в показателях «эффективной намагниченности» межблоковая зона имеет бивергентную структуру границ «эффективной намагниченности», при подавляющем юго-восточном падении границ в верхней части разреза. Эти данные подтверждаются сетью широтных геофизических профилей, пересекающих межблоковую зону в южной части планшета.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф территории отличается большим разнообразием, характерным для Тувы в целом. Северная, южная и западная части заняты системой линейных хребтов и нагорий, разделенных межгорными и внутригорными впадинами в центральной и южной частях площади. С северо-запада на территорию листа частично заходят южные хребты Западного Саяна — Саянский, Хемчикский (по левобережью р. Енисей) и Куртушибинский, являющийся продолжением Западного Саяна на правобережье Енисея. Хребты имеют общее северо-восточное направление, в целом отвечающее основному простиранию складчатых структур этой системы. На западе в зоне сочленения Западного Саяна с Шапшальским хребтом расположено Алашское нагорье, глубоко расчлененное долинами рек Алаш, Ак-Суг и их притоков. На крайнем юго-западе выделяются хребты Чараш-Тайга, Цаган-Шибету и Монгун-Тайга, самые высокие горные сооружения в пределах Тувы. Местами они поднимаются выше современной снеговой границы. Южные хребты Тувы, Западный и Восточный Танну-Ола, имеют значительно меньшие абсолютные отметки и относительно слабое расчленение по сравнению с хребтами Западного Саяна и Цаган-Шибету. К восточной границе листа подходят хребты Пограничного Саяна: хребет Академика Обручева, Каахемское нагорье (в области бассейнов рек Бий-Хем и Каа-Хем) и южнее — нагорье Сангилен. Рельеф этой области характеризуется чередованием обособленных гольцовых и альпийских массивов с пологоволнистыми поверхностями средне- и низкогорных участков. Большая часть этих хребтов ограничивает крупные впадины, наследующие верхнепалеозойско-мезозойские структуры. Между горными системами Западного Саяна и Танну-Ола расположена вытянутая в широтном направлении система Тувинских впадин (Хемчикская, Кызыльская, Чаахоль-Шагонарская, Элегестская), характеризующиеся холмисто-мелкосопочным рельефом с отдельными понижениями, занятыми мелкими солоноватыми озерами. С юга на лист частично заходит Убсунурская впадина, расположенная вдоль долины р. Тес-Хем и являющаяся частью обширной котловины Больших Озер Монголии.

В морфогенетическом отношении выделяются аккумулятивный, структурно-денудационный и денудационный типы рельефа (рис. 3). Аккумулятивный тип рельефа отмечается в основном в пределах равнинной части. К долинам крупных рек (Енисей, Хемчик, Алаш и др.) приурочены полигенетические равнины, созданные процессами аллювиальной,

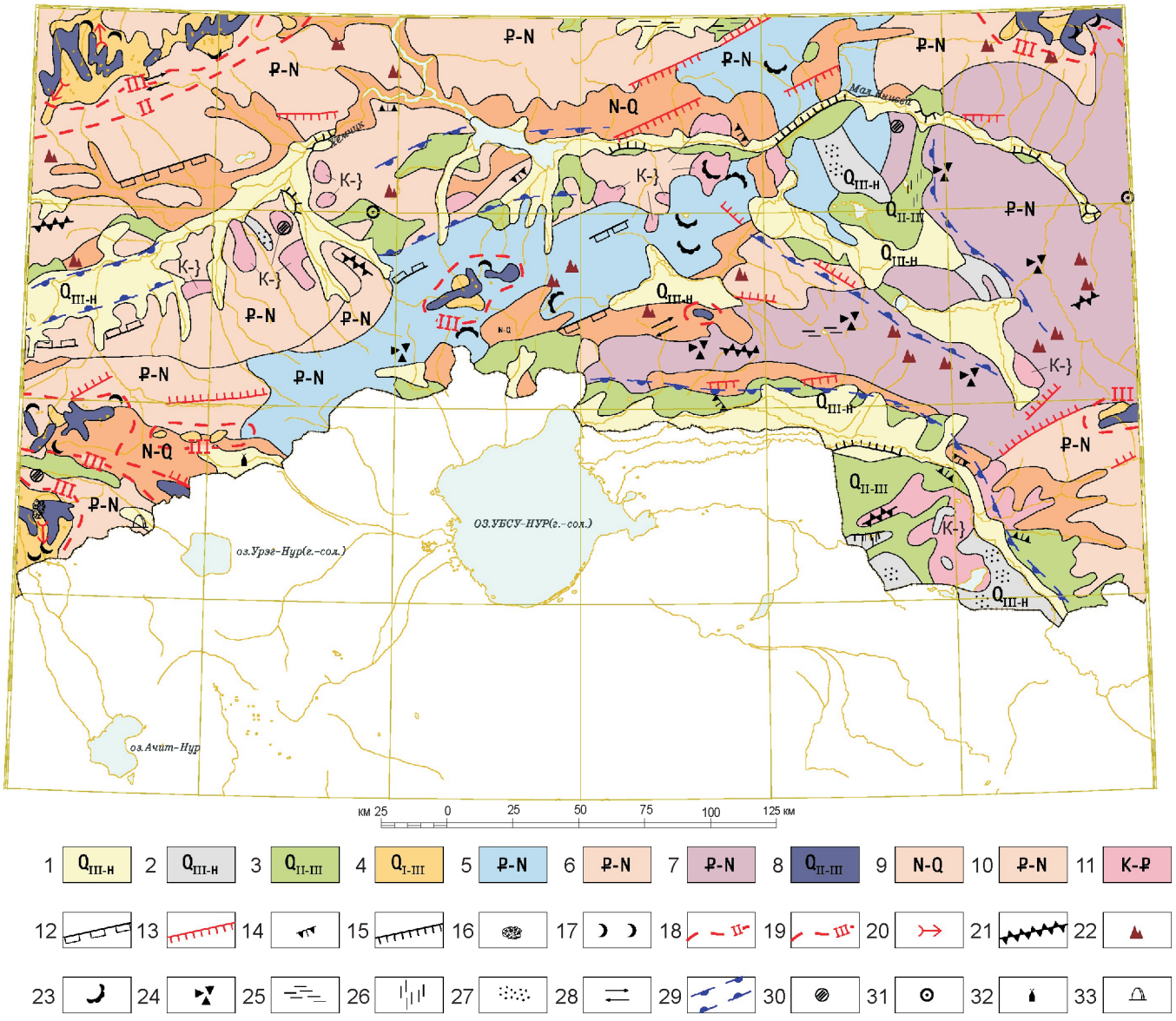


Рис. 3. Геоморфологическая схема территории листа M-46. Масштаб 1 : 2 500 000

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ: *1* — полигенетические равнины, созданные процессами аллювиальной, озерной, делювиально-пролювиальной аккумуляции; *2* — эоловые грядово-дюнные, бугристо-ячеистые равнины, созданные ветровой аккумуляцией; *3* — наклонные предгорные равнины, созданные комплексной аккумуляцией (деятельностью рек, плоскостным смывом, временными потоками; *4* — слабовсхолмленные моренные равнины, флювиогляциальные террасы, зандровые поля, созданные ледниковой аккумуляцией.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ: *5* — образованный в результате препарировки осадочных образований девона, карбона и юры, пологие и средней крутизны склоны, куэсты; *6* — образованный в результате препарировки терригенно-осадочных образований ордовика, пологие склоны плоскостного смыва; *7* — образованный в результате препарировки интрузивных тел, моделированный в квартере нивальными и криогенными процессами, склоны интрузивных массивов средней крутизны и крутые, денудационные останцы, каменные моря.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ: *8* — созданный экзарационной деятельностью ледников, склоны и днища каров, цирков, троговых долин; *9* — созданный глубинной и боковой эрозией рек, эрозионные склоны речных долин крутые и средней крутизны, обрывы, эрозионные останцы; *10* — созданный эрозией и существенно переработанный комплексной денудацией, моделированный в квартере нивальными и криогенными процессами, эрозионно-денудационные склоны различной крутизны, денудационные останцы; *11* — созданный комплексной денудацией, плоские и слаборасчлененные поверхности выравнивания с фрагментарно сохранившимися корами выветривания, денудационные останцы; *12–15* — уступы: структурно-денудационные (*12*), тектонические (*13*), эрозионные (*14*), речных террас (15); *16* — современные ледники; 17 — моренные гряды; *18–19* — границы и возраст оледенений: среднечетвертичных (*18*), верхнечетвертичных (*19*); *20* — направление движения льдов; *21* — отпрепарированные скалистые гребни; *22* — денудационные останцы; *23* — куэсты; *24* — курумы; *25* — болота; *26* — солончаки; 27 — пески; *28* — участки речных перехватов; *29* — фрагменты погребенных палеоген-неогеновых долин; *30* — коры выветривания; *31* — конусы потухших вулканов; *32* — неолитические стоянки; *33* — курганы-могильники.

Вклейка. Заказ 80474016

озерной, делювиально-пролювиальной аккумуляции в средненеоплейстоцен-голоценовое время. Пойменные и низкие надпойменные террасы образуют широкие долины, сложенные констративными фациями аллювия, аллювиально-пролювиальными отложениями рек с многорукавным меандрирующим руслом; рассечены многочисленными промоинами, сухими логами, оврагами, часто подболочены. В озерных котловинах современных соленых и горько-соленых озер (Чедер, Хак, Шара-Нур), сложенных озерными, аллювиально-озерными отложениями, отмечаются солончаки.

Во впадинах широко распространены эоловые равнины, образованные ветровой аккумуляцией в поздненеоплейстоцен-голоценовое время. Для северных впадин (Хемчикской, Чаахоль-Шагонарской, Кызыльской) характерен в основном равнинный песчаный рельеф, для южных (Убсунурской и Буренской) — грядово-дюнный, бугристо-ячеистый, грядово-ячеистый рельеф. Перевеваемые пески в долине рек Хемчик и Тес-Хем налегают на поверхности высоких террас и предгорных шлейфов.

В высокогорье, в пределах северо-восточной части хребта Академика Обручева, северо-западной части хребтов Западно-Саянский, Цаган-Шибету, юго-восточной части хребта Холумнуг-Тайга развит рельеф, связанный с деятельностью средне-верхненеоплейстоценовых ледников. Ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция привела к образованию слабовсхолмленного моренного рельефа, зандровых равнин, флювиогляциальных, камовых террас. Отмечается большое количество моренно-подпрудных озер.

Молодые полигенетические аккумулятивные равнины почти повсеместно окаймляются наклонными предгорными равнинами, созданными комплексной аккумуляцией нижнего—верхнего неоплейстоцена. Большая часть равнин занята древними аллювиальными террасами крупных рек, наземными дельтами их притоков, конусами выноса временных водотоков, предгорными шлейфами. Остатки древних террас сохранились в долинах Малого Енисея, Тес-Хема в виде уплощенных холмов с ровными, слабонаклонными площадками, изрезанными современными логами, оврагами. В пределах аккумулятивного рельефа по фрагментам сохранившихся кайнозойских отложений, погребенных под более молодыми аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиально-пролювиальными образованиями, реконструируются палеоген-неогеновые речные долины и озерные котловины.

Структурно-денудационный рельеф сформировался в палеоген-неогеновое время и предопределен рельефообразующими свойствами осадочных, терригенно-осадочных и интрузивных пород различного возраста. Рельеф, образованный в результате препарировки осадочных образований девона и карбона, приурочен к среднегорной части хребта Западный Танну-Ола и представлен пологими и средней крутизны склонами с отпрепарированными элементами слоистой структуры. На склонах и плоских водоразделах развиты в основном делювиально-коллювиальные отложения, отмечаются скальные денудационные останцы, структурно-денудационные уступы. Вблизи локального центра верхненеоплейстоценового

оледенения на междуречье Шалаш—Ча-Холь водоразделы внеледниковой зоны затронуты процессами нивального и криогенного выветривания с образованием солифлюкционных, делювиально-солифлюкционных отложений. В пределах Кызыльской впадины отмечается рельеф, образованный в результате преобразования осадочных пород юры. Это мелкосопочник с пологими склонами, покрытыми отложениями плоскостного смыва, с системой многочисленных, разветвленных сухих логов, кустами. Участками на плоских водоразделах отмечаются элювиальные каменные россыпи. Рельеф, образованный в результате препарировки терригенно-осадочных образований ордовика, развит в низкогорной части Хемчикско-Систигхемского прогиба, представлен пологими склонами плоскостного смыва с широкой сетью сухих логов, плоскими водораздельными поверхностями, покрытыми делювиально-коллювиальными образованиями. Рельеф, образованный в результате препарировки интрузивных массивов и их приконтактовых частей, развит в восточной части листа в пределах хребта Восточный Танну-Ола и Каахемского нагорья. Это сильно расчлененная среднегорная страна с крутыми и средней крутизны склонами, отпрепарированными скалистыми гребнями, денудационными останцами. Водораздельные поверхности частично моделированы нивальными и криогенными процессами с образованием солифлюкционных, коллювиально-солифлюкционных и делювиальных отложений.

Денудационный рельеф развит по всей площади и создан различными экзогенными процессами: от ледниковой экзарации, эрозии рек до комплексной денудации.

Для высокогорных частей хребтов Академика Обручева, Западно-Саянский, Цаган-Шибету, Холумнуг-Тайга характерен альпийский рельеф, созданный экзарационной деятельностью средне-верхненеоплейстоценовых ледников. Он представлен сочетанием каров, цирков, троговых долин, ригелей, ванн выпахивания с многочисленными каровыми озерами. На вершине горы Монгун-Тайга (3976 м) имеется небольшой (2,5 × 9 км) современный ледник.

Рельеф, созданный глубинной и боковой эрозией рек, развит повсеместно вдоль бортов речных долин, сформировался в неоген-четвертичное время. Он представлен крутыми и средней крутизны эрозионными склонами с коллювиальными и делювиальными образованиями. Характерны обрывистые уступы высотой 7—25 м, эрозионные останцы, стенки срывов, обвалов, каменные осыпи.

Наиболее широко на площади листа развиты поверхности, созданные эрозией и существенно переработанные комплексной денудацией. Это эрозионно-денудационные склоны различной крутизны, развитые в среднегорье (Алашское нагорье, хребты Куртушибинский, Сангилен). Склоны покрыты делювиально-коллювиальными отложениями, водораздельные поверхности частично переработаны криогенными процессами с образованием солифлюкционных, делювиально-солифлюкционных и пролювиальных отложений. Возраст формирования рельефа — палеоген-неогеновый.

Рельеф, созданный комплексной денудацией, представлен реликтовыми поверхностями выравнивания мел-палеогенового возраста с фрагментарно сохранившимися коррелятными им корами выветривания. Для рельефа этого типа характерны плоские, слабо расчлененные водораздельные пространства, сложенные элювиально-делювиальными отложениями, редко с денудационными останцами. Внемасштабными знаками в долинах рек Малый Енисей и Чадан показаны потухшие вулканические конусы средне-поздненеоплейстоценового возраста. В долинах рек Каргы и Саглы имеются археологические памятники: неолитические стоянки и курганы-могильники.

История развития рельефа реконструируется с конца мезозойского периода. Самыми древними формами рельефа являются фрагменты древнего пенеплена, сохранившиеся в виде выровненных площадок на различных гипсометрических уровнях в разных тектонических блоках. В это время рельеф Тувы был выровнен комплексными экзогенными процессами и в условиях аридного климата образовались мощные коры выветривания каолинит-монтмориллонитового профиля, фрагменты которых частично сохранились на поверхностях выравнивания. Возраст поверхностей выравнивания, как и коррелятных им кор выветривания, принят мел-палеогеновым.

С конца олигоцена—начала миоцена начинается активный процесс горообразования, приведший к обособлению основных морфоструктурных элементов площади. Образование гор и разделяющих их депрессий Западного и Восточного Танну-Ола, южных предгорий Западного Саяна, большей части горных хребтов Каахемского нагорья и нагорья Сангилен, произошло в основном по тем же направлениям, по которым были созданы складчатые структуры и ограничивающие их дизъюнктивные нарушения. В некотором несоответствии с направлением древних каледонских структур находятся горные поднятия и тектонические депрессии пограничной части Тувы, подчиненные субширотному направлению кайнозойских разломов. В этот период происходит интенсивное расчленение древнего пенеплена, активное переотложение кор выветривания на палеоген-неогеновых склонах, хорошо сохранившихся в районе, хотя и активно преобразованных в квартере денудационными и криогенными процессами.

Новое эрозионное расчленение района произошло в конце плиоцена—начале четвертичного периода, когда начались интенсивные подвижки в горах, оконтуривающих Центральную Туву. В это время на южном склоне поднимающегося Восточного Танну-Ола были дислоцированы плиоценовые озерно-аллювиальные осадки древнего Убсу-Нура. Поднятия конца миоценового периода привели к крупнейшим перехватам рек и к перераспределению речной сети. Так, р. Куже перехватила своим верховьем р. Кульгу-Адыр, ранее левого притока р. Манчурек, а верховья р. Холу принадлежали прежде к системе р. Улуг-Сайлыг. Многие крупные реки образовывали врезанные меандры и долины прорыва (р. Каа-Хем — на среднем участке течения, р. Хемчик — в нижнем течении). Однако к началу четвертичного периода интенсивно врезались лишь крупные реки,

мелкие же продолжали меандрировать среди древних поверхностей выравнивания.

В плейстоцене по всей территории Тувы резко усиливаются дифференцированные движения, обновляя старые тектонические разрывы и образуя новые. В глубоковрезанных долинах рек, на месте их пересечения с тектоническими нарушениями выливались долинные базальты, к настоящему времени частично эродированные. Поднятия плейстоценового времени окончательно сформировали основные черты современного рельефа территории и привели к тому, что в среднем—верхнем неоплейстоцене большие площади были подняты за снеговую линию, что вместе с общеклиматическим фактором послужило стимулом к образованию в верховьях долин высокогорья каровых и долинных ледников (хребты Академика Обручева, Западно-Саянский, Цаган-Шибету, Холумнуг-Тайга). После оледенения рельеф подвергается разрушительному действию факторов денудации: морозному и физическому выветриванию, солифлюкционным процессам, а также интенсивному эрозионному расчленению. В долинах рек, впадинах образуются полигенетические аккумулятивные равнины, серии послеледниковых террас нижних уровней. В этот же период происходит перевевание рыхлых аллювиальных и флювиогляциальных отложений и образование различных форм эоловой аккумуляции. В настоящее время все песчаные накопления постепенно закрепляются растительностью, что свидетельствует о некотором увлажнении климата по сравнению с прошлыми периодами.

Общий подъем района продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует большая сейсмическая мобильность территории. Новейшая тектоническая структура площади характеризуется как сводово-глыбовая, выраженная в рельефе системой хребтов и разделяющих их впадин. Блоки ограничены молодыми тектоническими нарушениями, в основном совпадающими с подновленными крупными региональными разломами. В рельефе нарушения выражены системой тектонических уступов, закономерно расположенными линейными элементами рельефа, подчеркиваются орографическим планом речной сети.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологическом развитии региона выделяются несколько крупных тектонических циклов — байкальский?, салаиро-каледонский; эпохи активизации — средне-позднепалеозойская и мезозойская, кайнозойский рифтогенез.

Структурно-формационный комплекс байкалид? выделен в Западно-Сангиленском выступе и фиксирует протоплатформенный этап развития Тувино-Монгольского континента. Комплекс основания представлен гнейсово-сланцево-углеродистой формацией: полиметаморфическими породами амфиболитовой фации тесхемской, мугурской свит, перекрываемых со структурным несогласием карбонатно-терригенной формацией чехла в объеме аймакской и хапсугской свит рифея. Детальное изучение формационных особенностей и фациальных изменений осадков [19, 47, 71, 92] позволяет с долей условности реконструировать здесь пассивную континентальную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента, где в западной части Западно-Сангиленского выступа идентифицируется граница Тувино-Монгольского массива, представленная Агардакско-Окинской сутурой. К Тувино-Монгольскому микроконтиненту следует отнести и Харальский выступ, сложенный охемской свитой рифея [16, 92], отграниченный от Ондумского синклинория Каа-Хемской сутурой. По данным И. К. Козакова [79], в геологических комплексах Сангилена устанавливается три этапа прогрессивного метаморфизма. Первый — низкоградиентный дистен-силлиманитовый в образованиях мугурской свиты (моренский метаморфический комплекс по [105] — $T_м = 536 \pm 5{,}7$ млн лет); второй — высокоградиентный гранулитовый андалузит-силлиманитовый в породах тесхемской свиты (эрзинский метаморфический комплекс по [105] — $T_м = 494 \pm 11$ млн лет); третий — высокоградиентный амфиболитовый андалузит-силлиманитовый в породах тесхемской, мугурской, балыктыгхемской и билинской свит с выплавлением парааутохтонных мигматит-гранитов чжаргалантского комплекса ($T_м = 496 \pm 3{,}6$ млн лет). Субстратом метаморфических пород служили терригенно-карбонатные осадки пассивной континентальной окраины Тувино-Монгольского континента [79, 92] с возрастом 809 ± 17 млн лет. В салаирскую эпоху Западно-Сангиленский выступ был интенсивно переработан гранитами сархойского комплекса. Поскольку основным критерием, положенным в основу выделения Тувино-Монгольского массива, является присутствие в нем рифейского карбонатно-терригенного чехольного комплекса, то уже

это предполагает возможность интерпретировать массив как позднебайкальскую протоплатформу.

В начале рифея на месте эпибайкальской протоплатформы заложилась геосинклиналь с выделением в ней в начале венда—раннем кембрии двух зон: Верхнеенисейской салаирской геосинклинальной и Западно-Саянской внутренней геосинклинальной, закончившей свое развитие в каледонскую эпоху. Эвгеосинклинальный режим выражен в развитии дунит-гарцбургитовой формации актовракского и иджимского гипербазитовых комплексов и вулканитов офиолитовой ассоциации.

В пределах Верхнеенисейской геосинклинальной зоны преобладают вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения андезит-базальтовой, контрастной риолит-базальтовой и известняково-доломитовой формаций, включающих кадвойскую, серлигскую, тумматтайгинскую свиты рифея, кызылхивинскую, вадибалинскую свиты венда—нижнего кембрия, ирбитейскую, шивелигскую, чербинскую и манайлыгскую свиты нижнего—среднего кембрия. Осадки формировались в условиях, переходных от эвгеосинклинального режима к миогеосинклинальному, что выражено двумя подзонами — Восточно-Таннуольской и Ондумской. В это время существовали подводные излияния и мелкие рифогенные банки в условиях теплого неглубокого бассейна, о чем свидетельствует наличие богатого комплекса археоциат, трилобитов и известковистых водорослей. В раннем кембрии произошло становление мажалыкского габбро-пироксенитового комплекса. В середине среднего кембрия произошла инверсия геосинклинали, сопровождаемая становлением таннуольского диорит-гранодиорит-плагиогранитового комплекса. Состав и форма проявления таннуольского комплекса зависели от его положения в различных структурно-формационных зонах. В Восточно-Таннуольской СФЗ с андезит-базальт-карбонатно-рифогенным типом разреза ассоциированы диорит-гранодиоритовые интрузии, а в Ондумской СФЗ с контрастной риолит-базальтовой формацией — габбродиорит-плагиогранитовые интрузии. Полоса интрузий таннуольского комплекса и вулканитов протягивается более чем на 200 км в северо-восточном направлении, образуя вулкано-плутонический пояс, интерпретируемый авторами как активная континентальная окраина [19, 92, 277]. В отдельных местах в позднем кембрии существовали мелководные бассейны, где формировались карбонатно-терригенные отложения таштыгхемской свиты верхнего кембрия, охарактеризованной фауной трилобитов [3, 181]. Орогенный этап салаирской Верхнеенисейской геосинклинали выражен становлением сархойского и арголикского гранодиорит-гранитовых комплексов, завершивших формирование салаирской геосинклинали в позднем кембрии—раннем ордовике в этой части района.

В Западно-Саянской системе в венде—раннем кембрии была развита Хемчикско-Куртушибинская эвгеосинклиналь, выполненная офиолитовой ассоциацией макаровской, орешской и терешкинской свит вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций. Глубоководную турбидитовую формацию, объединяющую амыльскую, сютхольскую и ишкинскую свиты венда—нижнего кембрия, можно с долей условности интерпретировать

как островодужный комплекс, сформированный в зоне субдукции на коре океанического типа в условиях глубоководного шельфа [54, 66, 277]. Все осадки в это время были метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Начиная со среднего—позднего кембрия и раннего ордовика начал развиваться Хемчикско-Систигхемский прогиб, выполненный терригенно-карбонатной флишоидной и карбонатно-терригенной молассоидной формациями, указывающими на инверсионную и раннеорогенную стадии развития геосинклинального режима. Формации объединяют аласугскую серию среднего—нижнего кембрия, шемушдагскую, систигхемскую и чергакскую серии ордовика—силура. В целом, все эти отложения могут указывать на существование здесь нестабильного задугового бассейна нормальной солености с ритмично построенными циклами осадконакопления трансгрессивно-регрессивного характера. Температурный режим этого бассейна способствовал развитию теплолюбивой биоты кораллов, гастропод, брахиопод, мшанок, криноидей, губок и трилобитов. По мнению Г. Г. Семенова [317], В. В. Беззубцева [13], Хемчикско-Систигхемский прогиб относится к типу унаследованных пригеосинклинальных прогибов поздних каледонид, комплексом основания которого служат салаириды Центрально-Саянской зоны.

В конце силура—раннем девоне началась интенсивная складчатость и скучивание с образованием континентальной вулканогенной трахиандезит-базальт-трахириолитовой формации. Часть исследователей считают этот этап орогенным этапом каледонид [90, 140], другие относят его к герцинскому этапу [103, 241], третьи выделяют дейтероорогенный этап [111]. В наиболее опущенных блоках каледонского комплекса происходило формирование гранитных массивов большепорожского, джойского и девонского комплексов, отражающих этап гранитизации земной коры в Западно-Саянском сегменте. В Верхне-Енисейской складчатой системе отражением посторогенной активизации явилось внедрение бреньского гранит-граносиенитового и сангиленского щелочносиенитового комплексов. Посторогенный этап активизации складчатых структур каледонид завершается формированием наложенных впадин унаследованного типа, выполненных терригенно-карбонатной озерно-лагунной формацией среднего—позднего девона. Существовал остаточный бассейн с изолированными неглубокими водоемами, с регрессивным циклом осадконакопления. Здесь обитали пресноводная ихтиофауна, гастроподы, брахиоподы, мшанки, филлоподы, характеризующие мелководный солоноватоводный бассейн, и отлагались сероцветные и пестроцветные породы со знаками «ряби» и волноприбоя. В отдельных отшнурованных бассейнах лагунного типа образовались каменная соль и гипсы, выявленные в ихейской свите среднего девона.

В конце позднего девона—начале раннего карбона были небольшие тектонические подвижки, о чем свидетельствует трансгрессивный характер нижнекаменноугольных отложений, выполняющих карбоновые мульды, сложенные терригенно-карбонатно-телепирокластической формацией, составляющей верхний структурный ярус наложенных впадин. Накопление осадков в начальный этап происходило в отдельных

изометричных депрессиях в условиях пресноводных озерных водоемов, о чем свидетельствуют тонкозернистые косо- и волнистослоистые алевролиты и песчаники со знаками «ряби» и трещинами высыхания на плоскостях напластования, водорослевые и оолитовые структуры известняков суглугхемской, хербесской, байтагской, экиотугской свит турнейского и визейского ярусов. В конечный период шло заболачивание водоемов и накопление озерно-паралической формации. Одновременно шло накопление песчано-галечных отложений дельт и песчаников пойм актальской свиты. Специфической особенностью этого времени является постоянное присутствие пеплового материала, источник которого, по-видимому, располагался юго-восточнее, в Монголии, где на этом возрастном уровне известны вулканогенные образования.

В средне-позднекаменноугольное время произошла смена фациальных условий осадконакопления за счет резкого сокращения бассейнов осадконакопления. В небольших изолированных озерах шло накопление угленосных отложений онкажинской свиты озерно-паралической формации, залегающей с размывом и базальными конгломератами на актальской свите, составляя с ней единый структурный план. Угленосносные толщи составляют 1,5 % от разреза свиты. Угленосность проявлена невыдержанными пластами каменного угля суммарной мощностью в 7,5 м высокой зольности. Эти же условия сохранялись и в раннепермское время, о чем свидетельствуют отложения хайлыгской свиты. Начиная с поздней перми регион вышел из области осадконакопления и был пенепленизирован.

В триасе начали формироваться коры выветривания. В условиях сводово-глыбовых движений в связи с началом мезозойской тектонической активизации и подновлением субширотных крупных разломов сформировался чазадырский базальт-долеритовый комплекс. Вероятно, становление его является отражением траппового вулканизма на Сибирской платформе. К этому же времени, возможно, следует относить становление глубинных щелочно-гранитоидных интрузий, обломки которых присутствуют в эруптивных брекчиях карбонатитов мезозойского возраста [26, 117].

В юрско-меловое время произошла активная перестройка тектонического плана, выразившаяся в активизации режима с образованием наложенных юрских угленосных впадин и грабен-синклиналей. В остаточных изолированных заболоченных бассейнах накапливалась угленосная лимническая формация большой мощности — до 2500 м, продуктивная на промышленное углеобразование. В создании мезозойских структур большую роль играли разломы субширотного и северо-восточного направления, ранее существовавшие и активно подновленные в юрское время, о чем свидетельствуют флексурные перегибы в юрских отложениях, разрывы сплошности угольных пластов, крутые углы залегания юрских осадков в прибортовых частях впадин, рои даек чуйского и агардакского лампрофировых комплексов. Одновременно происходило формирование субмеридиональных разломов, являющихся поперечными к общему северо-восточному направлению структур Тувы. С развитием поперечных разломов связаны дайковые пояса долерит-лампрофировой и карбонатитовой формаций мезозойского возраста, которые могут указывать на

существование под Центрально-Тувинским прогибом «горячей» мантийной струи [19, 30]. Это же косвенно подтверждается поднятием базальтового слоя по данным ГСЗ [136, 268, 306, 308] и метаморфизмом юрских углей до коксующихся разностей.

Меловые отложения развиты крайне ограниченно, известны только в Улугхемской юрской впадине и представлены слабоугленосными озерно-аллювиальными образованиями. Начиная с позднего мела формируются коры выветривания монтмориллонитового профиля.

В палеогене усиливаются блоковые движения и развиваются межгорные кайнозойские впадины, заполненные озерно-пролювиальными, часто грубосортированными песчано-галечно-глинистыми отложениями. Судя по теплолюбивым палинокомплексам, климат был аридным, местами шло засолонение водоемов. Осадки частично формировались за счет переотложения кор выветривания. Территория продолжала дифференцированно воздыматься и представляла собой горную страну с активными неотектоническими процессами, о чем свидетельствуют аномальные мощности палеоген-неогеновых отложений (более 400 м) в Убсу-Нурской впадине.

На протяжении всего палеогена существовали тепло-умеренная (северная) и жаро-влажная (южная) климатические зоны с промежуточной между ними жаро-сухой, где шло накопление кор выветривания при одновременном их переотложении. В неогене неотектонические движения проявились гораздо интенсивнее. Убсунурская, Буренская и Хемчикская впадины по зонам разломов испытали относительное прогибание, а системы Танну-Ола и Пограничного Саяна поднялись на высоту до 1000 м, что привело к повышению процессов денудации в горах и аккумуляции во впадинах. В отложениях Убсу-Нурской впадины найдены обломки костей рыб, черепах, рептилий, гиппарионов, серия моллюсков, характерных для озер и рек с медленным течением в условиях субтропиков. Здесь же собрана и скорлупа яиц страусов, что свидетельствует о существовании субтропических условий саванн [61]. По палинологическим данным [246], равнины впадин были заняты марево-полынными степями с участием разнотравья, а в окружающих горах произрастали сосново-березовые массивы с примесью тсуги, бука, дуба, вяза, ольхи. Все это свидетельствует о том, что в конце миоцена—начале плиоцена шло накопление субаэральных пестроокрашенных осадков озерно-пролювиального генезиса в условиях теплого и умеренно влажного климата.

В квартере, главным образом в долинах крупных притоков бассейна р. Енисей и кайнозойских впадинах, формировался сложный полигенетический комплекс осадков. Отложения представлены аллювиальными, пролювиальными, делювиально-коллювиальными, эоловыми, солифлюкционными образованиями мощностью от 2–5 до 50–70 м. В альпийском и массивном высокогорье хребтов Западного Саяна, Монгун-Тайга, Академика Обручева и Танну-Ола формировались моренные и флювиогляциальные отложения азасского, каахемского и улуг-хемского этапов оледенения. В этот период проявилась локальная вспышка базальтового вулканизма, зафиксированная на площади в виде двух изолированных выходов. Основная часть вулканитов развита за пределами площади в

бассейне верхнего течения р. Каа-Хем (Малый Енисей) на листе M-47 и N-48. Здесь выделяется щитовой вулкан, сформировавший лавовые потоки вдоль долины Малого Енисея в условиях резко расчлененного рельефа. Возраст долинных базальтов начального этапа по K-Ar определениям устанавливается в 270 ± 30 тыс. лет [158], конечных стадий — в 48 ± 20 тыс. лет [135]. Распространение лав более чем на 150 км на запад определялось высокой температурой расплава и специфическим механизмом течения. По мере продвижения лавы быстро обрастали закалочной коркой и дальнейшее перемещение жидкого расплава происходило практически без потери тепла внутри лавовых труб, служивших теплоизоляторами [158]. Состав пород отвечает гавайитам. Изотопный (Sr, Nd) состав лав свидетельствует об их идентичности плейстоцен-голоценовым лавам Байкальской рифтогенной области [157, 158].

В голоцене и по настоящее время район продолжает воздыматься. Наиболее крупные положительные новейшие структуры морфологически выражены в виде хребтов — Саянского, Куртушибинского, Цаган-Шибету, Западного и Восточного Танну-Ола, Академика Обручева и др. Район остается сейсмически активным. Анализ тектонической схемы и ареалов размещения землетрясений с магнитудой более 6 баллов (K > 10) на площади показывает, что эпицентры сильных землетрясений тяготеют к зонам или узлам разломов глубинного заложения: Куртушибинского (*Кр*), Шуйского (*Ш*), Каахемского (*Кх*), Каргинского (*Кг*), Агардакско-Окинского (*АО*), которые фиксируются гравитационными ступенями интенсивностью 8–20 мГал в верхней части земной коры.

Таким образом, весь район может рассматриваться как единый высокосейсмичный горный пояс, рельеф которого сформирован и формируется в настоящее время в условиях стабильного воздымания в зоне внутриплитного рифтогенеза [97, 129, 157]. Учитывая, что район занимает 38 % от всей площади Тувы, где зафиксировано 26 % от общего для Алтае-Саянской сейсмической области сильных землетрясений, следует особое внимание уделить их прогнозу при развитии геологоразведочных работ и инфраструктуры района.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Предыдущие издания Госгеолкарты-1000 (первое издание и новая серия) не включали карты полезных ископаемых. Этот пробел частично был восполнен после реализации комплексной программы геологоразведочных работ на территории Тувинской АССР в 1978–1990 гг. Выполненные в рамках этой программы металлогенические исследования [103, 253, 313], дополненные более поздними крупномасштабными съемками, легли в основу представляемой карты полезных ископаемых. На карте, кроме месторождений и рудопроявлений, частично показаны пункты минерализации. Площадные и линейные ореолы рассеяния, обычно совпадающие с рудопроявлениями, из-за их незначительных размеров и трудности отображения не показаны. При этом все прямые признаки проявлений полезных ископаемых учтены при минерагеническом районировании.

Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых приведен в прил. 1.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Промышленная угленосность в регионе установлена на двух стратиграфических уровнях — среднего—позднего карбона и средней юры.

Палеозойские угли приурочены к отложениям онкажинской свиты ($C_{2-3}on$), выполняющим небольшие по размерам мульды в юго-восточном борту Тувинского прогиба. Свита представлена песчаниками, конгломератами и алевролитами с пластами и прослоями углей.

На месторождении Актальское (II-4-11), приуроченном к каменноугольным отложениям одноименной мульды, в разрезе свиты вскрыто от 6 до 14 угольных пластов сложного строения мощностью 0,7–24,5 м. Установленная площадь продуктивных отложений составляет 24 км^2. В юго-восточной части мульды разведан участок с балансовыми запасами угля категорий $B + C_1$ в 4 млн т, а прогнозные ресурсы всей структуры по категориям $P_1 + P_2$ оцениваются в 433 млн т [257].

На проявлении Онкажинское (II-4-2) на площади 33 км^2 в разрезе свиты установлено семь пластов угля мощностью 0,6–3,5 м и один

мощностью 28 м. Прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ оцениваются в 495 млн т [257].

Палеозойские угли относятся к жирным (55%) и газовым (45%), характеризуются невысокими качественными показателями и могут использоваться лишь как энергетическое сырье. В общем балансе запасов и ресурсов они существенной роли не играют (табл. 9).

Основные запасы углей юрского возраста, являющихся ценнейшим технологическим сырьем, сосредоточены в пределах Улугхемской впадины, расположенной в экономически освоенной центральной части территории. Впадина выполнена терригенными отложениями юрского—раннемелового возраста, которые по особенностям состава разделены на межегейскую (J_1mz), эрбекскую (J_2er), салдамскую ($J_{2-3}sl$) и бомскую (J_3-K_1bm) свиты. Они представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и аргиллитами. В отложениях трех первых свит постоянно присутствуют углистые алевролиты и пласты углей. В центральной и южной частях впадины юрско-нижнемеловая формация перекрыта значительными по мощности (до 150 м) отложениями неогенового и четвертичного возраста.

В тектоническом отношении Улугхемская впадина представляет собой крупную, площадью 2170 км^2, отрицательную структуру, осложненную складчатостью более высоких порядков. Выделяется пять структур второго порядка — Экки-Оттугская и Березовская синклинали, Сесерлигско-Тапсинская, Верхне-Элегестская и Кызылско-Эрбекская мульды (рис. 4). Последняя довольно условно разделена на Эрбекскую и Кызылскую мульды с границей по рекам Улуг-Хем и Эрбек.

Максимальная угленосность установлена в отложениях эрбекской свиты, содержащей от 1 до 22 пластов рабочей мощности и до 80 угольных пропластков. Суммарная мощность пластов и пропластков составляет 6–26 м, коэффициент общей угленосности 1,3–5,4%, рабочей — 0,6–4,1%. Высокая угленасыщенность свиты обусловлена повсеместным распространением пласта «Улуг» мощностью 2,0–19,0 м. Установлено существенное изменение количества угольных пластов по простиранию и падению свиты. В южной и юго-восточной частях Кызылско-Эрбекской мульды она содержит до 22 рабочих пластов, количество которых уменьшается к центральной части, где установлен лишь пласт «Улуг» мощностью 6,0–19,8 м. В остальных структурах свита характеризуется средней угленасыщенностью и содержит от трех до пяти рабочих пластов. В отложениях межегейской свиты установлено от трех до пяти пластов и пропластков угля, весьма не выдержанных по простиранию. В салдамской свите спорадически встречаются 1–3 угольных пласта мощностью 0,7–0,9 м, коэффициент общей угленосности не превышает 1,5%.

Более 80% промышленной угленосности приходится на пласт «Улуг», характеризующийся простым строением и выдержанностью по простиранию и падению. Угли пласта однородные по составу и содержат (%): витринит — 89–97, семивитринит — 1–2,5, инертинит — 1–5, лептинит — 0,5–8; преобладающие марки по ГОСТ 25543–88 — Ж (51%), ГЖ (46%), Г (3%). Ценными качествами углей являются низкая зольность,

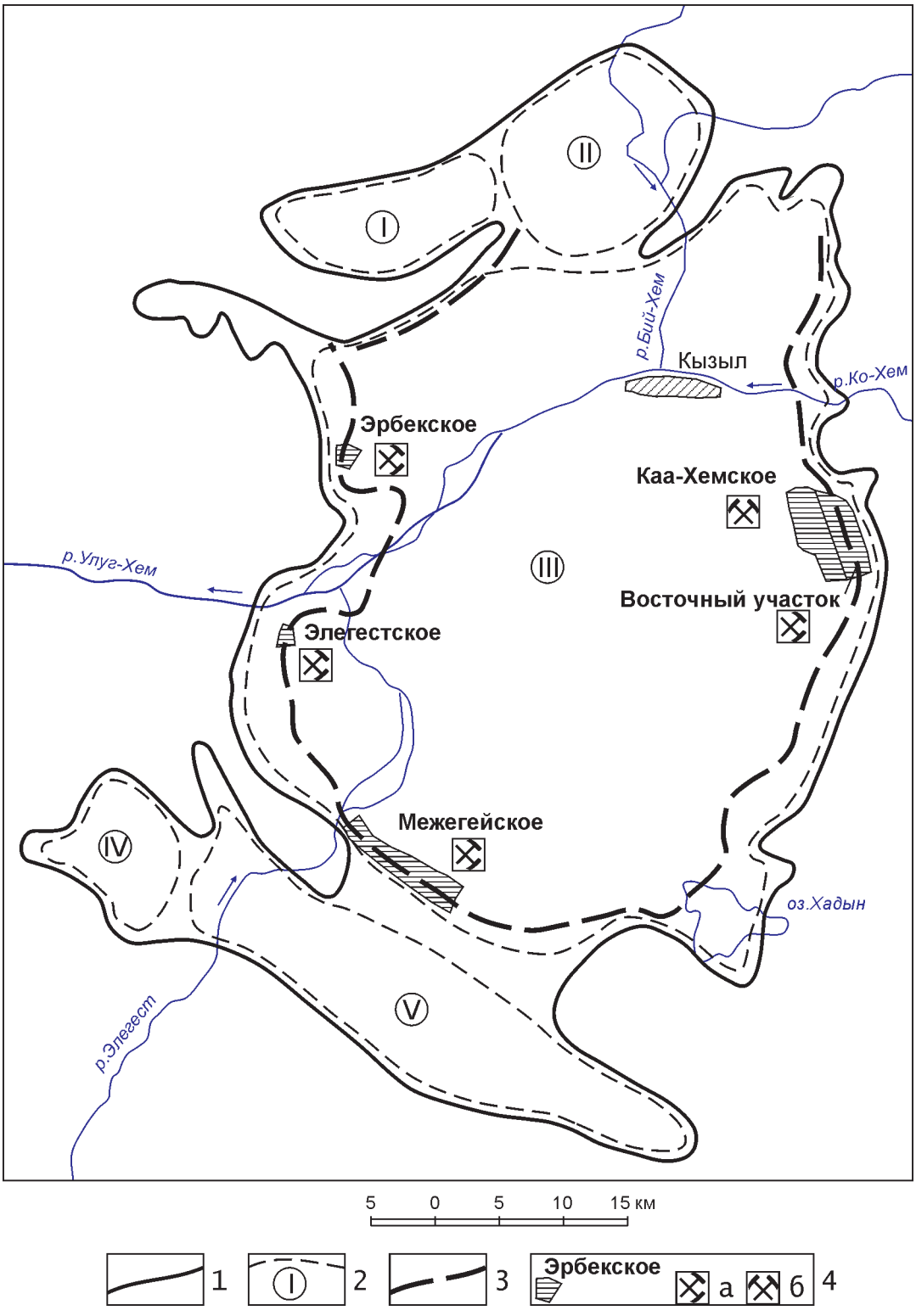


Рис. 4. Структурная схема Улугхемской впадины.

1 — контур Улугхемской угленосной впадины; *2* — границы основных структур и их номера: *I* — Экки-Оттугская синклиналь, *II* — Сесерлигско-Тапсинская мульда, *III* — Кызылско-Эрбекская мульда, *IV* — Верхне-Элегестская синклиналь, *V* — Березовская синклиналь; *3* — угольный пласт «Улуг», прослеженный на поверхности; *4* — месторождения и их название: *а* — законсервированные, *б* — эксплуатируемые.

Вклейка. Заказ 80474016

невысокое содержание серы и фосфора при высоком выходе летучих веществ (табл. 9). По элементному составу угли пласта содержат (%): углерод — 82–90, кислород — 4,6–8,3, водород — 5,4–6,4. Повышенное содержание последнего обусловливает более высокую, по сравнению с другими углями, теплоту сгорания, в среднем 35,7 МДж/кг. Колебание содержаний окислов основных элементов в углях пласта составляет (%): SiO_2 — 4,6–69,1; Al_2O_3 — 2,3–32,0; Fe_2O_3 — 2,5–42,5; CaO — 1,2–48,5; MgO — 0,6–6,7; TiO_2 — 0,2–1,5; P_2O_5 — 0,02–3,9; MnO — 0,02–0,6; Na_2O — 0,2–3,6; K_2O — 0,05–2,7; SO_3 — 0,3–26,1. Изучение микроэлементного состава показало более низкое (в 1,5–2 раза) содержание элементов I–III классов опасности по сравнению со средним в углях бывшего СССР. Среднего уровня концентрации достигают лишь медь, марганец, барий и стронций. Угли сопутствующих пластов по качественным показателям, за исключением повышенной зольности, близки к пласту «Улуг». Технологическими испытаниями установлено, что угли Улугхемской впадины представляют собой высококачественную спекающуюся основу шихты для производства металлургического кокса и пригодны для получения жидкого топлива.

Наиболее продуктивной структурой является Кызылско-Эрбекская мульда, вдоль флангов которой сосредоточены все балансовые запасы углей, разведанные на месторождениях Каа-Хемское (I-5-17), Восточный участок (I-5-20), Межегейское (I-5-24), Элегестское (I-5-18) и Эрбекское (I-5-15). Месторождения представляют собой разведанные участки, вытянутые вдоль простирания пласта «Улуг» на 3–25 км, с условной границей между ними.

Каа-Хемское месторождение находится на северо-восточном фланге Кызылско-Эрбекской мульды, в 10 км южнее г. Кызыл, и включает три участка, расположенных на площади 11 × 5 км. Собственно Каа-Хемское месторождение (разрез) сложено породами эрбекской свиты, моноклинально падающими на запад под углами 6–12°. В разрезе свиты установлено 10 угольных пластов мощностью более 0,7 м. В наиболее выдержанном пласте «Улуг», мощностью 2–11,6 м, сосредоточено 95% запасов угля. Суммарные запасы трех участков по категориям $A + B + C_1$ составляют 293 млн т, C_2 — 4 млн т [257]. Месторождение эксплуатируется открытым способом с 1969 г. с годовой добычей около 400 тыс. т.

Восточный участок примыкает с востока к Каа-Хемскому месторождению. На месторождении, в отложениях эрбекской свиты, установлено девять рабочих пластов; в том числе и пласт «Улуг», прослеженный по всей площади при мощности 4–7 м. Балансовые запасы угля по категориям $A + B + C_1$ составляют 415 млн т [257].

Межегейское (Меджигейское) месторождение расположено на южном фланге мульды. Разведан участок протяженностью по простиранию угольных пластов 17 км при ширине 4–5 км. В разрезе эрбекской свиты вскрыто восемь пластов угля рабочей мощности. Пласт «Улуг», имеющий простое строение, распространен повсеместно, мощность его изменяется от 0,8 до 5,1 м. Сопутствующие пласты не выдержанны, их средняя суммарная мощность 4,5 м. Балансовые запасы угля по категориям $A + B + C_1$ составляют 213 млн т [257].

Элегестское месторождение занимает площадь около 9 км^2 на западном фланге Кызылско-Эрбекской мульды. Угленосные отложения слагают синклинальную складку с углами падения крыльев 6–20°. На месторождении вскрыто три рабочих пласта, из которых только пласт «Улуг» имеет устойчивую мощность от 4,2 до 7,7 м. Эрозионным врезом р. Улуг-Хем месторождение разделено на два участка (Элегестский и Красногорский), в пределах которых разведаны запасы угля по категориям $A + B + C_1$ в количестве 38 млн т [257].

Эрбекское месторождение отделено от Элегестского долиной р. Улуг-Хем. Северная часть месторождения представляет собой моноклиналь с углами падения 10–15°, южная — крыло сундучной складки с углами падения до 75°. Площадь месторождения около 3 × 5 км. В этих границах в разрезе эрбекской свиты вскрыто три пласта рабочей мощности, в том числе и пласт «Улуг», в котором сосредоточено 70 % запасов угля. Балансовые запасы угля по категории $A + B + C_1$ составляют 97 млн т [257].

Балансовые запасы разведанных месторождений Улугхемской впадины составляют более 1 млрд т (табл. 9). На остальной площади по результатам поисковых (60 %) и поисково-оценочных работ (40 %), проведенных в 1985–1990 гг., оценены прогнозные ресурсы категорий P_1, P_2 и P_3 в количестве 12,6 млрд т (табл. 9, рис. 4) до глубины 900 м.

Вне Улугхемской впадины разведаны Чаданское (II-2-4) и Чангыс-Хадынское (II-2-5) месторождения и Инитальское (I-4-14) проявление угля юрского возраста.

Чаданское и Чангыс-Хадынское месторождения расположены в пределах Чаданской мульды в 180 км западнее г. Кызыл. Мульда представляет собой несколько разобщенных понижений в рельефе на площади 26 км^2, выполненных юрскими отложениями. В пределах южного понижения, известного под названием урочище Бара-Холь, разведаны оба месторождения. На первом эрбекская свита содержит пласт угля мощностью 2,4–13,4 м. Площадь распространения пласта 8 км^2, глубина погружения до 150 м. По качеству угли близки к углям Улугхемской впадины. Запасы по категориям $A + B + C_1$ составляют 16 млн т [257]. С 1963 г. месторождение эксплуатируется открытым способом с годовой производительностью 200 тыс. т.

На Чангыс-Хадынском месторождении, примыкающем к Чаданскому с востока, на площади в 16 км^2 установлен угольный пласт мощностью 4–7 м, залегающий субгоризонтально на глубине 40 м. Запасы угля по категориям $A + B + C_1$ составляют 37 млн т, C_2 — 13 млн т [257].

Инитальское проявление расположено в 80 км западнее г. Кызыл в пределах Шагонарской мульды. Здесь, на площади 99 км^2 в отложениях эрбекской свиты установлено от одного до шести пластов рабочей мощности, один из которых, аналог пласта «Улуг», достигает 17 м. В 1949 г. этот пласт разрабатывался подземным способом. Прогнозные ресурсы угля по категориям $P_1 + P_2$ оцениваются в 756 млн т [257].

На территории республики создана крупная база ценного технологического сырья для производства металлургического кокса, технического углерода и процесса газификации. Основу ее составляют более 1 млрд т

Таблица 9

Основные параметры месторождений и качественная характеристика углей

Название месторождения, проявления, структуры, номер на карте	Состояние запасов и прогнозных ресурсов на 1.01.2003 г., млн т						Качественные параметры углей			
	Балансовые запасы		Запасы и прогнозные ресурсы				Марка	Зольность, %	Выход летучих, %	Доля общей серы, %
	$A+B+C_1$	C_2	P_1	P_2	P_3	Итого				
Улугхемский угольный район										
Экки-Оттугская синклиналь	–	–	–	371	–	371	–	–	–	–
Сесерлигско-Тапсинская мульда	–	–	44	933	–	977	–	–	–	–
Эрбекская мульда	97	–	995	1550	–	2545	–	–	–	–
в т.ч. Эрбекское месторождение I-5-15	97	–	–	–	–	–	ГЖ, Ж	15,9	40	0,3
Кызыльская мульда	959	4	3859	3161	–	7021	–	–	–	–
в т.ч. Каа-Хемское месторождение I-5-17	293	4	–	–	–	–	Г	18,4	45	0,3
Элегестское месторождение I-5-18	38	–	–	–	–	–	Ж	12,2	42	0,26
Межегейское месторождение I-5-24	213	–	–	–	–	–	Ж, ГЖ	12,5	40,9	0,32
Восточный участок I-5-20	415	–	–	–	–	–	ГЖ, Г	–	–	–
Верхнеэлегестская мульда	–	–	417	–	–	417	–	–	–	–
Березовская синклиналь	–	–	–	–	1266	1266	–	–	–	–
Всего Улугхемский угольный район	1056	4	5315	6016	1266	12597	–	–	–	–
Остальные угольные районы										
Инитальское проявление I-4-15	–	–	602	154	–	756	Г	6–21	35–41	0,41
Чаданское месторождение II-2-4	16	–	–	–	–	–	К,Ж	9–13	–	0,2–0,5
Чангыз-Хадынское II-2-5	50	–	–	–	–	–	К,Ж	13,2	–	0,42
Онкажинское проявление* II-4-2	–	–	308	187	–	495	Ж,Г	8–25	–	–
Актальское месторождение* II-4-11	4	–	36	397	–	433	Ж,Г	–	–	–
Всего остальные угольные районы	70	–	946	738	–	1684	–	–	–	–

*Приведены суммарные по [257] прогнозные ресурсы углей каменноугольного и юрского возраста.

балансовых запасов, которые могут быть значительно увеличены. В настоящее время она не задействована; два действующих разреза с общей годовой производительностью в 600 тыс. т угля полностью закрывают местные потребности в энергетическом сырье.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Железорудные месторождения и проявления, которые могут представлять промышленный интерес, относятся к формациям железистых кварцитов, магнетитово-скарновой и комплексной барит-флюорит-редкоземельно-железорудной.

Железистые кварциты известны в Сангиленской зоне Тувино-Монгольской складчатой системы, где в бассейне рек Эрзин и Бурен, в отложениях мугурской свиты ($PR(PZ_1)mg$) установлены рудопроявления Арысканское (III-6-7), Мугурское (III-6-8), Кескелигское (III-6-9), Моренское (Мюренское) (III-6-10) и Хадынское (II-6-3).

На Мугурском проявлении рудовмещающая мугурская свита, смятая в изоклинальные складки, разделена на три пачки (снизу вверх): 1) Биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, слюдистые и амфиболовые кварциты, мраморы, амфиболиты, силлиманитовые сланцы. В средней части горизонт амфибол-магнетитовых руд мощностью 6–8 м. Мощность пачки 400 м. 2) Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Мощность пачки 400 м. 3) Слюдяные и амфиболовые кварциты, гранат-амфиболовые гнейсы, слюдисто-кремнистые и графитовые сланцы. В средней части горизонт железистых кварцитов мощностью 10–12 м. Мощность пачки 300–500 м. Рудные горизонты более выдержаны на северном фланге проявления, где при устойчивой мощности и крутом падении непрерывно прослежены на 1500–2000 м, а с перерывами, с учетом участка «Центральный» — до 8000 м. Верхний горизонт подсечен скважиной на глубине 150 м без изменения мощности и качественных показателей. Руды представляют собой переслаивание рудных и нерудных прослоев в соотношении 1:1. Рудные прослои мощностью 3–12 см состоят из магнетита (70–90 %), кварца (10–20 %) и небольшого количества амфибола и гематита. По минеральному составу выделены кварц-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые и амфибол-магнетитовые разности. Валовое содержание (%) железа — 16–65 (среднее 38), серы — н/о–2,0 (среднее 0,17), фосфора — н/о–1,0 (среднее 0,32). В рудах присутствует германий в количестве до 70 г/т [253].

Технологические испытания, проведенные по схеме мокрой магнитной сепарации, показали хорошие результаты по обогатимости и выходу концентрата.

На Арысканском проявлении вскрыт и прослежен один — верхний рудный горизонт. Фрагменты нижнего пласта закартированы только в южной части рудного поля в узком тектоническом блоке. Верхний пласт при средней мощности около 10 м прослежен более чем на 2000 м. Выделены кварц-магнетитовые и амфибол-магнетитовые руды полосчатой текстуры.

Содержание (%) валового железа — 25–50 (среднее 39), серы — до 1,8, фосфора — до 0,9.

На Кескелигском рудопроявлении установлено два пласта железистых кварцитов мощностью 5 и 45 м, прослеженных по простиранию на 700 и 2200 м. Руды кварц-магнетитового, амфибол-магнетитового и кварц-гематитового состава; полосчатые и массивные. Содержание (%) валового железа составляет 13–43 (среднее 34), фосфора — до 0,4, серы — до 1.

Рудное поле Моренского проявления сложено породами верхней пачки мугурской свиты, протягивающейся узкой полосой в северо-восточном направлении на 23 км. Верхний горизонт железистых кварцитов представлен цепочкой сближенных рудных линз мощностью 2–5 м. Содержание валового железа составляет 29–41 % (среднее 32 %).

На Хадынском рудопроявлении установлено 13 рудных тел мощностью 0,5–6 м и протяженностью 100–350 м. Содержание железа 12–48 %. Ресурсы руды на глубину 100 м оцениваются в 7 млн т [247].

Суммарные ресурсы Эрзинского железорудного района, по категориям $P_1 + P_2$, без учета Хадынского проявления, оценены в 1389 млн т руды на глубину 1200 м [313]. Наиболее реальным представляется вариант учета ресурсов категории P_2, пригодных для открытой разработки (до глубины 300 м) по сближенным рудным полям Мугурского и Арысканского рудопроявлений в количестве 188 млн т. Сопоставимую цифру ресурсов (171 млн т) по результатам поисковых работ 1953–1955 гг. дает Г. Н. Шапошников [103]. Таким образом, ресурсы железных руд Эрзинского района для открытой добычи по категории P_2 оцениваются нами в 180 млн т с содержанием железа в 38 % (табл. 10).

Скарновая магнетитовая формация представлена Малокарбайским рудопроявлением, расположенным в Центрально-Саянской зоне Западно-Саянской складчатой системы, и многочисленными мелкими проявлениями Восточно-Таннуольской и Ондумской зон Верхне-Енисейской системы.

Рудопроявление Малокарбайское (I-1-1) локализуется в зоне разлома северо-восточного простирания. В пределах зоны карбонатно-терригенные

Таблица 10

Прогнозные ресурсы железных руд

Название месторождения, проявления, минерагенического подразделения, номер на карте	Прогнозные ресурсы, предлагаемые на 1.01.2005 г., млн т			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Проявление Мугурское III-6-8	–	130	–	130
Проявление Арысканское III-6-7	–	50	–	50
Проявление Малокарбайское I-1-1	–	100	–	100
Месторождение Карасугское II-3-2	150	–	–	150
Улатайский потенциальный рудный узел II-3-12	–	100	–	100
Всего	150	380		530

породы онинской свиты (O_3–S_1on) рассланцованы, лимонитизированы и изменены с образованием магнетитсодержащих метасоматитов карбонат-хлорит-актинолитового, эпидот-хлорит-актинолитового и кварц-альбит-актинолитового состава. В пределах рудного поля, в полосе шириной 0,7 км и протяженностью 3 км, установлено 12 рудных тел [81]. Форма тел линзовидная, вытянутая в северо-восточном направлении при крутом падении на юго-восток. Протяженность линз 300–1000 м при мощности 20–100 м. Руды эпидот-альбит-актинолит-магнетитовые и сливные магнетитовые. Содержание валового железа — 21–57 % (среднее 35 %), кобальта — до 0,3 %. Ресурсы рудопроявления по категории P_2 оцениваются в 100 млн т руды [125, 186].

В Восточно-Таннуольской и Ондумской зонах установлено более десяти проявлений железа, относящихся к магнетитовой скарновой формации: I-5-10; II-4-13, 19, 23, 24, 27; II-5-10; 13, II-6-1. Они локализуются на участках скарнирования карбонатно-терригенно-вулканогенных пород рифея в экзоконтакте гранитоидных интрузий таннуольского, арголикского и сархойского комплексов. Скарны гранатовые, пироксен-гранатовые, на отдельных участках с эпидотом и актинолитом. В пределах зоны скарнов установлены рудные тела мощностью 2–6 м и протяженностью до 30 м сливных магнетитовых руд с содержанием железа до 65 %. Наряду с магнетитом в рудах в незначительных количествах присутствуют гематит и сульфиды железа и меди. Сливные магнетитовые руды сопровождаются ореолами с редкой вкрапленностью магнетита. Поисковыми работами, проведенными на наиболее перспективном проявлении Дургеневское (II-5-13), установлены незначительные размеры рудных тел, а прогнозные ресурсы оценены в 10–15 млн т руды [103].

Комплексная барит-флюорит-редкоземельно-железорудная формация представлена месторождением Карасугское (II-3-2), проявлениями Кара-Оргинское (II-3-7), Улатайское (II-3-12), Тельское (II-3-13), Южно-Чозское (II-3-15), Северо-Чозское (II-3-14) и Торгалыгское (II-3-16), пространственно группирующимися в два рудных узла в прибортовых частях Тувинского прогиба.

Впервые Карасугское месторождение под названием «Хожей» описано Б. М. Порватовым в 1917 г., в 1947–1954 гг. разведано «Главгеологоразведкой» МГиОН СССР, а в 1978–1983 гг. доразведано Березовским ПГО. Месторождение приурочено к узлу пересечения разломов северо-восточного простирания и зоны мезозойской активизации субмеридионального направления. В пределах рудного поля, среди терригенных пород алавелыкской свиты (O_3–S_1al), в полосе 2 × 6 км, вытянутой в северо-западном направлении, установлено девять тел карбонатитов двух типов: первый — анкерит-кальцитовый и второй — флюорит-барит-сидеритового состава [26]. Первый тип представлен массивными мелко-среднезернистыми породами, сложенными (без учета ксенолитов) кальцитом — 55–75 % и анкеритом — 20–40 %, в незначительных количествах присутствуют пирит, кварц, апатит, монацит, рутил и халькопирит. Второй тип состоит (%) из сидерита — 60, барита — 20, флюорита — 12, пирита — 3, бастнезита — 1,6, апатита — 1,5 и кварца — 1, присутствуют также молибденит,

уранинит, рутил. Структура пород порфировидная, в тонкозернистом агрегате основной массы вкраплены кристаллы сидерита, барита, флюорита и бастнезита. Анкерит-кальцитовые и флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты повсеместно включают обломки гранитов, песчаников, алевролитов и тектонических брекчий в количестве до 50 %. Радиологические датировки указывают на возраст формирования карбонатитов в интервале 75–66 млн лет [25]. А. В. Болонин [26], изучавший особенности вещественного состава и строения тел карбонатитов, делает вывод об инъекционном способе их образования в условиях субвулканической фации глубинности. В последующем флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты подверглись автометасоматическим изменениям: гематитизации, баритоцелестинизации, локальному окварцеванию и флюоритизации. Флюорит-барит-сидеритовые карбонатиты, являющиеся рудными телами, наиболее распространены и практически представляют собой комплексные руды, главные полезные компоненты которых — редкие земли, железо, барит, флюорит, стронций и уран. В повышенных количествах отмечены иттрий, марганец, фосфор, молибден, кобальт и серебро.

На месторождении оконтурено с поверхности и прослежено на глубину девять рудных тел, имеющих собственные номера с первого по девятый. Форма тел в плане прихотливая с площадью выхода 2–88 тыс. $м^2$. Установлено крутое, близкое к вертикальному, падение тел без признаков выклинивания на глубину 300–500 м [104, 265]. На всех рудных телах развита зона окисления, достигающая 300 м. Сидерит, анкерит и пирит в окисленных карбонатитах практически полностью замещены темно-бурыми гидроксидами железа. Остальные минералы в цементе гидроксидов сохранились почти без изменения.

Руды месторождения в зависимости от характера изменений разделяются на первичные и окисленные. Средний минеральный состав первичных руд (%): сидерит — 37–39, гематит — 10–12, флюорит — 9, барит — 12–13, баритоцелестин — 5–7, стронцианит — 1, бастнезит — 1,7, кварц и алюмосиликаты пород в обломках — 16–18; окисленных: гидрогетит, гетит и гидрогематит — 30–32, гематит — 14–16, барит — 18–19, флюорит — 11,5, баритоцелестин — 2, бастнезит — 2, кварц и алюмосиликаты пород — 18–20. Во флюорит-барит-сидеритовых карбонатитах первичные минералы распространены относительно равномерно. Наложение на карбонатиты гематита и стронциевых минералов обусловливает главные неоднородности минерального и химического состава руд, лежащие в основе подразделения их на природные типы. Среди первичных руд выделено три основных типа — флюорит-барит-сидеритовый, флюорит-барит-гематит-сидеритовый и стронциеносный, включающий руды двух первых типов с наложенными минералами стронция. Среди окисленных руд выделен: флюорит-барит-гидрогетитовый, флюорит-барит-гематит-гидрогетитовый, флюорит-барит-лимонитовый и стронциеносный типы.

ВИМСом разработана схема обогащения окисленных руд с получением концентратов железа и флюорита, удовлетворяющих требованиям промышленности [104]. Подсчитанные до глубины 400 м запасы на 1.01.1955 г. составляли 123 млн т окисленных и 148 млн т первичных руд при среднем

содержании железа 30 и 26 % соответственно [104]. Протоколом ВКЗ № 8432 от 1955 г. учтено 114 млн т окисленных и первичных руд с содержанием железа 30 и 28 %. Барит, флюорит, уран и окись стронция учтены как попутные компоненты с содержанием (%) барита — 19 и 15, флюорита — 12 и 9, урана — 0,02 и 0,018, окиси стронция — 2 и 4. В 1963 г. учтены запасы редких земель в количестве 1,2 млн т в окисленных и 1,9 млн т в первичных рудах с содержанием суммы редких земель 0,96 и 1,1 % соответственно. В 1959 г. запасы железных руд переведены в забалансовые. В Госбалансе на 1.01.1967 г. общие запасы забалансовых руд определены в 153 млн т, что на 39 млн т больше ранее учтенных. В 1972 г. забалансовые железные руды в количестве 153 млн т сняты с баланса, в соответствии с чем ГКЗ отменила решение об утверждении запасов железных руд Карасугского месторождения.

В настоящее время месторождение рассматривается как крупный объект с комплексными рудами, ведущая роль среди которых принадлежит редким землям цериевой группы.

В 17 км юго-восточнее Карасугского месторождения расположена Чаа-Хольская группа проявлений. Она включает около десяти участков с комплексным оруденением карасугского типа, распространенны на площади 3 × 6 км среди карбонатно-терригенных пород среднего девона. На наиболее изученном Кара-Оргинском проявлении оконтурен штокверк размером 540 × 330 м изометричных и жилообразных тел флюорит-барит-сидеритовых карбонатитов, в разной степени окисленных. Руды, в отличие от Карасугского месторождения, на отдельных участках содержат значительное количество магнетита. По единичным пробам содержание (%) железа до 7–63, флюорита — 1–5, барита — 1–5, суммы редких земель — 0,3–1,1. В повышенных количествах присутствуют стронций, уран, вольфрам, цинк, молибден и золото. Прогнозные ресурсы Чаа-Хольской группы проявлений не оценивались.

Улатайская группа, включающая Улатайское, Тельское, Южно-, Северо-Чозское и Торгалыгское проявления, расположена в южном борту Тувинского прогиба. Геологическая позиция их аналогична Карасугскому месторождению. Проявления приурочены к узлу пересечения Убсунур-Бийхемского разлома северо-восточного простирания и субмеридиональной зоны мезозойской активизации. Оруденение локализуется на всех уровнях девонского разреза, но чаще в породах саглинской (D_1sg) свиты [264].

На наиболее изученном Улатайском проявлении в полосе 2 × 8 км, вытянутой в широтном направлении, вскрыто восемь тел карбонатитов, являющихся рудными телами. Морфология рудных тел сложная изометричная или в разной степени вытянутая, обусловленная характером рудолокализующих структур. Площадь выхода рудных тел 17–51 тыс м^2, падение близкое к вертикальному. Одиночными скважинами и горными выработками оруденение прослежено на глубину 300 м. Главные минералы руд — сидерит, магнетит, гематит, гидроокислы железа, барит, флюорит, бастнезит; постоянно присутствуют пирит, паризит, молибденит, гидроокислы марганца и касситерит. Руды характеризуются повышенной радиоактивностью. По отдельным пересечениям содержание (%) железа —

38–46, флюорита — до 11, барита — до 12, суммы редких земель — до 2. По результатам поисковых работ прогнозные ресурсы железных руд по категории P_2 на глубину 220 м составляют около 50 млн т с содержанием железа 44–46 % [313].

На остальных проявлениях группы установлено более десяти тел изометричной и линейной формы первичных и окисленных руд с содержанием железа 7–55 %. Мощность интервалов с содержанием железа более 20 % до первых десятков метров, протяженность до 300 м. В повышенных концентрациях присутствуют барит, флюорит, редкие земли, иттрий, уран, молибден, медь и кобальт. Ресурсы по категории P_2 на глубину 300 м оцениваются в 50 млн т руды при среднем содержании железа 37 % [313].

В северной прибортовой части Тувинского прогиба установлены Кожейское (I-3-29), Торгалыкское (I-3-30) и Ильменитовое (II-3-5) проявления железа неясной формационной принадлежности. Геологическая позиция их одинакова: в субмеридиональной зоне мезозойской активизации среди терригенно-эффузивных пород саглинской свиты (D_1sg) установлены дайкообразные тела основного и среднего состава. Минерализация, в виде неравномерной вкрапленности магнетита, ильменита и апатита, приурочена как к габброидам, так и к зонам дробления на контакте последних с вмещающими алевролитами. Оруденение при мощности 10–40 м прослежено по простиранию на 50–120 м, а по падению до 160 м [265, 313]. Содержание (%) Fe — 14–55, P_2O_5 — 3–15, TiO_2 — 3–5,6, Cu — до 1. Ресурсы проявлений не оценивались.

Хром. Многочисленные рудопроявления хрома относятся к магматической хромитовой формации и локализуются в массивах дунит-гарцбургитового состава в пределах Южно-Тувинского офиолитового пояса, Ак-Довуракской и Шуйской зонах меланжа. Южно-Тувинский пояс, шириной 10–15 км, протягивается вдоль зоны сочленения протерозойского Сангиленского поднятия и Верхне-Енисейской салаирской складчатой системы почти на 100 км. В пределах пояса известно около 20 массивов, залегающих среди верхнерифейских и протерозойских образований или на их стыке. Большинство имеет незначительные размеры и перидотитовый состав. Исключение составляют Агардагский и Улорский массивы, которые могут быть охарактеризованы как существенно дунитовые.

Агардагский массив, считающийся одним из наиболее крупных массивов Тувы, вытянут в северо-восточном направлении на 22 км при ширине до 3,5 км. С вмещающими породами верхнерифейской серлигской свиты повсеместно имеет тектонические контакты, круто (70–80°) падающие на северо-запад. В строении массива участвуют в разной степени серпентинизированные дуниты и перидотиты, а также аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты. Дуниты занимают около 30 % площади массива, однако не образуют обширных обособленных полей и обычно чередуются с перидотитами, переходя местами в дунит-перидотитовый полосчатый комплекс. Среди перидотитов преобладают гарцбургиты, реже встречаются верлиты и лерцолиты. Количество пироксена изменяется от 5 до 30 %. Серпентиниты широко развиты в краевых частях массива, вдоль

тектонических зон и на контакте с дайковыми телами. В центральной части они образуют прихотливые по форме участки с постепенными переходами в серпентинизированные породы. В отношении состава серпентинитов нет однозначного мнения. По данным [2], они представлены антигоритовыми и в меньшей мере антигорит-хризотиловыми разностями. П. А. Никитчин [252] утверждает, что «преобладают антигоритовые, лизардитовые, лизардит-хризотиловые и хризотиловые разности. Обособленных тел они, по-видимому, не образуют; даже в одном шлифе можно встретить несколько типов серпентина». При оценке асбестоносности гипербазитов Тувы Агардагскому массиву дана отрицательная оценка из-за существенно дунитового состава и невысокой степени метаморфизма в лизардитовой, реже хризотил-лизардитовой стадии [313]. Кроме ультрабазитов в пределах массива установлены родингиты, лиственитты, штоки и дайки основного и кислого состава.

Большинство замеров линейно-плоскостных структур согласуются, особенно в центральной части, с северо-восточным простиранием массива. При этом устанавливается крутое (55–80°) падение полосчатости как на северо-запад, так и в противоположную сторону. Наряду с этим отмечаются субширотные и субмеридиональные направления линейных структур.

Проявление Агардагское (III-5-3) объединяет 74 участка с хромитовым оруденением в коренном залегании и 46 в элювиально-делювиальных свалах [230, 231, 252]. По морфологии минерализации выделено три типа рудных тел — жилообразные, линзовидные и вкрапленные. Жилообразные тела протягиваются на 30–80 м при мощности 0,5–4,5 м. Сложены они густовкрапленными и сплошными рудами с содержанием Cr_2O_3 — 39–56 %. Простирание тел часто совпадает с направлением полосчатости в массиве. Скважинами оруденение прослежено на глубину до 100 м. Линзовидные тела в количественном отношении преобладают. Они образуют цепочки самостоятельных тел или сопровождают руды первого типа. Ориентировка длинных осей линз самая разнообразная, иногда под углом друг к другу. Линзовидные тела сложены сплошными, густо- и средневкрапленными рудами с содержанием Cr_2O_3 29–52 %. Вкрапленные руды сопровождают тела двух первых типов и образуют самостоятельные зоны. Морфология их наименее изучена; мощность зон вкрапленности от первых метров до первых десятков, содержание Cr_2O_3 12–28 %. Выделенные морфологические типы являются хромитовыми рудами. По химическому составу хромшпинелиды отвечают магнохромиту и характеризуются низкой титанистостью и высокой хромистостью — 66–88 % [2]. Обогащенный концентрат отвечает требованиям к сырью для производства феррохрома [252].

Значительная часть участков с установленной минерализацией объединяется в три рудные зоны. Центральная рудная зона, занимающая среднюю часть массива, вытянута в северо-восточном направлении на 6200 м при ширине 170 м. В пределах зоны установлены рудные тела жилообразного, линзовидного и вкрапленного типов. Оруденение прослежено на глубину 100 м. Среднее содержание Cr_2O_3 — 44 %. Рудная зона № 2

прослеживается параллельно Центральной на 3000 м при ширине около 100 м. Включает оруденение линзовидного и вкрапленного типов. Среднее содержание Cr_2O_3 — 29 %. Рудная зона № 3 протягивается в субмеридиональном направлении на 1000 м при ширине 600 м. Включает все три морфологических типа руд при среднем содержании Cr_2O_3 — 39 %. Прогнозные ресурсы хромитовых руд по трем зонам на глубину 100 м по категории $P_2 + P_3$ оцениваются в 21 млн т. (табл. 11).

В сплошных и густовкрапленных рудах по результатам штуфного опробования установлены [2, 230] повышенные концентрации ЭПГ (табл. 12).

Таблица 11

Прогнозные ресурсы хромитовых руд

Название месторождения, проявления, минерагенического подразделения, номер на карте	Прогнозные ресурсы, предлагаемые на 1.01.2005 г., млн т			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Проявление Агардагское III-5-3	–	7	14	21
Проявление Улорское III-6-5	–	–	10	10
Всего:	–	7	24	31

Таблица 12

Содержание ЭПГ в породах и рудах Агардагского проявления

№ п/п	Название породы	Название элемента					
		Pt	Pd	Rh	Os	Jr	Ru
1	Хромитовая руда	–	0,4	–	Н. а	Н. а	Н. а
2	Хромитовая руда	0,8	0,8	0,08	Н. а	Н. а	Н. а
3	Хромитовая руда	0,7	0,7	0,07	Н. а	Н. а	Н. а
4	Хромитовая руда	1,0	1,0	0,1	Н. а	Н. а	Н. а
5	Хромитовая руда	0,7	0,7	0,07	Н. а	Н. а	Н. а
6	Хромитовая руда	0,5	0,5	0,06	Н. а	Н. а	Н. а
7	Серпентинит	–	0,2	0,02	Н. а	Н. а	Н. а
8	Серпентинит	–	0,2	0,02	Н. а	Н. а	Н. а
9	Серпентинит	0,2	0,2	–	Н. а	Н. а	Н. а
10	Дунит	–	0,2	–	Н. а	Н. а	Н. а
11	Дунит	0,2	0,2	–	Н. а	Н. а	Н. а
12	Дунит	0,4	0,4	0,04	Н. а	Н. а	Н. а
13	Хромитовая руда	Н. а	Н. а	Н. а	0,01	0,05	0,01
14	Хромитовая руда	Н. а	Н. а	Н. а	0,01	0,03	0,02
15	Хромитовая руда	Н. а	Н. а	Н. а	0,1	0,2	0,25
16	Хромитовая руда	Н. а	Н. а	Н. а	0,03	0,04	0,03
17	Хромитовая руда	Н. а	Н. а	Н. а	0,43	0,92	0,09

Примечание. Хромитовая руда — сплошные или густовкрапленные руды, Н. а. — проба не анализировалась, (–) — элемент не обнаружен.

Содержание суммы Os, Ir и Ru в проанализированных образцах хромитовых руд — 0,06–1,44 г/т, суммы Pt, Pd и Ru — 0,2–2,1 г/т. Прогнозные ресурсы ЭПГ по категории P_3 в контурах выделенных рудных зон оцениваются в 21 т при среднем содержании 1,0 г/т. Наряду с ЭПГ руды содержат золото в количестве 0,02–0,1 г/т.

Проявление Улорское (III-6-5) приурочено к одноименному массиву площадью 30 км^2. Он залегает на стыке верхнерифейских и протерозойских отложений, с которыми имеет тектонические контакты, падающие на северо-запад под углами 70–80°. Среди ультрабазитов преобладают дуниты, слагающие до 50 % площади массива. Перидотиты образуют как самостоятельные поля, так и узкие полосы среди дунитов. По составу преобладают гарцбургиты с содержанием пироксена 10–20 %. Серпентиниты, широко распространенные по периферии массива, представлены лизардитовыми, антигоритовыми и лизардит-антигоритовыми разностями. Проявление объединяет несколько десятков участков с повышенным содержанием хрома, установленных в центральной и восточной частях массива. Представлены все три морфологических типа рудных тел — жилообразные, линзовидные и ареалы рассеянной вкрапленности. Последние количественно преобладают, слагая значительные по размерам участки в дунитах. В пределах наиболее крупного участка «Высокий» оконтурены три сближенные зоны шириной 20–120 м, вытянутые согласно с полосчатостью в северо-восточном направлении на 600–1200 м [231]. Содержание Cr_2O_3 по отдельным пробам 7–18 %. В пределах зоны установлены единичные жилообразные и линзовидные тела с содержанием Cr_2O_3 — 30–45 %. По химическому составу хромшпинелиды аналогичны агардагским и являются хромитовыми рудами. Вкрапленные руды содержат ЭПГ в количестве 0,2–0,3 г/т [2]. Прогнозные ресурсы Улорского проявления на глубину 100 м по категории P_3 оцениваются в 10 млн т хромитовых руд с низким—средним качеством.

Рудопроявление Хопсекское (II-1-11) приурочено к одноименному массиву, расположенному в пределах Ак-Довуракской зоны меланжа. Площадь массива по геофизическим данным оценивается в 12 км^2, причем около 60 % ее перекрыта четвертичными отложениями мощностью до 100 м. Обнаженная часть сложена дунитами, верлитами и клинопироксенитами в соотношении 1:1:1. Породы интенсивно серпентинизированы в лизардитовой, антигоритовой и реже в хризотиловой стадии. В пределах массива в полосе 500 × 1400 м установлено 24 участка с хромитовой минерализацией, тяготеющей к породам перидотит-дунитового состава. По морфологии оруденение представлено ареалами вкрапленности мощностью 3–30 м и протяженностью 20–190 м с содержанием Cr_2O_3 — 5–22 %. Лишь на одном участке вскрыто жилообразное тело размером 1 × 5 м с содержанием Cr_2O_3 — 50 %. По химическому составу хромшпинелиды относятся к алюмохромитам с высоким содержанием оксида титана. Содержание суммы ЭПГ в двух пробах сплошных и вкрапленных руд составляет 0,1 и 0,2 г/т соответственно [2]. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_3, с учетом погребенной части, оцениваются от 3 до 5 млн т хромитовой руды при среднем содержании Cr_2O_3 в 12 % [103, 239].

В Шуйской ветви Хемчикско-Куртушибинского офиолитового пояса установлены Шуйское, Барлыкское и Кодейское (II-1-26, 27, 28) проявления хрома, приуроченные к олистоплакам пироксенит-дунитового состава, интенсивно серпентинизированным в антигоритовой и лизардит-антигоритовой стадиях. Оруденение представлено несколькими зонами вкрапленных руд мощностью 1,5–20 м и протяженностью до 150 м при содержании Cr_2O_3 5–16 % [253]. Из-за незначительных размеров и низких содержаний прогнозные ресурсы этих рудопроявлений не оценивались.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. По количеству проявлений, представленных широким спектром генетических и формационных типов, медь занимает первое место среди полезных ископаемых района. К собственно меднорудным относятся проявления медно-порфировой формации, медно-эпидотовой (самородной меди) и медистых песчаников и сланцев. В качестве попутного компонента, иногда в значительных количествах, медь присутствует в рудах колчеданно-полиметаллической, медно-никелево-кобальтовой арсенидной и, реже, магнетитовой скарновой формаций. Несмотря на многочисленность проявлений, в том числе и перспективных геолого-промышленных типов, объектов, представляющих промышленный интерес, не установлено.

Проявления медно-порфировой формации известны в Западно-Саянской (Куже-Базинское) и Верхне-Енисейской (Торгунчик, Колбак-Чога) складчатых системах.

Рудное поле рудопроявления Торгунчик (I-5-12) сложено плагиогранитами таннуольского комплекса, прорванными небольшими телами порфиров предположительно бреньского комплекса. В полосе шириной 700 м, вытянутой в субмеридиональном направлении на 1500 м, породы гидротермально изменены — окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы. В измененных породах установлена вкрапленная и прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, блеклых руд, медной зелени и ковеллина. По результатам опробования выделено семь кулисообразных рудных зон мощностью 3–30 м и протяженностью 100–600 м. Зоны вытянуты согласно с полосой гидротермально измененных пород в меридиональном направлении. Содержание по рудным зонам (%): меди — 0,3–1,2, в повышенных концентрациях присутствуют: молибден — 0,001–0,01, висмут — 0,001–0,1, серебро — до 5 г/т, сурьма — 0,01–0,5 и мышьяк — до 1. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 на глубину 300 м оцениваются в 135 тыс. т меди [313].

В аналогичной геологической обстановке располагается проявление Колбак-Чога (I-5-21). В полосе 2000 × 4500 м, вытянутой в меридиональном направлении, оконтурены четыре зоны гидротермально измененных плагиогранитов с вкрапленным оруденением [184]. По отдельным пересечениям зон мощностью 2–22 м содержание меди 0,1–0,7 %; в повышенных концентрациях присутствуют молибден, свинец, цинк, золото и серебро. Прогнозные ресурсы меди по категории P_2 на глубину 300 м оцениваются в 150 тыс. т [313].

Оба проявления, входящие в субмеридиональную зону, на северном окончании которой расположено Кызыкчадрское месторождение (лист N-46), представляют интерес для дальнейшего изучения.

Основным структурным элементом рудного поля Куже-Базинского рудопроявления (I-1-6) является реликт девонского стратовулкана. Жерловина его выполнена риолитовыми лавобрекчиями и агломератовыми туфами кислого состава, сменяющимися по мере удаления от нее риолит-порфирами и потоками флюидальных риолитов. На площади 3 × 2 км породы серицитизированы, окварцованы и пиритизированы. Гидротермальные изменения контролируются зонами дробления. В пределах площади установлены многочисленные участки медной минерализации, представляющие собой зоны дробления с вкрапленностью тенорита, куприта и халькопирита, пропитанные медной зеленью и гидроокислами железа. Наиболее крупный участок при ширине 0,5–10 м прослежен на 70 м при среднем содержании меди 0,54 %. Установлены повышенные содержания мышьяка, серебра и золота. Скважинами на глубине рудных объектов не выявлено. Проявление отнесено к медно-кварц-сульфидной формации и оценено отрицательно [163].

Формация самородной меди представлена проявлением Соок-Саирское (II-4-28), расположенным в Восточно-Таннуольской зоне Верхне-Енисейской системы. На площади около 15 км^2 установлено более ста разобщенных участков с самородной медью, серебром, купритом, теноритом и малахитом. Минерализация выполняет миндалины или образует неравномерную вкрапленность в интенсивно эпидотизированных порфиритах серлигской свиты (R:$Є_1sr$). Размеры участков не превышают первые десятки квадратных метров, а содержание меди по отдельным пробам изменяется в пределах 0,7–3,5 %. Из-за незначительных размеров минерализованных участков прогнозные ресурсы не оценивались.

Формация медистых песчаников и сланцев представлена многочисленными пунктами минерализации в Центрально-Саянской зоне Западно-Саянской системы. Продуктивными являются терригенные отложения манчурекской (O_3mn) и ишкинской свит ($Є_1iš$). Оруденение приурочено к пачкам пестроцветных пород, представляющих собой переслаивание метапесчаников, метаалевролитов и метасланцев серовато-зеленой и фиолетовой окраски. Практически каждый слой зеленых алевролитов и метасланцев в той или иной степени меденосен и содержит послойные пленки малахита и азурита, вкрапленность халькозина, халькопирита, борнита и ковеллина, минерализованные тонкие прожилки кварца. Реже оруденение отмечается в гравелитах и цементе конгломератов. Потенциально меденосные пачки составляют от 11 до 19 % разреза манчурекской свиты [103]. Установленные в пределах пачек рудные зоны морфологически представляют собой линзовидные прослои мощностью 0,2–2 м, прослеженные на 10–80 м. Содержание меди в оконтуренных зонах по отдельным пробам изменяется от 0,01 до 6,0 %, а по пересечениям — от 0,05 до 1,1 %. В целом оруденение невыдержанное, распределяется в минерализованных породах неравномерно с большими интервалами безрудных пород с содержанием меди 0,01–0,03 %.

Рудопроявление Усть-Баян-Хольское (I-1-17) приурочено к песчано-гравелито-алевролитовым отложениям ишкинской свиты, образующим моноклиналь, падающую на северо-запад под углами 40–60°. В разрезе свиты установлено десять пачек меденосных алевросланцев мощностью 5–100 м. Основная минерализация концентрируется в послойных и секущих прожилках кварц-карбонатного состава протяженностью первые миллиметры и представлена халькопиритом, халькозином, лимонитом и малахитом. В подчиненном количестве присутствуют азурит, ковеллин, самородная медь, пирит и золото. Прожилки несут рудную минерализацию только в пределах развития зеленоцветных алевросланцев, первично обогащенных минералами меди. В пределах минерализованных пачек оконтурено несколько рудных зон мощностью 0,5–1 м и протяженностью 25–80 м со средним содержанием меди 0,4–1,1 %. Из-за ограниченных масштабов оруденения и низких концентраций полезного компонента прогнозные ресурсы не оценивались [163].

Остальные формационные типы, где медное оруденение является сопутствующим, рассмотрены в соответствующих разделах при описании ведущих полезных ископаемых.

Свинец, цинк. Свинцово-цинковое оруденение имеет довольно широкое распространение в различных по возрасту и генезису геологических образованиях. Рудопроявления образуют две пространственно разобщенные группы. Первая, объединяющая рудопроявления Медное, Ильчир и Кызыл-Торг, приурочена к вулканогенным образованиям туматтайгинской свиты (R:$Є_1tt$) и распространена в пределах Ондумской зоны Верхнее-Енисейской системы. Оруденение, в связи с открытием в 1946 г. крупного Кызыл-Таштыгского месторождения (лист N-46), довольно хорошо изучено и относится к колчеданно-полиметаллической формации. Вторая группа проявлений концентрируется в пределах Тувинского прогиба и его ближайшего обрамления. Минерализация установлена в отложениях широкого возрастного диапазона и представлена различными морфологическими типами — жильным, линзо- и пластообразным или их сочетанием. Рудопроявления этой группы изучены недостаточно и с определенной долей условности объединяются в стратиформный и гидротермальный жильный формационные типы.

На рудопроявлении Медное (I-5-8) среди риолит-дацитовых туфов туматтайгинской свиты откартирован вулканический аппарат размером 300 × 40 м, выполненный брекчиями фельзитов и фельзит-порфиров. Жерловые и вмещающие их породы в полосе шириной 150 м и протяженностью в широтном направлении 600 м окварцованы, аргиллизированы и участками несут вкрапленность малахита, азурита, сфалерита, каламина, халькозина и пирита. Мощность зон оруденелых пород 10–15 м, протяженность до 60 м. Содержание меди — 0,1–2,8 %, цинка — 0,2–2,3 %. В повышенных концентрациях присутствуют свинец, серебро и молибден. По северному контакту жерла вскрыто и прослежено на 400 м тело гематит-баритовых руд мощностью 2–10 м с содержанием бария — 2–57 %, серебра — 31–720 г/т, золота — 0,2–3 г/т [175]. Прогнозные ресурсы цинка,

свинца и меди по категории P_2 на глубину 400 м оцениваются (табл. 13) соответственно в 162,8 и 42 тыс. т [313].

На проявлении Кызыл-Торгское (I-6-10) оруденение приурочено к неккам окварцованных и баритизированных вулканических брекчий, располагающихся в толще аргиллизированных туфов риолитовых порфиров. Зона гидротермальной проработки, вытянутая в северо-западном направлении на 1200 м при ширине до 300 м, несет на отдельных участках прожилково-вкрапленную минерализацию пирита, халькопирита, малахита, азурита и сфалерита. Содержание полезных компонентов по точечным пробам изменяется в пределах: цинка — 0,2–8,3 %; меди — 0,1–3,2 %; свинца — 0,1–1,5 %; золота — до 0,8 г/т.

На проявлении Ильчирское (I-5-7) рудоносной является зона серицит-кварцевых метасоматитов и аргиллизитов, развивающихся по андезит-базальтовым порфиритам, туфам и углеродистым сланцам вне видимой связи с вулканическими аппаратами. Зона вытянута в широтном направлении на 3000 м при ширине до 1000 м. В ее пределах установлены комплексные контрастные вторичные ореолы цинка, меди, свинца, серебра и золота, сконцентрированные на площади 1000 × 300 м. Прогнозные ресурсы рудопроявления по цинку, меди и свинцу по категории P_2 на глубину 300 м оцениваются в 58, 25 и 3 тыс. т (табл. 13), а рудного поля по категории P_3 — еще в 150, 75 и 22 тыс. т соответственно [313].

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение известно на всех уровнях девонского разреза, а также в нижнекарбоновых отложениях суглугхемской и хербесской свит. За пределами Тувинской впадины минерализация установлена в карбонатно-терригенных породах чергакской (O_3–S_1***čr***) серии.

Таблица 13

Прогнозные ресурсы свинца, цинка, меди

Название проявления, номер на карте		Прогнозные ресурсы по состоянию на 1.01.2005 г., тыс. т			
		P_1	P_2	P_3	ΣP
Медное I-5-8	Pb	–	8	–	8
	Zn	–	162	–	162
	Cu	–	42	–	42
Ильчирское I-5-7	Pb	–	3	22	25
	Zn	–	58	150	208
	Cu	–	25	75	100
Солчурское II-2-24	Pb	169	153	–	322
	Cu	355	398	–	753
Всего	Pb	169	164	22	355
	Zn	355	618	150	1123
	Cu	–	67	75	142

Наиболее изученное рудопроявление Солчурское (II-2-24) локализуется в краевой части Боршиингольской мульды в терригенно-карбонатных породах девонского и раннекаменноугольного возраста. Для рудного поля характерна напряженная разрывная тектоника с преобладанием нарушений меридионального и субширотного направлений. Главная рудная зона представляет собой полосу минерализованных брекчированных пород мощностью 60–100 м, прослеженную в северо-северо-восточном направлении на 1700 м [264]. К ней примыкают рудные зоны субширотной ориентировки протяженностью до 300 м. В пределах рудных зон оконтурены тела мощностью до 30 м и протяженностью десятки—первые сотни метров. Падение рудных тел крутое (70–80°) в зоне брекчирования и относительно пологое (30–40°), согласное со слоистостью, вне зоны. Оруденелыми являются известковистые алевропесчаники, мергели и их брекчированные разности, несущие тонкую вкрапленность галенита, церуссита, виллемита, родохрозита, флюорита и барита. Содержание (%) в рудах свинца — 0,2–5 (среднее 1,0), цинка — 0,6–8 (среднее 2,3), в повышенных концентрациях присутствуют железо, марганец, барий и фтор. Прогнозные ресурсы свинца и цинка по категории $P_1 + P_2$ до глубины 200 м оцениваются в 322 и 753 тыс. т соответственно и могут быть существенно увеличены за счет изучения флангов и глубоких горизонтов [313].

На проявлении Нижнеулатайское (II-3-20) прослежены три рудные зоны шириной 20–70 м, вытянутые в меридиональном направлении на 1000–3000 м. Минерализация представлена вкрапленностью вторичных минералов свинца и меди в известковистых алевропесчаниках среднего девона. В пределах зон оконтурено несколько рудных тел размером 0,4–2,5 × 20–50 м с содержанием свинца 0,6–1,2 % и цинка до 0,5 % [264]. Из-за небольших параметров тел и низких содержаний компонентов прогнозные ресурсы не оценивались.

К жильной свинцово-цинковой формации отнесено рудопроявление Пертойское (II-1-30), приуроченное к силлу риолитовых порфиров, секущих красноцветные карбонатно-терригенные породы среднего девона. Оруденение контролируется узлом пересечения разломов субширотного направления с меридиональной зоной мезозойской активизации. Минерализация приурочена к лежачему боку силла и подстилающих тектонических брекчий. Оконтурено два рудных тела штокверкового типа площадью 100 и 400 м^2 с содержанием свинца 1–50 % (среднее 11 %) [253]. В повышенных концентрациях присутствуют барий, цинк и медь. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_1 оцениваются в 1700 тыс. т свинца.

В Каргинской системе разломов, в полосе 5 × 3 км, вскрыто семь зон с сульфидной минерализацией, объединенных в Колбакскую группу проявлений (III-1-6). Оруденение изучено слабо, но по ряду признаков может быть также отнесено к свинцово-цинковой жильной формации [103]. Минерализация установлена на участках брекчирования кремнисто-карбонатных сланцев нижнего кембрия, в алевролитах среднего девона и в эндоконтактах дайковых тел основного состава. Мощность зон 40–100 м, протяженность 120–1100 м. Сульфиды присутствуют в виде

вкрапленности, прожилков, реже гнезд и представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и халькозином, замещенными вторичными минералами. Содержание в единичных пробах (%): цинка — 0,1–16; свинца — до 3,2; меди — до 0,3 [253]. Прогнозные ресурсы рудопроявления не оценивались.

Кобальт, никель. Открытие в 1949 г. Хову-Аксинского месторождения комплексных руд, на базе которого в 1971 г. вступил в строй комбинат «Тувакобальт», послужило толчком к изучению региона как крупной кобальтоворудной провинции. За прошедший период установлено около 100 объектов с никель-кобальтовой минерализацией гидротермального и метасоматического генетических типов. Собственно кобальтовое оруденение представлено медно-никель-кобальтовой арсенидной и скарновой формациями. В качестве попутного компонента кобальт присутствует и в некоторых проявлениях скарновой магнетитовой формации. К медно-никель-кобальтовой арсенидной формации относится подавляющее большинство из установленных объектов, представленных широким спектром минеральных типов оруденения. Пространственное размещение проявлений определяется его локализацией в зонах субширотных глубинных разломов в пределах каледонид Западного Саяна при практически полном отсутствии оруденения на площади развития протерозойских и салаирских структур.

Наиболее крупным представителем формации является Хову-Аксинское месторождение арсенидных серебро-висмут-никель-кобальтовых руд (II-4-10), расположенное в узле пересечения Убсунур-Бийхемского и Унгешского разломов с меридиональной зоной мезозойской активизации. Рудное поле месторождения представляет собой фрагмент крыла антиклинальной складки, сложенной скарнированными силурийскими осадочными и раннедевонскими осадочно-вулканогенными отложениями. Породы прорваны многочисленными дайками лампрофиров мезозойского возраста, образующими пояс меридионального простирания. Арсенидное никель-кобальтовое оруденение контролируется трещинами сбросового и сбросо-сдвигового характера, локализуясь в пределах контура скарновой залежи. На месторождении установлено 50 рудных тел жилообразной формы мощностью 0,1–8,0 м при протяженности 17–490 м. По падению тела прослежены на 10–490 м. Они сопровождаются еще 60 жилами с непромышленными параметрами. Жилы выстраиваются в жильную зону, вытянутую с юга на север почти на 5 км. Главные рудные минералы — хлоантит-смальтин, саффлорит, никелин, раммельсбергит, скуттерудит, теннантит; присутствуют — леллингит, халькопирит, герсдорфит, самородные висмут и серебро, пирит, галенит, аргентит и арсенопирит. Жильные минералы представлены кальцитом, доломитом, кварцем и анкеритом. Содержание кобальта в балансовых рудах — 1,66–2,12 %; никеля — 2,28–2,89 %. На нижних горизонтах в жилах установлены повышенные концентрации урана, присутствующего в виде настурана и черней. По геологическим данным возраст оруденения определяется как постраннедевонский [180, 209, 218, 226, 227, 234].

Месторождение разрабатывалось подземным способом с 1971 по 1991 г. Из руд получали кобальтовый концентрат, оставшиеся хвосты складировались в отвалы. Балансовые запасы полезных компонентов по месторождению приведены в табл. 14 [189]. Прогнозные ресурсы рудного поля на глубину 400 м по категориям P_1, P_2 и P_3 оцениваются в 1,5; 4,4 и 10 тыс. т кобальта соответственно [313].

Рудопроявление Узунойское (II-4-5), расположенное на северном продолжении Хову-Аксинского рудного поля, является наиболее изученным объектом медно-никель-кобальтовой арсенидной формации герсдорфит-блеклорудного минерального типа. В пределах рудного поля, сложенного эффузивными и терригенными породами нижнего—среднего девона, прорванными дайками долеритов чазадырского комплекса, установлено шесть рудных зон северо-западного простирания. Мощность зон 0,1–6 м, протяженность до первых сотен метров. В составе руд преобладают теннантит, герсдорфит, халькопирит и пирит, присутствуют борнит, халькозин и ковеллин. Содержание кобальта — 0,08–0,11 %, меди — 3–4 %. Возраст оруденения по геологическим данным постсреднедевонский. Перспективы рудопроявления связывают с изучением глубоких, более 100 м, горизонтов, где ожидается увеличение содержания кобальта при возможной смене блекловорудной ассоциации на арсенидную никель-кобальтовую. Прогнозные ресурсы до глубины 400 м по категории P_3 оцениваются в 8,1 тыс. т кобальта (табл. 15) [313]. Суммарные ресурсы

Таблица 14

Запасы полезных компонентов Хову-Аксинского месторождения

Полезный компонент	Среднее содержание, %	Балансовые запасы, тыс. т (серебро—т)	
		$A + B + C_1$	C_2
Кобальт	1,66–2,12	15,1	4,7
Никель	2,28–2,89	17,7	6,0
Серебро	231 г/т	–	89,9
Медь	0,65	–	6,3
Мышьяк	12,0	–	120,6
Висмут	0,15	–	1,4

Таблица 15

Прогнозные ресурсы кобальта

Название месторождения, проявления, минерагенического подразделения, номер на карте	Прогнозные ресурсы на 1.01.2005 г., тыс. т			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Месторождение Хову-Аксинское II-4-10	1,5	4,4	10	15,9
Рудопроявление Узунойское II-4-5	–	–	8,1	8,1
Проявление II-3-11	–	5,5	9	14,5
Кызылоюкский потенциальный рудный узел 0.6.1	–	–	20	20
Всего	1,5	9,9	47,1	58,5

Хову-Аксинского рудного узла на глубину 400 м по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 24 тыс. т кобальта.

К юго-западу от Хову-Аксинского месторождения, вдоль зоны Убсунур-Бийхемского разлома установлено несколько объектов герсдорфит-блекловорудного минерального типа. Наибольший интерес представляет рудопроявление II-3-11, расположенное на юго-западном окончании зоны вблизи Госграницы. В пределах рудного поля, сложенного эффузивно-терригенными породами нижнего девона, насыщенными дайками лампрофиров мезозойского возраста, на площади 5 км^2 установлено 12 прожилково-штокверковых и жильных зон с блекловорудной и арсенидной никель-кобальтовой минерализацией. Содержание кобальта по зонам достигает 1,6 %, никеля — 0,7 %, серебра — 120 г/т. Прогнозные ресурсы проявления по категории $P_2 + P_3$ на глубину 400 м оцениваются в 14,5 тыс. т кобальта [313].

Высокой насыщенностью кобальт-никелевым оруденением характеризуется зона Хемчикско-Куртушибинского структурного шва. При общем линейном расположении проявления обособляются в три группы — Байтайгинскую, Ишкинскую и Акольскую. Последняя объединяет Одычское, Акольское и Шугурское рудопроявления (I-3-10, 11, 15) и многочисленные пункты минерализации, сосредоточенные в северо-восточной части зоны. На Акольском проявлении оруденение приурочено к кварц-карбонатным жилам и линзовидным залежам сульфидизированных роговиков, находящихся в тесной пространственной связи с небольшими телами диоритов и дайками лампрофиров. Установлено около 40 жил, из которых 18 несут арсенидную никель-кобальт-серебряную минерализацию, остальные — сульфоарсенидную полиметаллическую. Жилы мощностью 0,1–0,5 м и протяженностью до 100 м образуют жильную зону, прослеженную в меридиональном направлении на 1200 м [253]. Содержание кобальта не превышает десятых долей процента, никеля — до 1,37 %. В некоторых жилах установлена неравномерная вкрапленность настурана. Содержание урана достигает первых процентов. Прогнозные ресурсы рудного поля на глубину 400 м по категориям $P_2 + P_3$ оцениваются в 15 тыс. т кобальта при среднем его содержании 0,6 % [313]. На остальных проявлениях группы преобладает герсдорфит-блекловорудная минерализация с низким содержанием кобальта.

Байтайгинская группа включает проявления Байтайгинское и Хонделенское (II-1-1, 9) и пункты минерализации, группирующиеся вдоль юго-западного окончания Хемчикско-Куртушибинского разлома на пересечении его зоной мезозойской активизации меридионального простирания.

На Байтайгинском проявлении арсенидная никель-кобальтовая минерализация наложена на доломит-серпофит-халцедоновые гидротермалиты [253]. Установлены четыре рудные зоны мощностью 1–8 м и протяженностью до 40 м, обогащенные арсенидами. Главные рудные минералы — никелин, настуран, раммельсбергит, халькопирит, теннантит, скуттерудит и серебро. Среднее содержание урана по зонам составляет 0,2–0,3 %, кобальта — десятые доли процента, никеля — до 1,5 %. По данным [64,

128], абсолютный возраст минерализации по двум определениям — 242 и 252 млн лет. Прогнозные ресурсы кобальта по категориям $P_2 + P_3$ на глубину 400 м оцениваются в 9,6 тыс. т [313] при среднем его содержании в 0,2 %.

На Хонделенском рудопроявлении среди лиственитов установлена зона дробления с прожилками и вкрапленностью никелина и аннабергита. Содержание никеля составляет 0,5–1,78 %, кобальта — 0,02–0,08 %. Прогнозные ресурсы рудного поля по категории P_3 на глубину 400 м оцениваются в 5 тыс. т кобальта с содержанием 0,1 % и 7 тыс. т никеля [313]. Ресурсы обоих рудопроявлений из-за незначительных размеров и низкого содержания кобальта нами не учитываются.

Оруденение Ишкинской группы (I-2-7, 8, 9) представлено мелкими объектами с существенно блекловорудной минерализацией, тяготеющей к зонам дробления и рассланцевания в терригенно-карбонатных отложениях силура и эффузивах раннего девона.

Вдоль зоны Шуйской ветви Хемчикско-Куртушибинского структурного шва известно 15 рудопроявлений и пунктов минерализации, объединенных в Акхемскую и Ашактуразскую группы. Проявление Ашактуразское (II-3-3) расположено в зоне сочленения Хемчикско-Систигхемского и Тувинского прогибов. В пределах рудного поля силурийские песчаники байтальской свиты рассекаются меридиональным роем даек мезозойского возраста. Гидротермально измененные породы кремнисто-карбонатного состава образуют жилообразные тела протяженностью 120–350 м при мощности до 8 м. Сульфоарсенидная прожилково-вкрапленная минерализация локализуется в кварц-анкеритовых прожилках среди гидротермалитов и представлена герсдорфит-блекловорудным типом. Содержание по рудным жилам (%): кобальта — 0,01–0,12; никеля — 0,05–0,14; меди — 0,7–1,4. Прогнозные ресурсы рудного поля, оцененные по категории P_3 в 16 тыс. т кобальта с содержанием 0,08 % [313], нами не учитываются.

Акхемская группа объединяет многочисленные пространственно сближенные пункты минерализации в юго-западной части Шуйской зоны разломов. Сульфоарсенидная прожилково-вкрапленная минерализация локализуется на участках интенсивного окварцевания сланцев сютхольской свиты венд-кембрийского возраста. На проявлении Акхемское (II-1-35) в зоне скарнирования терригенно-карбонатных пород установлена жила мощностью 0,5–1,5 м и протяженностью 20 м с участками, обогащенными арсенидами кобальта. Прогнозные ресурсы рудного поля оценены по категории P_3 в 12,5 тыс. т кобальта при среднем содержании 0,12 % [313].

Четвертая площадь с высокой концентрацией проявлений расположена в юго-западной части листа вдоль зоны Каргинского разлома, где в полосе шириной до 20 км и протяженностью 60 км установлено до 30 участков с никель-кобальтовой минерализацией. Северо-западное окончание полосы уходит за пределы площади, где непосредственно за рамкой на листе M-45 выявлено Кызылоюкское проявление с арсенидной кобальтовой минерализацией, образующей жилы, жильные зоны и рудные столбы с концентрацией, близкой к промышленной. В пределах листа большинство

проявлений характеризуются преобладающей сульфоарсенидной никель-кобальтово-медной минерализацией. В Верхнеталайлыкской группе проявлений (III-1-2) в зоне брекчирования и окварцевания, наряду с сульфоарсенидами, установлены жилы и жильные зоны с арсенидами никеля. Формирование жил многостадийное, с отчетливо проявленным в некоторых случаях телескопированием. Протяженность зон оруденения измеряется десятками метров при мощности 0,1–1,5 м. Содержание кобальта по отдельным зонам достигает 1,3 %. Прогнозные ресурсы рудного поля на глубину 400 м по категории P_3 оцениваются в 20 тыс. т кобальта [313].

Чергакская группа объединяет семь сближенных участков, известных как Шемуш-Дагское (II-1-20) и Акчатское (II-2-7) рудопроявления. Оруденение локализуется в меридиональной зоне мезозойской активизации на пересечении субширотных разломов, оперяющих Хемчикско-Куртушибинский и Шуйский структурные швы. Минерализация сосредоточена преимущественно на участках Северо-Восточный Шемуш-Даг и Центральный Акчат, образующих единое рудное поле. Сульфоарсенидное кобальт-никель-медное оруденение локализуется в жильных зонах меридионального и северо-западного простирания. При мощности зон 0,3–12 м они прослежены на 150–400 м [166]. Содержание (%): кобальта — 0,01–0,8; никеля — 0,01–1; меди — 0,1–1,7. Прогнозные ресурсы на глубину 400 м по категориям $P_2 + P_3$ оцениваются в 15,3 тыс. т кобальта при среднем содержании 0,2 % [313].

Кобальтовая скарновая формация представлена Перевальным и Озерным (I-1-2, 3) проявлениями в Центрально-Саянской зоне. Минерализация образует неравномерную вкрапленность кобальтина, пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита и галенита в скарнированных карбонатно-терригенных породах силура. Скарны эпидот-актинолитового, пироксен-эпидот-актинолитового состава развиваются вдоль контакта известняков с песчаниками и алевролитами. На проявлениях оконтурены рудные зоны шириной 12 и 50 м протяженностью 400 и 500 м с содержанием кобальта 0,04–0,19 % [81]. Прогнозные ресурсы проявлений на глубину 400 м по категории P_3 оцениваются в 3,1 тыс. т кобальта при среднем содержании в 0,1 % [313].

Молибден. Молибденовая минерализация представлена немногочисленными объектами, расположенными в структурах складчатого обрамления Тувинского прогиба. Из-за незначительных размеров и слабой изученности формационная принадлежность оруденения не ясна, хотя для некоторых рудопроявлений устанавливаются признаки вольфрам-молибденовой грейзеновой формации.

Проявление Пичи-Бельдырское (III-6-3) приурочено к Хайлигскому массиву бреньского комплекса, расположенному в зоне Агардагско-Окинского разлома. В пределах рудного поля установлена зона мусковитовых гранитов шириной 0,3 и протяженностью 6 км, в центральной части которой залегают метасоматические породы кварц-карбонат-серицитового состава с неравномерной вкрапленностью молибденита. Оконтурен

штокверк размером 10–30 × 150 м с содержанием молибдена 0,009–1,57 % (среднее 0,15 %). Прогнозные ресурсы проявления не оценивались.

Проявление Шуйское (I-6-21) расположено в Ондумской зоне Верхне-Енисейской системы. Рудное поле сложено диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами таннуольского комплекса, прорванными небольшим телом порфировидных гранитов. Все породы грейзенизированы вдоль тектонической зоны северо-восточного простирания на протяжении 2 км в полосе шириной до 300 м. Центральную часть полосы занимают полевошпат-кварцевые метасоматиты, образующие цепочку линзовидных тел того же направления. Минерализация представлена неравномерной вкрапленностью пирита (5–20 %), молибденита (0,3 %) и самородного висмута, реже халькопирита, магнетита и золота. Наиболее интенсивно оруденение проявлено в полосе полевошпат-кварцевых метасоматитов, где оконтурена рудная зона 800 × 100 м с содержанием молибдена 0,005–0,04 % (среднее 0,01 %). В единичных пробах установлены повышенные концентрации вольфрама, меди и золота. Прогнозные ресурсы молибдена оценены по категории P_3 на глубину 200 м в 4 тыс. т [224].

Несколько участков с вольфрам-молибденовой минерализацией установлено в Центрально-Саянской зоне каледонид. Наиболее крупное рудопроявление — Кантегирское (I-1-5) приурочено к северной части Саянского массива. В пределах рудного поля, сложенного калишпатизированными, окварцованными и интенсивно альбитизированными гранитами джойского комплекса, на площади 3 × 3 км установлено штокверковое оруденение. Минерализация представлена молибденитом, шеелитом, пиритом, магнетитом, халькопиритом, висмутином и самородным висмутом, образующими неравномерную вкрапленность в гранитах и мелких кварцевых прожилках. Содержание молибдена 0,001–0,1 %, вольфрама — 0,001–0,4 %. Прогнозные ресурсы, определенные по вторичным ореолам, по категории P_3 оцениваются в 12 тыс. т молибдена и 90 тыс. т трехокиси вольфрама [202] и не учитываются ввиду некорректного подсчета. В сходной геологической позиции в центральной части Мунгашского массива находится проявление Озерное (I-1-8). В пределах рудного поля в полосе северо-восточного простирания граниты катаклазированы, окварцованы и серицитизированы. Тонкая вкрапленность пирита, молибденита и шеелита отмечается в гранитах и кварцевых прожилках. Оконтурена рудная зона размером 600 × 400 м с содержанием молибдена 0,02–0,06 % и вольфрама — 0,07–0,3 %. Из-за низких содержаний полезных компонентов и ограниченных размеров проявление получило отрицательную оценку [163].

Вольфрам. В Западном Саяне установлено Родниковое (I-1-4) рудопроявление скарнового типа. Рудное поле контролируется зоной контакта диоритов большепорожского комплекса ($\gamma\delta D_1 bp$) с известняками онинской свиты ($O_3–S_1 on$). В южной части диориты прорваны небольшим телом лейкогранитов джойского комплекса ($\gamma D_1 d$). Вдоль зоны контакта в полосе шириной 400 м известняки скарнированы на протяжении 1200 м. Скарны гранатовые, гранат-пироксеновые и эпидот-гранат-пироксеновые

с шеелитом, альбитом и магнетитом. В скарнах оконтурено 11 рудных тел мощностью 1–3,7 м и протяженностью 130–1150 м при содержании WO_3 0,04–0,13 % (редко 0,3 %). Прогнозные ресурсы трехокиси вольфрама на глубину 300 м оцениваются в 26,7 тыс. т [202].

На рудопроявлении Тустугхемское (II-1-34), в юго-западной части площади, выявлен своеобразный тип оруденения зоны брекчирования в гранитах джойского комплекса и вмещающих сланцах аныякской свиты венда, представленный вольфрам-марганцевыми чернями. Оконтурено 12 рудных тел шириной 1,5–12,6 м и протяженностью 100–900 м с содержанием WO_3 0,06–0,12 %. Вольфрам-марганцевые черни представляют собой агрегат порошковатого вада и колломорфного псиломелана, содержащего вольфрам в качестве примеси. По данным химического анализа, они содержат (%): Mn — 53–58, BaO — 8–8,6; WO_3 — 2,3–2,5; Mo — 0,018–0,023. Минерализация установлена также в нижней части моренных отложений, где черни пропитывают песчаный наполнитель между валунами и галькой. Содержание трехокиси вольфрама на интервал 3 м составляет 0,46 %. Повышенные концентрации вольфрама установлены в водах минерализованных источников, сопровождающихся травертинами. На генезис оруденения существует две точки зрения. Первая рассматривает вольфрам-марганцевые черни как продукт экзогенного выветривания первичных гюбнеритовых руд, вторая предполагает их отложение из близповерхностных термальных источников с образованием рудных травертин [318]. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 на глубины 400 м оцениваются в 14 тыс. т WO_3, а с учетом ближайших флангов по категории P_3 — еще 36 тыс. т [313].

Олово. Масштабы проявления оловорудной минерализации ограничены Балыктыгской группой (III-1-11) проявлений, расположенной в юго-западной части площади. В пределах Балыктыгского гранитного массива джойского комплекса на площади 3 × 2 км установлено три участка с оруденением гидротермально-метасоматического типа. Строение участков сложное; в них сочетаются жилы и зоны грейзенов с сидерофиллитовыми и кварцевыми жилами. Грейзены и жилы несут неравномерную вкрапленность касситерита с максимальной его концентрацией в кварц-полевошпат-серицитовых метасоматитах, залегающих среди сидерофиллитовых пород. Содержание олова по рудным зонам — 0,1–5,1 %, в отдельных гнездах до 20–32 %. В повышенных концентрациях присутствуют медь, реже свинец, висмут и вольфрам. Прогнозные ресурсы олова по Балыктыгской группе проявлений без западного фланга, уходящего за рамку листа, по категории P_3 — оцениваются в 46 тыс. т [257] при среднем содержании 1,1 %.

Алюминий. Перспективы площади на алюминиевые руды связаны с сангиленским комплексом щелочных нефелиновых сиенитов, сформировавшимся в раннедевонский этап тектоно-магматической активизации Сангиленской зоны Тувино-Монгольской складчатой системы. На площади листа установлено два небольших массива, сложенных щелочными

и нефелиновыми сиенитами. В пределах Нарынского рудопроявления (III-6-14) мелано- и лейкократовые разности нефелиновых сиенитов, установленные на площади 0,5 км^2, характеризуются содержанием глинозема 17,9–29,0 % при среднем содержании кремнезема 52,0 %. В пределах второго содержание глинозема 25 %, кремнезема — 53 %. Высокие концентрации кремнезема определяют малоперспективность этих пород в качестве алюминиевого сырья.

Ртуть. В 1949 г. в 80 км к западу от г. Кызыл было открыто Терлигхайское месторождение ртути (I-4-3), разрабатываемое с 1971 по 1986 г. В дальнейшем поисковыми работами установлено около 70 проявлений и пунктов минерализации, относящихся к ртутной аргиллизитовой и ртутной лиственитовой формациям, представленных кварц-барит-киноварным, лиственит-киноварным и кварц-киноварным минеральными типами [191, 192, 199, 253, 258]. В пространственном размещении проявлений усматривается значительное сходство с распределением никель-кобальтового оруденения. Подавляющее большинство ртутных объектов размещается вдоль зоны Шуйского структурного шва, группируясь на участках его пересечения субмеридиональными зонами мезозойской активизации. Это указывает на определяющую роль структурно-тектонического контроля в размещении оруденения и косвенно свидетельствует о его постдевонском возрасте. Последнее подтверждается приуроченностью минерализации на некоторых участках к дайкам габбро-диоритов, относимым ранее к торгалыкскому комплексу позднедевонского—раннекарбонового возраста и повышенными концентрациями ртути в кварц-баритовых жилах, секущих нижнеюрские отложения Каргинского грабена [155].

Терлигхайская группа проявлений, расположенная в северо-восточной части Шуйской зоны разломов, включает месторождение Терлигхайское (I-4-3), рудопроявления Арзакское, Тибекское, Карахойское и Узунсаирское (I-4-1, 6, 10, 11), многочисленные пункты минерализации, шлиховые и геохимические ореолы ртути. Оруденение сконцентрировано на ограниченном участке площадью около 800 км^2 мозаично-блокового строения, обусловленного напряженной разрывной тектоникой. В составе блоков установлены породы, охватывающие возрастной диапазон от кембрия до карбона включительно. Интрузивные образования представлены субвулканическими телами порфиритов, дайками кислого состава раннедевонского и лампрофирами мезозойского возрастов. Последние образуют рои даек северо-западного и северо-восточного простирания.

Рудное поле Терлигхайского месторождения сложено вулканогенно-осадочными отложениями кендейской свиты раннего девона, разбитыми сложнопостроенной системой разрывных нарушений северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений. Раннедевонские вулканогенно-осадочные и субвулканические образования рассекаются дайками пироксеновых габбро-долеритов северо-западного простирания. Гидротермальные изменения пород выражены в площадном развитии кварц-каолинитовых, кварц-гидрослюдистых и кварц-турмалиновых метасоматитов. Ртутная минерализация установлена практически во всех

разновидностях пород, в том числе и дайках габбро-долеритов. Наиболее высокие концентрации приурочены к андезит-дацитовым порфиритам, дацитовым порфирам и туфопесчаникам. Всего на площади 1,5 × 2,5 км оконтурено около 30 рудных тел с содержанием ртути 0,11–0,81 % [258]. Форма рудных тел сложная линзо-, гнездо- и столбообразная. Мощность линзовидных тел 0,5–17 м, протяженность 20–300 м. При крутом падении они прослежены на глубину 80–100 м. Столбообразные тела имеют изометричную в плане форму и при площади до 400 м^2 прослежены по падению на 100 м. При разведке установлено значительное количество слепых рудных тел. Руды месторождения прожилково-вкрапленные, реже прожилковые, вкрапленные и брекчиевые. Мощность прожилков до 3 мм, размер вкрапленников от долей до 2 мм. Киноварь тонкокристалличеcкая, порошковатая и землистая. Главный рудный минерал — киноварь, широко распространены пирит, марказит, реже гематит и халькопирит. Из жильных минералов преобладают кварц и барит.

Согласно Государственному кадастру месторождений за 1987 г., балансовые запасы ртути по категориям А + В + C_1 составляют 909 т при среднем содержании 0,217 %, категории C_2 — 495 т при содержании 0,204 % [189]. В Сводном балансе запасов ртути по Республике Тыва балансовые запасы, прошедшие Госэкспертизу на 1.01.1998 г., составляют по категориям А + В + C_1 495 т [276].

На северо-восточном продолжении Терлигхайского рудного поля расположено Арзакское проявление ртути, представленное тремя рудными телами в зоне тектонического контакта туфоконгломератов и риолит-дацитовых порфиритов раннего девона. Мощность рудных тел 0,6–1,4 м протяженность до 40 м. Главный рудный минерал — киноварь, второстепенные — пирит, арсенопирит, жильный кварц. В зоне окисления киноварь превращена в каломель и самородную ртуть. Содержание ртути по рудным телам изменяется от 0,13 до 2,45 %. Подсчитанные запасы ртути по категориям C_1 + C_2 на глубину 200 м составляют 252 т (среднее содержание 0,22 %), а прогнозные ресурсы по категории P_1 на глубину 400 м оцениваются в 400 т [187].

Тебекская группа проявлений объединяет четыре участка с ртутной минерализацией в полосе шириной 2 км, вытянутой в северо-восточном направлении на 4,5 км. Оруденение контролируется зоной нарушений восток-северо-восточного направления и локализуется в аргиллизированных эффузивах кислого состава раннедевонского возраста. Оконтурено несколько рудных зон мощностью 0,1–12 м и протяженностью до 80 м. Содержание ртути по зонам не превышает 0,1 % [258]. На глубину рудопроявление не изучалось.

На Карахойском проявлении установлено три участка прожилково-вкрапленной минерализации с содержанием ртути 0,01–0,21 % в андезитовых порфиритах и кварцевых порфирах раннедевонского возраста. При мощности 4–6 м оруденение по простиранию прослежено на 10–20 м, на глубину не изучалось.

Прожилково-вкрапленная минерализация в зонах дробления среди терригенных пород раннего кембрия и ордовика установлена на

Узунсаирском проявлении. Содержание ртути по рудным зонам от сотых до десятых долей процента.

Разведка Терлигхайского месторождения показала, что значительная часть богатых руд залегает на глубоких горизонтах и контролируется на поверхности слабовыраженными зонами вкрапленной минерализации. Это позволяет положительно оценить перспективы рудного узла в целом и прогнозировать ресурсы категории P_1 и P_2 до глубины 300 м в 500 и 1000 т соответственно (табл. 16).

На проявлении Торо-Саирское (I-4-21) оконтурено семь линзообразных рудных тел, шесть из которых локализуются в дайках основного состава, одно — в песчаниках раннего девона. Длина тел 20–65 м, мощность 1–2,5 м, среднее содержание ртути 0,18–0,32 %. Разведанные запасы по категориям $C_1 + C_2$ составляют 81 т [253].

Чазадырская группа проявлений расположена на юго-западном окончании Шуйского структурного шва, в узле пересечения его Аянгатинской зоной мезозойской активизации субмеридионального направления. Группа объединяет месторождение Чазадырское (II-1-37), рудопроявления Ойбак-Карасугское (II-2-22) и Чайлалыгское (II-1-31), пункты минерализации и шлиховые ореолы ртути, сконцентрированные на площади в 600 км^2.

Рудное поле Чазадырского месторождения охватывает зону меридионального разлома, по которому соприкасаются метатерригенные сланцы, порфириты и небольшие тела серпентинитов, с одной стороны, с алевролитами, песчаниками и конгломератами силура и нижнего девона — с другой. Вдоль зоны разлома наблюдается интенсивное окварцевание, баритизация и карбонатизация терригенных пород, а порфириты и серпентиниты превращены в лиственит. Все породы, в том числе и гидротермально преобразованные, рассекаются дайками габбро-долеритов и долеритов, которые в отдельных случаях аргиллизированы и содержат прожилки кварц-карбонатного состава с вкрапленностью киновари. Ртутная минерализация локализуется в зоне разлома в брекчированных лиственитах, порфиритах и реже кварцитах, концентрируясь на участках резких перегибов плоскости сместителя. Вдоль основного и оперяющего разломов установлены две рудные зоны, в которых оконтурено шесть рудных тел с содержанием ртути 0,21–1,82 %. При мощности 0,4–2,5 м они прослежены по простиранию на 56–390 м, по падению на 65–190 м.

Таблица 16

Прогнозные ресурсы ртути

Название месторождения, проявления, минерагенического подразделения, номер на карте	Прогнозные ресурсы на 1.01.2005 г., тыс. т			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Терлигхайский рудный узел 0.2.1	0,5	1	–	1,5
Чазадырский рудный узел 0.5.1	1	–	–	1
Всего	1,5	1	–	2,5

Падение тел подчиняется плоскости сместителя и близко к вертикальному. Главный рудный минерал — киноварь, второстепенные — пирит и халькопирит, редкие — галенит, реальгар и самородная ртуть. Жильные минералы представлены кварцем, анкеритом, баритом и серицитом. Текстура руд прожилково-вкрапленная и брекчиевидная. В рудах установлены повышенные концентрации мышьяка, сурьмы, цинка, кобальта и никеля. На 1.01.1998 г. по месторождению числилось 1146 т забалансовых запасов ртути со средним содержанием 0,159 % [276].

В пределах Ойбак-Карасугского рудного поля ртутная минерализация приурочена к участкам тектонического контакта малых интрузий диоритового состава с песчано-алевролитовыми отложениями силура. Установлены три разобщенные рудные зоны мощностью 0,5–6,5 м с содержанием ртути до 0,1 %. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 оцениваются в 400 т [166].

На Чайлалыгском рудопроявлении на площади 3 км^2 установлено шесть разобщенных участков с ртутной минерализацией. Оруденение приурочено к зонам дробления в осадочно-эффузивных породах нижнего девона в виде неравномерной вкрапленности и тонких прожилков киновари. Содержание ртути от 0,04 до 0,38 % [253]. Ресурсы из-за слабой изученности не определялись.

Ресурсы Чазадырского рудного узла до глубины 300 м по категории P_1 оцениваются в 1000 т ртути.

Эзерлигская группа проявлений находится в средней части Шуйской зоны разломов. В состав ее входят одноименное проявление (II-2-9), пункты минерализации и шлиховые ореолы киновари, сосредоточенные на площади в 150 км^2. Эзерлигское рудное поле сложено эффузивными и вулканогенно-осадочными породами раннедевонского возраста, моноклинально падающими на северо-восток под углом 35–50°. Установлено широкое распространение секущих и послойных нарушений, сопровождающихся интенсивным брекчированием пород. Вулканогенно-осадочные породы вдоль зон нарушений окварцованы, аргиллизированы, баритизированы и содержат неравномерную вкрапленность пирита. На рудопроявлении оконтурены четыре рудные зоны с прожилково-вкрапленной киноварной минерализацией, локализованные в брекчированных породах и мелкозернистых песчаниках. Мощность рудных зон 0,5–40 м, протяженность 60–2500 м содержание ртути 0,004–0,662 %. Главный рудный минерал — киноварь, в переменных количествах присутствуют пирит, гематит, халькопирит, галенит и сфалерит. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, карбонатами, изредка флюоритом. Ресурсы ртути по категории P_3 оцениваются в 1700 т [188].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкие земли. Редкоземельная минерализация в промышленных масштабах установлена в комплексных редкоземельно-железорудных месторождениях и проявлениях зон мезозойской тектоно-магматической активизации. Все объекты этого формационного типа сосредоточены в

пределах Улатайского и Карасугского рудных узлов в прибортовых частях Тувинского прогиба.

На месторождении Карасугское (II-3-2) (см. раздел «Черные металлы») среднее содержание редких земель, сосредоточенных в бастнезите, в окисленных и первичных рудах составляет 0,96 и 1,11 % соответственно. По составу они характеризуется рядом (%): $La_{26,6}$–$Ce_{48,4}$–$Pr_{4,1}$–$Nd_{17,0}$–$Sm_{1,6}$–$Eu_{0,4}$–$Gd_{0,6}$–$Dy_{0,4}$–$Ho_{0,1}$–$Er_{0,2}$–$Tu_{0,03}$–$Yb_{0,2}$, в котором преобладают элементы цериевой группы [25]. Учтенные по результатам разведки 1947–1954 гг. запасы редких земель составляли 1,2 млн т в окисленных и 1,9 млн т руды в первичных рудах. В настоящее время прогнозные ресурсы месторождения, прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г., по категории P_1 оцениваются в 426,8 тыс. т редких земель цериевой группы. Учитывая разведанные забалансовые запасы железных руд в 150 млн т, представляется реальным увеличение прогнозных ресурсов редких земель по категории P_1 — до 500 тыс. т, по категории P_2 — до 1000 тыс. т при среднем содержании 1 % (табл. 17).

Не меньшим ресурсным потенциалом обладают проявления Улатайской группы, в которых редкие земли в концентрациях до первых процентов установлены на всех участках. Прогнозные ресурсы Улатайского потенциального рудного узла на глубину 800 м по категориям $P_2 + P_3$ оцениваются в 13,5 млн т суммы редких земель цериевой группы [313]. Исходя из оценки железных руд, ресурсы редких земель по категории P_2 на глубину 300 м определены нами в 1000 тыс. т при среднем содержании 1 %.

Высокие содержания редких земель установлены также на Чайлюгхемском проявлении (I-3-5), расположенном в зоне Куртушибинского разлома. По данным Г. П. Александрова [6], рудные зоны представляют собой дробленые дайки сиенит-порфиров и сланцев, сцементированные кварц-карбонатно-флюоритовыми жилами мощностью до 1,5 м. Содержание суммы редких земель изменяется от 0,03 до 7,2 %, в повышенных концентрациях присутствуют барий (до 10 %), стронций, медь и уран. Минералогическим анализом проб-протолочек установлены бастнезит, пирохлор, циртолит, пирит, галенит и стронцианит. По минеральному составу руд и особенностям геолого-структурной позиции проявление имеет много общего с оруденением Карасугской группы, однако для окончательной оценки оно недостаточно изучено.

Таблица 17

Прогнозные ресурсы редких земель

Название месторождения, рудного узла, номер на карте	Прогнозные ресурсы на 1.01.2005 г., тыс. т TR_2O_3			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Карасугское месторождение II-3-2	500	1000	–	1500
Улатайский потенциальный рудный узел 0.3.2	–	1000	–	1000
Всего	500	2000	–	2500

Золото. В последней работе по переоценке прогнозных ресурсов основных полезных ископаемых на территории Республики Тыва, выполненной в 1990 г. [313], на площади учтено около 40 объектов коренного и порядка 20 объектов россыпного золота. Из-за незначительных масштабов ни один из них по эффективности освоения не представлял интереса для капиталовложений за исключением россыпного золота для старательской добычи. Накопленный за прошедший период материал позволяет переоценить масштабы некоторых из них и выдвигать их в качестве крупных объектов федерального уровня.

Золото рудное. Оруденение гидротермального и гидротермально-метасоматического генезиса, в зависимости от условий образования, отличается минеральным составом и относится к золото-кварцевой малосульфидной, золото-кварц-березитовой и золоторудной скарновой формациям. На сегодняшний день по комплексу геологических критериев и прямых признаков выделяются четыре золоторудных района. Два из них — Алдын-Ишкинский и Усинский — расположены в пределах Западно-Саянской, а два — Тапса-Каахемский и Деспенский — в Верхне-Енисейской складчатых системах.

Площадь Алдын-Ишкинского золоторудного района, вытянутая вдоль зоны Хемчикско-Куртушибинского разлома, сложена отложениями вулканогенно-кремнистой турбидитовой венд-кембрийской и терригенно-карбонатной силурийской флишоидной формациями с участием гипербазитов. Стратифицированные образования прорваны штоками гранитов джойского комплекса и многочисленными дайками основного, кислого и среднего состава. Оруденение представлено проявлениями и пунктами минерализации золото-кварцевой малосульфидной и золото-кварц-березитовой формаций, шлиховыми потоками и единичными пробами, содержащими 1–2 знака золота. Характерна группировка кварцевых жил в жильные поля и зоны, развитие штокверкового оруденения и крупномасштабное проявление гидротермально-метасоматических процессов, особенно березитизации по песчано-сланцевым и дайковым образованиям в зонах тектонических нарушений. Большинство проявлений объединяется в Алдын-Маадрский потенциальный рудный узел, занимающий западную часть зоны.

Рудопроявление Баян-Хол (I-1-16), расположенное в приустьевой части одноименной реки, представлено четырьмя зонами сгущения кварцевых жил на площади 15 × 12 км. Мощность зон 0,5–2,5 км, протяженность 6–15 км; три из них имеют восток-северо-восточное простирание, одна — субмеридиональное. Жилы кварцевого, кварц-карбонатного и флюорит-кварцевого состава послойные и секущие, прослеживаются на расстояние от первых до первых сотен метров. Секущие жилы содержат 1–3 % сульфидов и окислов меди и железа. Содержание золота в кварцевых жилах изменяется от следов до 50 г/т, в дайках кислого состава — до 4 г/т. В двух зонах по четырем кварцево-жильным участкам подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_2 в количестве 630 кг [163].

На рудопроявлении Улугсаирское (I-1-21) на площади 0,7 × 3 км, вытянутой вдоль зоны разлома, среди терригенных пород чергакской серии установлены сотни кварцевых жил, различных по размерам и морфологии. Выделено 75 жил мощностью более 0,2 м и протяженностью 20–200 м и 38 жильных зон шириной 3–10 м, протяженностью до 100 м. Жилы кварцевого, карбонат-кварцевого состава, иногда содержат вкрапленность халькопирита, пирита, галенита и золота. В 22 из тридцати опробованных жил содержание золота 0,2–286 г/т, а в десяти установлено серебро в количестве 2–300 г/т. На восточном фланге рудопроявления в мелкогалечных конгломератах оконтурена жильная зона, по морфологии приближающаяся к штокверку. Кварцевые жилы, залегающие в конгломератах, имеют наибольшие параметры, более высокие содержания золота и чаще являются золотоносными, чем жилы в алевролитах и сланцах. Содержание золота во вмещающих конгломератах достигает 27 г/т. Прогнозные ресурсы рудного поля на глубину 100 м по категории P_2 оцениваются в 10,5 т золота [205, 257].

Золото-кварц-березитовая формация представлена проявлениями Арысканское (I-1-22), Дуушкуннығское и Чедыхан-Тожектыгское (II-1-7, 8).

В пределах Арысканского рудного поля на площади 5 × 1,5 км, вытянутой в северо-восточном направлении, установлено пять зон березитизированных пород, развивающихся по кварц-полевошпатовым песчаникам и дайке кварцевых порфиров. Зоны березитизации сложены серицит-альбит-кварцевыми пиритизированными породами с многочисленными прожилками кварца. При мощности 0,5–10 м они прослежены на 500–3000 м. Содержание золота изменяется от следов до 30 г/т. Прогнозные ресурсы оцениваются в 5,5 т [205].

На Дуушкуннығском и Чедыхан-Тожектыгском проявлениях березитизация развивается преимущественно по кулисообразным сериям даек кислого и среднего состава. Березитизированные породы с перерывами прослежены в полосе шириной 1,5–3 км, вытянутой в северо-восточном направлении более чем на 10 км. Ширина отдельных зон 0,5–10 м, протяженность 150–1500 м. Содержание золота изменяется от 0,01 до 3 г/т. Прогнозные ресурсы рудопроявлений оцениваются в 13 т золота по категории P_2 [205].

Общие прогнозные ресурсы золота Алдын-Маадрского рудного узла по категории P_2 оцениваются в 40 т (табл. 18) [313].

Усинский золотоносный район охватывает серию тектонических пластин и блоков серпентинитового меланжа в северо-восточной части Хемчикско-Куртушибинского разлома. Границы его определяются распространением рудно-россыпных месторождений, рудопроявлений и механических ореолов золота. Оруденение представлено золото-кварцевой малосульфидной формацией, установленной на месторождении Эйлигхем (I-3-20) и рудопроявлениях Андреевское (Пионерское), Поконаш, Таловское (Толокское) (I-3-13, 18, 19).

В пределах Эйлигхемского месторождения, сложенного пиритизированными и отбеленными сланцами, установлены многочисленные кварцевые жилы и жильные зоны северо-восточного и субмеридионального

Таблица 18

Прогнозные ресурсы золота

Название месторождения, проявления, минерагенического подразделения, номер на карте	Прогнозные ресурсы на 1.01.2005 г., т			
	P_1	P_2	P_3	ΣP
Алдын-Ишкинский золоторудно-россыпной район 5.2	–	40* 0,5	20 1	60 1,5
В том числе Алдын-Маадрский потенциальный золоторудно-россыпной узел 5.2.1		40 –	–	40 –
Усинский золоторудно-россыпной район 5.1	5,4 1	– 0,4	10 2	15,4 2,5
Эйлигхемский золоторудно-россыпной узел 5.1.1				
В том числе месторождение Эйлигхемское I-3-20	0,8 –	–	10 –	10,8 –
В том числе проявление Таловское I-3-19	1,2 –	–	–	1,2 –
В том числе проявление Поканаш I-3-18	3,4 –	–	–	3,4 –
Деспенский рудный район 3.3	1,5 –	2,5 –	13 4	17 4
В том числе проявление Ургайлыгское II-5-8	1,5 –	2,5 –	–	4 –
Тапса-Каахемский золоторудно-россыпной район 3.2	15 1	15 1,5	120 2	150 4,5
В том числе месторождение Тарданское I-6-18	15 –	15 –	70 –	100 –
Всего	21,9 1,1	57,5 2,4	163 9	242,4 12,5

Примечание. *40 — коренное золото; 0,5 — россыпное золото.

простирания. Детально разведаны шесть жил мощностью 0,5–1,2 м и протяженностью 80–560 м. По падению они прослежены на глубину 15–65 м. Жилы сложены серым мелкокристаллическим кварцем с переменным количеством кальцита и анкерита. В количестве 1–2 % присутствуют пирит, халькопирит, реже галенит и арсенопирит. Среднее содержание золота по жилам составляет 1,5–3,5 г/т, пробность 930–960 [128]. Месторождение эксплуатировалось до 1935 г., учтено добытого золота 214 кг [165]. На 1.01.1998 г. разведанные запасы по категории C_2 составляют 300 кг, а прогнозные ресурсы по категории P_1 — 800 кг золота [257]. Рудное поле месторождения по категории P_3 оценивается в 10 т золота [257].

На Таловском проявлении установлено пять кварцевых жил протяженностью 10–100 м при мощности до 2 м. Содержание золота достигает 17 г/т, серебра — до 24 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 оцениваются в 1200 кг [257].

На рудопроявлении Поконаш установлены десятки кварцевых жил, приуроченных к тектонической зоне близширотного направления. Наиболее крупные жилы, изученные с поверхности и на глубину, имеют мощность 0,3–7 м и протяженность 150–300 м. Видимое золото встречается в кварцевых жилах ленточного строения и находится в срастании с пиритом, халькопиритом, реже галенитом. Содержание золота неравномерное и колеблется от 3 до 20 г/т. Проявление эксплуатировалось, данные о количестве добытого золота отсутствуют. Прогнозные ресурсы по категории P_1 оцениваются в 3,4 т [257].

На Андреевском рудопроявлении известно несколько кварцевых жил с видимой вкрапленностью золота, пирита и халькопирита. В одной из жил установлено до 17 г/т золота. Ресурсы не определялись.

Прогнозные ресурсы рудного золота Усинского района составляют 5,4 т по категории P_1 и 10 т по категории P_3.

Деспенский рудный район охватывает площадь распространения Унгешского массива таннуольского комплекса и зону его юго-восточного экзоконтакта. Золотоносность изучена слабо и, кроме отработанных россыпных месторождений, представлена немногочисленными объектами золото-кварцевой формации. На наиболее крупном — Ургайлыгском проявлении (11-5-8) — установлено около 100 кварцевых жил с вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. В детально изученных жилах № 2 и 3 мощностью 0,6 и 1,6 м среднее содержание золота 21 и 6 г/т установлено на протяжении 100 и 420 м. Прогнозные ресурсы золота по категории P_1 оцениваются в 1500 кг, по категории P_2 — 2500 кг [257]. Остальная площадь рудного района оценивается в 13 т золота по категории P_3 [257].

Положение и форма Тапса-Каахемского золоторудного района определяется сочетанием двух структурных элементов — Каахемского разлома и зоны контакта одноименного массива таннуольского комплекса с карбонатно-терригенно-вулканогенными отложениями туматтайгинской свиты. Подчиняясь их направлению, район вытягивается в широтном направлении более чем на 90 км, ограничиваясь с запада распространением отложений наложенных впадин, уходя на востоке за рамку площади листа. Эти особенности определяют размещение внутри района оруденения разных формационных типов. Вдоль зоны разлома локализована преимущественно гидротермальная золото-кварцевая минерализация, а вдоль контакта — гидротермально-метасоматическая золоторудная скарновая и золото-кварц-березитовая. Золото в скарнах установлено на месторождении Тардан (I-6-18), рудопроявлениях Магнетитовое (I-5-9), Соруглуг-Хем, Барсучье, Копто (I-6-11, 15, 16) и в ряде пунктов минерализации, расположенных вдоль контакта Каахемского массива.

Рудное поле Тарданского месторождения площадью около 5 км^2 охватывает зону контакта гранодиоритов и кварцевых диоритов таннуольского комплекса с вулканогенно-карбонатными отложениями туматтайгинской свиты (рис. 5). Контакт имеет в плане сложную конфигурацию и сопровождается многочисленными апофизами. В экзоконтакте интрузии, вмещающие карбонатные породы, мраморизованы и скарнированы. В зонах

дробления и рассланцевания установлены послескарновые метасоматиты серпентинового, тремолит-актинолит-хлоритового и актинолит-магнетит-гематитового состава, развивающиеся как по скарнам, так и вне их. С более поздней гидротермальной стадией связано образование послескарновых березитовых метасоматитов с рассеянной вкрапленностью сульфидов и золота. Сульфиды, количество которых достигает 5–17 %, представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, галенитом и пирротином. Размещение этих образований определяет размеры и форму рудных тел. В пределах рудного поля оконтурено 14 рудных тел мощностью от 1–3 до 7 м и протяженностью от 50–100 до 200 м и 16 рудных зон и участков с повышенным содержанием золота. Все рудные тела по структурному положению, определяющему их форму и размеры, разделены на три группы [221, 222]:

— рудные тела, локализующиеся на контакте диоритов с известняками. Они имеют линзообразную форму и при ширине 2–7 м прослежены на 80–160 м. Сложены гранат-пироксеновыми скарнами, содержащими до 17 % сульфидов;

— рудные тела в тектонических зонах на контакте эффузивов с известняками характеризуются жилообразной формой с отдельными раздувами и пережимами, сложены гематитом и магнетитом с серпентином и вкрапленностью сульфидов;

— рудные тела линзо- и гнездообразной формы в зонах дробления среди известняков. Характеризуются небольшими параметрами и сложены карбонат-кварц-гематитовыми метасоматитами с вкрапленностью халькопирита и гнездами магнетита.

Содержание золота в рудах неравномерное — от 2 до 160 г/т (в среднем по месторождению 10 г/т). Оно находится в срастании с андрадитом, хлоритом, актинолитом, кварцем, халькопиритом и магнетитом. Форма выделений пластинчатая, комковидная, дендритовидная; встречаются кристаллы октаэдрической формы. Пробность золота 940–960, иногда 840–860. 90–95 % выделений имеют размер менее 0,3 мм. В повышенных концентрациях в рудах постоянно присутствуют медь — 0,1–1,8 % и серебро — до 20 г/т.

По результатам разведки 1968–1979 гг. запасы золота по категориям $C_1 + C_2$ составляют 9,6 т, прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ еще 7,7 т [313]. В настоящее время на участок месторождения получена лицензия ООО «Тардан Голд» и с 2004 г. доразведывается. Переопробование известных рудных тел дает увеличение их параметров за счет промышленных содержаний золота в окварцованных известняках и гранодиоритах, примыкающих к золотоносным скарнам. Как в пределах рудного поля, так и к западу и востоку от него в березитизированных породах, окварцованных известняках и диоритах установлены новые подсечения с содержанием золота до 10 г/т. Полученные данные позволяют предполагать совмещение в пределах рудного поля золоторудного скарнового, золото-сульфидно-кварцевого и золото-кварц-березитового оруденения и прогнозировать месторождение как крупный объект с ресурсами до 100 т золота (табл. 18).

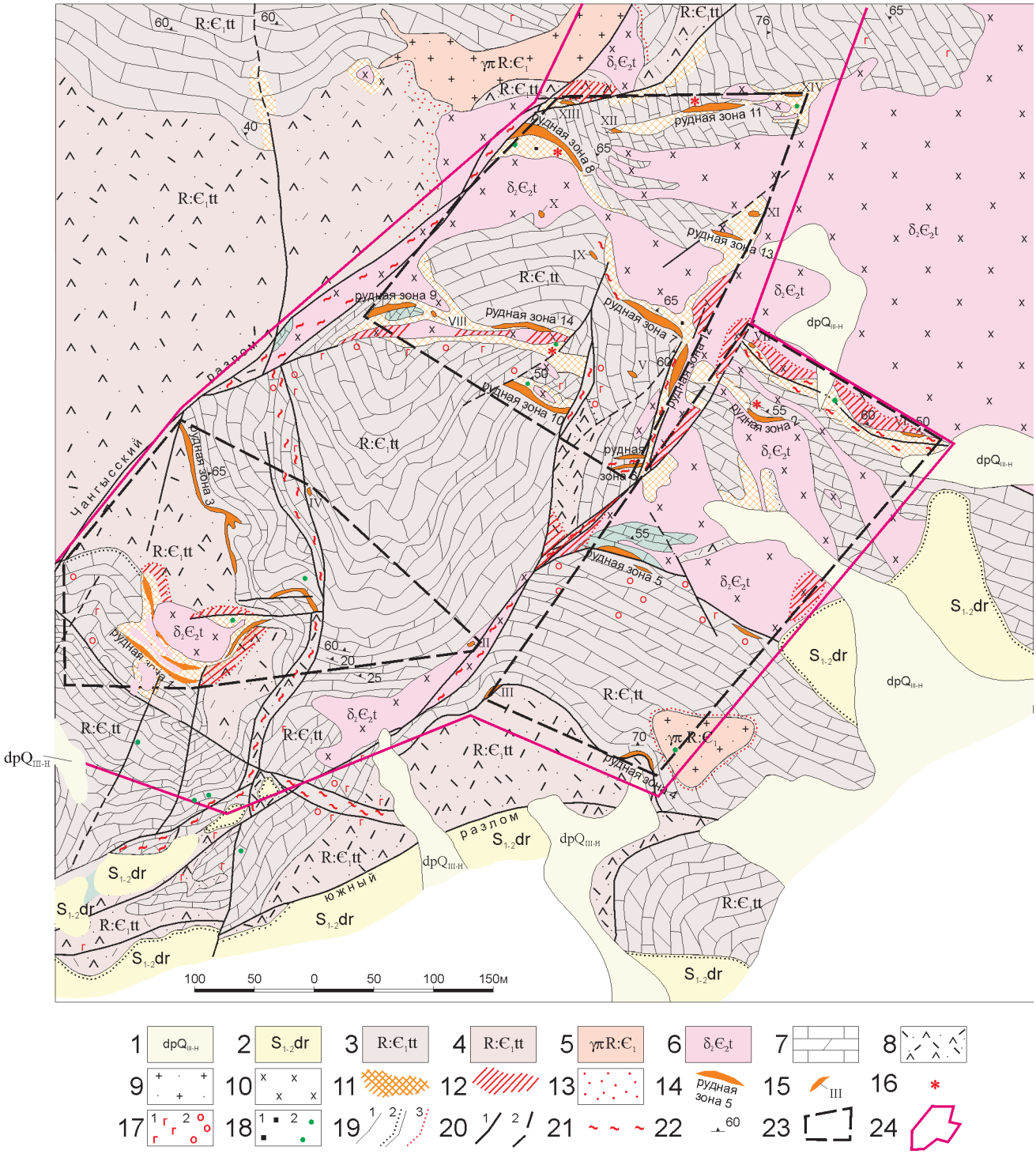


Рис. 5. Схема рудного поля золоторудного месторождения Тардан.

1 — четвертичная система, верхнее звено; неоплейстоцен—голоцен нерасчлененные — делювиально-пролювиальные супеси, суглинки с дресвой и щебнем; *2* — силурийская система, верхний—нижний отделы нерасчлененные. Дерзигская свита — песчаники красноцветные разнозернистые, гравелиты, конгломераты; *3* — рифей : нижний кембрий. Туматтайгинская свита, верхняя пачка; *4* — рифей : нижний кембрий. Туматтайгинская свита, нижняя пачка. *5* — субвулканические образования; *6* — таннуольский комплекс, вторая фаза; *7* — доломиты, доломитистые известняки, прослои мраморизованных известняков; *8* — кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы; *9* — гранит-порфиры; *10* — диориты, кварцевые гранодиориты, плагиограниты; *11* — скарны и зоны скарнирования; *12* — зоны березитизации; *13* — зоны ороговикования; *14* — рудные скарновые зоны и их номера; *15* — рудные зоны и их номера; *16* — видимое золото в коренных породах; *17* — гематитизация (*1*), окварцевание (*2*); *18* — пиритизация (*1*), вкрапленность халькопирита, малахита (*2*); *19* — геологические контакты: интрузивные и нормальные стратиграфические (*1*), трансгрессивные (*2*), метаморфического изменения (*3*); *20* — разрывные нарушения: прослеженные (*1*), предполагаемые (*2*); *21* — зоны дробления, смятия и рассланцевания; *22* — элементы залегания; *23* — контуры участков, вошедших в подсчет прогнозных ресурсов; *24* — общая площадь месторождения, охваченная поисково-оценочными работами.

Вклейка. Заказ 80474016

Сходную позицию занимают золотоскарновые проявления Сорулуг-Хем, Копто и Барсучье, расположенные в 6–12 км к северу и северо-востоку от Тарданского месторождения. Золотоносные скарны локализуются в зоне контакта Каахемского массива или его выступов с известняками туматтайгинской свиты. В пределах проявлений установлено от 1 до 7 рудных тел с содержанием золота 9–12 г/т. Рудные тела приурочены к участкам скарнов с прожилками кварца и вкрапленностью гематита, магнетита и сульфидов. Рудопроявления изучены с поверхности и на глубину до 100–150 м. Запасы и прогнозные ресурсы золота приведены в табл. 19 [313].

На западном фланге Каахемского массива золотоносные скарны установлены на рудопроявлении Магнетитовое (I-5-9). Гранат-пироксеновые скарны с перерывами прослежены вдоль северо-западного контакта на протяжении 1600 м. На участках дробления они окварцованы, эпидотизированы и хлоритизированы и содержат вкрапленность сульфидов и магнетита. Содержание золота 1,4–42 г/т, серебра — до 270 г/т. Участки с повышенным содержанием золота имеют протяженность от десятков до сотен метров при мощности до 2 м [175]. Прогнозные ресурсы проявления не оценивались.

Золото-кварц-березитовая формация представлена рудопроявлениями Тардан-2 (I-6-19) и Терехтыг (I-5-13), расположенными в зоне ближнего эндоконтакта Каахемского массива. В пределах Тарданского рудного поля в полосе 1 × 3 км, вытянутой в северо-западном направлении, установлены разрозненные кварцевые жилы и прожилки в березитизированных гранодиоритах таннуольского комплекса. Жилы несут обильную вкрапленность сульфидов и сопровождаются оторочкой пиритизированных и серицитизированных гранодиоритов мощностью до 1,5 м. Содержание золота в жилах — от следов до 5 г/т, в березитах — до 10 г/т [288].

На Терехтыгском проявлении березитизация проявлена на участках кварцево-жильных зон, образованных 3–5 параллельными или кулисообразными жилами с вкрапленностью сульфидов до 3%. Вмещающие жилы плагиограниты пиритизированы, серицитизированы и пронизаны многочисленными тонкими прожилками кварца. На площади 1 × 1 км

Таблица 19

Запасы и ресурсы золота скарновых месторождений и проявлений Тапса-Каахемского района на 1.01.1998 г.

Месторождение, рудопроявление	Запасы и ресурсы золота, т						
	C_1	C_2	C_1+C_2	P_1	P_2	P_3	ΣP
Тардан	3,1	6,5	9,6	5,1	2,6	–	7,7
Сорулуг-Хем	–	1,6	1,6	1,0	0,9	–	1,9
Барсучье	–	–	–	1,2	–	–	1,2
Копто	–	1,1	1,1	0,1	–	–	0,1
Всего	3,1	9,2	12,3	7,4	3,5	–	10,9

установлено несколько таких зон, разделенных слабо измененными породами. Содержание золота в кварцевых жилах — 0,1–6 г/т, в березитах — до 0,5 г/т [175]. Прогнозные ресурсы рудопроявлений не оценивались.

Золото-кварцевый тип представлен немногочисленными пунктами минерализации, проявлениями и одним месторождением, тяготеющим преимущественно к зоне Каахемского разлома. На месторождении Проездное (I-6-5) в гранодиоритах таннуольского комплекса установлено семь кварцевых жил размером 0,2–0,4 × 130–300 м. Форма жил прихотливая с частыми раздувами и пережимами. В виде неравномерной вкрапленности присутствуют пирит, халькопирит, галенит, реже сфалерит и видимое золото. Содержание золота изменяется от следов до 50 г/т с максимальной концентрацией на участках, обогащенных сульфидами. Месторождение отрабатывалось (данные о количестве добытого золота отсутствуют) и в настоящее время утратило промышленное значение. По результатам разведки 1954 г. подсчитаны запасы категории C_2 в количестве 235 кг, а прогнозные ресурсы категории P_3 оцениваются в 600 кг [257].

На рудопроявление Соруглугхемское (I-6-12) оконтурено восемь кварцевых жил и линзообразных кварцевожильных тел, имеющих собственные названия. При мощности 0,05–0,3 м жилы прослежены на 5–53 м, в них постоянно присутствуют пирит, халькопирит, реже галенит и гематит. Содержание золота изменяется от 0,4 до 3,1 г/т. Линзы имеют форму, близкую к изометричной с площадью выхода до 60 м^2. Сложены они молочно-белым мелкозернистым кварцем без видимой вкрапленности сульфидов. Содержание золота не превышает 0,6 г/т [288]. Из-за незначительных масштабов и низкого содержания золота проявление получило отрицательную оценку.

Прогнозные ресурсы Тарданского рудного узла, с учетом данных доизучения, по категориям P_1, P_2 и P_3 составляют 15, 15 и 70 т золота соответственно. Остальная часть Тапса-Каахемского золоторудного района по категории P_3 оценивается в 50 т.

Золото россыпное. За полуторавековой период поисков и добычи россыпного золота не только определились контуры основных золотороссыпных районов, но и практически истощились ресурсы легкодоступных объектов. Очередной всплеск разведочных работ и добычи приходится на 1990-е годы с появлением многочисленных старательских артелей. В настоящее время уровень добычи россыпного золота в пределах площади оценивается в первые сотни килограммов.

Распределение россыпей на площади обусловлено сочетанием множества факторов и связано в первую очередь с размещением коренных источников, их денудацией и перераспределением в корах выветривания и речных системах. Большинство россыпей размещаются в морфоструктурах сводово-глыбовых поднятий высокогорных хребтов Западный Саян, Академика Обручева, Восточный Танну-Ола, реже встречаются в среднегорных нагорьях и морфоструктурах аккумулятивных равнин. Преобладают аллювиальные россыпи с пойменным подтипом с нормальной мощностью аллювия. Как правило, они большей частью отработаны

и вмещают техногенные участки. Аллювиальные внепойменные россыпи террас, известные в Тапса-Каахемском и Усинском районах, частично отработаны. Известные делювиально-пролювиальные россыпи террасоувалов представлены в основном техногенными участками. Аллювиальные косовые россыпи, установленные в долине Енисея, незначительны по размерам и практического значения не имеют. Можно предполагать озерные пляжевые россыпи в неогеновых отложениях Убсу-Нурской котловины, где в отдельных скважинах отмечены знаки золота в озерных осадках.

Усинский золотороссыпной район расположен в сводово-глыбовом поднятии Западного Саяна в зоне сочленения Куртушибинского и Хемчикского хребтов. Его блоковое строение отражается в рельефе в виде сочетания субмеридиональных хребтов и депрессий. Долины рек узкие, иногда ущельеобразной формы с крутым уклоном и глубоким врезом. На участках депрессий и выхода в котловины отмечается расширение долин. Россыпи района аллювиальные, преимущественно пойменные, в истоках рек и ручьев ложковые. По р. Серлиг отрабатывались террасовые россыпи трех уровней. Известные месторождения по рекам Золотой с притоками (I-3-8), Бол. Хайлык-Урбун с притоками (I-3-7) и Эйлиг-Хем с притоками (I-3-20) интенсивно отрабатывались в период с 1876 по 1942 г. За это время добыто порядка 2 т учтенного золота. Россыпи преимущественно русловые с мощностью песков 0,6–1,5 м, торфов — до 6 м, с содержанием золота 0,6–5 г/м^3. Повсеместно с золотом присутствовал осмистый иридий, а по руч. Аккол попутно извлекалось серебро [165]. В настоящее время интерес могут представлять техногенные россыпи и неразведанные участки долин. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2 + P_3$ оцениваются в 2,5 т золота [257, 283].

Алдын-Ишкинский россыпной район занимает часть Алашского нагорья с примыкающий к нему Хемчикской впадиной. Россыпная золотоносность изучена слабо. В 1934–1935 гг. в долине р. Шом-Шум шурфами установлено золото в количестве до 240 мг/м^3 массы. Шлиховое золото в количестве 1–5 знаков присутствует в аллювии рек Ак-Суг, Манчурек, Устю-Ишкин, Алды-Ишкин и Алаш. Широкое развитие оруденения золото-кварцевой формации в сочетании с благоприятными геоморфологическими условиями позволяют рассматривать район как перспективный на обнаружение промышленных россыпей. Прогнозные ресурсы золота категорий $P_2 + P_3$ оцениваются в 1,5 т [257, 283].

Деспенский золотороссыпной район охватывает сводово-глыбовое поднятие высокогорного хребта Восточный Танну-Ола, в осевой части которого значительные площади заняты поверхностями выравнивания и продольными депрессиями. Долины рек имеют переходный характер от горных к равнинным с развитием террас. Морфология долин котловинообразная с разложистыми бортами и реликтами древних озер. При выходе в котловины и на участках депрессий долины непропорционально расширены. Известные месторождения по рекам Улуг-Шанган и Ургайлыг с притоками (II-5-7, 9) относятся к аллювиальному пойменному типу, переходящему в верховьях в ложковый. Протяженность россыпей 0,5–7 км, ширина 10–20, изредка до 100 м, мощность аллювия 2–7 м, содержание

золота 1–3 до 5 г/м^3. Россыпи отработаны в период с 1909 по 1948 г., учтено добытого золота 470 кг. Целики и техногенные россыпи периодически отрабатываются и в настоящее время. Содержание золота по результатам эксплуатации 250–400 мг/м^3. Перспективы района связаны с разведкой террасовых русловых, ложковых россыпей и россыпей древней речной системы. Прогнозные ресурсы по категориям $P_2 + P_3$ оцениваются в 4 т золота [257, 283].

Тапса-Каахемский золотороссыпной район занимает юго-западную часть сводово-глыбового поднятия высокогорного хребта Академика Обручева и прилегающий мелкосопочник Кызыльской впадины. Россыпи известны с 1904 г. и в большинстве отработаны в предыдущие годы (I-5-3, 4, 5, 13, 14; I-6-1) или дорабатываются в настоящее время (I-6-8, 14). Основная часть россыпей русловые, реже встречаются террасовые, в мелких боковых притоках установлены аллювиально-делювиальные ложковые. Россыпь р. Байсют (I-6-14) деформирована долинным ледником, что привело к весьма неравномерному распределению линейной продуктивности и осложнило разведку. Протяженность россыпей 0,4–8 км, ширина — 10–80, иногда до 170 м, мощность торфов — от 2 до 6, на террасах до 8 м. При раздельной добыче отрабатывался пласт песков мощностью 0,6–1,2 м с содержанием золота 1–9 г/м^3. Добыто учтенного золота около 3 т. В настоящее время отрабатываются остаточно-целиковые и техногенные россыпи с более низким содержанием. Перспективы района связываются с разведкой террас и глубокозалегающих пойменных россыпей на продолжении ранее отработанных. Наличие шлиховых потоков указывает на возможность обнаружения россыпей в долинах, ранее не вовлекавшихся в эксплуатацию. Балансовые запасы россыпного золота Тапса-Каахемского района на 1.01.2003 г. составляют 210 кг, а прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2 + P_3$ оцениваются в 4,5 т [283].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Изучение ураноносности региона началось со второй половины 1940-х годов специализированными предприятиями 1-го Главного геологического управления (в настоящее время ФГУП «Урангео»), экспедициями спецуправления «Енисейстрой» и коллективами институтов — ВСЕГЕИ, ВИМС, МГРИ, Томского политехнического, Свердловского горного институтов и экспедициями АН СССР. В результате этих работ на территории листа M-46 выявлено два урановых месторождения, не вовлеченных в освоение, и более 30 проявлений и пунктов минерализации, некоторые из которых требуют дальнейшего изучения.

Наиболее значимые объекты, связанные с проявлением экзогенных процессов, представлены урановой формацией в пестроцветных отложениях средне-позднепалеозойских впадин. В составе формации выделяют три группы объектов. Первая приурочена к сероцветным и пестроцветным аллювиальным и прибрежно-озерным отложениям среднего—позднего девона. Рудогенез связан с развитием зон грунтового окисления на стадии формирования осадков. Объекты второй группы локализованы

в сероцветных преимущественно русловых отложениях позднего девона—раннего карбона. Урановое оруденение контролируется выклиниванием зон пластового окисления и очагами вторичного восстановления, обусловленными миграцией углеводородов (битумов). Рудные объекты третьей группы связаны преимущественно с синдиагенетическими процессами, роль концентратора и восстановителя урана в которых принадлежит органическому веществу угольного ряда и фосфатам. Оруденение приурочено к пестроцветным аллювиально-озерным и лагунно-озерным образованиям фамен-турнейского возраста.

Экзогенный урановый рудогенез приближен к эпохе образования рудовмещающих отложений. Наложенные процессы проявлены в среднем—позднем палеозое и, судя по имеющемуся фактическому материалу, развивались в течение значительного времени — от эпохи образования рудовмещающих отложений вплоть до раннего мезозоя (триас—юра) [85, 87].

Наиболее крупный объект первой группы — среднее по масштабам месторождение Онкажинское (II-4-3) — расположено в 20 км к северу от пос. Хову-Аксы и приурочено к северо-восточному крылу одноименной мульды. Оруденение располагается на девяти уровнях в отложениях джаргинской свиты верхнего девона. Продуктивная пачка — разнозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами — прослежена по простиранию по всей Онкажинской мульде, а по падению на глубину 900–1300 м. Рудные тела, тяготеющие к разветвленной системе палеорусел позднего девона, представляют собой линзы и пласты сложной морфологии. Их размеры по простиранию изменяются от первых десятков метров до первых километров. По падению прослежены от первых десятков до первых сотен метров. Содержание урана, присутствующего в настуране, коффините и уранофане, варьирует в широких пределах — 0,01–11,1 %, составляя в среднем по рудным телам 0,1–0,3 %. Средние содержания элементов-спутников (%): свинец — 0,04–0,047; цинк — 0,08–0,11; молибден — 0,012–0,045. Околорудная зональность проявлена в замещении альбита серицитом и пиритом в направлении от внешних зон к внутренним. Гипергенные изменения, наблюдаемые в сфере влияния неоген-четвертичных нарушений, проявлены в окислении, разубоживании и выносе урана современными кислородсодержащими водами. Зоны вторичного обогащения не выявлены. Возраст руд, установленный уран-свинцовым методом, составляет 320–180 млн лет.

Генезис месторождения трактуется как гидротермальный, стратиформный экзогенный, стратиформный полистадийный и гидрогенно-эпигенетический. Имеющийся материал свидетельствует о литолого-фациальном контроле оруденения палеорусловой системой позднего девона и позволяет предполагать возможность накопления урана в связи с грунтово-инфильтрационными процессами на стадии формирования осадков (экзодиагенез). В позднем палеозое и раннем мезозое на месторождении по зонам нарушений могли внедриться углеводороды, с биогенным окислением которых, по-видимому, следует увязывать околорудную пиритизацию и формирование восстановительного геохимического барьера по

зонам трещиноватости. Этим обусловлено наличие рудных прожилков и формирование богатых руд. В современную эпоху происходит разрушение тех участков месторождения, которые располагаются в условиях окислительной обстановки. Таким образом, можно допускать, что со среднего карбона до настоящего времени происходит перераспределение уранового оруденения.

На малом месторождении Восточно-Онкажинское (II-4-4), характеризующемся близкими геологическими условиями локализации оруденения, содержание урана ниже — 0,01–0,419 %, а в среднем по рудным телам — 0,028–0,066 %.

На проявлениях Элегестинское (I-4-25), Шевелигское и Усть-Тапсинское (I-5-2, 6) восстановительный геохимический барьер представлен углефицированным растительным детритом. Урановое оруденение на них сопровождается минералами меди, ванадия и селена. Характерным примером объектов второй группы является проявление Нижне-Улатайское (II-3-21), приуроченное к отложениям джаргинской свиты верхнего девона, на уровне, близком к Онкажинскому месторождению. Рудовмещающие среднезернистые, нередко гравелитистые песчаники с линзами алевритов и конгломератов представляют собой отложения веерной зоны аллювиально-пролювиальных конусов выноса. Песчаники пластово окислены. Зона пластового окисления (ЗПО) прослежена по простиранию на 4 км. Вдоль ее верхней и нижней границ, на контакте с сероцветными эпигенетически не измененными песчаниками установлены протяженные радиоактивные аномалии интенсивностью 30–50 мкР/ч. В них заключены отдельные рудные линзы интенсивно гематитизированных песчаников мощностью 0,2–0,8 м с содержанием урана 0,15–0,3 %. Минерализация представлена уранофаном, бета-уранотилом и казолитом, равномерно рассеянными в цементе песчаников. В повышенных содержаниях присутствуют молибден, цинк, свинец и торий. Абсолютный возраст оруденения — 200 млн лет, установленный уран-свинцовым методом, соответствует эпохе мезозойской тектоно-магматической активизации [168]. Проявление перспективное и требует дальнейшего изучения.

Ко второй группе относится также ряд проявлений урана, содержащих битумы и приуроченных, по-видимому, к очагам миграции углеводородов. В их числе Южно-Элегестское (II-4-1), Лесистое (II-4-6), Майское (II-4-7) и Весеннее (I-4-26). На Южно-Элегестском проявлении рудоносные верхнедевонские сероцветные песчаники обогащены органическим веществом с включениями битумов и гидроокислов железа. Последние представляют собой зону окисления. По морфологии залежи сопоставимы с рудными телами Онкажинского месторождения. Содержание урана в них составляет 0,011–0,122 %, в повышенных концентрациях присутствуют свинец, медь, цинк, мышьяк, барий, селен и ртуть. Проявление перспективно на выявление стратиформного месторождения уран-сульфидного типа.

На проявлении Лесистое, расположенном на северо-западном замыкании Онкажинской мульды, рудоносными являются известковистые битуминозные алевропесчаники нижнего карбона. Содержание в

линзообразных залежах (%): урана — до 0,11; свинца — 0,05; ванадия — 0,001; цинка — 0,004; молибдена — 0,002. На Майском проявлении рудоносные сероцветные песчаники джаргинской свиты заключают скопления органики угольного ряда, битумов и сульфидов.

Охарактеризованная выше вторая группа объектов, в связи с развитием зоны обогащения и наличием высококонтрастных геохимических барьеров, связанных с органическим веществом нефтяного ряда, может иметь практическое значение и поэтому требует дальнейшего специализированного изучения.

Третья группа объектов, включающая проявления Ирбетейское (II-4-15), Хамдытское (II-2-25), Ак-Тагское (I-4-7), Тымен-Худурукское (II-4-14) и ряд пунктов минерализации, в настоящее время имеет наименьшее практическое значение, что определяется их небольшими масштабами и низкими содержаниями урана.

Ирбетейское проявление приурочено к сопряжению двух синклинальных складок, крылья которых сложены отложениями илеморовской и атакшильской свит, а ядра — породами уюкской свиты среднего девона. Оруденение приурочено к низам разреза илеморовской свиты, к пластам черных и темно-серых фосфорсодержащих (P_2O_5 — 0,2–15,0 %) алевролитов лагунного происхождения. Активность урановосных алевролитов изменяется от 25 до 300 мкР/ч, содержание урана обычно не превышает сотых долей процента. Генезис оруденения осадочный, синдиагенетический.

На Хамдытском проявлении подобного генезиса установлено повышенное содержание ванадия — 0,03–0,1 %. Ресурсы урана не превышают первые десятки тонн при содержании 0,01–0,117 %. На Ак-Тагском проявлении в рудных пластах присутствует флюорит и повышенные концентрации редкоземельных элементов. На Тымен-Худурукском проявлении повышенные содержания урана (0,006–0,22 %) установлены в черных алевролитах илеморовской свиты среднего девона. Не исключено, что черные алевролиты мощностью не более 2 м битуминозны и в этом случае могут быть источником урана и широкого спектра элементов-спутников.

Кроме многочисленных проявлений урановой минерализации в континентальных осадочных толщах девонского-каменноугольного возраста, на территории установлено большое количество проявлений в других геологических ситуациях. Наибольший интерес представляют урановая минерализация с редкими землями и железом в связи с улатайским карбонатитовым комплексом (карасугский тип), урановая минерализация в ассоциации с минералами никеля, кобальта, серебра и висмута, то есть с элементами, типичными для так называемой «пятиэлементной рудной формации», и урановая минерализация окислительных геохимических фаций в радиогеохимически специализированных субаэральных вулканогенных породах.

К наиболее крупным объектам карасугского типа относятся собственно Карасугское месторождение (II-3-2), Улатайское, Тэльское и Южно-Чозское рудопроявления (II-3-12, 13, 15) комплексных руд, описанные

выше. Протоколом ВКЗ № 8492 от 1955 г. на Карасугском месторождении было учтено 114 млн т окисленных и первичных железных руд с содержанием урана 0,02 и 0,018 % соответственно. Остальные объекты отличаются от Карасугского месторождения меньшими размерами, меньшей изученностью, но принципиально сходны с ним по геологическим условиям локализации, строению и составу рудных залежей. В соответствии с ранее распространенными представлениями, месторождение относилось к постмагматическим гидротермальным образованиям [104, 117]. Позднее Д. О. Онтоев [117] обратил внимание на определенные черты сходства Карасугского месторождения с месторождениями редкоземельных карбонатитов. Эту точку зрения в дальнейшем развил А. В. Болонин [25, 26]. Исследованиями В. Е. Кудрявцева в 1980–1987 гг. было установлено, что оруденение карасугского типа занимает закономерное положение в профиле глинисто-карбонатной железистой коры выветривания, формировавшейся на породах фундамента речных долин в кайнозойский период и, по-видимому, продолжающейся формироваться в настоящее время. Эти представления подробно изложены в работах В. Е. Кудрявцева и Г. М. Шора в 1998 и 2001 гг. [85, 86].

Общей особенностью объектов «пятиэлементной формации» является неоднородность наборов компонентов на конкретных рудных объектах — преобладание одних и подчиненное или полное отсутствие других. Анализ показывает, что эта закономерность тесно связана с особенностями состава фундамента, на котором формировались рудные жилы. Достаточно отчетливо она выражена для урана, минералы которого – настуран и уранинит — в жилах фиксируются лишь в тех случаях, когда в составе фундамента в пределах или вблизи рудных полей имеются обогащенные ураном радиогеохимически специализированные породы. Наиболее крупными объектами этого типа являются Акольское (I-3-11) и Байтайгинское (II-1-1) рудопроявления, описанные выше. В пределах Акольского рудного поля установлено более 300 карбонатных и кварц-карбонатных жил, часть которых заключает арсениды и сульфоарсениды никеля, кобальта, железа, сульфиды меди, железа, цинка и свинца, и лишь в некоторых из них присутствует настуран. Содержание урана в жилах неравномерное и колеблется от тысячных долей до первых процентов, но в целом бедное. Руды Байтайгинского проявления характеризуются высокими (десятые доли %) содержаниями урана, что существенно отличает их от других объектов данной формации. К этому же типу относится незначительное по масштабам Алдысорское рудопроявление (I-2-6).

Объекты урановой минерализации в субаэральных радиогеохимически специализированных породах девонского возраста представлены Эдыгейским (II-1-3) и Тевеадырским (II-2-21) рудопроявлениями. Минерализация приурочена к зонам дробления кислых, обычно интенсивно измененных вулканогенных пород — лимонитизированных, гематитизированных, карбонатизированных и окремненных. Урановая минерализация свойственна преимущественно окислительным геохимическим фациям — силикаты, карбонаты, фосфаты и ванадаты урана. Образование ее, очевидно, тесно связано с формированием современной

зоны окисления. Участки с повышенными содержаниями урана не имеют четких ограничений и постепенно переходят в лишенные повышенных концентраций металла породы. Рудопроявления невелики по размерам и не имеют практического значения.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. В Сангиленской зоне Тувино-Монгольской системы среди гнейсов, кварцитов и мраморов, относимых к мугурской и тесхемской свитам, установлено несколько разобщенных участков с исландским шпатом, объединенных в Адырбудское рудопроявление (III-6-15). Рудное поле контролируется зоной дробления мощностью 0,1–0,4 км, прослеженной в субширотном направлении на несколько километров. На отрезке около 3 км в ней и оперяющих нарушениях установлены жилы и линзовидные тела кальцитового состава. Насыщенность рудного поля жилами местами значительная, но размеры тел невелики; мощность их измеряется сантиметрами, изредка достигая в раздувах первых метров. Кондиционное сырье, в количестве от 10 до 200 г/т, установлено на пяти участках в погребах с красно-бурой глиной, приуроченных к жильным и линзовидным кальцитовым телам трещин оперения. На Западном участке рудопроявления получено 90 кг кондиционного исландского шпата [253]. Прогнозные ресурсы проявления определены в 400 кг [255].

Горный хрусталь. Хрусталеносные кварцевые жилы установлены в терригенных породах верхнего девона и раннего карбона в центральной части Тувинского прогиба (II-3-9). Жилы мощностью 0,7–1,0 м и длиной до 20 м сложены молочно-белым кристаллическим кварцем с занорышами, выполненными кристаллами водяно-прозрачного горного хрусталя размером 0,5–2 см [24]. Качество кристаллов не определялось, однако не исключена возможность обнаружения занорышей с кондиционным сырьем.

Флюорит оптический. Небольшое месторождение и рудопроявления флюорита, пригодного для получения оптических кристаллов, установлены в Западном Саяне в зоне Куртушибинского разлома.

Месторождение Аксугская площадь (I-1-15) объединяет шесть участков с флюоритовой минерализацией в полосе, вытянутой вдоль разлома почти на 10 км. В пределах рудного поля среди сланцев ишкинской и сютхольской свит венд-кембрийского возраста оконтурено 25 рудных тел жильной формы мощностью 0,12–0,81 м и протяженностью 2,6–33 м. Жилы сложены бесцветным, зеленоватым и бледно-фиолетовым флюоритом (73–91 %), кварцем и обломками вмещающих пород. На отдельных участках в жилах содержится вкрапленность халькопирита, пирита, борнита и блеклых руд в количестве до 1–3 %. В целом рудные тела не выдержаны по мощности и качеству флюорита. Технологические испытания показали

возможность выращивания оптических кристаллов марок ФК-8 и ФК-21. Запасы категории C_2 составляют 1515 т, прогнозные ресурсы категории P_1 оцениваются в 2616 т флюорита [190].

На рудопроявлении Ак-Сумон -II (I-1-14), расположенном на западном продолжении Аксугского месторождения, установлено около 10 флюоритовых жил мощностью 0,1–0,3 м (в раздувах до 1,5 м) и протяженностью до 900 м. Среднее содержание флюорита по жилам составляет 39,4 %. Прогнозные ресурсы на глубину 100 м по категории P_2 оцениваются в 30,7 тыс. т флюорита [163].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин. Пирит является непременным компонентом рудопроявлений колчеданно-полиметаллической формации, расположенных в Ондумской зоне Верхне-Енисейской системы. Ресурсы колчеданных руд по этим объектам не оценивались, но могут быть значительными. В Западном Саяне в зоне Хемчикско-Куртушибинского разлома расположено Эдигейское колчеданное проявление (II-1-5). В пределах рудного поля площадью 8 × 2,5 км в отложениях алтынбулакской свиты ($V–Є_1al$) оконтурено 12 рудных тел, сложенных (%) пирротином (15–85), халькопиритом (0,5), марказитом (0,5) и сидеритом (до 10) [233]. Мощность тел 5–10, иногда до 50 м, протяженность 200–1000 м. При крутом падении оруденение прослежено на глубину 250 м. До глубины 30 м развита зона окисления, сложенная ячеистым лимонитом с редкими корочками малахита и смитсонита. Ресурсы пирротиновых руд не оценивались.

Флюорит (флюс, химическое сырье). Кроме Аксугского месторождения, высокие концентрации флюорита установлены в комплексных рудах Карасугского месторождения (II-3-2), охарактеризованного выше. В 114 млн т окисленных и первичных руд, учтенных протоколом ВКЗ № 8432 от 1955 г., содержание флюорита составляет 12 и 9 % соответственно. Технологическими исследованиями, проведенными ВИМСом в 1950-х годах, установлена возможность получения флюоритового концентрата удовлетворительного качества. По результатам доразведки 1978–1983 гг. ресурсы флюорита по категории P_1 на глубину 897 м оценены в 78 млн т при среднем содержании 11 % [313]. Предлагается учесть ресурсы флюорита в объеме ранее принятых балансовых руд (114 млн т) при среднем содержании 10 %, что составит 11,4 млн т, и отнести их к категории P_2.

Барит в рудах Карасугского месторождения учтен как попутный компонент. Баритовый концентрат, полученный при обогащении железных руд, пригоден для использования в качестве утяжелителя при приготовлении буровых растворов. По результатам доразведки 1978–1983 гг. ресурсы барита по категории P_1 на глубину 897 м оценены в 117 млн т при среднем содержании 14 % в окисленных и 17 % в первичных рудах [313]. На рудопроявлении Медное (I-5-8) оконтурено гематит-баритовое тело средней

мощностью 8 м и протяженностью 400 м. Ресурсы барита по категории P_2 на глубину 200 м оцениваются в 500 тыс. т [175] при среднем содержании 24,6 %.

Стронцианит. Запасы окиси стронция в рудах Карасугского месторождения учтены с содержанием 2 и 4 %. Однако, в отличие от других полезных компонентов, отмечается довольно неравномерное распределение целестина и баритоцелестина, связанное с образованием их в более позднюю автометасоматическую стадию [26]. Данные по получению концентрата стронцианита не приводятся.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. Содержание пятиокиси фосфора в единичных пробах рудных зон комплексных ильменит-апатит-магнетитовых рудопроявлений (I-3-29, 30; II-3-5), охарактеризованных при описании месторождений и рудопроявлений железа, достигает 15 %. На Кожейском проявлении в пегматоидных габбро содержание апатита в интервале шириной 5 м составляет 20–40 %. Формационная принадлежность оруденения не установлена, ресурсы апатита не оценивались.

Фосфорит. Практический интерес могут представлять рудопроявления (III-6-4, 13) Сангиленской зоны Тувино-Монгольской протерозойской системы, приуроченные к терригенно-карбонатным отложениям хапсугской свиты, датируемой рифеем. Выявленные фосфатоносные пачки при мощности до 10 м характеризуются сложным литологическим строением и неравномерной насыщенностью фосфатным веществом. По простиранию они прослежены на первые десятки, редко сотни метров. Содержание пятиокиси фосфора в штуфных пробах изменяется от 4 до 24 %, в бороздовых — 2–5 %. Незначительные параметры рудопроявлений не решают однозначно вопрос их практической значимости. Имеются данные [47, 144] о более молодом — венд-кембрийском возрасте фосфатоносных отложений, к которым приурочено Хубсугульское месторождение фосфоритов в Республике Монголия.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Пегматит керамический. В качестве керамического сырья могут рассматриваться пегматиты чжаргалантского гнейсогранитового комплекса ($\rho PR(PZ_1)\check{c}$), развитые в Сангиленской зоне Тувино-Монгольской системы. На Моренском рудопроявлении (III-6-11), на двух разобщенных участках площадью 0,7 км^2 каждый, оконтурена 41 пегматитовая жила мощностью 0,2–6,0 м и протяженностью от 2 до 180 м [8]. По результатам задиркового опробования жил обоих участков содержание чистого калиевого полевого шпата составляет 38 %, в срастании с кварцем — 27 %, кварца — 25 %. По данным лабораторно-технологических испытаний, при условии обогащения трехкратной магнитной сепарацией полевой шпат

пригоден для изготовления высококачественной керамики. Прогнозные ресурсы проявления оцениваются в 29 тыс. $м^3$ по категории P_2 [253].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотиловый. Рассматриваемая территория входит в число промышленных асбестоносных провинций, потенциал которой на сегодняшний день определяется эксплуатируемым Ак-Довуракским (II-1-13), разведанным Саянским (расположено за северной рамкой площади) месторождениями и целым рядом более мелких объектов. Минерализация представлена хризотил-асбестовой апогипербазитовой формацией, генетически связанной со становлением актовракского и иджимского дунит-гарцбургитовых комплексов позднерифейского(?) возраста. Промышленное значение имеет оруденение баженовского подтипа с волокном нормальной прочности, реже с ломкими разновидностями. Пространственное положение рудных объектов определяется их приуроченностью к гипербазитовым массивам в пределах офиолитовых поясов и зон меланжа серпентинитового и сложного состава.

Ак-Довуракское месторождение приурочено к одноименному массиву размером 0,1–0,5 × 3,5 км, расположенному в пределах зоны меланжа сложного состава. Строение его зональное: центральная часть сложена слабо серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, которые постепенно сменяются хризотиловыми, хризотил-лизардитовыми и лизардитовыми серпентинитами, переходящими в краевых частях в рассланцованные разности. Будучи асбестоносным на всем протяжении, массив представляет собой единую асбестоносную залежь зонального строения. По направлению к центру с постепенными переходами выделяют: зону серпентинитов с просечками и единичными жилами, зону мелкой сетки, зоны неразвитых сложных и простых отороченных жил. Промышленный контур охватывает центральную часть залежи размером 2500 × 250 м. В средней части промышленного контура развиты сложные и простые жилы хризотил-асбеста, распространенные на площади 1750 × 130 м. Руды этой зоны характеризуются наибольшим (0,2–0,4 %) содержанием асбеста текстильных сортов. С севера и юга они оконтуриваются зоной неразвитых сложных жил, часто образующих сетку с размером ячеек от 0,1 до 1 м. Мощность зоны 50–70 м, содержание текстильного волокна падает до 0,04–0,1 %. Месторождение изучено до глубины 400–500 м, а отдельными скважинами — до 700 м. Балансовые запасы по категориям $B + C_1$ составляют 115,7 млн т руды (2,6 млн т волокна), по категории C_2 — 14,5 млн т руды (0,26 млн т волокна). Прогнозные ресурсы по категории P_1 оцениваются в 1,2 млн т [267, 313]. С 1963 г. на базе месторождения действовал ГОК «Тувaасбест» В настоящее время отрабатываются балансовые отвалы бедных руд.

Проявление Хонделекское (II-1-12) приурочено к Нижнехонделекскому массиву, расположенному в 8 км к западу от Ак-Довуракского месторождения. Массив прослежен магнитометрической съемкой на 9 км при ширине 0,2–0,6 км. Он локально обнажен в западной части,

восточная перекрыта рыхлыми отложениями мощностью 40–80 м. В обнаженной части установлены лизардитовые апоперидотитовые серпентиниты с просечками и мелкой сеткой хризотил-асбеста. По данным поискового бурения, проведенного в центральной части массива, изменений в петрографическом составе пород и характере минерализации не установлено. Восточная половина массива, перекрытая рыхлыми отложениями, не изучена. Имеющиеся геофизические материалы не исключают возможность выявления в погребенной части асбестоносной залежи протяженностью до 1 км. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 300 м по категории P_3 оцениваются в 675 тыс. т волокна с содержанием 1,8 % [313].

Кроме Ак-Довуракского и Хонделекского, в пределах Ак-Довуракской зоны меланжа известно еще 16 гипербазитовых массивов общей площадью около 32 км^2. В период с 1962 по 1989 г. практически на всех проведены специализированные поиски с применением горно-буровых работ. Убогая минерализация в виде просечек, единичных жил и, реже, мелкой сетки установлена в пределах большинства изученных массивов. По сочетанию серпентиновых минералов, содержанию волокна и масштабам проявления оруденения они получили отрицательную оценку на предмет обнаружения промышленных объектов. Общие ресурсы хризотил-асбеста Акдовуракской рудной зоны составляют 1,2 млн т по категории P_1 и 0,7 млн т по категории P_2.

В пределах Шуйской зоны меланжа, расположенной в 35 км южнее Ак-Довуракской, известно шесть гипербазитовых массивов размером от 0,3 × 0,5 до 13 × 0,2–1,5 км. В четырех из них — Шуйском, Кодейском, Аянгатинском и Талдыгаринском установлены просечки и жилы хризотил-асбеста, не имеющие практического значения.

На Малоаянгатинском рудопроявлении (II-1-29) минерализация приурочена к лизардитовым серпентинитам вблизи контакта с пироксенитами и габбро. Чаще всего это просечки, параллельные контакту, реже — сложные жилы мощностью 0,2–2 м и протяженностью до 10 м. Содержание волокна на интервал в 20 м не превышает 1 %. Принадлежность оруденения к карачаевскому подтипу и неблагоприятный первичный состав пород исключает прогноз баженовского оруденения на глубину. Бесперспективными по результатам поисков признаны и остальные массивы зоны [196].

В пределах Южно-Тувинского офиолитового пояса известно 17 массивов и групп тел гипербазитов общей площадью около 90 км^2. На шести из них установлена незначительная по масштабам минерализация в виде просечек, одиночных жил и, иногда, мелкой сетки хризотил-асбеста. Существенно дунитовый состав массивов, преобладание лизардитовой серпентинизации в сочетании с интенсивной тектонической переработкой пород в краевых частях являются неблагоприятными факторами для выявления в Южно-Тувинском поясе промышленных месторождений эластичного хризотил-асбеста баженовского подтипа. Определенный интерес могут представлять залежи эластичного и ломкого хризотил-асбеста, установленные на Кускунугском месторождении (III-6-1).

Месторождение приурочено к одноименному массиву размером 5 × 0,3–0,6 км, сложенному апоперидотитовыми серпентинитами лизардит-хризотилового, хризотил-антигоритового и антигоритового состава и карбонат-тальковыми породами. Рудное тело, оконтуренное в центральной части массива среди лизардит-хризотиловых серпентинитов, имеет размеры 140 × 250 м. Руды мелкосетчатые с длиной волокна 2–10 мм. Среднее содержание эластичного асбеста I–VI сорта составляет 2,5 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 на глубину 200 м оцениваются в 440 тыс. т волокна [189, 313]. На западном и восточном флангах рудного тела в зоне, переходной от тальк-карбонатных пород к серпентинитам с нормальным асбестом, выявлены две залежи ломкого хризотил-асбеста. Первая — Главная — имеет параметры 160 × 40 м и сложена хризотил-антигоритовыми серпентинитами с мелко- и крупносетчатыми рудами. Среднее содержание ломкого волокна суммы сортов АК-VII — 3,58 %, в том числе сортов АК-III — 1,26 %. Вторая — Восточная — прослежена на 140 м при ширине 10–25 м. Асбест образует сетчатые жилы в интенсивно карбонатизированных серпентинитах. Среднее содержание ломкого волокна суммы сортов АК-VII составляет 1,59 %, в том числе АК-III — 0,8 %. Запасы волокна, подсчитанные на глубины 80 м, по категории C_2 составляют 31,4 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории P_1 на глубину 200 м оцениваются в 48,6 тыс. т [313]. По качественным параметрам ломкий хризотил-асбест пригоден для изготовления фильтрующих материалов специального назначения. Возможно увеличение ресурсов ломкого асбеста примерно в два раза в зоне перехода от серпентинитов с нормальным асбестом к тальк-карбонатным породам по периметру рудного тела эластичного асбеста.

В пределах Каа-Хемского офиолитового пояса установлены многочисленные апогипербазитовые тела протяженностью сотни и шириной десятки метров. По составу это преимущественно тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы, развивающиеся по антигоритовым серпентинитам. Асбестоносность проявлена крайне слабо, что связано с небольшими размерами тел, их полной серпентинизацией и интенсивным проявлением процессов антигоритизации, отталькования и карбонатизации. Известные проявления просечковой асбестизации представляют только минералогический интерес.

Хемчикско-Куртушибинский офиолитовый пояс представлен на рассматриваемой территории своим юго-западным окончанием, известным под названием Шомшум-Урбунской зоны. В составе ее установлено около 50 массивов и линз гипербазитов линейной формы, подчиненных складчатым структурам вмещающих отложений. Крупные массивы площадью до 3 км^2 единичны; обычно протяженность тел гипербазитов сотни метров при ширине десятки—первые сотни метров. Как правило, гипербазиты полностью серпентинизированы в лизардитовой и лишь в отдельных случаях — лизардит-хризотиловой стадии. Установленные пункты минерализации хризотил-асбеста представлены просечками, реже мелкой сеткой и простыми жилами. Перспективы зоны на выявление промышленных объектов ограничены.

Тальк, тальковый камень. Немногочисленные проявления талька и талькового камня относятся к апогипербазитовой тальковой формации и локализуются в пределах Южно-Тувинского и Каахемского офиолитовых поясов. Наиболее перспективное проявление Улорское (III-6-2) приурочено к восточному окончанию одноименного массива. Рудопроявление состоит из двух разобщенных участков — Улор I и Улор II. На участке Улор I в полосе серпентинитов шириной 150 м и протяженностью 4000 м оконтурено шесть линзовидных тел талькового камня размером 100–900 × 10–60 м. Рудные тела сложены тальком (46–48 %), магнезитом (50–52 %), серпентином, тремолитом, магнетитом и хромитом. Тальковый камень легко обогащается магнитной сепарацией с получением высококачественного талька и магнезита. Участок Улор II характеризуется близкими масштабами оруденения и таким же качеством камня. Ресурсы проявлений оцениваются в 4,5 млн т талькового камня [253] по категории P_2. В пределах Каахемского пояса на проявлении I-6-7 установлено несколько линзовидных тел карбонат-талькового состава с содержанием талька 60–70 %. Качество камня и ресурсы проявления не определялись.

Графит. Проявления и пункты минерализации, относящиеся к графитовой метаморфической формации, установлены в раннепротерозойских отложениях Сангиленской зоны Тувино-Монгольской системы.

На проявлении железа Мугурское (III-6-8) среди кристаллических сланцев мугурской свиты ($PR(PZ_1)mg$) вскрыты три пачки графитовых сланцев с мелкочешуйчатым графитом мощностью 10–60 м. Одна из них с содержанием графита 5–15 % прослежена по простиранию на 8000 м при мощности 20–30 м. Три горизонта графитовых сланцев мощностью 5–12 м на этом же стратиграфическом уровне установлены в пункте минерализации III-5-6.

На рудопроявлении Суратское (III-6-12) среди мраморов балыктыгхемской свиты (R?*bl*) установлена пачка графитсодержащих сланцев, вмещающая линзы богатых руд с содержанием графита 20–30 %. В составе сланцев определены (%) кварц (40–50), биотит и амфибол (20), полевые шпаты (10). На отрезке в 300 м оконтурено несколько линзовидных тел мощностью до 30 м. Технологическими исследованиями установлена хорошая обогатимость графитовых сланцев флотационным методом. Выход концентрата графита класса 0,075 составляет для графитсодержащих сланцев 7–10 %, для богатых руд — 15–21 % [103]. Прогнозные ресурсы проявления на глубину 100 м могут оцениваться в 180 тыс. т по категории P_2.

Цеолиты. Единственное проявление цеолитов установлено в северной части Улугхемской впадины на участке Каменный (I-5-1). Минерализация приурочена к верхней половине разреза актальской свиты (C_1ak), характеризующейся повышенной ролью пепловых туфогенных пород. Выделены две рудные зоны мощностью 5 и 21 м при среднем содержании цеолитов гейландит-клиноптилолитового состава 17 и 18 %. По простиранию зоны прослежены на 1200, а по падению — на 130 м. По результатам поисковых работ ресурсы проявления оцениваются в 1,6 млн т [184].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Нефрит. Рудопроявление Агардагское (III-5-4) расположено в центральной части одноименного массива в полосе шириной 0,5 км, вытянутой вдоль зоны разлома на 3 км. Оконтурено девять линзообразных тел нефрита мощностью 0,4–3 м и протяженностью 5–28 м. Нефрит имеет темно-зеленый, фисташково-зеленый цвет и сложен спутанно-волокнистым агрегатом актинолита с включениями рудных минералов и хлорита. Значительным дефектом камня является сланцеватость. За исключением сланцеватых разностей нефрит хорошо принимает полировку и имеет высокую (5–10 мм) просвечиваемость. Прогнозные ресурсы по категории P_2 оцениваются в 95 т [187, 215].

Агальматолит. В зоне юго-западного окончания Хемчикско-Куртушибинского разлома среди вторичных кварцитов установлены четыре залежи агальматолита общей площадью 2500 м^2 (II-1-10). Отмечается приятный желтый оттенок и высокое качество камня.

Брекчия. Рудопроявление Кужебазинское (I-2-4), расположенное в Западном Саяне, приурочено к зоне дробления эффузивов кендейской свиты нижнего девона. Оконтурено три тела брекчированных риолитовых порфиров с прожилками азурит-малахитового состава. Порода хорошо принимает полировку и по виду напоминает «элатский камень». Рекомендуется для мелких ювелирно-поделочных и мозаичных работ. Прогнозные ресурсы оцениваются в 12 тыс. м^3 [187, 215] по категории P_2.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Производственное и жилищное строительство в Республике Тыва, в силу особенностей географического положения, базируется в основном на местных строительных материалах. В период расцвета строительной индустрии в 1980–1988 гг. по заявкам Министерства сельского хозяйства Тувинской АССР выполнен большой объем поисково-разведочных работ по созданию минерально-сырьевой базы строительных материалов. Полная сводка месторождений и проявлений стройматериалов и сырья для его производства по состоянию на 1.01.1993 г. приведена в работе [311], где собрано более 150 объектов, 66 из которых учтены Госбалансом. На предлагаемой карте они показаны в значительно сокращенном объеме, но с сохранением видового состава и особенностей пространственного размещения. Анализ соотношения цифр балансовых запасов и потребности строительной индустрии [311] позволяет констатировать, что созданный на территории потенциал минерально-сырьевой базы стройматериалов высокий, а по некоторым видам сырья — глинистые породы для кирпично-черепичного производства, песчано-гравийные материалы — даже избыточный. В то же время ощущается дефицит или полностью отсутствует сырье для производства керамических изделий, стекла и качественного силикатного кирпича.

Карбонатные породы

Известняки для производства извести. Сырьем для производства извести служат породы преимущественно кембрийского возраста, характеризующиеся качественным химическим составом и невысокой степенью метаморфизма. По состоянию на 1.01.1993 г. на площади балансом учтено восемь месторождений с запасами категорий $A + B + C_1$ немного больше 30 млн т, категории C_2 — 0,4 млн т [311]. Из них треть запасов приходится на Баянкольское (I-4-5), Чаданское (II-2-6), Хову-Аксинское (II-4-9) и Самагалтайское (III-6-6) месторождения. Запасы еще пяти разведанных месторождений балансом не учтены.

На Баянкольском месторождении разведан блок известняков размером 5000 × 150–205 м. Мощность перекрывающих отложений не превышает 1,6 м. Сырье пригодно для получения первосортной извести. Запасы категорий $A + B + C_1$ на глубину 80 м составляют 1,7 млн т [311]. На Чаданском месторождении, расположенном в 40 км восточнее г. Чадан, разведан блок известняков мощностью 23–115 м, размером 200 × 230–290 м. Мощность перекрывающих отложений достигает 4 м. Сырье пригодно для получения строительной извести. Запасы категорий $A + B + C_1$ составляют 6,7 млн т [311]. Запасы известняков Хову-Аксинского месторождения для производства извести по категории $A + B + C_1$ — 2 млн т, в том числе удовлетворяющих требованиям для цементного производства — 1,7 млн т [311]. В период с 1969 по 1971 г. для получения строительной извести отработано 32 тыс. т сырья. В настоящее время месторождение законсервировано. На Самагалтайском месторождении разведан блок мраморизованных известняков с запасами категорий $A + B + C_1$ в 0,8 млн т [311]. Сырье обеспечивает выход строительной извести первого сорта.

Перечисленные месторождения карбонатных пород для производства извести комплексно можно использовать для получения щебня, строительной крошки и известковой муки, удовлетворяющих по качеству соответствующим ГОСТам. Балансовые запасы карбонатного сырья для производства извести и других стройматериалов на известково-вяжущей основе обеспечивают потребность региона на долгосрочную перспективу.

Глинистые породы

В пределах площади расположено 47 объектов глинистого сырья, из них 33 относятся к рангу месторождений, в числе которых 25 учтены Госбалансом по состоянию на 1.01.1993 г. [311]. Суммарные балансовые запасы сырья категорий $A + B + C_1$ составляют более 20 млн т, категории C_2 — 9 млн т. Практически вблизи каждого районного центра находится одно-два месторождения с разведанными запасами. Часть из них — Кызыл-Мажалыкское, Шуйское (II-1-14, 25), Шеминское (II-2-2), Сосновское (II-5-4) и др. — законсервированы после частичной отработки, некоторые — Красный Яр (I-5-23) — интенсивно эксплуатируются в настоящее время. В эксплуатацию вовлечены в основном глины

и суглинки аллювиальных и элювиально-пролювиальных образований миоцен-четвертичного возраста, реже мел-палеогеновой коры выветривания.

Глины кирпичные. Приведенные выше цифры запасов глинистого сырья являются сырьевой базой для производства кирпича марок «75»–«200». Учитывая, что в 1992 г. на трех действующих заводах (Кызыльском, Кызыл-Мажалыкском и Усть-Элегестинском) произведено около 20 млн штук кирпича, разведанные запасы с избытком закрывают потребность отрасли на долгую перспективу. 60 % произведенного в 1992 г. кирпича выпущено из сырья месторождения Красный Яр. Продуктивный горизонт глин линзовидной формы оконтурен среди делювиально-пролювиальных отложений краевой части Улугхемской впадины. При мощности 3–9,8 м и максимальной ширине 600 м он прослежен на 1200 м. Глинистая составляющая представлена гидрослюдами, бейделлитом и монтмориллонитом с незначительной примесью карбонатного и органического вещества. Мощность вскрышных пород изменяется от 0 до 6 м. Запасы по категориям $A + B + C_1$ составляют 2,8 млн $м^3$ глины [311].

До 1993 г. интенсивно эксплуатировалось Кызыл-Мажалыкское месторождение, расположенное в 7 км к югу от г. Ак-Довурак. В аллювиальных отложениях надпойменной террасы р. Хемчик разведан пласт суглинков мощностью 0,3–1,7 м, шириной 150–460 м и протяженностью 1260–2200 м. Мощность вскрышных пород не превышает 0,4 м. Сырье обеспечивало выработку строительного кирпича марки «75». Запасы категорий $A + B + C_1$ составляли 608 тыс. $м^3$ [311]. Месторождение долгое время обеспечивало работу Кызыл-Мажалыкского завода производительностью около 1 млн штук кирпича в год. В настоящее время законсервировано с остатком запасов категории C_1 в 13 тыс. $м^3$.

В качестве резерва рассматривается Шеминское месторождение, расположенное в 40 км к востоку от г. Ак-Довурак. В пролювиальных плиоценовых отложениях временных потоков разведана линзообразная залежь глин мощностью 3–16 м, шириной 150–480 м и протяженностью до 2400 м. Глины перекрыты песчаными отложениями мощностью 0,5–6 м. Полузаводскими испытаниями установлена пригодность сырья для получения строительного кирпича марки «150». Запасы категорий $A + B + C_1$ составляют 1969 тыс. $м^3$ [311].

Глины черепичные. Собственного черепичного производства в регионе нет. Для изготовления черепицы применяются легкоплавкие пластичные глины, в целом близкие по составу к глинам для кирпичного производства. Из многочисленных месторождений кирпичных глин наиболее полно удовлетворяют требованиям черепичного производства глины месторождений Шуйское, Шеминское и Красный Яр. Запасы указанных месторождений стоят на балансе глин для производства кирпича. По величине запасов каждое из месторождений обеспечивает производство черепицы в необходимых количествах. Месторождение Шуйское (II-1-25) находится в 40 км юго-западнее г. Ак-Довурак. В отложениях неогеновой коры

выветривания оконтурена линзообразная залежь глин мощностью 4–16 м, длиной 950 м при ширине до 540 м. Качественные показатели сырья обеспечивают возможность производства черепицы. Балансовые запасы месторождения категорий $A + B + C_1$ на 1.01.1993 г. составляли 413 тыс. $м^3$, категории C_2 — 2381 тыс. $м^3$ [311].

Глины керамзитовые. В качестве сырья для производства керамзита на стадии лабораторно-технологических исследований изучалось Шуйское месторождение. При введении в сырье 1% мазута при температуре 1050–1100°С получен керамзит объемной массы в пуске 0,68–0,41 $г/см^3$ с увеличением объема в 2,1–4,5 раза. Вследствие несоответствия сырья по содержанию крупнозернистых включений необходимо предусмотреть предварительную очистку. Запасы глин стоят на балансе сырья для производства строительного кирпича.

Глины для цементного производства. На 1.01.1993 г. на балансе запасов с целевым назначением «цементное сырье» числилось Карачатское месторождение глин, расположенное в 15 км юго-западнее г. Шагонар. В качестве резерва рассматривается Хову-Аксинское месторождение (II-4-8), на котором разведана линзовидная залежь глин мощностью 4–5 м размером 300 × 600 м. Средняя мощность вскрыши составляет 0,5 м. По результатам полузаводских испытаний с известняками одноименного месторождения получен портланд-цемент марки «400». Запасы месторождения по категориям $B + C_1$ составляют 672,6 тыс. т [311].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал (ПГМ). По состоянию на 1.01.1993 г. балансом на площади учтено 12 месторождений песчано-гравийных материалов, в том числе показанные на карте Шагонарское (I-3-25), Ийи-Тальское (I-4-17), Енисейское (I-5-16), Барлыкское (II-1-19) и Орашское (II-3-19), с суммарными запасами категорий $A + B + C_1$ в количестве 38,2 млн $м^3$ [311]. Эти запасы полностью закрывают потребность региона в ПГМ на ближайшее и отдаленное будущее, исходя даже из оптимистического прогноза годового потребления в 300–500 тыс. $м^3$ сырья. Широкое развитие аллювиальных отложений позволяет удовлетворять потребности в гравии и щебне за счет природного гравия и щебня, получаемого дроблением крупной фракции ПГМ. Получение щебня за счет дробления скальных пород не практикуется. Прочностные характеристики материала аллювия обеспечивают получение необходимых марок бетона.

Пески для производства бетона. Основным сырьем для производства бетонов служат ПГМ. Собственно пески, несмотря на значительную распространенность эоловых и аллювиальных разностей, в производстве бетона используются редко. Это объясняется невыдержанностью зернового состава, главным образом значительной примесью глинистой и иловой

составляющей. Для таких песков с целью удаления тонкодисперсной фракции требуется предварительное обогащение методом промывки. На 1.01.1993 г. на балансе числилось четыре месторождения с суммарными запасами по категориям А + В + C_1 8,9 млн м^3 песков [311]. На Сенекском месторождении (I-4-18) разведана залежь аллювиальных песков мощностью 5,6–11 м размером 800 × 100–200 м. Запасы категорий А + В + C_1 составляют 0,7 млн м^3 [311]. Значительное количество месторождений ПГМ с хорошим качеством сырья и рациональной географией размещения, наряду с имеющимися месторождениями песков для бетона составляют достаточную базу для настоящей и перспективной потребности в этом виде сырья.

Пески для приготовления строительных растворов. На 1.01.1993 г. на балансе числилось четыре месторождения песков с суммарными запасами по категориям А + В + C_1 в количестве около 6 млн м^3 [311]. Месторождения приурочены к верхнечетвертичным и современным аллювиальным отложениям крупных рек. На месторождении Шеминское (II-2-1) среди аллювиальных отложений надпойменной террасы р. Шеми разведан продуктивный горизонт мощностью 4,4–5,3 м, размером 240 × 280 м. Пески пригодны для изготовления строительных растворов марки «25». Месторождение не эксплуатируется.

Пески для производства силикальцитных изделий. Наиболее удовлетворяют требованиям силикальцитного производства эоловые пески с однородным зерновым и минералогическим составом. С этой целью разведано Шагонарское месторождение (I-3-26), расположенное в 5 км юго-восточнее г. Шагонар. Продуктивная толща представляет собой горизонтально залегающий пласт эоловых песков мощностью 8,7–22,5 м, изученный на площади 0,64 км^2. Полузаводскими испытаниями установлено, что пески месторождения с добавлением извести пригодны для производства силикатного рядового и лицевого кирпича марок «125» и «150». Запасы месторождения по категориям А + В + C_1 составляют 11 млн м^3, категории C_2 — 1,3 млн м^3 [311]. На Чер-Чарском месторождении (II-1-15) продуктивная толща представлена эоловыми песками мощностью 2–7 м. По данным лабораторно-технологических испытаний сырье пригодно для производства силикальцитных изделий. Запасы месторождения по категориям А + В + C_1 составляют 2,3 млн м^3 [311]. Разведанные запасы сырья обеспечивают возможность производства силикальцитных изделий в наиболее крупных промышленных центрах региона — городах Ак-Довурак и Шагонар.

Пески формовочные. По данным [184], эоловые пески Усть-Элегестского месторождения (I-4-22) могут использоваться в качестве формовочных песков марки К-100/50. Запасы сырья по категории C_2 составляют 8 млн т.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. Месторождение Актальское (II-4-12) расположено в юго-восточном борту Тувинского прогиба среди карбонатно-терригенных пород ихейской свиты (D_2ih). В пределах рудного поля в зонах дробления, выполненных перетертой массой с обломками известняков и алевролитов, оконтурено пять линзообразных тел гипсового камня с содержанием гипса 65–95 %. При средней мощности 2,5–4,0 м они прослежены в субширотном направлении на 130–300 м. Падение линз крутое на юг и юго-восток под углами 60–80° согласно с вмещающими породами. Гипс относится к I–III сортам и может быть использован для производства алебастра и в качестве добавки к цементу. Запасы месторождения по категории C_1 составляют 63 тыс. т, категории C_2 — 273 тыс. т [311]. Невысокое качество гипсового камня, ограниченные запасы и сложные условия залегания ставят месторождение в разряд малопривлекательных.

Проявление Мугурское (III-1-13), расположенное вдоль зоны Каргинского разлома, представлено двумя разобщенными участками — Хурен-Тайгинским и Пограничным. На первом оконтурено три рудных тела размером 3–12 × 30–100 м с содержанием гипса 87–93 %. На втором, расположенном в 3 км юго-западнее, выявлено семь рудных тел размером 1,9–6 × 25–60 м с содержанием гипса 87–94 %. По качественным показателям гипс относится к I–III сортам и может использоваться в строительстве и цементном производстве. Запасы категории C_2 обоих участков составляют 107 тыс. т, прогнозные ресурсы P_1 — еще столько же [311]. Имеются перспективы значительного увеличения запасов за счет выявления новых участков [201].

СОЛИ

Галит. Дус-Дагское месторождение (II-3-22) каменной соли приурочено к красноцветным молассовым отложениям эйфельского возраста, залегающим в виде моноклинали близширотного простирания с падением на север под углами 40–60°. Продуктивная залежь представляет собой линзовидное тело протяженностью 1040 м. Общая мощность соленосной толщи 350 м, в том числе каменной соли — 320 м. Наряду с галитом присутствует сильвин в количестве до 3 %. По химическому составу месторождение удовлетворяет требованиям, предъявляемым к кормовой соли. До 1983 г. на месторождении действовал карьер с годовой производительностью порядка 8–10 тыс. т. За время действия добыто в качестве животноводческой подкормки около 156 тыс. т соли [281]. На 1.01.2004 г. на месторождении числилось запасов категорий $B + C_1$ 6639,1 тыс. т [214]. Существуют перспективы увеличения запасов за счет изучения дальних флангов месторождения, ресурсы которых оцениваются нами по категории P_1 в 7000 тыс. т.

В небольших количествах поваренная соль добывалась из вод оз. Дус-Холь (III-5-2). Запасы соли не определялись.

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Чедерское месторождение (I-5-26) минеральных вод расположено в 35 км юго-восточнее г. Кызыл. В терригенных отложениях раннего силура на глубине от 2 до 105 м вскрыт горизонт минеральных лечебных вод общей мощностью 195 м. Воды относятся к лечебно-столовым без специфических компонентов, лечебным и купальным. Питьевые лечебно-столовые воды — хлоридные смешанные по катионному составу, слабоминерализованные (1,8–5,7 г/дм^3). Питьевые лечебные воды по химическому составу сульфатно-хлоридные магниево-натриевые и хлоридные смешанные по катионному составу с минерализацией 5,3–12,4 г/дм^3. Купальные воды — сульфатно-хлоридные магниево-натриевые с высоким содержанием органического вещества. На месторождении разведано несколько участков с суммарными эксплуатационными запасами 0,213 тыс. м^3/сут, в том числе подготовленными для промышленного освоения — 0,17 тыс. м^3/сут. В настоящее время эксплуатируются два участка (скважины № 207а и 234) для бальнеолечения и розлива [222]. В современных отложениях оз. Чедер на площади 5,2 км^2 разведан горизонт лечебных среднесульфидных грязей мощностью 0,9 м (I-5-27). Запасы месторождения составляют 3640 тыс. м^3 [184]. Грязи в комплексе с водами используются для бальнеологического лечения.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Площадь листа является частью Алтае-Саянской минерагенической провинции, в которой выделяются две минерагенические субпровинции: каледонская Западно-Саянская и салаирская Верхне-Енисейская, различающиеся своими структурно-вещественными и минерагеническими особенностями. Сочленение субпровинций происходит по системе разломов северо-восточного простирания, являющихся долгоживущими и контролирующими разнотипную минерализацию. Выделяются протерозойская (байкальская) минерагеническая эпоха, продуктивная на железистые кварциты, керамическое сырье и фосфориты (Сангиленская минерагеническая зона). Каледонская минерагеническая эпоха характеризует Западно-Саянскую минерагеническую субпровинцию. Эта эпоха специализирована на хромиты, платиноиды, асбест, вольфрам, золото, кобальт, железо, медь, флюорит, нефритовое и жадеитовое сырье. Салаирская минерагеническая эпоха отвечает становлению Верхне-Енисейской минерагенической субпровинции. С этой эпохой связано образование проявлений и месторождений хромитов, платиноидов, железа, золота, свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама. Минерагеническая эпоха средне-позднепалеозойской активизации, по мнению авторов, соответствует посторогенному этапу развития Западно-Саянской каледонской системы и продуктивна на уран, свинец, цинк, золото, цеолиты, каменные соли, гипсы. Мезозойская минерагеническая эпоха, отвечающая этапу мезозойской тектоно-магматической активизации, является наиболее продуктивной для данной площади, характеризуется появлением расколов в консолидированном фундаменте, трассируемых дайковыми поясами базальт-долеритовой и лампрофировой формаций и карбонатитами. С эпохой связано продуктивное медно-никель-кобальтовое, железо-барит-флюорит-редкоземельное, золотое, ртутное, урановое оруденение и уголь. В кайнозойскую минерагеническую эпоху сформированы россыпные месторождения золота, кирпичное и керамическое сырье, лечебные грязи, минеральные и питьевые воды.

Основой минерагенического районирования субпровинций являются минерагенические зоны (МЗ), отвечающие структурно-формационным зонам конкретных геоструктур и характеризующиеся взаимосвязанным комплексом геологических и рудных формаций, свойственным определенным геотектоническим этапам развития земной коры.

ВЕРХНЕ-ЕНИСЕЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Минерагенические зоны протерозойской минерагенической эпохи

Сангиленская минерагеническая зона (*I*) отвечает байкальскому Западно-Сангиленскому выступу. Структуры выступа интенсивно переработаны салаирской складчатостью и характеризуются широком развитием гранитоидных массивов сархойского комплекса. В пределах выступа выделяются гнейсы и кристаллические сланцы протерозойского складчатого основания, перекрытые карбонатно-терригенным чехлом рифейских отложений. В гнейсах и кристаллических сланцах комплекса основания выделяются горизонты железистых кварцитов мощностью от 6 до 45 м, прослеженные на 2,2 км при содержании железа 32–39 % и объединенные в Эрзинский железорудный район (I.1) с общими ресурсами руды по категории P_2 в 180 млн т. Перспективы открытия более крупных объектов невелики. В пределах распространения балыктыгхемской свиты находятся проявления чешуйчатого графита с содержаниями 5–15 %. Мощность графитсодержащих пачек колеблется от 10 до 60 м [103]. Они прослежены по простиранию до 8 км. Все это позволяет предполагать здесь перспективы выявления месторождений графита с хорошим качеством. Термический анализ показал высокую степень метаморфизма углеродистого вещества [8]. В метаморфических породах мугурской, тесхемской свит широко развиты жилы керамических пегматитов чжаргалантского комплекса, пригодных для получения высококачественной керамики и мусковитового сырья.

Вопрос о практической значимости комплекса полезных ископаемых в Сангиленской минерагенической зоне остается открытым в связи с удаленностью Эрзинского железорудного района от путей сообщения и энергетических ресурсов. Карбонатно-терригенный чехол рифейского возраста в объеме хапсугской и аймакской свит характеризуется проявлениями фосфатоностных пород [103, 210] с содержанием 3–5 % P_2O_5; в отдельных пунктах минерализации — до 24 %. Это позволяет авторам рассматривать Сангиленскую минерагеническую зону как потенциально перспективную на обнаружение месторождений Хубсугульского типа [253].

Минерагенические зоны салаирской эпохи

В рифее проявились процессы деструкции земной коры, выразившиеся в заложении Верхне-Енисейской геосинклинали на энсиалическом основании. Выделяются Южно-Тувинская и Таннуольско-Улугойская минерагенические зоны, отвечающие периоду формирования и развития салаирской геосинклинали от эвгеосинклинального до орогенного этапов. С формированием этой геосинклинали связаны месторождения и проявления хромитов, платиноидов, железа, золота, свинца, цинка и меди.

Южно-Тувинская минерагеническая зона (МЗ) (*2*) включает в себя Агардакский и Улорский рудные узлы (2.01, 2.02) в площади развития

Южно-Тувинского гипербазитового пояса, характеризующего эвгеосинклинальный этап развития салаирской геосинклинали. Наиболее перспективным является Агардагский прогнозируемый рудный узел (2.0.1), приуроченный к крупному Агардагскому массиву дунит-гарцбургитовой формации. В пределах массива при проведении полевых работ 2003–2004 гг. были обнаружены 74 рудных участка вкрапленных и массивных хромитовых руд, группирующихся в протяженные до 6 км рудные зоны при ширине 70–300 м. Наиболее богатые массивные руды приурочены к дунитам, густовкрапленные — к гарцбургитам, бедновкрапленные — к перидотитам. Породы серпентинизированы в лизардитовой стадии, с появлением мелких просечек хризотил-асбеста в зонах нарушений. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 42 до 56 % в массивных, 30–35 % в густовкрапленных и 14–22 % в бедновкрапленных рудах. Отмечается повсеместная акцессорная вкрапленность хромита. Хромиты Агардагского массива низкотитанистые с высокой хромитостью в 66–70 %, низко-умеренноглиноземистые и удовлетворяют требованиям промышленности к хромитовым рудам для производства феррохрома [2].

По петрохимическим особенностям дунит-гарцбургитовая формация Южно-Тувинской минерагенической зоны является высокомагнезиальной и низкоглиноземистой, что повышает перспективы обнаружения как хромитового, так и платиноидного оруденения в гипербазитовых массивах. По данным [2, 89, 230], в хромитовых рудах Агардагского и Улорского массивов суммарное содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) 0,1–1,5 г/т с преобладанием осмия, что сближает их с Кемпирсайским месторождением хромитов, где попутно добывается около 2 т ЭПГ в год при среднем их содержании в 0,7 г/т [53]. Авторская оценка ресурсов хромитов по Агардагскому прогнозируемому рудному узлу, основанная на результатах проведенных авторами полевых работ, составляет 21 млн т при среднем содержании — 38 % Cr_2O_3, в том числе 7 млн т по категории P_2 и 14 млн т по категории P_3 и 21 т ЭПГ при содержании 1 г/т по категории P_3. Кроме того, в зонах нарушений, где наблюдается развитие лиственитов, можно ожидать проявлений золота золото-лиственитовой формации, что подтверждается повышенным содержанием золота в гипербазитовых и хромитовых рудах [2] и находками медистого золота в лиственитах Агардагского массива [88]. В пределах Агардагского рудного узла авторами рекомендуется проведение прогнозно-поисковых работ на хромиты на площади 700 км^2. Ресурсы Улорского рудного узла оцениваются авторами по категории P_3 в количестве 10 млн т бедных хромитовых руд с низким содержанием Cr_2O_3. В пределах Агардагско-Улорского района имеются перспективы на обнаружение месторождений талькового камня, связанного с Улорским дунит-гарцбургитовым массивом с прогнозными ресурсами по категории P_3 в 4,5 млн т. Предварительные исследования показали хорошее качество талькового камня.

Таннуольско-Улугойская минерагеническая зона (*3*) охватывает площадь в 12 000 км^2 в северо-восточной части Верхне-Енисейской салаирской складчатой системы и соответствует Ондумскому синклинорию и Восточно-Таннуольскому антиклинорию, сформированным в орогенный

этап салаирского тектогенеза. В составе минерагенической зоны выделяются Ондумско-Улугойский рудный район (3.1) с колчеданно-полиметаллической рудной специализацией, охватывающий юго-западные фланги Кызыл-Таштыгского рудного узла (III.1.1), основное рудное поле которого находится севернее, на листе N-46 [13, 91]. Южнее выделяется Тапса-Каахемский золоторудно-россыпной район (3.2) включающий Тарданский золоторудный узел (3.2.1) и Деспенский рудный район (3.3). В Ондумско-Улугойском РР ведущим типом оруденения является колчеданно-полиметаллическая формация, тесно связанная с контрастной базальт-риолитовой формацией туматтайгинской свиты позднерифейского возраста. Размещение проявлений и пунктов минерализации свинца, цинка и меди подчинено вулканическим центрам, в которых пространственно совмещены пирокластические фации и субвулканические тела основного и кислого состава. В туффитах и тонких кремнисто-углеродистых отложениях отмечается тонкорассеянная колчеданная минерализация. Район слабо изучен. Ресурсы свинца, цинка и меди в проявлениях не превышают первые сотни тысяч тонн и не апробированы. Учитывая, что в сходных условиях находится крупное Кызыл-Таштыгское свинцово-цинковое месторождение, рудный район требует доизучения. Юго-западные фланги Кызыл-Таштыгского рудного узла на площади листа представлены вулканогенно-пирокластическими образованиями туматтайгинской свиты, несущими только колчеданное оруденение. Здесь отмечаются зоны рассланцевания, сопряженные с нарушениями северо-западного простирания, сложенные актинолит-хлоритовыми и эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами с подчиненным количеством пиритизированных пород. Содержание свинца, цинка и меди 0,1–0,2 %. Начиная с глубины 180–250 м состав минерализации меняется и характеризуется появлением пирит-пирротиновых руд [128]. Вследствие этого юго-западный фланг Кызыл-Таштыгского рудного узла перспектив обнаружения колчеданно-полиметаллического оруденения не имеет, но может представлять интерес на колчеданное сырье.

Тапса-Каахемский золоторудно-россыпной район (3.2) охватывает северо-западную часть Таннуольско-Улугойской МЗ и включает Тарданский рудный узел (3.2.1). В золоторудном районе установлены золото-кварцевая, золото-скарновая и золото-кварц-березитовая формации. Первые две формации являются ведущими для россыпеобразования, с ними связаны все выявленные промышленные россыпи района, в т. ч. и самая протяженная Байсютская россыпь (22 км). Золото-кварцевые проявления известны среди гранитоидов Каахемского массива таннуольского комплекса среднего кембрия, являющегося составной частью геоантиклинальных зон инверсионного периода салаирской геосинклинали (Проездное I-6-5, Соруглугхемское I-6-12). Кварцевые жилы располагаются в краевых частях интрузий среди плагиогранитов и гранодиоритов, в меньшей степени габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Кроме кварцевых жил, выделяются зоны окварцевания, близкие к линейным штокверкам. Простирание жил согласуется с ориентировкой крупных разрывных структур субширотного простирания и сопряженных с ними трещин скола субмеридионального

направления (междуречье Тапса—Копто—Бай-Сют). Жилы сложены белым и светло-серым кварцем с различной степенью кристалличности, содержат включения полевого шпата, серицита, эпидота. Рудные минералы представлены преимущественно пиритом, халькопиритом, редко галенитом и арсенопиритом общим количеством 1–3 % сульфидов в виде редкой вкрапленности или гнездообразных скоплений. Распределение золота в жилах неравномерное, увеличивается в местах с повышенным содержанием сульфидов в ассоциации с пиритом и халькопиритом. Содержание золота варьирует от 2 до 80 г/т, пробность золота от 770 до 830. Ресурсы золота золото-кварцевой формации составляют 5 т по категории P_2 и 15 т по категории P_3.

Для Тапса-Каахемского РР (Бай-Сют, Барсучье и др.) характерно сочетание (совмещение) золото-скарновой, кварц-золото-сульфидной и кварц-золото-березитовой формаций, что особенно выражено в Тарданском рудном узле и месторождении Тардан (I-6-18). Скарны располагаются в краевых экзоконтактовых частях второй фазы таннуольского комплекса с доломитовыми и «замусоренными» известняками верхней части туматтайгинской свиты рифея—нижнего кембрия, образуют приконтактовые залежи мощностью 40–80 м, протяженностью до 140–150 м. Типовой разрез скарновой залежи [221, 106] — гранодиорит в зоне контакта, превращенный в эндоскарн с гранатом и пироксеном; пироксен-гранатовый скарн с линзами и гнездами гранатитов и форстерит-пироксеновых скарнов (20–30 м); гранат-пироксеновые скарны (20–30 м); пироксеновые скарны с небольшим количеством граната и серпентина (5–10 м); скарнированные известняки (1–3 м) и известняки мраморизованные. Гранат представлен разновидностями гроссуляр-андрадитового ряда. В скарнах выделяется магнетит, образующий массивные, пятнистые, вкрапленные и прожилковые скопления, сопровождаемые тремолит-актинолит-хлоритовыми метасоматитами, которые как замещают сами скарны, так и развиты по вмещающим гранодиоритам таннуольского комплекса и мраморизованным известнякам туматтайгинской свиты.

Следующий этап — гидротермальный, подразделяющийся на кварц-золото-сульфидную и кварц-золото-березитовую стадии. Первая проявлена в зонах дробления среди скарнов и скарнированных пород и представлена тонкими прожилками и рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, борнита, галенита и золота в хлоритизированных и карбонатизированных породах, иногда секущихся кварцем. Размещение таких метасоматитов определяет форму рудных тел золото-скарновой формации как линзовидную, гнездовую и редко столбообразную. Золото находится в срастании с андрадитом, актинолитом, халькопиритом, магнетитом, реже с кварцем. Форма выделений пластинчатая, комковидная, дендритовая. Пробность золота от 940 до 960. Размеры основной массы золотин 0,3 мм, в отдельных случаях 1,5–2,0 мм. Устанавливается прямая зависимость содержания золота в рудах от количества халькопирита с коэффициентом корреляции 0,6. Содержание золота в таких рудах колеблется от 4 до 320 г/т при среднем содержании в 10,3 г/т. Учтенные

ресурсы этого типа МПР РФ на 1.01.2003 г. составляют по категории P_1 — 6 т и по предварительной оценке авторов могут быть увеличены по категории P_2 на 9 т с общим потенциалом в 15 т.

Золото-скарновые тела хорошо фиксируются геохимическими аномалиями меди, серебра, цинка, мышьяка. В рудах установлены аномальные содержания висмута, кадмия, бария, сурьмы и ртути. Рудные тела выделяются наземными магнитометрическими работами по значениям ΔZ + 500–600 гамм в дифференцированных магнитных полях на фоне значений ±100 гамм.

Кварц-золото-березитовая стадия отмечается на проявлении Тардан-2 и самом месторождении Тардан. Зоны березитов приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и субмеридионального направлений, затрагивая как гранодиориты и плагиограниты таннуольского комплекса, так и вмещающие вулканогенные породы риолит-дацитового состава туматтайгинской свиты. Протяженность зон 300–700 м при мощности 10–15 м, количество их 7. От периферии к центру отмечается зональность, выраженная рядом пород от серицитизированных и окварцованных плагиогранитов и риолитов до собственно березитов, состоящих (%) из кварца (70), мусковита и серицита (15–18), альбит-анкеритового агрегата (7–10) и сульфидов с преобладанием пирита (3–8). В центральных частях зон часто выделяется кварцевое ядро, выполненное сетью ветвящихся кварцевых прожилков, иногда рассекающих березиты. Золото присутствует в виде тонкой вкрапленности в 0,1–0,2 мм совместно с пиритом или дает дендритовые и пластинчатые агрегаты в кварцевых прожилках. Содержание золота колеблется в широких пределах — от 1 до 27 г/т при среднем 8 г/т. В геохимических полях фиксируются аномалии меди, свинца, цинка, серебра, барита, висмута, мышьяка, вольфрама. В наземных магнитных полях ΔZ зоны выделяются линейными магнитными аномалиями дифференцированного магнитного поля от −200 до + 100 гамм. Пробность золота от 820 до 860. Учитывая эти данные, полученные в последние годы, авторы считают, что прогнозные ресурсы рудного золота по Тапса-Каахемскому РР совместно с Тарданским рудным узлом, по категории P_3 могут составлять 120 т, а по Тарданскому рудному узлу по категории P_3 — 70 т с учетом ресурсов золото-скарновой формации.

Деспенский рудный район (3.3) охватывает юго-западную часть Верхне-Енисейской складчатой системы, где вулканогенно-карбонатные отложения рифея и нижнего кембрия прорваны интрузиями диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации таннуольского комплекса с образованием широких полей роговиков и приконтактовых скарнов. В полях роговиков зафиксированы многочисленные пункты минерализации и проявления железа, золота и меди магнетит-скарновой и золото-скарновой рудных формаций. Имеются разрозненные кварцевые жилы с золотом. Размеры рудных тел скарнов не превышают первые десятки метров, хотя содержание железа колеблется от 38 до 50 %, а золота — в пределах 1–4 г/т. Имеются небольшие россыпи золота с запасами в первые сотни килограммов, в настоящее время отработанные.

Район недостаточно изучен. С учетом отсутствия магнитных аномалий, перспективы открытия значимых объектов магнетит-скарновой формации невелики. Ресурсы золота по категориям $P_2 + P_3$ оценивают в 17 т рудного и 4 т россыпного золота для всего рудного района, площадью в 5000 км^2 [283, 313]. В районе имеются перспективы на обнаружение медно-порфирового оруденения. В полосе меридионального направления 200 × 400 м зафиксированы два проявления (I-5-10 и I-5-19), объединенные в Колбакскую минерагеническую зону (0.1), где в окварцованных плагиогранитах таннуольского комплекса установлена прожилково-вкрапленная минерализация пирита, халькопирита, блеклых руд и ковеллина. По результатам первичного геохимического опробования выделена площадь 6000 × 200 м с содержанием меди от 0,1–0,3 до 1,2 % в единичных пробах. Присутствуют (%) молибден — 0,001–0,01, серебро — 0,005, висмут и сурьма — 0,01–0,1. Прогнозные ресурсы меди с содержанием 0,2 % по этим проявлениям авторами по предварительным данным оцениваются в 285 тыс. т по категории P_2 [175]. Объекты заслуживают дальнейшего изучения при проведении ГДП-200, рекомендуемого на территории листов M-46-VI, V.

Перспективы россыпных месторождений золота определяются наличием продуктивных источников питания россыпей. К таким относятся золото-кварцевая, золото-скарновая и кварц-золото-березитовая формации, в которых золото присутствует в свободном состоянии. Большинство россыпей района возникло в результате эрозий рудных объектов, принадлежащих к этим формациям, проявленным в области салаирской складчатости. Россыпи долинного типа, небольшой протяженности, за исключением Бай-Сютской россыпи, промывистые, с высоким содержанием золота (0,8–4,5 г/м^3) при мощности торфов в 2,5–5,0 м. Большая часть россыпей отработаны или находятся в завершающей стадии отработки. Перспективы открытия новых объектов, по мнению авторов, связаны с открытием погребенных россыпей в миоцен-плиоценовых отложениях южной части Улугойской зоны, где можно оценить ресурсы россыпного золота по категории $P_1 + P_2 + P_3$ до 4,5 т.

ЗАПАДНО-САЯНСКАЯ КАЛЕДОНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ

Западно-Саянская каледонская минерагеническая субпровинция выделяется в западной части площади и включает в себя Центрально-Тувинскую (*7*), Хемчикско-Куртушибинскую (*5*), фрагменты Кантегирской (*6*) и Кабансугско-Борусской (*4*) минерагенических зон (*МЗ*). В Хемчикско-Систигхемском прогибе самостоятельная минерагеническая зона не выделена, ввиду отсутствия прямых признаков рудной минерализации. Флишоидные и молассоидные отложения прогиба являются лишь вмещающими для убогого оруденения Cu, Fe и Co, Hg, TR минерализации, связанной с мезозойским этапом активизации.

Кабансугско-Борусская МЗ (*4*) в пределах площади присутствует в виде небольшого фрагмента в северо-западной части, соответствует Борусскому

офиолитовому поясу смежного листа N-46 [13]. В пределах фрагмента пояса имеются незначительные перспективы на выявление жадеита и нефрита в местах контактового метаморфизма гранитоидами большепорожского и джойского комплексов раннедевонского возраста.

Кантегирская МЗ, в пределах площади листа включающая Карбайский рудный узел (6.0.1), имеет перспективы на обнаружение железо-скарнового и медно-никель-кобальтового оруденения раннедевонского возраста. У авторов имеется предположение, что участки скарнового с арсенидной минерализацией оруденения могут быть совмещены с наложенными на скарны мезозойскими метасоматитами (березиты), ассоциированными с широко развитыми в районе субмеридиональными дайковыми поясами. В этом случае здесь возможно прогнозировать арсенидно-никель-кобальтовое оруденение типа месторождений Хову-Аксы и Узуной (см. соответствущий раздел в тексте, посвященный мезозойскому эпитермальному оруденению).Узел имеет потенциальные перспективы на 100 млн т железных руд с содержанием железа 35 % в Малокарбайском проявлении и 3,0 тыс. т медно-кобальтовых руд с содержанием кобальта — 0,19 %, меди — 0,3 %, никеля — 0,33 % в Озерном проявлении. Есть мнение, что медно-кобальтовое оруденение относится к ликвационному типу и связано с габбро-пироксенитовой формацией [82]. Перспективы на обнаружение новых крупных рудных объектов невелики ввиду малых размеров интрузивных тел, продуцирующих оруденение. Имеются перспективы обнаружения средних месторождений вольфрама скарнового типа, связанных с Онинским массивом гранитов джойского комплекса с содержанием в скарнах трехокиси вольфрама — 0,3 % (проявление I-1-5) [202].

Хемчикско-Куртушибинская МЗ (*5*) выделена в пределах распространения офиолитовой ассоциации Хемчикско-Куртушибинского гипербазитового пояса. Перспективы ее связаны с гипербазитовыми массивами, в которых известны месторождения и проявления асбеста, хромита, талька. Также могут быть обнаружены месторождения золота вдоль Куртушибинского шва золото-кварц-березитовой и золото-кварц-лиственитовой формаций. Минерагеническая зона включает в себя Ак-Довуракский асбесторудный район (5.3), Усинский и Алдын-Ишкинский золоторудные районы (5.1 и 5.2) с двумя рудными узлами — Эйлигхемским и Алдын-Маадырским (5.1.1 и 5.2.1) соответственно. Перспективы минерагенической зоны на хромиты и ЭПГ ограничены ввиду малых размеров гипербазитовых тел, не превышающих 3–5 км^2, и высокой степени серпентинизации в хризотил-антигоритовой стадии, когда хромит замещается магнетитом. К тому же массивы большей частью находятся в зонах меланжа в виде разрозненных олистолитов, погруженные в серпентитовый или терригенный микстит.

Перспективы Ак-Довуракского асбесторудного района связаны только с рудным полем одноименного месторождения асбеста. Другие проявления асбеста обладают незначительными ресурсами при плохом качестве сырья. В юго-западной части рудного района находится Хопсекское проявление хромитов, связанное с одноименным гипербазитовым массивом. Площадь массива не превышает 6 км^2 даже с учетом части, перекрытой рыхлыми отложениями. Руды преимущественно вкрапленные при

содержании 12–18 % Cr_2O_3 с железистым уклоном. Ресурсы, по оценке [239], могут составить 3–5 млн т хромитовых руд низкого качества по категории P_3, которые не поставлены на учет КПР по Республике Тыва.

Алдын-Ишкинский золоторудный район (5.2) представлен полосой рассланцованных алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов ордовикско-силурийского возраста чергакской серии. Рассланцевание конформно направлению Куртушибинской шовной зоны, а сами отложения смяты в систему сопряженных линейных складок и насыщены субвулканическими дайками диоритовых порфиритов раннедевонского(?), а возможно, и более молодого возраста. Среди ордовик-силурийских отложений встречаются клинья алтынбулакской свиты венд-кембрийского возраста, зеленокаменно измененных и милонитизированных с клиппенами гипербазитов [205].

Оруденение в Алдын-Маадырском рудном узле (5.2.1) представлено золото-кварцевой и золото-березитовой формациями. Первая представлена жилами линзо- и четкообразной формы с раздувами, пережимами и расщеплениями типа «конского хвоста». Мощность жил от 0,1 до 3,0 м, в раздувах они сложены белым и светло-серым, желтовато-серым мелкозернистым и среднезернистым кварцем с включениями вмещающих пород, рассеянной вкрапленностью пирита, халькопирита до 1–3 %. Кварцевые жилы группируются в жильные зоны субширотного направления мощностью 2–5 м и протяженностью 500–700 м, подчеркивающие сланцеватость и кливаж в ядерных частях складок [128, 90]. Зоны березитов развиты преимущественно по конгломератам, песчаникам, известково-глинистым сланцам, в редких случаях по дайкам кварцевых порфиров, имеют субширотное простирание, замещая по простиранию кварцево-жильные зоны. Мощность березитовых зон 0,5–1,0 м, они прослеживаются на 1,0–1,5 км на площади 12 $км^2$ и приурочены к крыльям и периклинальным окончаниям складок, осложненных системой субпараллельных нарушений взбросового характера. Зоны березитизации сложены серицит-альбит-кварц-карбонат-пиритизированными породами гранобластовой и лепидогранобластовой структур светлого и желтовато-серого цвета. Отмечаются многочисленные секущие прожилки кварца с вкрапленностью сульфидов. Зоны сопровождаются первичными геохимическими ореолами с повышенными содержаниями меди, свинца, цинка, серебра, мышьяка, висмута. Отмечается прямая корреляция содержания золота, меди и серебра.

Золото в обеих формациях представлено каплевидными, пластинчатыми и дендритовидными выделениями размером 0,1–1,0 мм, часто в сростках с кварцем, пиритом и халькопиритом. Пробность золота колеблется от 790 до 860 [205], выделения его приурочены к гнездам сульфидов или участкам деформаций в кварце. Содержание золота в обоих типах колеблется от 1 до 50 г/т при среднем содержании 5 г/т. Прогнозные ресурсы золота в Алдын-Маадырском рудном узле с учетом параметров выделенных зон березитизации и содержаний золота в березитах могут составлять 40 т по категории P_2, а восточный фланг Алдын-Ишкинского района по аналогии с оруденением Алдын-Маадырской зоны может быть оценен еще в 20 т по

категории P_3. Кроме того, в блоках, выполненных терригенно-вулканогенными образованиями алтынбулакской свиты венда—нижнего кембрия, можно ожидать проявления золото-лиственитовой формации, приуроченной к нарушениям субширотного направления Куртушибинской системы, что подтверждается пунктами минерализации с содержанием золота от 0,2 до 2,0 г/т [205]. В пределах Алдын-Ишкинского рудного района рекомендуются прогнозно-поисковые работы на площади 900 км^2.

Центрально-Тувинская минерагеническая зона (*7*) охватывает одноименный прогиб, сформированный в эпоху средне-верхнепалеозойской активизации Западно-Саянской складчатой системы. Перспективы МЗ связаны с формированием урановых, свинцово-цинковых, соленосно-гипсоносных и в небольшом объеме угленосных месторождений и проявлений. Впоследствии МЗ была вовлечена в этап мезозойской активизации с долерит-лампрофировым магматизмом, контролирующим размещение медно-никель-кобальтового, полиметаллического и ртутного оруденения. В МЗ выделяются Усть-Уюкский (7.1), Южно-Тувинский (7.2) урановорудные районы, Дус-Дагский соленосный (7.3) и Актальский угленосный (7.4) районы.

Наиболее перспективные объекты на уран связаны с урановой формацией в пестроцветных отложениях среднего—верхнего девона—нижнего карбона. Оруденение локализуется на трех возрастных уровнях. Первый связан с сероцветными и пестроцветными отложениями уюкской свиты среднего девона, бегрединской и кохайской свит верхнего девона, составляющими прибрежно-озерную и аллювиальную фации. Рудогенез связан с развитием зон грунтового окисления на стадии формирования осадков [85, 87]. Второй уровень локализован в сероцветных русловых и озерных отложениях джаргинской свиты верхнего девона и суглугхемской свиты нижнего карбона. Урановое оруденение контролируется зонами и очагами вторичного восстановления, обусловленного миграцией битумного вещества [85]. Рудные объекты третьей группы связаны с сингенетическими процессами, где роль сорбента и концентратора урана принадлежит фосфатному и органическому веществу в сероцветных отложениях озерно-аллювиального генезиса турне-визейского возраста. Рудные тела представляют собой линзы, ленты, залежи сложной морфологии в зависимости от типа отложений, с размерами от первых десятков до сотен метров при резко изменчивой мощности. Содержание урана варьирует от 0,01 до 0,3%. Минеральная форма — настуран, коффинит, уранофан, отмечаются аномальные содержания свинца, цинка, молибдена.

В урановорудных районах можно ожидать ранг среднего месторождения урана настуран-коффинит-молибденит-сфалеритовой ассоциации с углеродистым веществом. Зон вторичного обогащения не выявлено. Такой фактический материал свидетельствует о литолого-фациальном контроле урановой минерализации разветвленной системой палеорусел и конусов выноса позднего девона—раннего карбона и позволяет предполагать возможность накопления урана в связи с грунтово-инфильтрационными процессами на стадии формирования осадков. Примером может служить Онкажинское месторождение (II-4-3). Следует также при прогнозе на

урановое оруденение учитывать фактор геохимического барьера в зонах окисления углефицированного растительного детрита, сопровождаемый ореолами гематитизации, развивающийся по окисленным сероцветным породам позднего девона—раннего карбона. В них заключены отдельные маломощные (0,2–0,8 м) линзы гематитизированных сероцветных песчаников с содержанием урана 0,15–0,3 % в виде уранофана и казолита, рассеянных в цементе песчаников в виде точечных выделений, сопровождаемые повышенными первичными геохимическими аномалиями молибдена, цинка, свинца и тория от 0,001 до 0,2 %. Возраст оруденения, установленный уран-свинцовым методом в 200 млн лет, указывает на раннемезозойский этап активизации.

Перспективы свинцово-цинкового оруденения связаны со стратиформным типом, локализованным в известковистых песчаниках илеморовской и уюкской свит среднего девона. Впоследствии, на мезозойском этапе активизации, рудное вещество было перераспределено в осадки нижнего карбона гидротермальными растворами и сконцентрировано в кварц-карбонатных жилах (проявления Солчур II-2-24). Оруденение в известковистых песчаниках представлено тонкой вкрапленностью галенита, жилками виллемита и ванадатов свинца, цинка. Мощность пластов по данным бурения составляет 5–7 м, по простиранию они прослежены на 350 м. Содержание свинца от 0,2 до 1,5 %, цинка — от 0,3 до 6 % при среднем 2,3 %. Здесь зафиксирована геохимическая аномалия средней интенсивности свинца и цинка [282]. В настоящее время, ввиду низких содержаний, эти проявления не представляют практического интереса. Их следует рассматривать как прямые поисковые признаки, указывающие на принципиальную возможность локализации на этих уровнях в зонах мезозойской активизации полиметаллического оруденения алтайского типа.

Перспективы МЗ на галит и гипс связаны с лагунными фациями ихейской свиты среднего девона, имеющей ограниченное распространение в юго-восточной части МЗ. Можно ожидать мелкие месторождения и проявления, примером которых является месторождение Дус-Даг (II-3-21). Соли низкого качества, «замусоренные» терригенным материалом, пригодны для использования в животноводстве в качестве минеральной добавки. Ресурсный потенциал по категории P_1 отвечает среднему месторождению. Промышленно значимых объектов гипса не выявлено, кроме мелких проявлений, связанных с лагунными фациями ихейской свиты. Перспектив на выявление крупных объектов не имеется [164]. Гипсы среднего качества. Ресурсы по категории P_2 составляют 400 тыс. т [201, 253].

Угленосность Центрально-Тувинской МЗ связана с онкажинской свитой среднего—верхнего карбона и также ограничена небольшими площадями выхода продуктивного уровня. Уголь каменный, окислен до сажистого состояния. Мощность пластов от 0,8 до 2,0 м с прослоями углистых аргиллитов. Уголь относится к классу гумусовых углей с повышенной зольностью. Самостоятельного значения угленосность этого уровня не имеет, ввиду значительного распространения углей юрского возраста высокого качества [214, 253, 313].

МЕЗОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Мезозойская минерагеническая эпоха выражена в накоплении углей в Улугхемском бассейне и развитии субмеридиональных зон проницаемости и ассоциированных с ними дайковых поясов дифференцированных долерит-лампрофир-порфировых даек, контролирующих эндогенное медно-никель-кобальтовое, железо-редкоземельное, ртутное и полиметаллическое оруденение*. Наиболее крупные объекты находятся в узлах пересечения поперечных разломов с субширотными глубинными разломами.

Перспективы мезозойских углей связаны с угленосной лимнической формацией мощностью более 3500 м, широко распространенной в Улугхемском бассейне на площади 2200 км^2. Промышленная угленосность связана с нижнеюрскими отложениями межегейской и эрбекской свит мощностью 1500 м, в которых в интервале 350 м сосредоточено восемь рабочих пластов суммарной мощностью 20 м. Количество пластов и их мощность сокращаются в северном и западном направлениях, как и всего угленосного разреза в целом. Основным рабочим пластом является пласт «Улуг» мощностью от 2,0 до 19,0 м, погружающийся к центру Улугхемской мульды и вскрытый глубокими скважинами на 850–900 м. Протяженность пласта, вдоль которого находятся месторождения Каахемское, Элегестское, Эрбекское и др., по поверхности составляет более 70 км. Угли гумусовые, блестящие, состоят из витринизированной массы, сумма спекающихся компонентов достигает 90 %. Угли низко- и среднезольные, содержат мало влаги и серы, отличаются высоким выходом летучих веществ (35–45 %). Теплота сгорания горючей массы 8300–8600 ккал/кг, выход первичной смолы достигает 16 %. Угли хорошо спекаются и дают кокс, который может служить основой коксовой шихте, используемой при получении металлургических плавок. Метаморфизм углей в бассейне нарастает в юго-западном направлении и повышается с гипсометрической глубиной, достигая на глубинах 1200 м коксово-жирной стадии [184, 103]. Общие ресурсы по Улугхемскому угольному району составляют 12 600 млн т, в том числе по категории P_1 — 5300 млн т и могут быть увеличены до 14 000 млн т с учетом Чаданского и Интальского угольных районов [313, 198, 200]. Около 10 % ресурсов угля могут быть использованы для открытой добычи [187, 214]. В Улугхемском угольном районе работает один Каахемский разрез с годовой добычей 400 тыс. т угля для республиканских нужд. В настоящее время недостаточно изучена угленосность южного и юго-западного флангов угольного района и отдельных его частей в Онкажинской и Шагонарской мульдах. Для оконтуривания границ угленосного бассейна рекомендуется постановка ГДП-200 второго издания с подготовкой карты угленосности на площади 5100 км^2 (лист M-46-V).

---

*По мнению редактора комплекта карт листа M-46, с мезозойской минерагенической эпохой связано также золотое оруденение золото-сульфидно-березитовой формации (см. раздел «Закономерности размещения мезозойского эпитермального оруденения...»).

Баян-Хольская РЗ (0.2) охватывает полосу субмеридионального направления протяженностью более 100 км при ширине 20 км. Рудная зона пространственно совпадает с развитием малых интрузий и роев даек мезозойского возраста габбро-долеритовой и долерит-лампрофировой формаций. В пределах зоны выделяются два рудных узла — Ховуаксинский (0.2.2) в южной ее части и Терлигхайский (0.2.1) — в северной. С юга на север в РЗ наблюдается смена кобальт-арсенидного медно-кобальтовым и ртутным оруденением, что указывает на металлогеническую зональность по вертикали. Арсенидное никель-кобальтовое оруденение локализуется в ордовик-силурийских отложениях, медно-кобальтовое — в силурийских, а ртутное — в нижне-среднедевонских.

Наиболее крупные объекты — Хову-Аксы и Терлиг-Хая локализованы в зоне пересечения крупных разломов северо-восточного простирания и систем нарушений субмеридионального направления, залеченных дайками мезозойского возраста. Медно-никель-кобальтовая рудная формация сформирована в условиях умеренных и малых глубин в парагенетической связи с мелкими интрузиями чазадырского габбро-долеритового комплекса и его дифференциатами за счет базальтоидной магмы. Также широко развиты дайки лампрофиров разного состава нескольких генераций. Рудное поле Хову-Аксинского месторождения приурочено к периклинальному замыканию горст-антиклинальной структуры северо-западного простирания, выполненной отложениями кембрия, ордовика и силура. Арсенидное оруденение представлено трещинными жилами, наложенными на метасоматически измененные породы, в том числе и габброиды чазадырского комплекса. Выделяется до шести стадий рудообразования [94, 128, 312], причем в последних отмечаются повышенное содержание ртути до $1–3 \times 10^{-4}$ %. Наиболее богатые руды локализуются в местах пересечения карбонатных жил с сульфидизированными гранат-пироксен-скаполитовыми скарнами. Какого-либо литологического контроля сульфоарсенидной минерализации не наблюдается.

Перспективы Хову-Аксинского рудного узла связаны с двумя направлениями. Первое — увеличение ресурсов самого рудного поля Хову-Аксы по категориям $P_1 + P_2$ до 5,9 и P_3 — до 10 тыс. т, в том числе 7 тыс. т за счет изучения глубоких горизонтов и флангов ниже 500 м, поскольку одиночные скважины глубиной 800 м [226, 209, 208] подсекали арсенидно-кобальтовое оруденение с содержанием Со выше 1 %. Второе — увеличение ресурсов по категории P_3 до 8,1 тыс. т проявления Узуной, где медно-кобальтовое оруденение сменяется на глубине 200 м арсенидным никель-кобальтовым, с содержанием кобальта 0,8–1,5 % [312]. Во всех случаях добыча может производиться только подземным способом.

Терлигхайский рудный узел (0.2.1) находится в северном окончании Баянхольской рудной зоны и включает в себя Терлигхайское месторождение, Эзирлигское, Акбельдырское, Арзакское и Тебекское проявления. Ртутное оруденение относится к собственно ртутной рудной формации с двумя минеральными типами — барит-киноварным и кварц-киноварным. Все они преимущественно локализованы в нижне-среднедевонских отложениях. Контур рудного узла подчинен системе Шуйской ветви

Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома северо-восточного простирания, отделяющего блоки салаирид Западно-Саянского синклинория от девонских образований Центрально-Тувинского рифтогенного прогиба. В плане рудный узел имеет торцовый характер с двумя ветвями — Терлигхайской северо-восточного простирания и Тебекской с широтной. Площадь рудного узла составляет порядка 600 км^2.

Интрузивные образования в узле представлены субвулканическими телами габбро раннедевонского возраста, приуроченными к субширотным нарушениям, и роями даек субмеридионального простирания долерит-лампрофировой формации мезозойского возраста. Ртутное оруденение встречено в андезибазальтах, туфах и туфопесчаниках кендейской и саглинской свит раннедевонского возраста и перекрывающих их песчаниках илеморовской и уюкской свит среднего девона. Оруденение представлено телами выполнения открытых трещин и пустот, носит узловой характер с обширными полями кварц-барит-гидрослюдистых метасоматитов. Положение рудных тел определяется сочленением субширотных и субмеридиональных нарушений, фиксирующих форму рудных столбов, жил, гнезд и минерализованных зон в участках повышенной трещиноватости и дробления. Кварц-гидрослюдистые метасоматиты тяготеют к нарушениям северо-восточного и субширотного простирания, а баритовые прожилки и жилы приурочены чаще к разрывам северо-западного и субмеридионального направления совместно с мезозойскими дайками.

Ртутная минерализация проявляется в двух формах: в виде вкрапленности, гнезд и столбов в кварц-гидрослюдистых метасоматитах по эффузивам и песчаникам, и в виде ртутьсодержащих блеклых руд совместно с баритовыми жилами. Рудные залежи в эффузивах имеют линзообразную форму, залегают в субширотных разрывах и группируются в сложнопостроенные зоны с гнездами, линзами и столбообразными телами. Мощности таких зон изменяются от 0,3 до 11 м в местах пересечения нарушений субширотного и субмеридионального направлений с резко изменчивым содержанием от 0,3 до 6 % ртути. Преобладающая текстура руд прожилково-вкрапленная в гнездах и линзах, брекчиевая в рудных столбах. Среди туфогенно-терригенных пород рудные тела представлены послойными линзами на контакте разнородных пачек или сложены ветвящимися рудными столбами в местах субмеридиональных нарушений с развитием жил и прожилков барита. В минеральном составе главным минералом является киноварь нескольких генераций — от метаколлоидной в виде почковидных агрегатов до тонкокристаллической и порошковатой. Широко распространены пирит, марказит, встречаются антимонит, халькопирит, гематит, из нерудных минералов преобладают кварц, барит, реже кальцит и анкерит. В геохимических полях резко повышены содержания сурьмы, мышьяка, серебра, бария, цинка, меди [191, 192, 199]. Связи ртутного оруденения с золотом не выявлено.

Таким образом, главными факторами локализации ртутной минерализации являются структурно-тектонический и литологический. Рудные тела, в том числе и слепые рудные столбы, размещаются в местах пересечения тектонических разрывов субширотного и сколовых субмеридионального

направления в отложениях раннего—среднего девона. Определенную экранирующую роль играют туфопесчаники саглинской свиты. Вопрос о времени формирования ртутного оруденения остается дискуссионным. Авторы, так же как Р. В. Оболенская [115] и Л. В. Михалева [106], придерживаются мнения о мезозойском возрасте образования ртутной минерализации в связи с процессами тектоно-магматической активизации в складчато-глыбовых структурах каледонид. Есть мнение о связи ртутного оруденения с раннедевонскими субвулканическими образованиями [118, 103, 313]. Увеличение ресурсного потенциала в сумме по категориям P_1 и P_2 до 1,5 тыс. т может быть получено за счет вскрытия слепых рудных тел в рудном узле. В настоящее время Терлигхайское месторождение законсервировано с запасами по категориям $A + B + C_1$ в сумме 0,5 тыс. т [313, 214].

Следует учесть, что в пределах Баянхольской РЗ находится Онкажинская группа средних месторождений урана, включенная в Центрально-Тувинскую МЗ. Возраст оруденения по определениям уран-свинцовым методом находится в пределах 210—260 млн лет, что указывает на мезозойский этап перераспределения урановой минерализации, приуроченной к средне — верхнепалеозойском отложениям.

Чаа-Хольская рудная зона (0.3) субмеридионального простирания протяженностью 150 км при ширине 15—20 км включает Карасугский (0.3.1), Улатайский (0.3.2) железо-редкоземельные узлы и многочисленные проявления и пункты минерализации медно-никель-кобальтового оруденения. Основные перспективы РЗ связаны с карбонатитами улатайского комплекса, продуцирующими комплексное барит-флюорит-железо-редкоземельное с ураном оруденение.

Карасугский рудный узел детально опоискован и изучен [25, 26, 104, 117, 264, 265] и обладает крупными ресурсами по девяти карбонатитовым сближенным телам трубочного типа в ранге Карасугского комплексного железо-редкоземельного месторождения. Решающую роль в размещении и морфологии карбонатитовых тел играют субширотные долгоживущие разломы и зоны трещиноватости северо-западного и субмеридионального простирания, в узлах пересечения которых выявлены карбонатитовые тела, локализованные среди ордовик-силурийских отложений. Карбонатиты хорошо опознаются в наземных физических полях по высокой намагниченности ΔZ до 1000 γ и дефициту плотности в гравитационных наземных полях трубочного типа. Прогнозные ресурсы руд редких земель категорий $P_1 + P_3$ по Карасугскому рудному узлу составляют порядка 1500 тыс. т, в том числе по категории P_1 — 500 тыс. т с содержанием редких земель цериевой группы 1,2 % и железных руд 150 млн т при содержании валового железа 29 %. При комплексном использовании руд месторождения имеются определенные перспективы на ресурсный потенциал барита, флюорита и урана в ранге крупных объектов [25, 264, 313].

Улатайский рудный узел подобен Карасугскому по геологической ситуации, но изучен слабее. Выделяются около 20 карбонатитовых тел в полях развития среднедевонских и верхнедевонских отложений, подчиненных сложной системе пересечения субширотных и субмеридиональных

разломов. Размеры карбонатитовых тел в плане составляют 400 × 600 м, и одиночными скважинами они прослежены до глубины 300 м без признаков выклинивания. Полигональные, ступенчатые и угловатые очертания карбонатитовых тел, их резкие контакты с вмещающими породами отражают инъекционный способ формирования тел путем заполнения полостей, созданных синхронными с карбонатитообразованием блоковыми движениями пород. Наличие разнопородных обломков пород, не имеющих выхода на современном срезе, указывает на глубинность рудовмещающих разломов в условиях эксплозивного рассеивания обломков в газовом потоке над глубоко залегающим магматическом очагом. На схеме интерпретации дистанционных материалов просматриваются элементы локальной полукольцевой структуры размером 5–7 км с радиальными нарушениями северо-западного направления. Причиной куполообразования, скорее всего, было вертикальное давление карбонатитовой магмы. Ресурсы по категории P_2 в Улатайском рудном узле составляют 1000 тыс. т редких земель и 100 млн т железа, при тех же содержаниях, что и в Карасугском рудном узле. Имеются перспективы на барит, флюорит и уран. Подобная минерализация отмечена и в северном окончании зоны (Чайлюхемское проявление I-3-5), где в зоне брекчирования найдены флюорит-баритовые жилы с редкими землями цериевой группы, сопровождаемые геохимическими ореолами свинца, цинка и меди [165]. Определенные перспективы Р3 имеет на кобальт. Выделяются несколько проявлений, из которых наиболее перспективным является II-3-11, пространственно ассоциирующее с габброидными дайками мезозойского возраста. Арсенидная никель-кобальтовая и медно-кобальтовая сульфоарсенидная минерализация образует 12 прожилково-штокверковых и жильных зон с содержанием кобальта до 1,6 %, никеля до 0,7 %, серебра до 120 г/т. Прогнозные ресурсы проявления по категориям $P_2 + P_3$ на глубину 400 м оцениваются в 14,5 тыс. т кобальта.

Хондергейская рудная зона (0.4) субмеридионального простирания включает в себя Солчурский рудный узел (0.4.1) свинца, цинка и мелкие проявления тех же металлов. Свинцово-цинковая минерализация локализуется в отложениях саглинской и илеморовской свит нижнего, среднего девона в виде тонкой вкрапленности сфалерита, галенита, виллемита и пирита в слойках темно-серых аргиллитов и светло-серых известковистых песчаников. Содержания цинка и свинца находятся в пределах 0,1–0,4 %. Можно предположить, что в этап мезозойской активизации минерализация по трещинам отрыва в виде кварц-карбонатных жил была перераспределена в известковистые песчаники суглугхемской свиты нижнего карбона с содержанием свинца 1 %, цинка 2 %, сопровождающиеся первичными ореолами висмута, сурьмы, мышьяка и ртути. Проявление изучалось до глубины 300 м. Ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ составляют 322 тыс. т свинца и 753 тыс. т цинка с содержанием соответственно 1,2 и 2,3 %. Практического интереса эти проявления в настоящее время не представляют из-за низких концентраций металлов.

Аянгатинская рудная зона (0.5) включает Чазадырский прогнозируемый РУ с проявлениями Пертой (свинец, цинк) и Чазадыр, Эзерлиг,

Айбак-Карасуг (ртуть). Зона имеет субмеридиональное простирание на 100 км при ширине 15–20 км.

Проявление Пертойское (II-1-30) расположено в зоне сочленения Шуйской ветви Хемчикско-Куртушибинского разлома с поперечными разрывами субмеридионального простирания, секущими красноцветные отложения нижнего и среднего девона. Богатое галенитовое оруденение располагается в лежачем боку даек кварцевых порфиров в местах их пересечения с субширотными зонами дробления. Площадь минерализованной полосы 400 м^2 слагается массивными и прожилково-вкрапленными галенитовыми рудами с небольшим количеством кварца, барита, пирита, халькопирита. Содержание свинца от 5 до 11%. Из-за незначительных размеров проявление практического значения не имеет. Ресурсы свинца по категории P_1 составляют порядка 1700 т [273].

Перспективы зоны связаны с ртутным оруденением Чазадырского прогнозируемого рудного узла (0.5.1), расположенного в зоне смятия Шуйского разлома, отделяющего ордовик-силурийские отложения Хемчикско-Систигхемского прогиба от девонских отложений Центрально-Тувинского прогиба. Здесь выделяется зона повышенной трещиноватости, сопровождаемая роями даек северо-западного простирания, выделяемых в мезозойский лампрофировый комплекс. Наиболее изученным является Чазадырское проявление ртути (II-1-37), где выявлено несколько рудных тел линзообразной и ветвящейся формы в зоне субмеридионального разлома. Тела сложены преимущественно киноварью с небольшим количеством халькопирита, галенита и блеклых руд. Киноварь образует прожилки, пятнистые скопления и тонкую вкрапленность во вмещающих терригенных девонских породах. Подобная минерализация отмечается и в Эзерлигском проявлении, где оруденение представлено гнездовидными скоплениями и рассеянной вкрапленностью киновари в эффузивах кендейской свиты и песчаниках саглинской свиты нижнего девона. Рудные тела повсеместно сопровождаются жилами барита с вкрапленностью киновари, блеклых руд и халькопирита. Эта закономерность указывает на постоянную ассоциацию ртутного оруденения с сульфосольно-баритовым и полиметаллическим оруденением в зонах долгоживущих разломов глубокого заложения. Ресурсы ртутного узла по категории P_1 ртути составляют 1 тыс. т. Прирост возможен при обнаружении слепых рудных тел на глубинах 100 м и более, на что указывают геохимические первичные аномалии свинца, меди, висмута и бария в пределах рудного узла [313, 128].

Каргинская рудная зона (0.6) находится в юго-западной части площади, где широко проявлен чуйский лампрофировый комплекс даек среднепозднеюрского возраста [113, 319, 320]. РЗ включает восточное окончание Кызылоюкского рудного узла (0.6.1). Непосредственно западнее в 5 км от рамки на листе М-45 находится Кызылоюкское никель-кобальтовое месторождение [103]. Морфологию рудного узла определяют разрывные нарушения взбросово-надвигового характера, конкордантные северо-западному простиранию Каргинской зоны и выраженные зонами брекчирования и смятия шириной до 50–100 м. Гидротермальными изменениями

вдоль зон разломов затронуты все стратифицированные образования от венда—нижнего кембрия до нижнеюрских включительно [155, 319]. Рудные жилы приурочены к системам оперяющих трещин северо-западного и субширотного простираний. Такое же направление имеют и дайки лампрофиров чуйского комплекса. Форма рудных жил четковидная с прожилково-вкрапленным и гнездовым оруденением в форме скуттерудита, саффлорита, раммельсбергита и кобальтина, что указывает на никель-кобальтовую арсенидную формацию. Минерализация телескопирована, имеет вертикальный размах в современном эрозионном срезе порядка 1100 м. В верхних частях она сменяется медно-кобальт-сульфоарсенидной ассоциацией, локализованной в кварцевых и кварц-карбонатных жилах, и наложена на дайки лампрофиров, секущие терригенно-карбонатные отложения среднего—позднего девона и затрагивающие угленосные отложения ранней юры [155, 320]. Среди рудных минералов преобладают кобальтсодержащие блеклые руды, арсенопирит, халькопирит. В переменных количествах присутствуют пирит, борнит, сфалерит, халькозин, кобальтин, сульфосоли серебра. Отмечаются повышенные содержания ртути — до 1×10^{-2} %. Нерудные минералы жил представлены кварцем, кальцитом и сидеритом. Стадийность минерализации выражается сменой кварц-карбонатно-арсенопиритовой минеральной ассоциации более поздней карбонатно-сульфосольной с блеклыми рудами и серебром. В Каргинском грабене отмечена рудная минерализация в виде маломощных прожилков, представленных сидеритом и кварцем, в углистых алевролитах и песчаниках куведаванской свиты нижней юры.

Зональность оруденения в контурах рудного узла представляет интерес для выявления месторождений сульфоарсенидно-кобальтовой формации в структурах мезозойской активизации. Ресурсы Кызылоюкского РУ оцениваются в 20 тыс. т кобальта по категории P_3 [313] и могут быть расширены за счет изучения Талалыкской группы проявлений (III-1-8) [253].

Таким образом, эпитермальное разнотипное оруденение, связанное с мезозойской металлогенической эпохой, имеет четкую пространственную связь с зонами долгоживущих разломов глубокого заложения северо-восточного и субширотного направлений. Вместе с тем, отмечается парагенетическая связь этого оруденения с дайковыми долерит-лампрофировыми комплексами мезозойского возраста. Дайковые пояса этих комплексов трассируют рудоконтролирующие структуры субмеридионального направления. В местах их пересечения с разломами других направлений могут возникать рудные объекты значимых параметров.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Эпитермальное оруденение и парагенезы формаций

Геолого-поисковые работы в пределах Тувы и сопредельных регионов показали широкое распространение разнообразного и близкоодновременного эпитермального оруденения, связываемого большинством

исследователей с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации [128, 45]. Специфика процессов тектоно-магматической активизации заключается в ее «всепроникающем» характере, когда активизация тектонических движений широко распространяется по площади региона, формируя своеобразные «скрытые зоны повышенной проницаемости» нового для региона субмеридионального направления и одновременно с этим ремобилизуя сформированные ранее (в рифее и палеозое) зоны тектонических нарушений типичного для Тувы восток-северо-восточного простирания. Ремобилизация этих нарушений сопровождается возникновением протяженных зон дробления и брекчирования, часто минерализованных. Такие зоны нередко группируются в протяженные до нескольких километров полосы, ширина которых может достигать нескольких сот метров и первых километров. Закономерна приуроченность к таким зонам (или по их обрамлению) дифференцированных дайковых комплексов, с которыми пространственно ассоциированы региональные метасоматиты, преобразующие вмещающие породы и предшествующие им дайки. В недавнем прошлом эти дайки частично объединялись в условно верхнепалеозойский торгалыкский комплекс, часть их считалась субвулканическими для орогенных вулканитов девона и выделялась в «баянкольский комплекс». Еще одна часть даек — существенно основного состава — объединялась Л. А. Михалевой [106] в состав раннемезозойского чазадырского и позднемезозойского каргинского комплексов, а дайки, близкие по составу к лампрофирам (включая и диоритовые порфириты), объединялась в Горном Алтае в соответствии с данными Р. А. Оболенской [112] в состав мезозойского (юрского) чуйского комплекса, а в нагорье Сангилен — агардагского комплекса (по В. М. Немцовичу [108]).

В целом для Алтае-Саянской складчатой области вопрос расчленения и датирования дайковых комплексов к сегодняшнему дню разработан недостаточно. Решение этого вопроса принципиально потому, что с такими дайками парагенетически сопряжены рудообразующие метасоматиты (каолиниты, аргиллизиты и березиты), с которыми в свою очередь связано разнообразное эпитермальное оруденение. Своеобразием этого оруденения в регионе является то, что наряду с «самостоятельными» моногенными проявлениями этого оруденения известно много случаев, когда оно накладывается на ранее сформированное домезозойское оруденение разнообразного состава (от гидротермального до грейзенового и скарнового), формируя полигеннное и полихронное оруденение, продуктивность которого традиционно считается более высокой относительно моногенного оруденения. В таких условиях происходит «вторичное» перераспределение и переконцентрация ранее сформированных рудных образований. Другой отличительной особенностью эпитермального оруденения является вертикальная протяженность рудно-метасоматических колонн, локализующихся в таких же протяженных тектонических зонах общекорового заложения. Закономерности размещения мезозойского эпитермального оруденения отражены в «Схеме прогноза мезозойского эпитермального оруденения» (рис. 6), составленной на формационно-парагенетической основе.

В качестве эпитермального оруденения (ЭО) рассматриваются разнообразные рудные формации, общими для которых являются следующие признаки:

– преимущественно средне-низкотемпературные уровни образования, подчеркиваемые устойчивой ассоциацией ЭО с низкотемпературными метасоматитами ряда: березит—аргиллизит—каолинит;

– устойчивая парагенетическая (пространственная и временная) связь метасоматитов и ЭО с комплексами дифференцированных даек (долерит—лампрофир—порфир), которые, как и метасоматиты, имеют калиевую петрохимическую специализацию и пространственно приурочены к региональным и трансрегиональным зонам повышенной проницаемости («скрытым» разломам) субмеридионального простирания и участкам (узлам) их пересечения с длительно живущими нарушениями восточно-северо-восточного и северо-западного простирания;

– в качестве рудообразующих формаций выступают парагенетически ассоциированные дифференцированные (долерит–лампрофир–порфир) дайковые комплексы и региональные метасоматиты (березит–аргиллизит);

– рудно-формационная принадлежность ЭО определяется, как правило, геохимической (металлогенической) специализацией рудоносных осадочных, осадочно-вулканогенных, плутонических, метаморфических (контактово-метаморфических) или других формаций;

– одной из наиболее принципиальных характеристик ЭО, ассоциированного с мезозойскими дайково-регионально-метасоматическими комплексами, является полигенность и полихронность комплексного оруденения: пространственное совмещение в ряде случаев раннего палеозойского разнотипного оруденения и более позднего мезозойского ЭО. При этом заметные масштабы этого полигенного и полихронного оруденения обусловлены тем, что в этом случае в качестве рудоносных выступает уже сформировавшееся оруденение (золото-магнетит-скарновое или никель-кобальт-магнетит скарновое), фиксирующее первый (ранний) этап концентрации рудного элемента и его последующее перераспределение и вторичную концентрацию в процессе преобразования поздними (мезозойскими) гидротермально-метасоматическими процессами.

В нашей работе принята классификация рудных формаций ЭО Тувы, детально разработанная авторами монографии «Рудные формации Тувы» [128]. Применительно к вопросам классификации рудных формаций и разработки критериев регионального прогнозирования нами обращено особое внимание на полиформационное (полигенное и полихронное) оруденение — продукт пространственного совмещения разнотипных палеозойских рудных формаций, а также геохимически специализированных рифей-палеозойских толщ с ареалами проявления мезозойских дифференцированных дайковых комплексов и парагенетически ассоциированных с ними региональных метасоматитов (березитов и аргиллизитов).

В качестве рудоносных для *кобальтового оруденения* (никель-кобальтовая арсенидная, медно-кобальтовая сульфоарсенидная и висмут-

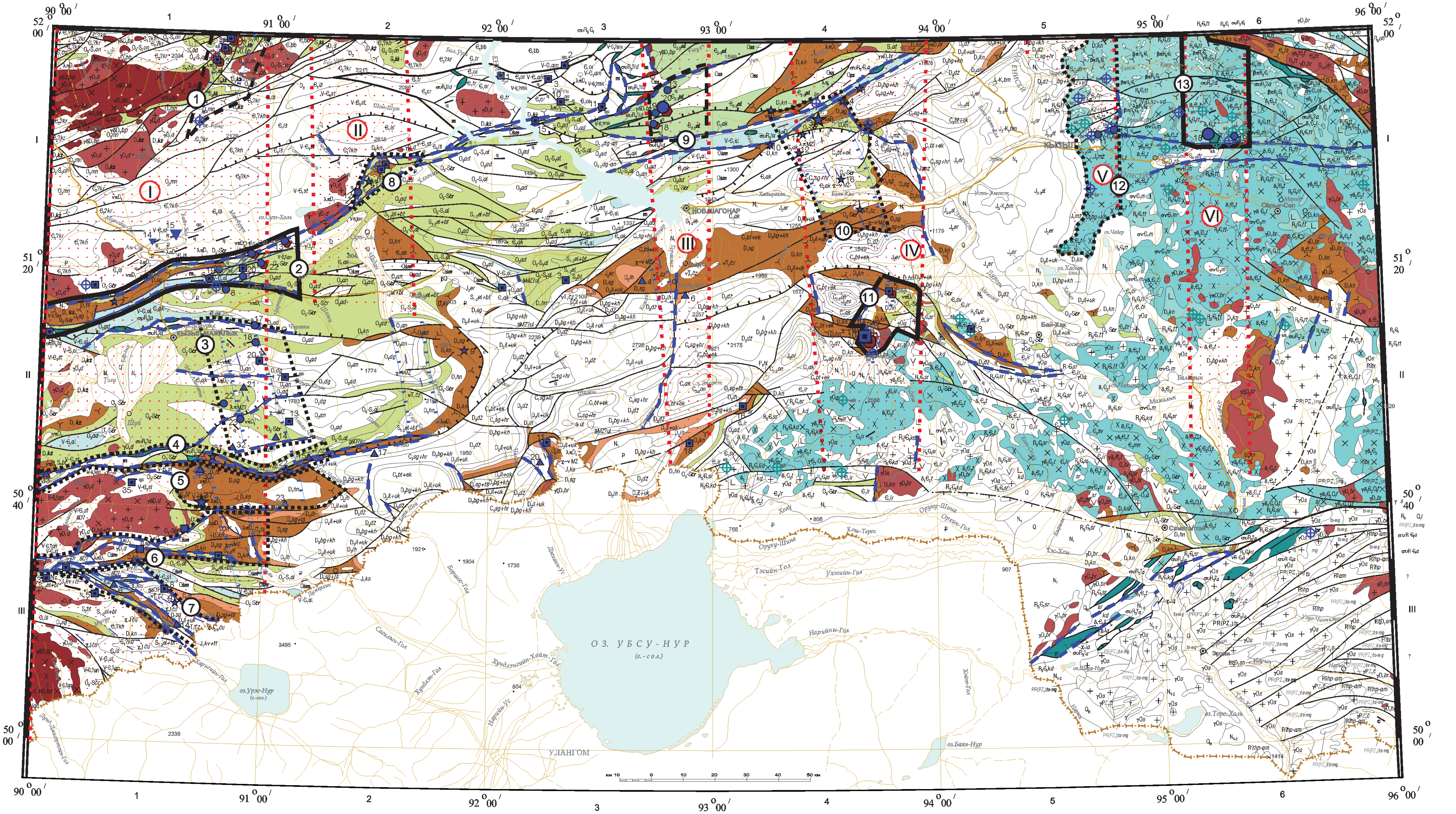
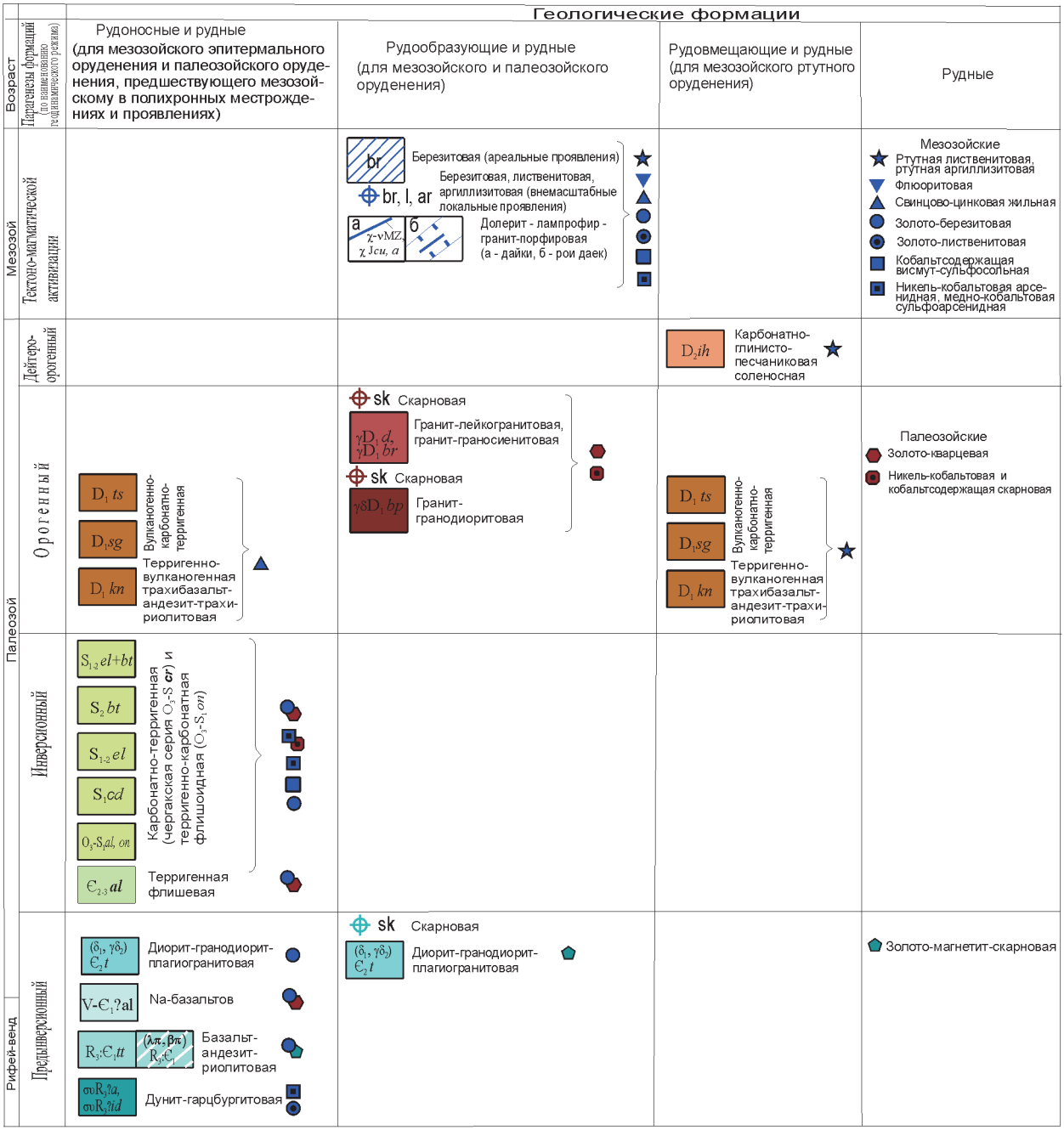


Рис. 6. Схема прогноза мезозойского эпитермального оруденения на формационно-парагенетической основе.



Рудные формации моногенного оруденения и составляющие полигенного оруденения:

Мезозойские

- Флюоритовая
- Ртутная барит-киноварная
- Свинцово-цинковая жильная
- Никель-кобальтовая арсенидная, медно-кобальтовая сульфоарсенидная
- Кобальтсодержащая висмут-сульфосольная
- Золото-березитовая
- Золото-лиственитовая

Палеозойские

- Золото-кварцевая
- Золото-магнетит-скарновая
- Никель-кобальтовая скарновая

Рудные формации полигенного (палеозойско-мезозойского) оруденения:

- Никель-кобальтовая арсенидная, медно-кобальтовая сульфоарсенидная (MZ) и никель-кобальтовая скарновая (PZ)
- Золото-березитовая (MZ) и золото-кварцевая (PZ)
- Золото-березитовая (MZ) и золото-магнетит-скарновая (PZ)

Размер знака рудной формации на карте обозначает:

10 Месторождения

2 Проявления и пункты минерализации

Номера месторождений и проявлений соответствуют номерам на Карте полезных ископаемых и Указателю месторождений (текст. прил. 10)

Разрывные нарушения, возникшие или ремобилизованные в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации

I Зоны рассредоточенной проницаемости общекорового заложения (ЗРП) и их номера

Прочие условные обозначения см. на Геологической карте м-ба 1:1 000 000 листа M-46

Перспективные площади (ПП), в том числе прогнозируемые потенциальные, рекомендуемые для проведения работ:

а — поисково-оценочных;

б — поисковых;

в — прогнозно-поисковых;

9 Номера перспективных площадей

Названия зон рассредоточенной проницаемости и перспективных площадей:

I. Карбай-Каргинская ЗРП
1 — Карбайский ПП (Co)
2 — Хонделен-Алдын-Маадырский ПП (Au, Co)
3 — Чергакский ПП (Co)
4 — Хемчикско-Аянгатинский ПП (Pb-Zn, Hg)
5 — Пертойский ПП (Co, Pb-Zn, Hg)
6 — Талайлыкский ПП (Co, Hg)
7 — Каргинский ПП (Co, Pb-Zn, Hg)

II. Ишкинская ЗРП
8 — Ишкинский ПП (Co)

III. Эйлигхемская ЗРП
9 — Эйлигхемский ПП (Au)

IV. Ховуаксы-Терлигхаинская ЗРП
10 — Ховуаксы-Узунойский ПП (Co)
11 — Терлигхаинский ПП (Hg)

V. Ондумская ЗРП
12 — Ондумский ПП (Au)

VI. Байсютская ЗРП
13 — Тарданский ПП (Au)

Вклейка. Заказ 80474016

сульфосольная кобальтсодержащая жильные формации) преимущественно выступают карбонатно-глинистые отложения силура и образованные по ним в контакте с девонскими интрузиями геохимически и металлогенически специализированные никель-кобальтсодержащие скарны (кобальтовая сульфоарсенидная скарновая, сульфоарсенидно-магнетитовая кобальтсодержащая скарновая формации), массивы дунит-гарцбургитовой формации, вулканогенные образования кембрия и девона.

При характеристике Хову-Аксинского рудного поля (арсенидная никель-кобальтовая жильная формация) отмечено, что при его формировании вначале происходит образование скарнов (этап околоинтрузивного метасоматического преобразования), а затем после периода внедрения даек основного, среднего и кислого состава происходит формирование жильной арсенидно-никель-кобальтовой минерализации в системе разнонаправленных разломов, в том числе и субмеридиональных. Необходимо подчеркнуть, что процесс рудообразования на Хову-Аксинском месторождении завершает сульфидно-сульфосольная стадия, проявленная после интенсивных разрывных дислокаций, охвативших не только рудное поле, но и прилегающие участки [27]. Характерной особенностью сульфидно-сульфосольных руд является обогащение блеклых руд ртутью (до 0,3%). Выделяемые в пределах месторождений стадии рудообразования, в частности сульфидно-сульфосольная, не всегда являются стадиями как таковыми, а могут представлять собой самостоятельные рудно-формационные типы кобальтового оруденения, отделенные во времени от главной стадии оруденения никель-кобальтовой жильной формации. Подтверждением этого могут служить факты обособленного (автономного) развития сульфидно-сульфосольного и сульфосольного (серебро-золото-висмутового) оруденения.

Проявления серебро-висмут-кобальтсодержащей формации образуют самостоятельную группу эпитермальных месторождений и проявлений, часть которых размещена на наиболее высоких гипсометрических уровнях в пределах высокогорных районов Алтая, Тувы и Монголии, а также на наиболее высоком стратиграфическом уровне в юрских отложениях. Характерны также пространственная ассоциированность серебро-висмут-сульфосольного и ртутного оруденения (Талайлыкское рудное поле) и присутствие ртути (до 5%) в блеклых висмут-кобальт-серебросодержащих рудах. Структурно-тектонические данные о сопряженности (совмещенности) в тектонических зонах повышенной проницаемости разнообразного эпитермального оруденения, минералого-геохимические данные о взаимосвязи минеральных и геохимических ассоциаций могут свидетельствовать о правомерности предположения о «несомненности связи кобальтового и ртутного оруденения и формировании их в процессе позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации» [128]. Также эти данные могут свидетельствовать о возможном закономерном положении в генетическом ряду рудных формаций ранней, ассоциированной с никель-кобальтсодержащими скарнами никель-кобальтовой арсенидной формации и последующих эпитермальных серебро-сульфосольной и ртутно-сурьмяно-мышьяковой формациях [114]. При этом следует

отметить вполне возможную и вертикальную рудно-формационную зональность эпитермального оруденения, в частности кобальтового, когда наиболее низкотемпературное оруденение размещается в «головной» части вертикально протяженной рудно-метасоматической «колонны», обнаруживаясь в участках с наименьшим эрозионным срезом — в участках с наиболее высокими гипсометрическими отметками. Это предположение, в случае его возможного подтверждения, может быть использовано при оценке вертикальной протяженности оруденения, а также в качестве возможного критерия оценки уровня эрозионного среза рудно-метасоматической «колонны». Характеризуя кобальтовое оруденение Тувы, особо следует подчеркнуть ряд особенностей его состава и строения, отчетливо определяющих прогнозно-металлогенические построения:

— приуроченность этого типа оруденения к геохимически специализированным терригенно-хемогенным (силурийским) отложениям;

— приуроченность оруденения к участкам распространения более ранних рудных концентраций, фиксирующих первую, начальную стадию рудообразования; в качестве такого раннего оруденения в ряде случаев выступают контактово-метасоматические (скарновые) образования, сформированные по геохимически специализированному субстрату в контакте девонских интрузий с терригенно-хемогенными (терригенно-карбонатными) отложениями силура (Хову-Аксы, Узуной), а также геохимически специализированные рифей-кембрийские вулканогенные образования, ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации, составляющие доинверсионный парагенез формаций (ПФ);

— латеральная и вертикальная (гипсометрическая) зональность кобальтового оруденения, фиксируюшаяся размещением наиболее низкотемпературного сульфосольного (висмут-сульфосольная кобальт- и серебросодержащая жильная формация) в наиболее высокогорных участках (Могенбуренское, Кааттайгинское, Правоузунхемское, Асхатинское рудопроявления Горного Алтая, Тувы и Монголии); характерно, что здесь отмечаются каолинит-гидрослюдистые (наиболее низкотемпературные) фации березитовой метасоматической колонки;

— пространственная локализация кобальтового оруденения (разнотипного) к участкам взаимного пересечения зон тектонических нарушений; при этом по мере перемещений «вверх» гипсометрически по рудно-метасоматической колонне в ее верхних горизонтах все более отчетливо проявлена рудоконтролирующая роль пологих, надвигового типа дислокаций, определяющая роль которых присуща наиболее низкотемпературному ртутному оруденению, связанному постранственно и во времени с кобальтовым оруденением [128].

В качестве рудоносных для *золото-березитового оруденения* (золото-березитовая и золото-лиственитовая рудные формации) выступают геохимически специализированные: 1) рифей-кембрийские преимущественно слабо дифференцированные вулканогенные толщи, 2) ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации (золото-лиственитовая рудная формация), 3) габбро и диориты таннуольского комплекса, 4) рудная формация магнетитовых скарнов, сформированных в контакте габброидов и

диоритов первой фазы таннуольского комплеса с вулканогенно-осадочными толщами рифея и раннего кембрия (золото-магнетит-скарновая формация).

Характеризуя проявления золото-березитовой рудной формации, авторы монографии «Рудные формации Тувы» [128] отмечают приуроченность оруденения этой формации к зонам рассланцевания, кварцево-жильным системам и роям даек и, в частности, отмечают прямую связь этого оруденения с дайками гранит-порфиров («оруденелые дайки»), возраст которых авторами этой монографии традиционно считается девонским. О возможной генетической связи золотого оруденения золото-березитовой формации с другими эпитермальными рудными формациями свидетельствует факт, приведенный авторами монографии, о присутствии в ассоциации с золотом (Тапса-Каахемский район) висмута, мышьяка, сурьмы и ртути.

В пределах Алдын-Маадырской зоны Западной Тувы отмечено совмещение ареалов березитизированных пород, развитых по рассланцованным породам ордовика и силура, дайкам кварцевых порфиров, с кварцево-жильными системами, становление которых связано с палеозойскими гранитоидами. Подобного рода совмещение палеозойской золото-кварцевой формации с ареалами более поздних (мезозойских) березитов изучалось нами в течение ряда лет и оценено как весьма перспективное комплексное полигенное и полихронное оруденение в Заамарском рудном районе Монголии и Чикойском золоторудном районе Западного Забайкалья [21].

Характеризуя оруденение золото-магнетит-скарновой рудной формации в Тапса-Каахемской зоне, В. В. Зайков [128] отмечает двухстадийное становление этих золоторудных образований: после формирования контактово-метасоматических скарнов (магнетит-гематитовые руды и тремолит-актинолит-хлоритовые метасоматиты) проявлен последующий гидротермальный (эпитермальный) этап оруденения — кварц-карбонатно-золото-сульфидный и карбонатно-цеолитовый, проявленные в зонах дробления среди скарнов. Размещение этих эпитермальных образований определяет столобообразную и линзовидную форму рудных тел. Весьма примечательны приводимые В. В. Зайковым [128] сведения о различной пробности золота в этом районе: пробность золота 940–960 (эпитермальное золото) и пробность 840–860 — вероятнее всего пробность «скарнового» золота. Палеозойский (досилурийский) возраст золото-скарнового оруденения обосновывается приводимым также В. В. Зайковым [128] фактом обнаружения скарнов в конгломератах силура на правобережье р. Бай-Сют. Характерно, что в конгломератах не отмечается присутствие гидротермально измененных пород, типичных для эпитермального оруденения, и в связи с этим можно предполагать значительный разрыв во времени между процессами скарнообразования (кембрий) и гидротермально-метасоматическими и рудными эпитермальными предположительно мезозойскими процессами оруденения.

Для *свинцово-цинковой жильной формации*, в соответствии с данными авторов монографии «Рудные формации Тувы» [128], рудоносными могут

являться разновозрастные толщи (рифей, кембрий, ордовик—силур, девон) в зонах разрывных нарушений или в узлах их пересечения. При этом отмечается в ряде случаев пространственная связь этого типа оруденения с дайками гранит-порфиров, возраст которых и соответственно оруденения считается девонским или же оруденение связывается с совмещением участков его проявления с рудоносными структурами мезозойской тектоно-магматической активизации. Отмечается во всех случаях совмещение оруденения с метасоматическими процессами «осветления», карбонатизации, лимонитизации. На юго-западе Тувы в высокогорных районах Каргинской и Могенбуренской зон выделяют [128] второй тип полиметаллических проявлений в зонах рассланцевания в нижнем структурном этаже (протерозой—кембрий) и в зонах брекчирования — в верхнем структурном этаже (девон—юра). По составу и формационной принадлежности проявления этого типа близки, по мнению авторов монографии, к формации месторождений Горного Алтая — медно-свинцово-цинковых с кобальтом и висмутом, образуя как бы переходное связующее звено между полиметаллическими жильными и кобальтовыми рудными формациями. Считается, что оруденение этого типа сформировалось в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации и контролируется разрывными нарушениями и участками скопления «мелких интрузий». Проявления полиметаллической минерализации в Каргинской зоне на отдельных участках ассоциируют с висмут-кобальтовыми блеклыми рудами, которые локализуются в разрывных нарушениях, секущих нижнеюрские толщи.

Рассматривая соотношения кобальтовой, кобальтсодержащей и ртутной минерализации Тувы, авторы монографии отмечают, что кобальтовое оруденение обнаруживает некоторые черты сходства по тектонической позиции рудных полей и минеральным ассоциациям с ртутным оруденением. Указано также, что в ряде участков (Шуйско-Чаданский, Барлыкский и Шапшальский) ртутное оруденение как бы сменяет кобальтовое по латерали и локализуется в продольных разломах, ограничивающих блоки, сложенные преимущественно образованиями девонского возраста. Отмечено также, что ртутное оруденение размещается в отложениях девона, а иногда карбона и юры. Таким образом, ртутное оруденение в отличие от других видов эпитермального оруденения, совместно с сульфосольным кобальтовым оруденением смещается в относительно верхние стратиграфическо-тектонические уровни.

О временной и возможно парагенетической связи кобальтового и ртутного оруденения свидетельствует приводимый авторами монографии факт совмещения в Талайлыкском рудном поле в Эльдихемской зоне разломов кобальтовой и ртутной минерализации, ассоциированных с дайками долеритов и лампрофиров, относимых к чуйскому комплексу. Приводятся следующие минералогические данные о связи ртутного и кобальтового оруденения. Повышенные содержания ртути (0,5%) установлены в блеклых рудах ряда сульфидно-сульфосольных рудопроявлений, в том числе и в кварц-карбонатных герсдорфит-халькопирит-сульфосольных рудах Узунойского месторождения. Другой характерной особенностью блеклых

руд поздних стадий оруденения являются высокие содержания сурьмы, повышенные — висмута, кобальта, никеля, серебра, цинка и свинца. Присутствие ртути установлено в арсенидных никель-кобальтовых жилах Хову-Аксинского, Акольского, Акхемского, Асхатингольского (за пределами площади листа) и других рудных полей, что, по мнению авторов монографии «Рудные формации Тувы» [128], «свидетельствует о несомненной связи кобальтового и ртутного оруденения и формировании их в процессе позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации». Хотя эти же авторы указывают, что структурные закономерности размещения ртутных проявлений Тувы подкрепляют точку зрения о связи ртутного оруденения с мезозойской металлогенической эпохой.

В качестве основы построения «Схемы прогноза мезозойского эпитермального оруденения» (см. рис. 6) использован ряд положений парагенетически-формационного анализа. Под парагенезом формаций (Б. А. Блюман, 1992) понимаются совмещенные в пространстве определенных тектонических структур и сближенные во времени, отвечающем определенной стадии развития, разнотипные — осадочные, магматические, метаморфические, метасоматические формации, обладающие признаками сопроисхождения. На Схеме прогноза мезеозойского эпитермального оруденения (см. рис. 6) выделены парагенезы формаций (ПФ) доинверсионной, инверсионной, орогенной, дейтероорогенной стадий и стадии мезозойской тектоно-магматической активизации. Каждому ПФ присуща определенная геохимическая специализация, которая во многом определяет специфику ЭО, формирующегося в геохимически специализированном субстрате. В легенде и на схеме каждому парагенезу соответствует своя цветовая гамма, что в известном смысле структурирует схему.

В состав *доинверсионного ПФ* входят геохимически (металлогенически) специализированные вулканические и магматические формации. Рифей-кембрийская вулканическая формация представлена двумя формациями: геохимически специализированной недифференцированной (слабо дифференцированной) формацией натриевых базальтов (золото) и контрастно дифференцированной бимодальной базальт-риолитовой формацией, специализированной на полиметаллическое оруденение. В пределах листа М-46 преобладающим распространением пользуется недифференцированная формация натриевых базальтов, отчетливо демонстрирующая преобладающе мантийную природу и мантийную геохимическую золоторудную специализацию. Отчетливо мантийной геохимической специализацией обладает другой член этого парагенеза — ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации (золото). Еще одним членом рифей-раннесреднекембрийского ПФ, завершающим становление этого парагенеза, является габбро-диорит-плагиогранитовая магматическая формация. Геохимические особенности пород первой фазы магматического комплекса этой формации — габбро и диориты — демонстрируют мантийную природу их происхождения. И, наконец, тоналит-трондьемитовые породы этой формации наиболее интенсивно контаминированы веществом консолидированной коры и вследствие этого не сохраняют особенности

мантийной геохимической специализации. Геохимическая (металлогеническая) специализация доинверсионного ПФ реализуется при контактово-метаморфическом взаимодействии габбро и диоритов габбро-диорит-плагиогранитовой формации с базальтоидами формации натриевых базальтов, когда формируются золоторудные скарны (Тардан). В данном случае геохимически специализированные вулканиты выступают в роли рудоносной, а габбро и диориты габбро-диорит-плагиогранитовой формации — в качестве рудообразующей формации. В случае взаимодействия мезозойских рудообразующих региональных метасоматитов (рудообразующая формация) на геохимически специализированные габбро и меланократовые диориты (рудоносная формация) формируется в измененных габбро и диоритах золото-сульфидно-березитовое оруденение.

В состав *инверсионного ПФ* входят ордовикско-силурийские существенно терригенные и терригенно-хемогенные отложения, а также завершающие становление этого парагенеза гранитоидные интрузии позднеордовикско-силурийского интрузивного комплекса (большепорожский), датируемые авторами геологической карты листа М-46 девонским возрастом. В целях формального соответствия составляемой нами схемы эпитермального оруденения с легендой геологической карты листа М-46 мы вынуждены принять трактовку возраста и формационной принадлежности этих интрузий на геологической карте. И тем не менее, пространственное размещение кварцево-жильных систем в геохимически специализированных вулканитах раннеинверсионного ПФ определяет относительно невысокую золотоносность этих кварцевых жил, обусловленную гидротермально-метасоматическим взаимодействием гидротерм с геохимически специализированным вулканогенным базальтоидным субстратом. Отличительной особенностью этой золоторудно-кварцевой формации является относительно низкая пробность золота (840–860) в этих жилах и их убого-сульфидный характер. Характерной литолого-геохимической особенностью одовикско-силурийских отложений инверсионного парагенеза является присутствие в нем в неравной мере существенно терригенных (ордовик) отложений без отчетливо выраженной геохимической специализации и существенно терригенно-хемогенных (терригенных — известково-мергелистых) геохимически специализированных силурийских отложений. Низкая скорость осадконакопления этих отложений по сравнению с относительно повышенной скоростью осадконакопления терригенных отложений определяет достаточно отчетливо выраженную геохимическую специализацию терригенно-хемогенных отложений. Эта специализация (геохимическая и металлогеническая) выражена формированием арсенидно-никель-кобальтовых и кобальтсодержащих скарнов ховуаксинского и карбайского типов в контакте девонских интрузий с терригенно-хемогенными силурийскими толщами. Отличительной особенностью этих скарнов является их протяженный по вертикали надынтрузивный характер — формирование в линейных надынтрузивных зонах и в участках не вскрытых эрозией интрузивных тел (подобно Ярышкольским магненитовым скарнам Западного Саяна). Возможное происхождение и форма скарновых (протяженных по латерали и вертикали) контактово-метасоматических

образований во многом связана с водонасыщенностью силурийских отложений, в незначительной мере претерпевших постседиментационные изменения, что значительно повышает их теплопроводность и, как следствие, облегчает миграцию контактово-метасоматических скарнообразующих флюидов. Такая вертикально протяженная форма скарновых тел в дальнейшем может определять значительные масштабы перераспределения рудных компонентов в процессе преобразования этих скарнов поздними гидротермально-метасоматическими процессами, связанными с мезозойской тектоно-магматической активизацией.

В состав *орогенного ПФ* входят покровные вулканиты девона и связанные с ними малые интрузивные субвулканические тела и их комагматы — интрузивные тела джойского комплекса. Вулканогенные образования кендейской и саглинской свит преимущественно выступают в роли рудовмещающих формаций для эпитермального ртутного оруденения. Граниты джойского и других девонских магматических комплексов являются рудообразующими применительно к арсенидно-никель-кобальтовой скарновой рудной формации (Хову-Аксы, Карбай). Образование таких рудоносных скарнов происходит в контакте девонских гранитов с геохимически специализированными терригенно-хемогенными толщами силура. По причине особых физико-механических свойств «хрупких» вулканогенных девонских толщ, чередующихся с прослоями относительно пластичных вулканогенно-осадочных и осадочных пород в таких толщах, вовлекаемых в тектонические движения стадии мезозойской тектоно-магматической активизации, формируются пологозалегающие дислокации типа надвигов, которые и являются экранирующими структурами для ртутного оруденения.

Наиболее ранние образования дейтероорогенного парагенеза (ихейская свита D_2), так же как и орогенного, являются рудовмещающими для оруденения ртутной барит-кобальтовой формации. Эти образования представлены карбонатно-глинисто-песчаниковой соленосной формацией, толщи которой содержат прослои мергелей, известняков, загипсованных пород, каменной соли. Подобный состав толщ способствует образованию геохимического барьера для рудоносных растворов и локализации ртутного оруденения.

В состав ПФ *мезозойской тектоно-магматической активизации* (ТМА) входят пространственно и парагенетически ассоциированные комплекс дифференцированных даек состава долерит–лампрофир–гранит-порфир(кварцевый порфир) и региональные средне-низкотемпературные метасоматиты каолинит-аргиллизит-березитовой формации. Понятие «региональный метасоматит» отвечает метасоматитам, не связанным с конкретными интрузивными телами, а являющимися производными глубинных очагов магмообразования. Как установлено в ряде других регионов [21, 22, 23], сложно дифференцированный комплекс даек и региональные метасоматиты в своем размещении контролируются надрегиональными зонами глубинной проницаемости и по времени формирования рассматриваемые региональные метасоматиты наиболее близки к дайкам гранит-порфиров, завершающих становление этого дайкового

комплекса. При этом дайки порфиров, так же как и предшествующие им дайки долеритов и лампрофиров, подвергаются рудообразующим метасоматическим изменениям, образуя тип оруденения «минерализованные дайки», сходный с оруденением золоторудного Березовского рудного района Урала. Таким образом, ПФ мезозойской ТМА является рудообразующим. В качестве рудоносных для целого ряда, в том числе и полигенного и полихронного оруденения, выступают геохимически и металлогенически специализированные вулканогенные, осадочные, магматические и рудные формации, входящие в состав более ранних — доинверсионного, инверсионного и орогенного ПФ.

Рассматриваемая далее петролого-генетическая модель ЭО прямо вытекает из перечисленных выше характеристик ЭО, из которых наиболее важной, на наш взгляд, является парагенетическая ассоциированность этого типа оруденения с дифференцированным долерит-лампрофир-гранит(кварцево-)порфировым дайковым комплексом. При этом весьма значимой петрологической особенностью этого комплекса является тесная пространственная совмещенность последовательно внедряющихся даек этого комплекса. Временная сближенность даек этого комплекса подчеркнута их тесной пространственной связью — сонахождением часто в виде сложных даек. Последовательность внедрения даек такова: долериты, затем лампрофиры, и завершают становление дайкового комплекса гранит-порфиры или кварцевые порфиры.

Размещение региональных метасоматитов каолинит-аргиллизит-березитовой формации контролируется теми же зонами проницаемости, что и размещение даек. Опыт картирования и прослеживания даек и литературные данные показывают, что дайки, как и ассоциированные с ними метасоматиты, контролируются преимущественно зонами проницаемости субмеридионального простирания. Особо следует остановиться на геологической характеристике таких «скрытых» зон проницаемости, изучение и картирование которых проводилось нами в пределах Юго-Восточной Тувы и сопредельных районах Северо-Западной Монголии. Характерная особенность этих зон проницаемости — их отчетливое проявление в виде локальных зон дробления (часто минерализованных), отчетливо видных и картируемых лишь в участках распространения относительно «хрупких» магматических и метаморфических (регионально- и контактово-) породах. Эти зоны практически не проявлены по простиранию, когда они протягиваются в относительно пластичные существенно терригенные или карбонатные породы. Общей характеристикой таких зон является фрагментарный характер их проявления. При этом часто зоны таких «скрытых» нарушений группируются в полосы шириной до 7–10 км и более и могут быть фрагментарно прослежены по простиранию на десятки и сотни километров [21, 22, 23]. Как показывает наш опыт [22], такие трансрегиональные нарушения довольно отчетливо выражены в геофизических полях появлением в них локальных протяженных градиентов гравитационного и магнитного поля.

Такой же метод выделения и прослеживания субмеридиональных зон проницаемости был использован В. Н. Мухиным при анализе

геофизических материалов по листу М-46 (см. гл. «Тектоника и глубинное строение»). Установлено, что серия таких зон в виде субмеридиональных полос шириной в среднем 30–40 км выделяется в западной, центральной и восточной частях листа и, скорее всего, продолжается на север и на юг в сопредельные территории Западного Саяна и Монголии и в соответствии с этим они могут интерпретироваться как полосовидные трансрегиональные рудоконтролирующие зоны рассредоточенной проницаемости общекорового заложения (ЗРП).

Последовательность становления даек, их ассоциированность с зонами трансрегиональной проницаемости позволяют следующим образом представить тектоно-петрологическую модель их становления. Общекоровый [17] характер таких зон проницаемости подтверждается тем, что в них в начале становления дайковых комплексов размещаются дайки долеритов — мантийные образования. Формирование таких даек связано, скорее всего, с приближением к основанию коры мантийного астенолита базальтового состава. Протяженность ареала даек долеритов, их размещение в субмеридиональных зонах проницаемости и формирование таких зон могут быть связаны с активным механическим воздействием базальтового астенолита, аркообразным короблением консолидированной коры над ним, что приводит к формированию в коре системы мегатрещиноватости — общекоровых зон повышенной проницаемости.

Следует подчеркнуть, что одновременно с формированием таких субмеридиональных зон происходит ремобилизация более ранних тектонических нарушений, в том числе и нарушений традиционного для Тувы восток-северо-восточного простирания. Масштабы такой ремобилизации могут быть соотнесены с шириной зон субмеридиональной проницаемости. Становление базальтового астенолита в основании коры, «отток» из него значительных объемов базальтовых расплавов нарушает тепловое равновесие астенолита, определяя его частичную или полную кристаллизацию. Выделение теплоты кристаллизации астенолита определяет возможность его флюидного взаимодействия с веществом консолидированной коры, ее частичное плавление и формирование в основании коры глубинного гранитоидного очага. Взаимодействие базальтовых расплавов с веществом новообразованного гранитоидного глубинного очага может приводить к формированию диорит-лампрофировых расплавов, внедряющихся и перемещающихся в верхние горизонты коры вслед за дайками долеритов по зонам повышенной проницаемости. Перемещение этих даек по тем же зонам проницаемости облегчается тем, что эти зоны проницаемости относительно «прогреты» в процессе миграции предыдущих даек долеритов.

Вслед за дайками диоритов и лампрофиров от глубинного очага отделяются и перемещаются «вверх» по термостатированным зонам и дайки кислого состава. Отделение значительных объемов кислых расплавов от глубинного очага, так же как и в случае базальтового астенолита, нарушает тепловое равновесие глубинного гранитоидного очага, определяя тем самым начало процессов его кристаллизации и, как следствие этого, отделение (выделение) из глубинного очага значительных количеств

постмагматических флюидов, несущих на себе отпечаток калиевой петрохимической специализации глубинного очага.

Значительные вертикальные масштабы перемещения глубинных флюидов (региональных метасоматитов) могут быть обусловлены тем, что зоны проницаемости «прогреты», термостатированы проникновением по ним предшествующих дайковых комплексов. Причиной столь масштабного и направленного «снизу вверх» перемещения флюидов может являться масштабный геотермический градиент, создающийся в системе кристаллизующий глубинный очаг на глубинах возможно 10 км и более (внизу) и «холодные» породы верхних уровней коры (рифей-палеозойские отложения). В этих верхних уровнях коры, в «холодных породах» создаются условия резкого изменения геотермического градиента, а в трещиноватых породах — резкое изменение геобарического градиента. Все это способствует осаждению, локализации, в том числе и рудных элементов.

Следует особо подчеркнуть, что значительные вертикальные масштабы миграции гидротермально-метасоматической колонны определяют такие значительные масштабы мобилизации, перераспределения и накопления компонентов, в процессе перемещения гидротермально-метасоматических процессов «сквозь» геохимически специализированные осадочные, вулканические и магматические породы. Масштабы накопления (рудообразования) определяются во многом степенью дометасоматической концентрации рудных элементов и их ассоциаций. В этом отношении весьма показателен субстрат металлогенически специализированных скарнов (золотосодержащих магнетитовых и никель-кобальтово-арсенидных), в субстрате которых формируются поздние (мезозойские) гидротермально-метасоматические колонны, определяя масштабность перераспределенного, концентрированного ими эпитермального оруденения.

Свидетельством вертикальной протяженности и потенциальной продуктивности таких колонн является их вертикальная метасоматическая зональность — сопряженная смена «по вертикали» фаций березитовой метасоматической колонки (от березитовых к каолинит-аргиллизитовым ее зонам) и одновременная смена арсенидного никель-кобальтового оруденения сульфидно-сульфосольным и сульфосольным с серебром, висмутом и ртутью. Подтверждением такой же вертикальной зональности является взаимосвязь оруденения, в частности кобальтового и ртутного. Свидетельством вертикальной метасоматической зональности является «гипсометрическая» вертикальная зональность эпитермального оруденения — присутствие наиболее низкотемпературных «фаций» оруденения в наиболее гипсометрически высоких участках рельефа. Этот факт позволяет по-новому оценить глубинные перспективы наименее эродированных участков рудно-метасоматических колонн.

В заключение характеристики модельных построений следует подчеркнуть, что рассмотренная модель относится к каждой из выделяемых индивидуальных зон проницаемости, чередующихся в пределах листа М-46 в виде отдельных полос. Эти зоны могут развиваться по одинаковому «сценарию», практически синхронно, но их условная металлогеническая продуктивность может зависеть от экстенсивных параметров зоны,

выраженных ее «мощностью» — шириной, протяженностью и, как следствие этого, масштабами проявления дайкового магматизма и ассоциированного с ним регионального метасоматоза.

ПРОГНОЗНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО МЕТОДИКЕ ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Рациональность использования геофизических данных для выявления ЗРП обосновывается тем, что кроме значительности линейных параметров этих зон (ширина — десятки и протяженность — сотни километров) они имеют, скорее всего, и значительные масштабы вертикальной протяженности. Об общекоровом — мантийно-коровом заложении таких зон свидетельствует тот факт, что в них в составе дайковых комплексов пространственно совмещены ранние мантийные долериты, мантийно-коровые лампрофиры и коровые породы (гранит-, гранодиорит-, граносиенит-порфиры, до сиенит-порфиров, и их неполнокристаллические аналоги), петрогенетический ряд которых может интерпретироваться как признак последовательного смещения очагов магмообразования из верхних частей мантии (долериты) в основание земной коры (порфиры). Как уже отмечалось, в линейных зонах с дайками ассоциированы региональные метасоматиты, имеющие, так же как и дайки, калиевую петрохимическую специализацию (березиты, аргиллизиты). Значительная интенсивность этих процессов, наиболее тесно во времени сближенных с дайками порфиров, определяет их как рудообразующий фактор. При этом во многом состав и руднoформационная принадлежность ЭО определяется не специализацией самих метасоматитов, а специализацией преобразуемых ими рудоносных формаций. Так, для Ni-Co, Cu-Co и Co рудных формаций в качестве рудоносных выступают толщи карбонатно-глинистого типа разреза карбонатно-терригенной ассоциации формаций силура. Для Pb-Zn жильного ЭО — геохимически полиметалльно специализированные ассоциации вулканогенно-осадочных и карбонатно-терригенных формаций девона. Для золото-березитовой и золото-лиственитовой рудных формаций в качестве рудоносных могут быть выделены следующие геохимически специализированные кембрийские магматические формации: плутонические — габбро-диорит-плагиогранитовая и дунит-гарцбургитовая; вулканогенные — дифференцированные натриевых базальтов–риолитов и андезит-дацит-риолитовая. Для ряда рудных формаций — ртутной и флюоритовой — определяющим является структурно-тектонический контроль реализации оруденения.

Принципиально важна, и это уже отмечалось нами [45], закономерность размещения оруденения по гипсометрической «вертикали», возможность изменения состава и строения рудных тел в зависимости от глубины эрозионного среза конкретных рудных тел и рудных полей. Такой фактор, после проведения соответствующих исследований, во многом, по-видимому, может быть использован для оценки перспектив вертикальной протяженности ЭО на глубину. Как выяснилось в процессе составления схемы, разнотипные и разномасштабные проявления ЭО локализованы

в участках пересечения линейных зон субмеридиональных региональных нарушений и областей распространения геохимически специализированных рудоносных формаций (Co оруденение, Pb-Zn оруденение). Как уже отмечалось ранее В. И. Лебедевым и др. [128], устанавливается структурно-тектонический контроль киноварного оруденения в дислокациях, особенно надвиговых, размещающихся в пределах девонских вулканогенно-осадочных орогенных формаций.

В конечном счете, процедура прогнозно-минерагенического анализа ЭО сводится к выделению перспективных площадей в участках совмещения ЗРП с областями распространения рудоносных формаций. Такие прогнозируемые в масштабе 1 : 1 000 000 перспективные площади (ПП) могут выделяться как в площадях распространения ранее выявленного ЭО, так и в площадях, где это оруденение ранее не было выявлено. При этом выделяемые ПП с учетом их геолого-минерагенических характеристик и потенциальной рудоносности, оцениваемой по прямым признакам масштабов рудоносности, ранжированы по очередности постановки в их пределах поисково-оценочных и поисковых работ на категории первой и второй очереди. В качестве первоочередных для проведения поисково-оценочных работ выделяются ПП с известными месторождениями и рудопроявлениями. ПП (в том числе прогнозируемые) вынесены на схему, поименованы и перечислены в легенде. На схему вынесены шесть ЗРП (с запада на восток), в пределах которых выделяются ПП (см. рис. 6).

В настоящей главе приводится лишь общая характеристика выделяемых ПП. Более подробная информация о входящих в них месторождениях и рудопроявлениях содержится в гл. «Полезные ископаемые», а также в монографии «Рудные формации Тувы» [128]. Исключение составляет Карбайская ПП, для которой приводится расширенное описание по материалам съемочных работ, поскольку роль эпитермального кобальтового оруденения в этой ПП представляется недооцененной.

I. Карбай-Каргинская ЗРП

1. Карбайская ПП (Co) расположена в пределах Центрально-Саянской зоны (северо-западная часть листа M-46-1), частично захватывает Карбайско-Саянскую зону разломов. Границы Карбайской ПП выделены с учетом главных рудоконторолирущих факторов мезозойского эпитермального оруденения, охарактеризованных в предыдущем разделе. С востока и запада границы ПП проведены по внешним контурам площадей развития роев мезозойских даек и проявлений связанных с ними березитов. С юга ПП ограничена Кужебазинским разломом, северная часть ПП выходит за пределы листа M-46. В пределах ПП отмечается несколько проявлений кобальтового оруденения кобальтовой сульфоарсенидной скарновой формации (Перевальное, Озерное и др.). В качестве рудоносных выступают ордовикско-силурийские и силурийские толщи сероцветной терригенно-карбонатной флишоидной формации. По данным И. К. Кокодзеева и др. [225], на проявлении Перевальное скарновая зона по простиранию прослежена на 2300 м при мощности 350–450 м. Оруденелые скарны имеют следующий минеральный состав: кобальтин, халькопирит, пирротин, сфалерит, марказит, пирит, редко галенит, единичные зерна золота,

висмутина и псиломелана. Наиболее ранний и наиболее широко развитый из рудных минералов — кобальтин.

Одно из рудных тел — Южное оконтурено по содержаниям кобальта 0,04–0,19 % и прослежено на 500 м при средней мощности 41 м. Минимальные ресурсы кобальта оцениваются в 6000 т металла, в том числе со средневзвешенными содержаниями 0,13 % — 1200 т, что позволяет, по данным И. К. Кокодзеева, предполагать здесь промышленное месторождение рядовых кобальтовых руд. Участок рудопроявления Озерное является продолжением к югу участка рудопроявления Перевальное. Оруденение приурочено к узкой (10–15 м) зоне скарнов, прослеженной на 400 м. Скарнирующие интрузии на участке не вскрыты. Основная кобальтовая минерализация концентрируется в зоне оруденелых карбонатно-актинолитовых скарнов с сопутствующим и наложенным (по В. И. Лебедеву) сульфидным и сульфоарсенидным оруденением. Главные рудные минералы: кобальтин, шмальтин, арсенопирит, сфалерит, пирит, пирротин, бурнотит, халькопирит, борнит, в зоне окисления — ковеллин, скородит, эритрин. Средневзвешенные содержания кобальта составляют 0,063 %, что соответствует средним содержаниям в рядовых промышленных рудах. Прогнозные ресурсы на участке ориентировочно оцениваются в 907,2 т, при этом запасы могут быть увеличены за счет продолжения рудной зоны на северо-восток.

Кобальтовая минерализация отмечается в составе магнетитовых руд железорудных скарновых месторождений, известных на территории Карбайской ПП. Кобальтин и арсениды кобальта вместе с халькопиритом и висмутином образуют тонкую рассеянную вкрапленность в магнетите и мушкетовите. Непосредственным продолжением на юго-запад скарновых тел Малокарбайского месторождения является рудная зона, прослеженная по простиранию на 250–300 м, шириной 16–34 м. Средние содержания кобальта по спектральным анализам бороздовых проб и сколков — 0,13 %, что позволяет оценить ресурсы этого участка в 2000 т металла.

Кроме рудных тел скарнового типа, в строении Карбайской ПП принимают участие наложенные, в том числе и на скарны, зоны прожилково-вкрапленных сульфидных и сульфоарсенидных руд. Формирование сульфидов происходило значительно позднее скарнообразования. Характер этих наложенных изменений может свидетельствовать о наличии в районе названных проявлений зон березитизации, ассоциированных с роями даек предположительно мезозойского возраста. С учетом этих данных можно предполагать, что в Карбайской ПП кобальтовое оруденение является полигенным и полихронным, т. е. имеет место совмещение палеозойской (девонской) кобальтсодержащей магнетитовой скарновой или кобальтовой сульфоарсенидной скарновой рудных формаций с мезозойской эпитермальной медно-кобальтовой сульфоарсенидной или никель-кобальтовой арсенидной. Подобная ситуация характерна для Ховуаксинской ПП. Вследствие возможного обнаружения в Карбайской ПП полигенного и полихронного оруденения ховуаксинского типа эта ПП оценивается нами как высокоперспективная и рекомендуется для проведения здесь поисковых работ. Особое внимание при их проведении следует обращать на

участки совмещения скарнового и наложенного на него сульфидного оруденения; также следует тщательным образом изучать, картировать и опробовать линейные ареалы метасоматитов и линейные зоны гидротермально-прожилкового прокварцевания. Крайне важно привлечь к изучению этого рудного узла сотрудников Тувинского НИКОПР во главе с В. И. Лебедевым с проведением ими экспертной оценки выявленных проявлений Карбайской ПП.

2. Хонделен-Алдын-Маадырская ПП (Au, Co). В состав ПП входят ранее выявленные Хааксаирское, Тожектыкское, Дуушкынытское, Арысканское, Улугсаирское, Аксугское золоторудные проявления золото-березитовой и золото-лиственитовой (Тожектыкское) формаций. При этом имеются предварительные данные о том, что оруденение по крайней мере двух проявлений (Арысканского и Узун-Саирского) является полигенным и полихронным — с оруденением золото-кварцевой формации, связанным с девонскими интрузиями гранит-лейкогранитового комплекса, совмещено оруденение золото-березитовой формации, ассоциированное с ареалами березитов, гидротермально-прожилкового прокварцевания, пространственно и во времени сопряженных с дайками предположительно мезозойского возраста. В ПП также отмечаются проявления никель-кобальтовой арсенидной формации — Сарыташское и Хонделенское, пункты ртутной минерализации [128]. По результатам маршрутных исследований и штуфного опробования, проведенного ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», Хонделен-Алдын-Маадырская ПП перспективна на обнаружение объектов золото-березитовой и золото-кварцевой формаций с ожидаемыми, по мнению красноярских геологов, прогнозными ресурсами золота порядка 40 т. На участке Узун-Саир выявлены кулисообразные тела прокварцованных и березитизированных конгломератов из верхней части чергакской серии (O_3–S) с рассеянной вкрапленностью пирита и халькопирита, содержащие золото — от 0,5 до 14 г/т. На участке Арыскан выделяется кварцево-жильная зона в серицит-кремнисто-карбонатных сланцах и известковистых песчаниках чергакской серии. Содержание золота в пределах кварцево-жильной зоны неравномерное, от 0,1 до 5 г/т. Принципиально важно, что в пределах и этой ПП пространственно совмещены две разновозрастные и разнотипные формации: золоторудные кварцево-жильная палеозойская, связанная, по-видимому, с невскрытими эрозией телами девонских гранитоидов, и золото-березитовая, ассоциированная с дифференцированными мезозойскими дайковыми комплексами и парагенетически связанными с дайками региональными золотоносными березитами.

На территории Хонделен-Алдын-Маадырской ПП рекомендуется постановка прогнозно-поисковых работ. При этом особое внимание рекомендуется обратить на выявление, прослеживание и картирование ареалов золотосодержащих березитов, выделение внутри них «стволовых» зон гидротермально-прожилкового прокварцевания. Особо следует детально изучать внутреннее строение протяженных кварцевых жил, выделяя внутри них зоны дополнительного прокварцевания, синхронного с формированием березитов, окружающих кварцевые жилы. Важно, что такие

внутрикварцевые зоны полигенного прокварцевания могут являться «бонанцами» с заметно повышенными содержаниями золота. Тщательного изучения заслуживают и дайки различного (кислого и основного) состава, подвергшиеся гидротермально-метасоматической проработке, с которыми может быть связано оруденение типа «минерализованных даек».

3. Чиргакская ПП (Со) расположена на стыке листов М-46-VII и М-46-VIII в бассейнах рек Большой Аянгаты, Улуг-Чиргакы и Аныяк-Чиргакы в пределах Хемчикско-Систигхемского прогиба. Чиргакская ПП ограничена с севера и с юга зонами ремобилизованных в мезозое субширотных разрывных нарушений (Ак-Бедигским и др.), охватывая область развития роев мезозойских даек долеритов, лампрофиров и предположительно мезозойских даек кислого состава. ПП имеет преимущественно кобальтовую специализацию, включает кобальтовые проявления Шемушдаг, Центральный Акчат, Чунмалыкское, относящиеся к медно-кобальтовой сульфоарсенидной рудной формации, а также полиметаллические — Сарыг-Бель, Пулугтугское, золоторудные — Элезенкийское и др. ПП приурочена к антиклинальной структуре, ядро которой сложено терригенными отложениями ордовика, а крылья — карбонатно-терригенными породами силура. Под ордовикскими отложениями, по данным магнитометрических и гравиметрических работ, предполагается залегание не выходящей на поверхность кембрийской вулканогенно-осадочной толщи и гипербазитов, которые могут рассматриваться как потенциальный источник кобальта, антиклинальная структура поля — как возможный структурный критерий локализации «рудоносных потоков» [166]. К разломам, оперяющим нарушения северо-западного простирания, приурочены зоны гидротермально измененных пород с медно-кобальтовым оруденением — породы осветлены, окварцованы, карбонатизированы (кальцит, анкерит, доломит), серицитизированы. Отложения низов аянгатинской свиты ордовика геохимически специализированы и характеризуются повышенными содержаниями кобальта и меди (в отдельных точках в песчаниках и конгломератах — до 1 и 0,005 % соответственно) и никеля (до 0,02 %), связанными с песчанистым цементом пород, который состоит в значительной мере из продуктов размыва основных вулканогенных пород, отличающихся высокими фоновыми содержаниями никеля и кобальта.

Проявление Шемушдаг, по данным Я. Я. Каценбогена (1952), по запасам и качеству руд рассматривалось как забалансовое месторождение, запасы кобальта до глубины 150 м по $C_1 + C_2$ составляют 208 т при среднем содержании 0,18–0,23 %, меди — 927 т при среднем содержании 0,9 % (по одной зоне). По данным детальных литохимических работ Чиргакской партии [166] по продуктивности ореолов рассеяния подсчитаны возможные ресурсы до глубины 150 м: кобальта — 412 т и меди — 19 250 т.

В рудопроявлениях, размещенных вдоль Кара-Дытского разлома, кобальт содержится в сульфидах (пирит), сульфоарсенидах (глаукодот-арсенопирит), арсенидах (леллингит), среди арсенатных охр. Медно-кобальтовая минерализация этого типа сопровождает полиметаллическую (участки Сарыг-Бель и Чунмалыг). Оруденение приурочено к

гидротермально измененным дайкам кислого состава (часто меридиональным, предположительно мезозойским), зонам брекчирования среди алевролитов, аргиллитов с линзами известняков, песчаников ордовика—силура, прорванных ороговиковывающими и скарнирующими их телами габбро, диоритов и лейкогранитов девона. Оруденение сопровождается окварцеванием, каолинизацией и аргиллизацией. Суммарные прогнозные ресурсы кобальта до глубины 300 м в рудных зонах участка Сарыг-Бель, подсчитанные на основании оценки продуктивности вторичных ореолов, составляют 1,5 тыс. т. В северной рудоносной зоне участка, прослеженной на 2,5 км, в качестве перспективного объекта выступают брекчии, содержащие бедную минерализацию (Co — 0,02–0,06 %, Cu — 0,85 %, Pb, Zn, Sb — около 0,5 %).

Пространственная зональность в распределении минерализации заключается в том, что в ядре антиклинальной структуры (Чиргакской брахиантиклинали) сконцентрирована медно-кобальтовая и никелевая минерализация, на ее крыльях — медно-полиметаллическая, а на крыльях наложенного Центрально-Тувинского прогиба медно-полиметаллическая минерализация сопровождается ртутной. Такая зональность возможно является отражением вертикальной рудной зональности.

В пределах ПП при проведении прогнозно-поисковых работ особое внимание рекомендуется обращать на картирование ассоциированных даек лампрофиров, долеритов и гранит-порфиров, а также на выявление и штуфное опробование ареальных проявлений метасоматических и гидротермально-прожилковых изменений. Принципиально важно выделять участки, где пространственно совмещено разнотипное оруденение — жильное полиметаллическое, золото-березитовое, медно-кобальтовое, ртутное и флюоритовое.

4. Хемчикско-Аянгатинская ПП (Pb-Zn, Hg) расположена вдоль южной границы Хемчикско-Систигхемского прогиба и северной границы девонского Центрально-Тувинского прогиба. РУ ограничен узкой полосой субширотных зон разрывных нарушений (Шуйской и Даштыг-Ханашской), возможно ремобилизованных в процессе тектонических движений, обусловленных мезозойской тектоно-магматической активизацией. ПП включает свинцово-цинковые проявления Даштыг-Ханаш и Оргулашское, ртутные — Чалайлыгское и Ойбак-Карасуг. Медно-полиметаллическое оруденение локализуется в разрывных нарушениях, секущих отложения кендейской свиты. Минерализация сопровождается интенсивными гидротермальными изменениями (осветление, окварцевание, гидрослюдизация, каолинизация, баритизация, гематитизация, хлоритизация и карбонатизация) [166].

Рудопроявление Даштыг-Ханаш (правобережье р. Даштыг-Ханаш) приурочено к зоне тектонических брекчий северо-западного простирания в отложениях кендейской свиты в той части зоны, где она выполнена карбонатными породами среди горизонтов вулканитов. Зона связана с разрывными нарушениями, оперяющими субширотный Дыштыг-Ханашский разлом. Рудное тело прослежено с поверхности на протяжении 200 м. Содержание свинца в зоне окисления (церрусит, пироморфит) до 3,1 %.

Ресурсы этого проявления оцениваются в 1,1 тыс. т металла [166]. Помимо свинца, в зоне брекчий выявлено повышенное содержание цинка, кобальта, никеля. В качестве рудоносных для эпитермального полиметаллического оруденения могут рассматриваться толщи вулканогенно-осадочных пород девона, содержащие медно-полиметаллическое оруденение стратиформного типа.

Ртутное барит-киноварное оруденение локализуется в блоках, сложенных вулканитами и интрузивными породами девона, часто на контакте их с осадочными отложениями. Оруденение Ойбак-Карасугского проявления ртути (левобережье р. Ойбак-Карасуг, на пересечении субширотной Даштыг-Ханашской зоны разломов с северо-западным Арык-Хемским скрытым разломом) приурочено к зонам дробления в мелких телах диоритов и габбро-долеритов предположительно чазадырского комплекса (триас), прорывающих карбонатно-терригенные отложения силура, преимущественно вдоль контакта с алевролитами. Диориты березитизированы и окварцованы, осадочные породы аргиллизированы; все породы серицитизированы, карбонатизированы, гематитизированы. Выявлено несколько рудных тел, вытянутых в северо-западном направлении. Прогнозные ресурсы ртути оцениваются в 64 т, при среднем содержании ртути 0,09 %, прогнозные ресурсы по главному рудному телу — 300–400 т [166].

Проведению поисковых работ в пределах этой ПП должно предшествовать тщательное дешифрирование аэрофото- и космических снимков с максимальной разрешающей способностью для выявления локальных зон минерализованных тектонических нарушений и возможных узлов их взаимного пересечения. Так же как и в пределах других участков, при проведении маршрутных исследований особое внимание уделяется выявлению и картированию ареальных проявлений гидротермально-метасоматических изменений, гидротермального прожилкования, зон осветления — аргиллизации, каолинизации. Принципиально важно картирование скоплений и линейных протяженных зон распространения дифференцированных даек и особо их метасоматически измененных разновидностей.

5. Пертойская ПП (Pb-Zn, Hg) расположена в северной части западного окончания Центрально-Тувинского прогиба, ограничена с севера и юга субширотными зонами разрывных нарушений, предположительно ремобилизованных в процессе тектонических движений мезозойской тектоно-магматической активизации. Пертойская ПП включает Пертойское свинцово-цинковое проявление и Чазадырское ртутное месторождение. На Пертойском проявлении минерализация приурочена к тектоническим брекчиям в силле риолитов в месте сочленения двух полого падающих разломов [128], особенно в местах, осложненных зонами дробления изгибов контакта интрузии с вмещающими терригенными породами саглинской свиты. В районе проявления отмечается березитизация пород. Общая протяженность минерализованной полосы 50 м, в ее пределах выделяются два оруденелых участка штокверкового типа площадью 100–600 м^3, сложенных массивными (преимущественно галенит, небольшое количество

барита, пирита, халькопирита, блеклых руд), прожилковыми (галенит, барит) и вкрапленными (галенит) рудами. На 1955 г. проявление считалось малым промышленным месторождением с запасами по категории C_1 — 1720 т и C_2 — 5000 т [20].

На участке Чазадырского ртутного месторождения главной рудоконтролирующей структурой является субмеридиональный Рудный разлом. Наиболее благоприятными для локализации ртутного оруденения считаются его коленообразные изгибы [128]. Вмещающие породы, в том числе и серпентиниты, в зоне разлома окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы. На месторождении выделены две рудные зоны, содержащие шесть рудных тел, имеющих линзообразную, столбообразную или неправильную форму. Из рудных минералов наиболее распространены киноварь, халькопирит, ртутьсодержащая блеклая руда, галенит. Запасы месторождения по категориям $C_1 + C_2$ составляют 1102 т ртути при среднем ее содержании 0,29 % [20].

При проведении прогнозно-поисковых работ на этом участке, так же как и в пределах Пертойской ПП, рекомендуется обращать особое внимание на зоны (участки) возможного совмещения полиметаллического и ртутного оруденения и избирательно детализировать картирование и опробование этих участков.

6. Талайлыкская ПП (Co) включает Верхне-Талайлыкское, Оначинское, Теректыкское и Уступахашское рудопроявления. На Верхне-Талайлыкском медно-кобальтовом проявлении (медно-кобальтовая сульфоарсенидная рудная формация) рудовмещающими являются дислоцированные сланцевые толщи алтынбулакской свиты. Выявлены рудная зона и семь обособленных жил. Рудная зона (4×15 м) состоит из серии жил — по типу «лестничной жилы», по падению прослеживается на 50 м. Жилы сложены кальцитом, кварцем, альбитом, хлоритом, кобальтином, теннантитом, пиритом. Из вторичных минералов — эритрин, малахит, азурит, лимонит. Содержание (%) кобальта — 0,014–1,22, никеля — 0,014–0,06, меди — 0,85–1,51 [321]. На Оначинском проявлении (арсенидная никель-кобальтовая рудная формация) отмечены дробленые и обохренные песчаники саглинской свиты с медно-никель-кобальтовой минерализацией; содержание (%) меди –1,3–15,0, кобальта — 0,75, никеля — 0,27. Теректыкское и Уступахашское рудопроявления отнесены к кобальтсодержащей висмут-сульфосольной рудной формации [128]. На Теректыкском рудопроявлении оруденение приурочено к субширотному разлому в толще кислых вулканитов кендейской свиты. Рудовмещающими на Уступахашском рудопроявлении являются терригенные породы шемушдагской серии. В пределах Кызылоюкского месторождения выявлено 49 рудных жил (никель-кобальтовая арсенидная формация), размещенных в вулканитах алтынбулакской свиты. Средняя длина жил 20 м, мощность 10–20 см; содержание (%) кобальта — 2,3 (0,01–14,0), никеля — 0,98 (0,03–7,8), мышьяка — до 10,88. Прогнозные ресурсы оцениваются [321] в 5–6 тыс. т металла.

При проведении поисково-оценочных работ в пределах этой ПП особое внимание следует обращать на возможность выявления вертикальной —

гипсометрической рудной и гидротермально-метасоматической зональности в выявленных рудопроявлениях, располагающихся на разных высотных отметках.

7. Каргинская ПП (Co, Pb-Zn, Hg) расположена в пределах Каргинского грабена, и его границы совпадают с границами грабена. ПП включает Талайлыкское, Верхнетумзейское, Узун-Хемское, Хурентайгинское кобальтовые, Верхне-Талайлыгское ртутное, Кургакское и другие свинцово-цинковые рудопроявления. На участке Хурентайгинского рудопроявления [128] никель-кобальтовая минерализация выявлена в полосе шириной около 150 м, где установлены прожилки с гнездово-вкрапленным распределением скуттерудита, саффлорита, раммельсбергита, кобальтина и ртутьсодержащей блеклой руды. В пределах Талайлыкского рудопроявления медно-никель-кобальтовая минерализация (медно-кобальтовая сульфоарсенидная рудная формация) локализована в кварцевых и кварц-карбонатных жилах и прожилках, секущих хлоритизированные базальтоиды алтынбулакской свиты и терригенно-сланцевые породы среднего девона. Оруденение располагается на двух разобщенных участках — Тумзейском и Чалайлыкском. Бороздовое опробование выявило содержания (%) кобальта — до 9,01, никеля — до 0,33, меди — до 5,65. Прогнозные ресурсы кобальта составляют ориентировочно 22 т [7].

Применительно к методике проведения поисково-оценочных работ в пределах Каргинской ПП можно рекомендовать, так же как и в пределах других высокогорных рудных узлов, обращать внимание на возможность выявления вертикальной (гипсометрической) зональности оруденения и, что наиболее важно, оценить в этих районах возможную вертикальную протяженность потенциальных рудных тел и использовать такой критерий (если он будет выявлен) для оценки глубины эрозионного среза других участков оруденения подобного типа. При этом одновременно важно тщательно фиксировать изменение минерального состава однотипных рудопроявлений, расположенных на разных гипсометрических уровнях. Также важно фиксировать возможные участки совмещения разнотипного эпитермального оруденения: жильного полиметаллического, кобальтового, флюоритового и ртутного для возможного выявления наиболее сложно и длительно развивающихся рудных участков, где возможно сосредоточение наиболее перспективных рудных образований.

II. Ишкинская ЗРП

8. Ишкинская ПП (Co) расположена в пределах листа M-46-II в левобережье р. Хемчик в нижнем течении р. Алды-Ишкин. ПП ограничена ветвями Куртушибинского глубинного разлома. ПП комплексная, но имеет преимущественно кобальтовую специализацию; включает Алдын-Ишкинское ртутное, Саирское, Пичи-Балыкское кобальтовые, Терактыгское свинцовое рудопроявления (пункты минерализации), золоторудные проявления. Кобальт-никель-медные проявления (медно-кобальтовая сульфоарсенидная рудная формация) размещаются в эффузивах кендейской свиты (D_1), связаны с зонами дробления и аргиллизации пород. Зона оруденения (зона окисления первичных руд) имеет мощность 0,2–03 м и представлена выщелоченными охристо-кремнистыми

породами с содержаниями (%) меди — до 17,28, никеля — до 0,6 и кобальта — до 0,064 (Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-46-II; Объяснительная записка, 1962 г.). Рудовмещающими для оруденения Алдын-Ишкинского ртутного рудопроявления являются алевролиты и сланцы силура. Теректыгское медно-кобальтово-свинцовое проявление размещается в карбонатно-терригенных отложениях чергакской серии силура. Золоторудные проявления незначительные, но располагаются между Алдын-Маадырской и Эйлигхемской ПП, образуя с ними единую полосу.

При проведении поисково-оценочных работ в пределах этой ПП следует, так же как и для других подобных по металлогенической специализации ПП, обращать особое внимание на выявление, картирование и прослеживание минерализованных зон, зон дробления, сопровождающихся ареальными метасоматитами и участками гидротермально-прожилковых изменений. Нередко «спутниками» таких зон являются дифференцированные дайки долеритов, лампрофиров и гранит-порфиров. Принципально важно выявлять предварительно методами дешифрирования дистанционных материалов узлы пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, особенно узлы пересечения традиционных северо-восточных нарушений с нетрадиционными «скрытыми» нарушениями субмеридионального простирания.

III. Эйлигхемская ЗРП

9. Эйлигхемская золоторудная ПП расположена в пределах территории листа М-46-III в междуречье Эйлигхем—Демир-Суг в Хемчикско-Систигхемском прогибе на продолжении Алдын-Маадырской и Ишкинской ПП. Эйлигхемская ПП ограничена ветвями Куртушибинской и Баянкольской зон активизированных разломов, с запада и востока его границы совпадают с границами Эйлигхемской зоны рассредоточенной проницаемости (ЗРП). В пределы Эйлигхемской золоторудной ПП входят Эйлигхемское месторождение и рудопроявления Толокское (Таловское) и др. В пределах ПП развита система кварцевых жил северо-восточного и субмеридионального простирания. Околорудные изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией, пиритизацией. Рудные минералы обычно приурочены к призальбандовым частям жил, представлены пиритом, халькопиритом, с подчиненным количеством галенита, арсенопирита, сфалерита, блеклой руды. Видимое золото находится в срастании с галенитом, пиритом, халькопиритом. Пробность золота достигает 990 [128]. На месторождении Эйлигхем протяженность жил 300—350 м при мощности от 0,15 до 2,5 м, на глубину прослежены до 40 м. Среднее содержание золота по жилам — 1,32 г/т. На Толокском проявлении в жилах, приуроченных к телам диоритов, содержание золота в отдельных пробах достигает 17 г/т [6].

Особое внимание при проведении поисково-оценочных работ в пределах этой ПП следует обращать, по нашему мнению, на выявление комплексного полигенного и полихронного золотого оруденения, аналогичного Алдын-Маадырской ПП. Здесь также возможно совмещение оруденения палеозойской золото-кварцевой формации с мезозойским

оруденением золото-березитовой формации, тем более что оба золоторудных узла располагаются в пределах единой региональной рудоконтролирующей структуры северо-восточного простирания. При проведении поисково-оценочных работ в пределах этой ПП, ориентированных на выявление коренного золотого оруденения, необходимо обращать внимание на выявление, картирование, прослеживание и опробование зон региональных метасоматитов аргиллизит-березитового типа, часто ассоциированных с линейными ареалами даек дифференцированного состава. Необходимо тщательное выявление ареальных метасоматитов с кварцевыми жилами, выявление их пространственных и временных соотношений. Необходимо также детальное изучение внутреннего строения кварцевых жил, выявление внутри них часто пересекающих их под различными углами зон дополнительного прожилкового прокварцевания, являющихся признаками полигенного и полихронного их становления. Такие зоны внутрижильного полихронного прокварцевания могут являться «бонанцами», содержащими заметно повышенные промышленные содержания золота. Подобного рода кварцевые жилы, ассоциированные с также золотосодержащими региональными метасоматитами (березитами) и зонами гидротермального прожилкования, размещающимися внутри метасоматитов, совместно с кварцевыми жилами могут представлять собой промышленно значимые объекты.

IV. Ховуаксы-Терлигхаинская ЗРП

10. Ховуаксы-Узунойская ПП (Со) расположена в пределах листа М-46-Х, в верхнем течении р. Эйлигхем, в бассейнах рек Он-Кажа, Унгеш, Чумуртук на границе Восточно-Таннуольского антиклинория и Центрально-Тувинского орогенного прогиба, которая проходит по зоне Убсунур-Каахемского глубинного разлома, некоторые ветви которого ремобилизованы в мезозойское время. ПП ограничена контурами примыкающих дейтероорогенных и неогеновой впадин, а с запада — границей Ховуаксы-Терлигхаинской зоны рассеянной проницаемости. Специализированная на кобальт и в меньшей степени на никель Ховуаксы-Узунойская ПП включает месторождение Хову-Аксы и рудопроявление Узунойское, по которым существует обширная литература [128, 27]. В ТувНИОКОПР СО РАН под руководством В. И. Лебедева в последние годы (2002–2003 гг.) разработаны и представлялись в МПР детально проработанные программы по вовлечению месторождения Хову-Аксы в промышленное освоение.

К этим вполне аргументированным программам, по нашему мнению, следует лишь добавить ряд некоторых методических положений, которые, конечно, требуют апробации на месте при возможном проведении работ в пределах этой ПП. Представляется целесообразным вернуться к исследованиям возможных перспектив глубинных уровней месторождения Узуной. Кроме того, также возможно проведение поисковых работ на флангах обоих месторождений на предмет выявления, картирования и прослеживания отдельных линейных зон ареальных метасоматитов и «мелких» зон гидротермального прожилкования с последующим вскрытием горными работами этих «фланговых» зон и оценкой их глубинных

перспектив. Представляется также целесообразным обратить внимание на выявление в пределах рудного узла линейных зон распространения дифференцированных дайковых комплексов, с которыми во многих регионах ассоциированы гидротермально-метасоматические рудообразующие процессы.

11. Терлигхаинская ПП (Hg) расположена в северо-восточной части Центрально-Тувинского орогенно-дейтероорогенного прогиба в пределах листа M-45-IV, в бассейне р. Баянкол. ПП выделена в рамках площади развития роев даек мезозойского возраста — долеритов, лампрофиров, даек кислого состава, с которыми в ряде случаев сопряжено развитие березитов и аргиллизитов. Границами ПП отчасти являются границы выходов раннедевонских толщ — вулканогенно-осадочной саглинской свиты, в меньшей степени — вулканитов кендейской свиты; в ряде случаев границы проведены вдоль разрывных нарушений, из которых некоторые были ремобилизованы в мезозое. Терлигхаинская ртутная ПП включает Терлигхайское месторождение, Акбельдырское, Карабедыкское, Усть-Элегестское, Акхайское, Узунсаирское, Планкатское, Тебекские рудопроявления и пункты минерализации барит-киноварной рудной формации. Оруденение контролируется системой разрывных нарушений, сопряженных с Шуйским и Баянкольским частично ремобилизованными в мезозое глубинными разломами и проявляющихся преимущественно в наиболее хрупких вулканогенно-осадочных толщах раннего девона, в которых локализовано практически все промышленное оруденение. Разрывные нарушения разбивают ПП на серию узких блоков [128]. Большее значение для размещения ртутного оруденения имеют крутопадающие субширотные разломы, для формирования экранирующих структур важную роль играют пологие надвиговые нарушения, наиболее благоприятны узлы пересечения крутых и пологих разломов. Оруденение представлено преимущественно телами выполнения открытых трещин, реже телами замещения.

V. Ондумская ЗРП

12. Ондумская ПП (Au) расположена на северо-западе Ондумского синклинория в пределах листа M-46-V, субмеридиональной полосой пересекает бассейны р. Малый Енисей в нижнем течении, р. Тапса в среднем течении, рек Ондум, Теректыг-Хем, Большой Илчир, Усту-Черби. ПП имеет преимущественно золоторудную специализацию и включает Терехтыгское и ряд других золоторудных проявлений и точек минерализации и, кроме того, сопряженные с аргиллизитами цинковое и медно-цинковое с серебром рудопроявления. Золоторудные проявления незначительны по масштабам, однако геологическая ситуация в Ондумской ПП сходна с таковой в Тарданской ПП, и возможное совмещение оруденения золото-магнетит-скарновой и золото-березитовой рудных формаций позволяют считать Ондумскую ПП перспективной на обнаружение золоторудных месторождений. С этой целью при проведении поисково-оценочных работ здесь рекомендуется доизучение известных золоторудных проявлений с целью выявления в них наложенных, более поздних ареалов потенциально золоторудных метасоматитов и ассоциированных

с ними зон прожилкового прокварцевания. Особого внимания заслуживает детальное золотометрическое изучение таких зон, их прослеживание и вскрытие горными работами. В региональном плане применительно к этой ПП рекомендуется выявление и прослеживание линейных протяженных зон дайкового магматизма и ассоциированных с ними ареалов распространения минерализованных зон.

VI. Байсютская ЗРП

13. Тарданская ПП (Au) расположена в пределах листа M-46-VI в бассейнах рек Тапса, Копту, Бай-Соот на севере Ондумского синклинория, захватывая часть Каахемского гипербазитового пояса. ПП с запада и с востока вписывается в границы Байсютской ЗРП, с юга ограничена Баянкольским глубинным разломом, на севере ПП выходит за пределы листа. Тарданская ПП включает золоторудные месторождения Тардан и некоторые проявления, которые предыдущими исследователями оценивались как моногенные скарново-золоторудные объекты. В последние годы (по устному сообщению Д. Н. Шаповалова) на месторождении Тардан выявлены, прослеживаются и опробуются линейные зоны золоторудных березитов, наложенных на скарны. По предварительным оценкам месторождение с учетом золотоносности березитов рассматривается как крупный золоторудный объект с ресурсами не менее 100 т (P_1 — 15 т, P_2 — 15 т и P_3 — 70 т) при средних содержаниях золота до 10 г/т. Предварительные результаты доизучения месторождения Тардан, таким образом, демонстрируют правомерность положения о повышении промышленной ценности тех рудных участков и месторождений, где в силу ряда геодинамических причин совмещено разнотипное и разновременное полигенное и полихронное оруденение. При этом рудные, в данном случае золоторудные процессы формируются в геохимически специализированном субстрате и рудные концентрации — результат неоднократного перераспределения и нарастающей концентрации рудного компонента в процессе его последовательного вовлечения в разновременные и разнотипные рудообразующие процессы.

КАЙНОЗОЙСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Кайнозойская минерагеническая эпоха продуктивна на россыпное золото (россыпеобразование долинного и террасового типов в аллювиальных образованиях), а также на кирпичное и керамическое сырье в неоген-палеогеновых отложениях кайнозойских впадин. Анализ материалов россыпной золотоносности позволяет отнести к продуктивным россыпеобразующим формациям золото-кварцевую, золото-скарновую золото-кварц-березитовую и золото-кварц-сульфидную рудные формации, широко развитые в пределах Западно-Саянской каледонской и Верхне-Енисейской салаирской складчатых систем, имеющих объекты рудного золота. На долю этих формаций падает 80 % добытых и разведанных запасов россыпного золота площади. К слабоизученным и пока малопродуктивным россыпеобразующим формациям можно отнести золото-лиственитовую, золото-березитовую рудные формации в пределах

Сангиленской МЗ, Южно-Тувинского, Хемчикско-Куртушибинского и Каа-Хемского офиолитовых поясов. Малопродуктивными и также слабоизученными являются ледниковые, флювиогляциальные, эоловые отложения, аллювиально-пролювиальные отложения палеодолин и котловин неогенового возраста, конгломераты нижней юры во впадинах. Глины, пригодные для производства кирпича, широко представлены в неогеновых и палеогеновых отложениях кайнозойских впадин. Мощность их по данным бурения гидрогеологических скважин колеблется от 2 до 8 м. Они изучены слабо ввиду плохо развитой инфраструктуры и большого коэффициента вскрыши (1 : 10–15). Ресурсы их не подсчитывались, но, учитывая мощности неоген-палеогеновых отложений (более 200 м), они могут составлять миллион кубических метров. Эпоха продуктивна на обнаружение пресных подземных вод, что является актуальным для юго-восточных районов площади, где находятся отгонные пастбища. Имеется возможность расширения перспектив на минеральные воды и лечебные грязи в районах распространения соленых озер на палеогеновых отложениях [173, 174, 178, 179].

РУДОНОСНОСТЬ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА И РОССЫПЕЙ

Оценка перспектив рудоносности зон гипергенеза потребовала решения следующих задач: 1) изучения геологических и геохимических условий локализации рудных объектов в зонах гипергенеза; 2) изучения продуктов гипергенных процессов; 3) выявления металлотектов формирования гипергенных месторождений и анализа их проявленности на основе составления карты рудоносности зон гипергенеза территории листа М-46 масштаба 1 : 1 000 000 и серии карт-врезок масштабов 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000. При составлении карты использовались материалы ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», СФ «Березовгеология» и ВСЕГЕИ. Карта составлялась в соответствии с разработанными «Требованиями...»*, утвержденными Бюро НРС Роснедра (Протокол № 11 от 10 июня 2005 г.).

Специализированная геологическая основа карты рудоносности зон гипергенеза включает характеристики литологического (петрографического) состава пород субстрата с оценкой степени их устойчивости к химическому выветриванию; первичных окислительно-восстановительных обстановок седиментогенеза и диагенеза выполнения осадочных бассейнов депрессионных структур, обобщенную характеристику типов геохимической специализации пород субстрата и типы осадочных бассейнов региона.

Наибольшее распространение на территории листа имеют осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы. В их числе неустойчивые по отношению к процессам химического выветривания карбонаты (карст) и базальты. Интрузивные породы — граниты, диориты

*Требования по составлению карты рудоносности зон гипергенеза и россыпей масштаба 1 : 1 000 000 в комплекте Госгеолкарты-1000 (третьего поколения). ВСЕГЕИ, 2005. 56 с. Авторы Г. М. Шор, В. Е. Кудрявцев, редактор В. В. Старченко.

преобладают на востоке территории листа. Габброиды, щелочные породы содержат минералы, легко подверженные процессам корообразования. В целом все породы, развитые в пределах территории листа, могут быть отнесены к умеренно устойчивым к выветриванию.

Выделение первичных окислительно-восстановительных обстановок седиментогенеза и диагенеза пород субстрата целесообразно начинать с кембрия—ордовика, имея в виду, в первую очередь, пестроцветную толщу медистых песчаников и сланцев кембрия и ордовика. Распространенные в меденосных породах карбонаты меди, по-видимому, можно связывать с синдиагенетическими процессами. Смешанный (пестроцветный) окислительно-восстановительный тип характерен для терешкинской, кохошской свит раннего кембрия и дагыршемийской свиты нижнего ордовика. Смешанный (пестроцветный) тип присущ также породам манчурекской свиты верхнего ордовика и шиштыкской серии верхнего силура.

Рудоконтролирующее значение имеют первичные окислительно-восстановительные типы осадков девонского и раннекарбонового возраста. Строение чехла Тувинского прогиба, по В. М. Богомазову, В. Е. Кудрявцеву и др. [45], в котором локализуются экзодиагенетические месторождения урана — Онкажинское, Восточно-Онкажинское и ряд проявлений, характеризуется сменой (снизу вверх по разрезу) красноцветной (окислительный тип) терригенной молассы (жедин) на красноцветную также окислительного типа, вулканогенно-терригенную (зиген), выше — вновь на красноцветную терригенную молассу позднего девона и живета, сменяемую турне-визейскими пестроцветными (смешанный тип) пеплово-терригенными отложениями. Разрез венчается сероцветной (восстановительный тип) угленосной молассой среднего карбона—ранней перми.

Юрское осадконакопление происходило в условиях предгорных пролювиально-аллювиальных и аллювиально-озерных равнин с заболачиванием водоемов и образованием болот. Для этих палеогеографических обстановок характерно накопление существенно сероцветных (восстановительный тип) образований. И лишь пролювиальные шлейфы сложены красноцветными (окислительный тип) осадками (кусырлыкская свита?). В мезозойской толще выделяются пестроцветный и сероцветный, соответственно смешанного и восстановительного окислительно-восстановительных типов, горизонты. Последний заключает прослои углистых глин и лигнитов. Красноцветный облик имеют миоценовые образования. В основании их разреза распространены обугленные растительные остатки. Миоцен-плиоценовая толща (обохренные породы) сформирована в условиях аридного типа литогенеза и активно проявленных окислительных процессов. В этой связи вероятен наложенный характер окраски этой толщи. В четвертичных образованиях распространены первично сероцветные породы, связанные с высотной климатической зональностью горных стран.

Геохимически специализированные геологические образования широкого возрастного спектра проявлены на обширных площадях геологических

структур рассматриваемого листа. В числе ведущих специализированных образований должны быть выделены медьсодержащие, вплоть до медистых, отложения позднего кембрия и ордовика Центрально-Саянской зоны Западно-Саянской каледонской складчатой системы, а также некоторые свиты девонских—раннекаменноугольных отложений Тувинского прогиба.

Медьсодержащие (медистые) песчаники и сланцы характерны для пестроцветных и зеленоцветных отложений ишкинской ($Є_1$) и манчурекской (O_3) свит. Меденосными обычно являются аргиллиты и сланцы, реже алевролиты и песчаники, среди которых меденосные линзы и горизонты мощностью от 0,2 до 10,0 м прослеживаются на многие сотни метров—первые километры. На 1 км мощности разреза пестроцветной пачки встречаются от 1 до 30 меденосных прослоев суммарной мощностью до 15–20 м. Рудная минерализация представлена налетами и корочками гидрокарбонатов меди, тонкой вкрапленностью халькопирита, халькозина, борнита. Содержание меди до 2–3%. Проявленная на меденосных площадях сложная система протяженных разрывных нарушений способствует возможному переотложению медных концентраций.

Одной из наиболее геохимически специализированных структур региона является Тувинский прогиб — пограничный между Хемчикско-Систегхемской и Восточно-Тувинской складчатыми системами и протягивающийся не менее чем на 300 км. В пределах этой структуры выделяются три уровня геохимически специализированных вулканогенно-осадочных толщ: литофильно-халькофильные раннедевонский кендейский (по названию одноименной свиты), средне-верхнедевонский (илеморовский) и существенно литофильный — раннекаменноугольный (байтагско-хербесский). Геохимическая специализация кендейского уровня определяется совместным влиянием вулканических образований как основного—среднего, так и кислого состава, что приводят к появлению наряду с ураном (колебания его содержаний от 1–2 до 10–15, иногда 40–50 г/т) повышенных концентраций Th, Ce, La, F, Cu, Pb, Zn. На отдельных участках этого уровня наблюдается повышение фосфатоносности (до 6,6%) и флюорита. Разрез илеморовского уровня включает помимо илеморовской свиты (живет) также и отложения атакшильской (эйфель) и бегредининской (фран) свит. Он характеризуется существенно уран-фосфорной специализацией и широким проявлением пестроцветных туффитов мощностью от десятков сантиметров до 1–3 м, что свидетельствует, вероятно, о кратковременности поступления вулканогенного материала. Наиболее характерным для этого уровня является появление битумоносных известняков, фосфатов (P_2O_5 до 6–15%) и флюорита. С илеморовским уровнем связано появление фосфор-уран-редкометалльной минерализации и наличие обширной группы элементов с повышенными аномальными концентрациями (U, Th, Ti, Zr, Au, Pb, Cu, Y, Nb, Co). Наблюдается связь аномальных концентраций этих элементов с «горизонтами рыб». Байтагская свита (C_1v) байтагско-хербесского геохимического уровня характеризуется переслаивающимися в разрезе пестроцветными терригенными песчаниками, мергелями, известняками с прослоями фосфатизированных

(P_2O_5 — 1,0–24,0 %) пород мощностью до 5 м. В таких прослоях обычен флюорит. В хербесской свите этого уровня (C_1t) наблюдается черносланцевая толща с повышенными содержаниями, наряду с традиционными литофильно-редкоземельными элементами, фосфора, свинца, марганца. Предполагается формирование отложений этого уровня в бассейне с пепловыми и карбонатными илами.

Интрузивные образования кислого состава по своим геометрическим параметрам и особенностям геохимической специализации могут быть подразделены на три группы. Первая группа включает гранитовые интрузии джойского комплекса (D_1) площадью до первых сотен квадратных километров, представляющие собой штокообразные тела с крутыми контактами. Для них характерны повышенные содержания урана — до 6–8 г/т, проявления W, Mo, Bi и Cu минерализации. Вторая группа включает щелочные граносиениты, сиениты сангиленского комплекса с характерной U, P, Th, TR, La, Ce, Be, F специализацией. Третья группа включает мезозойский улатайский гидротермально-метасоматический комплекс эруптивных брекчий и карбонатитов, который на территории листа характеризуется мелкими площадными параметрами, но контролирует размещение крупных (а за пределами района и уникальных) по запасам месторождений Fe, F, P, Ta, Nb, TR, U, Th.

Характеристика продуктов гипергенных процессов. Процессы корообразования и связанное с ними формирование рудных концентраций, как правило превышающих в 2–3 раза содержание рудных компонентов в исходных породах, изучены на рассматриваемом листе недостаточно. Однако имеющиеся многочисленные прямые и косвенные данные свидетельствуют об их широком проявлении и значительном воздействии на большинство рудных объектов. При анализе процессов корообразования авторы исходили из многочисленных сведений, характеризующих не только рассматриваемый регион, но и структуры Алтае-Саянской складчатой области в целом. В качестве исходных положений учитывалось следующее.

1. Широко проявленное и длительное на значительной части территории развитие процессов пенепленизации, охватывающих большую часть мезозоя и кайнозоя.

2. Формирование кор выветривания происходило на трех возрастных уровнях (этапах) — позднетриасовом, ранне-позднемеловом (апт-сеноманском) и палеогеновом. По имеющимся многочисленным данным степень сохранности древних кор выветривания этих уровней всецело определяется сводовым типом становления орогенных структур региона с широким участием вертикальных движений как положительной, так и отрицательной направленности, с проявлением зон растяжения сбросового типа.

3. Ослабленные зоны при орогенезе практически полностью наследуют зоны тектонических нарушений каледонского и более древних этапов развития структур, в значительной степени контролировавших формирование практически всей эндогенной рудной минерализации.

4. Сводовый тип формирования орогенной структуры предопределил сохранность древних поверхностей выравнивания в блоках с широким диапазоном высотных отметок (от 2500–3000 до 1000 м и менее).

5. Сохранность древних кор выветривания наименьшая для плосковершинных участков горных хребтов (эрозионно-плоскостной смыв) и достаточно высокая на их пологих склонах с углами наклона не более 10–15°.

Коры выветривания триасового уровня (T_3) известны в геологических структурах восточного обрамления Улугхемской угленосной впадины. Здесь сохранились коры латеритного профиля на хорошо обнаженных участках. По лавам кислого состава кембрийского возраста наблюдается оранжевая, красновато-розовая, местами белая рыхлая охристая порода с широким проявлением каолинита и гидроокислов железа. Ее мощность на изученных разрезах достигает 50–70 м. О проявлениях кор выветривания площадного типа мелового возраста вероятно можно судить по характеру геологических разрезов редко наблюдаемых палеогеновых толщ, в основании которых отмечается пестроцветный глинистый горизонт переслаивающихся бурых, красных, красно-коричневых и серых глин и суглинков со щебнем и дресвой выветрелых пород. Их мощность местами превышает 80 м. С процессами корообразования этого временного уровня вероятнее всего связано формирование зон окисления и вторичного сульфидного обогащения многочисленных проявлений минерализации (Cu, Pb, Zn, Ni, Fe), приуроченных, как правило, к зонам тектонических нарушений и сопровождаемых на флангах корами выветривания линейного типа. Анализ многочисленных материалов (объяснительные записки ГСР-200) позволил установить слабую зависимость степени проявления зон окисления от высотных отметок площадей в интервале от 2500–3000 до 800–1000 м. Установлено, что для большинства таких объектов зона окисления включает вторичные минералы (малахит, азурит), местами наблюдаются куприт и хризоколла.

Вертикальный размах зон окисления и вторичного сульфидного обогащения изучен недостаточно, о них косвенно можно судить по глубине проявления гипергенных процессов, на месторождении Карасуг, например, превышающей 500 м.

Сведения о корах выветривания палеогенового времени могут быть косвенно получены при изучения разрезов ранненеогеновых, ранне-среднеогеновых и местами ранне-позднеплиоценовых отложений. Практически на всех площадях они подстилаются горизонтами выветрелых охристых глинистых пород, ярко окрашенных в рыжие, желтые, красные тона и содержащих выветрелые дресву и гальку пород основания. Мощность таких образований значительна и часто достигает 80–120 м, местами превышая ее. Отмеченные выше особенности процессов корообразования (как рудные объекты, так и площадные коры выветривания) обусловливают высвобождение устойчивых минералов золота, олова, вольфрама, титана и др. и вовлечение их в процессы россыпеобразования. При анализе материалов по россыпным месторождениям и проявлениям на территории листа учитывались факторы влияния профилей речных долин, связанные с факторами смены знаков тектонических движений (уклоны ложа долин, уступы и т. п.) в сочетании с влиянием литологических факторов (наличие в основании русел реликтов древних кор выветривания, гребенчатое строение плотика, появление карстовых западин и т. п.)

Развитие наложенных процессов окислительной и восстановительной направленности установлено на рудных полях урановых месторождений и на проявлениях, но изучены они еще недостаточно и требуют дальнейшего углубленного анализа. На Онкажинском месторождении накопление урана связывается с грунтово-инфильтрационными процессами окислительной направленности, проявленными на стадии формирования осадков (экзодиагенез) в позднем девоне. С конца позднего девона и в раннем карбоне, в позднем палеозое и раннем мезозое на месторождения по зонам разрывных нарушений могли внедриться углеводороды. С их биогенным окислением может быть связана околорудная пиритизация и образование высококонтрастного геохимического барьера в зонах трещиноватости, секущих слоистость рудовмещающих пород. На Нижне-Улатайском проявлении рудовмещающие песчаники пластово окислены. Выделяются подзоны полного и частичного окисления мощностью 100–300 м. По простиранию зона пластового окисления прослежена на 4 км. Наблюдаемый вокруг этой зоны внешний ореол гематитизации может представлять собой реликт былой позднепалеозойской красноцветной зоны пластового окисления.

На ряде проявлений урана (Южно-Элегестинское, Бийхемское, Лесистое, Майское), предположительно приуроченных к очагам миграции углеводородов, имеются битумы. На проявлении Лесистое околорудные изменения, включающие окварцевание, каолинизацию, генетитизацию и пиритизацию, как и битумы, имеют восстановительную направленность. Группа объектов, на которых проявлено вторичное битумное восстановление, требует дальнейшего специализированного изучения в плане их доизучения и переоценки. Зоны поверхностно-грунтового окисления отчетливо проявлены на комплексном барит-флюорит-сидерит-бурожелезняковом с редкими землями и ураном Карасугском месторождении, где они прослеживаются до глубин 100–300 м от поверхности. Наложенные изменения восстановительной направленности, связанные с миграцией углеводородов, могут быть представлены проявлениями на поверхности озокерита, который является важнейшим прямым признаком нефтеносности.

Типы рудных и нерудных месторождений, сформированных гипергенными процессами. Выявленные гипергенные месторождения объединяются в пять групп: 1) остаточных и переотложенных кор выветривания, включая рудные шляпы и зоны окисления сульфидных и других месторождений; 2) инфильтрационных; 3) россыпных; 4) техногенных.

Площадные гидрослюдисто-каолиновые коры выветривания сохранились на территории листа под юрскими отложениями. С линейными элементами мезозойско-кайнозойской коры выветривания по гипербазитам связаны проявления магнезита (Хопсекское, Шагонарское) и урана (в районе Карасугского месторождения, Самджурское и др.) *(первая группа)*. В верховьях р. Нижний Хонделен в зоне дробления вблизи контакта с серпентинитами установлены прожилки и вкрапленность никелина и натеки аннабергита, которые рассматриваются в качестве зоны окисления месторождения арсенидов никеля [20]. На Малокарбайском, Таслайском и Эльдалбинском промышленных магнетитовых месторождениях хорошо

выражены железные шляпы [225]. Они также установлены на правобережье р. Алды-Соир и Усту-Соир. Развиваются зоны вторичного сульфидного обогащения .

На территории рассматриваемого листа широко распространено инфильтрационное оруденение (*вторая группа*) в виде проявлений урановой и селено-урановой минерализации типа Усть-Уюкского и Бегредининского месторождений, расположенных в приграничных районах листа N-46 на территории северо-восточного замыкания Тувинской впадины.

Наиболее крупным объектом в регионе является среднее по масштабам Онкажинское месторождение, приуроченное к сероцветным и пестроцветным аллювиальным и прибрежно-озерным отложениям (D_{2-3}). Характеристика этого месторождения приведена в гл. «Полезные ископаемые» («Уран»). Следует лишь отметить, что на месторождении имеются богатые руды (до 11,1 %), которые могут быть связаны с наличием на рудном поле высококонтрастных геохимических барьеров, образованных углеводородами. Месторождение сформировано в ходе грунтовой инфильтрации во время накопления рудовмещающих осадков. С инфильтрационным перераспределением (экзодиагенез и наложенные процессы), по-видимому, связаны концентрации меди в толще песчано-сланцевых пород верхнего кембрия—нижнего ордовика и ордовика—силура, первично обогащенных медью.

Урановое оруденение, локализованное в сероцветных преимущественно русловых отложениях позднего девона—раннего карбона, контролируется границами выклинивания зон пластового окисления и очагами вторичного восстановления — проявления Нижне-Улатайское, Южно-Элегестинское, Бийхемское и др. Характеристика этих пластово-инфильтрационных проявлений урана приведена в разделе «Уран».

В преимущественно среднедевонских кислых вулканогенных породах локализованы проявления урановой минерализации, связанные с процессами окисления в зонах дробления — Оначинское, Тевеадырское, Эдыгейское и др. (трещинно-инфильтрационный тип).

Интересными представляются данные, позволяющие предполагать участие гипергенных процессов в формировании комплексных баритфлюорит-железорудных месторождений с редкими землями и ураном (Карасугский тип). Возможность участия гипергенных процессов подчеркивается молодым (новейшая эпоха) возрастом оруденения, закономерной связью его с современными формами рельефа, морфологией, составом и строением рудных залежей [85, 86].

В зонах тектонических нарушений в терригенно-карбонатной и карбонатной толще венда—нижнего кембрия предполагаются трещинно-инфильтрационные аккумуляции марганца, связанные с его перераспределением в ходе наложенных процессов в толще, первично специализированной на марганец. С гипергенными процессами связываются проявления исландского шпата, локализованные в карстовых полостях карбонатных пород.

Россыпи золота, связанные с коренными месторождениями и проявлениями (*третья группа*), в аллювии современных рек установлены

на севере, северо-западе территории листа и на его восточной окраине (Тапса-Каахемский район, Сангилен).

Техногенные месторождения (*четвертая группа*) представлены отвалами и остаточными целиками золотосодержащих пород. К числу этих месторождений могут быть также отнесены старые выработки медного оруденения.

Имеющийся фактический материал обусловливает возможности прогноза широкого спектра полезных ископаемых, локализованных в зонах гипергенеза на территории листа М-46. Это связано, во-первых, с наличием комплексов пород, первично обогащенных Cu, Mn, P и другими элементами, и эндогенных месторождений и проявлений, являющихся источником рудного вещества гипергенных процессов; во-вторых, с наличием пород, содержащих органические вещества, и самих органических веществ различного состава и природы, являющихся источниками химических элементов, а также концентраторами, восстановителями и сорбентами их и других сорбентов — фосфора, цеолитов, окислов марганца, железа и др., и, в-третьих, разнообразием гипергенных процессов, обеспечивающих миграцию и аккумуляцию широкого спектра химических элементов.

Варианты гипергенного рудообразования приводятся ниже в соответствии с принятой типизацией гипергенных месторождений.

1. Остаточных и переотложенных кор выветривания; железные шляпы и зоны окисления сульфидных и других месторождений:

— железные шляпы с зонами вторичного обогащения на месторождениях, приуроченных к нижнепалезойским и докембрийским отложениям;

— оксиды марганца в линейных корах выветривания в отложениях мезозоя—кайнозоя;

— никель, хром и МПГ в корах выветривания (MZ, KZ);

— редкоземельные элементы в корах выветривания венд-раннекембрийских отложений.

2. Инфильтрационные:

— урановое (U, Se, Mo, P) грунтово-инфильтрационное на стадии осадка (экзодиагенетическое) с проявлениями наложенных фосфатов (D_{2-3}) (приморский тип);

— урановое грунтово-инфильтрационное на стадии осадка (экзодиагенез) — в четвертичных долинах (санарский тип), в торфяниках (урановосные торфяники);

— урановое грунтово-инфильтрационное в угленосных отложениях (урановосные угли и песчаники в угленосной толще) (P_1, J_{1-2}, J_3—K_1) (дакотский тип);

— урановосные калькреты, гипкреты (тип Йилирри) (D_{2-3});

— урановое грунтово-инфильтрационное с флюоритом (ратовкитом), фосфоритами, цеолитами (илеморовская и уюкская свиты среднего девона, нижнекаменноугольные отложения);

— инфильтрационное перераспределение меди в песчаниках и сланцах, обогащенных медью, в горизонтах грунтовых вод и в зонах трещиноватости (Є—O, O—S);

— урановое пластово-инфильтрационное с очагами битумного восстановления и без них (PZ_{2-3}, MZ);

— инфильтрационное перераспределение урана и сопутствующих элементов, золота в черносланцевых толщах и графитоносных породах (докембрий);

— грунтово- и пластово-инфильтрационных (уран) в отложениях палеогена, содержащих углефицированные растительные остатки;

— инфильтрационное перераспределение марганца в венд-нижнекембрийских породах, первично специализированных на марганец ($V–Є_1$);

— инфильтрационное перераспределение фосфатов в первичных фосфоритоносных породах с их накоплением в пустотах и пластах ($V–Є_1$);

3. Сложного генезиса с участием инфильтрационных процессов:

— инфильтрационное перераспределение полиметаллов (Pb, Zn — солчурский тип), Mn и других элементов в очагах разгрузки соленых металлоносных подземных вод;

— преобразование в зонах гипергенеза телепирокластического материала в турнейско-визейской толще и формирование промышленных месторождений.

4. Россыпные:

— золота;

— МПГ;

— редкоземельных и редких металлов;

— касситерита.

5) Техногенные:

— отвалы и остаточные целиковые месторождения золота в отработанных россыпях;

— отвалы на старых выработках меди.

Основные металлотекты выявленных и прогнозируемых гипергенных месторождений. В числе металлотектов характеризуются: палеоклиматические условия и геотектонические (палеотектонические) обстановки, существовавшие в отдельные эпохи, рассматриваемые в качестве потенциальных для гипергенного рудообразования. Для этих эпох освещаются также палеогеографические и гидрогеологические (палеогидрогеологические) условия. Важное значение имеют особенности распространения органических восстановителей, сорбентов и концентраторов химических элементов, мигрирующих в зонах гипергенеза, а также и других сорбентов.

Палеоклиматические. В девоне большая часть территории листа находилась в пределах аридной области, в карбоне и перми на всей территории были проявлены гумидные условия. Последние были также свойственны юрской эпохе. Северная граница аридной области в неогене располагалась вблизи Государственной границы с Монголией. Севернее этой границы проявлена вертикальная климатическая зональность, характерная для горных стран.

Геотектонические и палеотектонические. Характеристика этих обстановок проводится начиная с девона. В девоне установлены контуры распространения комплексов наложенных средне-позднепалеозойских впадин (вулканогенно-осадочных депрессий) на салаирско-каледонском

складчатом основании. В эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации на фоне общего воздымания консолидированных палеозойских складчатых сооружений в юре формировались приразломные и мульдообразные впадины. Геотектонические обстановки, существовавшие в новейшую (P_3–Q) эпоху, связаны с положением региона в орогенной области. Межгорные впадины занимают значительно большие территории, чем таковые в ранне-среднеюрскую эпоху тектоно-магматической активизации. Так, расположенная на юге региона Убсунурская впадина, северная граница которой близка к Государственной границе России, выполнена палеоген-неогеновыми отложениями.

Палеогеографические области, благоприятные для формирования гипергенных месторождений. В наложенных средне-верхнепалеозойских впадинах рудовмещающие отложения представлены аллювиальными, в том числе русловыми и прибрежно-озерными (D_{2-3}–C_1), аллювиально-озерными и лагунно-озерными (D_3fm–C_1t–v) образованиями.

Юрские отложения сложены преимущественно терригенной, местами с участием вулканогенных пород, угленосной толщей, сформированной в условиях гумидного климата на аллювиально-озерных равнинах заболачивающихся озер и болот. В новейшую эпоху на территории региона существовали средние и низкие горы, межгорные впадины с субареальным осадконакоплением, а на его юге — солоноватоводные озерные бассейны, расположенные в бессточной области Центральной Азии.

Гидрогеологические и палеогидрогеологические. В девонско-каменноугольное время (эпоха гипергенного рудообразования) в орогенных впадинах региона были созданы близповерхностные рудообразующие гидродинамические системы. Их формированию способствовали аридные условия литогенеза в девоне и привнос в турне-визейское время воздушными течениями кислого пеплового материала, содержащего повышенные концентрации ряда радиоактивных, редких и редкоземельных элементов. Этот материал в условиях зон гипергенеза подвергался разложению, а его продукты служили источником рудных концентраций, образующихся в зонах гипергенеза и, в частности, урана (Онкажинское месторождение), сопровождаемые флюоритовой минерализацией и повышенными концентрациями Mo, Sc, TR и др.

Воздымание складчатых сооружений, по-видимому, сопровождалось образованием глубоко проникающих трещин, которые дренировали поверхностные и подземные воды зон гипергенеза и тем самым могли быть средой формирования разнообразной гипергенной минерализации (U, Ag, Cu, As, Bi, Co, Ni и др.), которая традиционно относится к продуктам эндогенных гидротермальных образований [86].

На территории листа в современную эпоху находится водораздел рек Северного Ледовитого океана (бассейн Енисея) и бессточной области Центральной Азии. В соответствии с этим происходит дренирование поверхностного стока и подземных вод гидродинамических зон свободного и затрудненного водообмена в северной части региона в долину Малого Енисея (Ка-Хем) и его крупного левого притока Хемчик. Поверхностные и подземные воды в южной части листа дренируются в котловину Больших

Озер (Убсу-Нур, Урэг-Нур, Ачит-Нур и др.), расположенных на территории Монголии.

Движение подземных вод в северной части изучаемой территории происходит от хребтов Восточный, Западный Танну-Ола и Сангилен в направлении на север и северо-запад (местное), с востока на запад и с юго-запада на северо-восток (региональное). Вблизи Государственной границы России поверхностный и подземный сток ориентирован по направлению к котловине Больших Озер.

На Карте рудоносности зон гипергенеза и россыпей показаны очаги разгрузки подземных вод в депрессионных структурах и восходящие по зонам разрывных нарушений минеральные источники. С эпохой новейшего орогенеза связано возникновение многочисленных проявлений различных полезных ископаемых, локализованных в зонах гипергенеза, россыпи золота и повышенные концентрации в шлихах шеелита, касситерита и других минералов.

Особенности распространения восстановителей, концентраторов и сорбентов химических элементов в зонах гипергенеза. В геологическом разрезе изучаемого региона распространены органические вещества разного состава и природы. В нижней части разреза они представлены графитом (графитистые мраморы раннего протерозоя), битумами — битумоносные известняки и доломиты позднего рифея и венда, кремнисто-углеродистые и углеродисто-карбонатные сланцы (R_3, $V–Є_1$). В составе нижнекембрийской толщи выделяются углисто-глинистые, углисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Присутствие углистого вещества в кембрийских отложениях маловероятно. Это органическое вещество имеет, скорее всего, сапропелевую природу. Битумоносные сланцы и известняки установлены в девонских и раннекаменноугольных отложениях. На рудных полях урановых месторождений и проявлений выявлены битумы. Завершая перечень проявлений органического вещества нефтяного ряда, укажем на выходы на поверхность озокерита, являющегося прямым признаком нефтеносности недр. Кызыльская мульда, где эти проявления установлены, выделяется в качестве потенциально нефтеносной.

Органическое вещество угольного ряда распространено в геологическом разрезе начиная с отложений среднего—позднего девона, в которых оно является одним из рудоконтролирующих элементов. Оно представлено бурыми и каменными углями, лигнитами, углистыми глинами и аргиллитами, а также обугленными растительными остатками. На карте рудоносности зон гипергенеза показан контур распространения нижнесреднеюрских угленосных отложений, а также проявления угленосности с признаками развития наложенных изменений. Охарактеризованное органическое вещество может быть не только аккумулятором химических элементов, присутствующих в бассейнах седиментации и мигрирующих в зонах гипергенеза, но является и источником рудного вещества в гипергенных месторождениях при условии вовлечения этого вещества в процессы гипергенных преобразований (корообразование и т. д.).

Другими сорбентами химических элементов, мигрирующих в зонах гипергенеза, являются фосфаты, цеолиты, окислы железа и марганца.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА*

При анализе фактических материалов и минерагеническом районировании по возможности учтены все стороны проявления гипергенных процессов при корообразовании, инфильтрационной деятельности подземных вод и образовании россыпей.

Рассматриваемый регион является фрагментом Алтае-Саянской минерагенической провинции (АС). В его составе выделяются одна минерагеническая зона, ряд потенциальных минерагенических зон, областей, районов, узлов и перспективные площади под поисковые работы первой и второй очереди и тематические прогнозно-минерагенические исследования масштабов 1:200 000, 1:100 000 и 1:50 000. Схема минерагенического районирования масштаба 1:2 500 000 помещена в зарамочное оформление карты рудоносности зон гипергенеза.

В центральной части региона располагается Чазадыр-Улугхемская потенциально урановорудная область (АС-1), включающая месторождения и проявления экзодиагенетического уранового оруденения с наложенными фосфатами (U, Se, Mo, P, Cu, Pb) (D–C). В ее составе выделен ряд перспективных площадей: Устьуюкская — АС.1(а) и Онкажинская — АС.1(б) масштаба 1:50 000, Баянкольская — АС.1(в) и Хадынская — АС.1(г) масштаба 1:100 000 — 1: 200 000; Западно-Таннуольская — АС.1(д) — под тематические прогнозно-минерагенические исследования масштаба 1:200 000.

Чазадыр-Улугхемская область включает также три потенциально рудоносных района: Улугхемский (АС.1.1) район концентраций урана и сопутствующих элементов в очагах вторичного восстановления эпигенетическими битумами; Кызыльский (АС.1.2) и Верхне-Енисейский (АС.1.3) потенциально рудные районы с металло-угольными аккумуляциями. В северо-восточной части Чазадыр-Улугхемской области условно выделен Терлиг-Хаинский потенциально рудный узел (АС.1.01), в пределах которого предполагается ртутное оруденение в корах выветривания и россыпях(?), а в центральной — Торгалыкский потенциально рудный узел (АС.1.02) на оксиды марганца в линейной коре выветривания.

На северо-восточной окраине Убсунурской впадины вблизи Государственной границы России выделена Пританнуольская потенциально урановорудная зона (АС.2), сероцветные палеогеновые отложения которой, заключающие углефицированный растительный детрит, благоприятны для формирования инфильтрационного комплексного уран-полиэлементного оруденения (U, Se и др.).

В северо-западной части региона располагается Алашская потенциально минерагеническая зона (АС.3) распространения стратиформного (инфильтрационного перераспределения) медного оруденения.

Центрально-Тувинская широтная минерагеническая зона (АС.4) включает комплексное бурожелезняково-флюорит-барит-редкоземельно-

*Районируется приповерхностная часть земной коры, характеризующаяся развитием гипергенных процессов.

урановое месторождение Карасуг и ряд проявлений Карасугского и предполагаемого уран-сульфидного типов. В ее составе выделяется три фрагмента: Западный — АС.4(1), Центральный — АС.4(2) и Восточный — АС.4(3).

Южно-Тувинская потенциально минерагеническая зона (АС.5) также представляет собой Карасугский тип оруденения. В ней выделяются два фрагмента: Западный — АС.5(1) и Центральный (Карасугский) — АС.5(2).

В северной части региона намечаются четыре потенциально минерагенических района распространения кайнозойских аллювиальных россыпей золота (АС.6): Верхне-Хемчикский — АС.6(1), Приенисейский — АС.6(2), Тапсинско-Дерзикский — АС.6(3) и Верхне-Ишкинский — АС.6(4).

На территории рассматриваемого региона рассредоточенно располагаются пять потенциальных районов распространения металлов платиновой группы (МПГ), хрома и никеля в корах выветривания и россыпях: Куртушибинский (АС.0.5), Каахемский (АС.0.6), Хемчикский (АС.0.7), Актовакский (АС.0.8) и Тэсхемский (АС.0.9).

На Сангилене выделен одноименный потенциально фосфатоносный район (АС.0.10) распространения вторичных фосфатов и марганца в связи с карстом в отложениях венда и нижнего кембрия. В этом же районе предполагается Нарынский шпатоносный узел (на схеме не показан), также приуроченный к карстовым полостям ($V–Є_1$).

На крайнем юго-западе региона располагается Каргинский потенциально оловоносный узел (АС.0.0.1) распространения россыпей касситерита.

На карте минерагенического районирования зон гипергенеза специально не выделена область распространения углеродистых пород, железистых кварцитов, гранито-гнейсов, аналогов таракского комплекса Енисейского кряжа, в пределах которой возможно гипергенное перераспределение широкого спектра химических элементов (Th, Ce, Ta, Nb и др.). Этот вопрос требует дополнительного изучения.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

На всей площади листа проведены работы по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий масштаба 1 : 500 000. Государственная гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 выполнена на семи листах в районах наиболее интенсивной промышленно-хозяйственной деятельности. Изданы Государственные гидрогеологические карты масштаба 1 : 200 000 по листам M-46-IV, V, VII, VIII, XVII, XVIII, XXIV. Комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 проведена на площади листов M-46-III, VI. В районе г. Кызыл (лист M-46-V) выполнены комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и инженерно-геологическое картирование масштаба 1 : 200 000. Гидрогеологическая и инженерно-геологическая изученность территории показана на рис. 7.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Вся площадь листа, согласно Карте гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [72], занимает центральную часть Алтае-Саянской гидрогеологической складчатой области (ГСО) (II порядок — подпровинция). Следующей таксономической единицей (III порядок) является область. На территории листа выделены две области — Западно-Саянская ГСО и Верхне-Енисейская ГСО (рис. 8). Последняя включает в себя подрайоны (IV порядок): Улугхемский, Убсунур-Тесхемский межгорные артезианские бассейны (МАБ) и Сангиленскую, Улугойскую, Восточно-Таннуольскую ГСО. В состав Западно-Саянской ГСО на территории листа входят Центрально-Саянская ГСО, Хемчиско-Систигхемский МАБ, Куртушубинская ГСО, Центрально-Тувинский МАБ, Южно-Куртушибинская ГСО.

Наибольшим распространением на площади листа пользуются гидрогеологические структуры с корово-жильным и корово-блоково-жильным типом гидрогеологических тел, а в межгорных впадинах — блоково-пластовым и пластово-блоковым типом гидрогеологических тел. Отсутствие региональных водоупоров (за исключением местами криогенного), наличие большого количества глубинных, региональных и более мелких разломов способствуют образованию единой водонапорной системы. На территории листа выделен I гидрогеологический этаж. Подземные воды

рассматриваемой территории изучены в верхней части разреза (до глубины 200–300 м). Здесь выделено одиннадцать гидрогеологических подразделений [102, 124, 279]. Площади распространения гидрогеологических подразделений показаны на рис. 8. Ниже приводится краткая характеристика этих подразделений по результатам съемочных и разведочных гидрогеологических работ, проведенных на территории листа с 1970 по 2003 г. [217, 240, 280, 292, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302].

ВОДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Водоносный (относительно водоносный) комплекс рыхлых четвертичных отложений (Q) распространен ограниченно и чаще всего занимает отдельные небольшие, обычно вытянутые участки, приуроченные к долинам рек, а также центральным частям мелких котловин. Подземные воды здесь связаны с различными по литологии и генезису образованиями: аллювиальными, озерно-аллювиальными, делювиально-пролювиальными, элювиальными, ледниковыми, озерно-ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Воды поровые безнапорные, залегающие на глубинах 0,5–50 м и приобретающие местные напоры до 90 м при наличии глинистых прослоев и многолетнемерзлых пород. Мощность водоносного комплекса в аллювиально-пролювиальных отложениях Убсунурской впадины до 100–200 м. Удельные дебиты скважин 0,1–1,0 л/с. Повышенной водообильностью отличаются аллювиальные отложения. Удельные дебиты скважин 0,7–34,0 л/с, родников — 0,5–19,0 л/с. Коэффициенты фильтрации 1,4–313 м/сут в основном 10–20 м/сут. Слабоводообильны, местами безводны, делювиально-пролювиальные отложения. Удельные дебиты скважин 0,02–0,65 л/с. По химическому составу воды пресные с минерализацией 0,1–0,5 г/дм^3, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, натриево-кальциевые и смешанные по катионам, нейтральные до слабощелочных (pH 6,6–8,9), от очень мягких до умеренножестких с общей жесткостью 0,5–4,9 моль/дм^3.

Безводный проницаемый голоценовый эоловый горизонт распространен незначительно в южной части листа в виде массивов перевеваемых и полузакрепленных песков мощностью 4–23 м. Породы безводны, хорошопроницаемы, обладают поровым типом фильтрации.

Относительно водоносный (относительно водоупорный) палеогеновый и неогеновый комплекс (P + N) распространен в основном в южной части листа в пределах Убсунур-Тесхемского межгорного артезианского бассейна, а также выполняет ряд впадин в Центрально-Тувинской, Улуг-Хемской, Восточно-Таннуольской ГСО и Хемчикско-Систигхемском МАБ. Является местным водоупором. Представлен глинами, суглинками, с включениями дресвы, щебня, гальки, валунов с прослоями и линзами валунно-галечных отложений с песчаным заполнителем. Мощность 3–175 м. К водоносным прослоям валунно-галечных отложений приурочена максимальная водообильность комплекса, минимальная — к глинистым отложениям с включением дресвы, щебня. Воды поровые пластовые, в основном напорные. Дебиты скважин 0,01–5,7 л/с, удельные дебиты

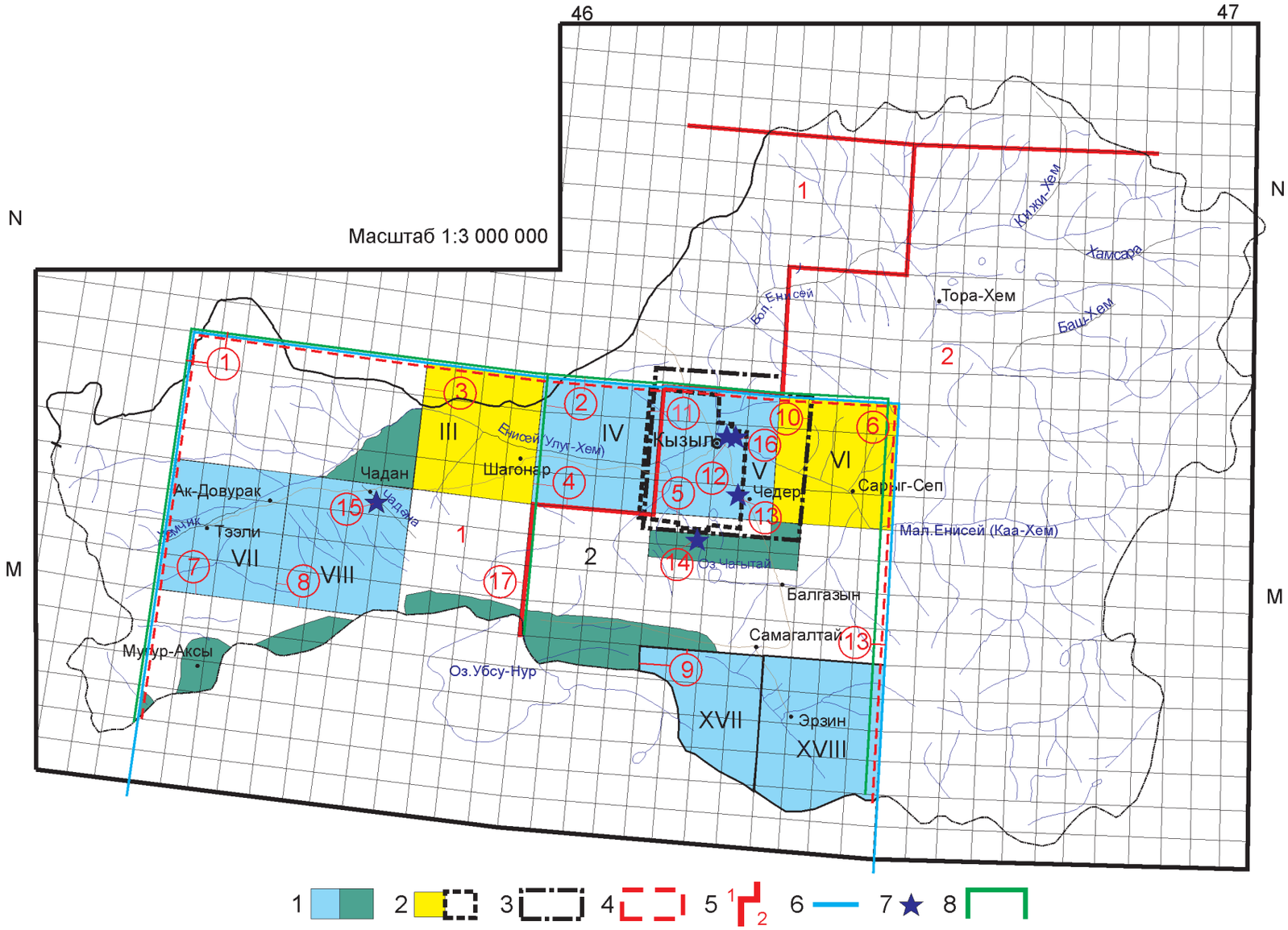
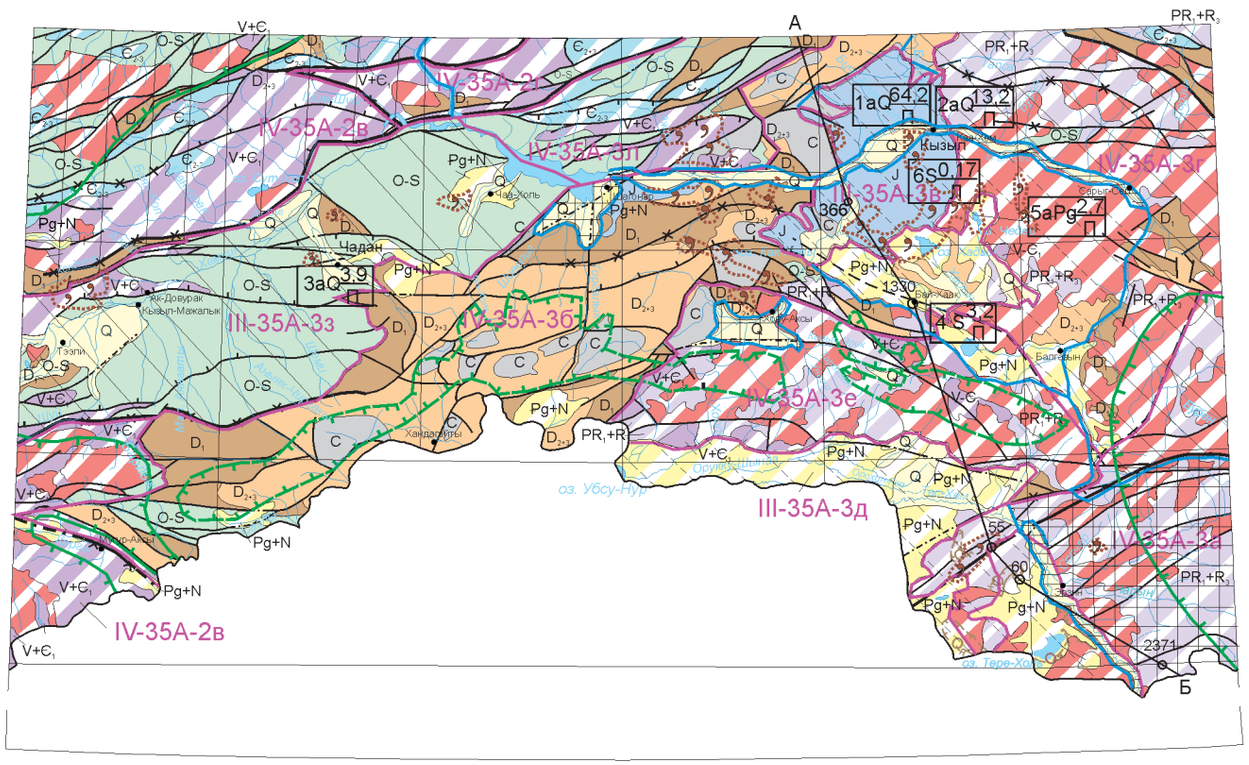
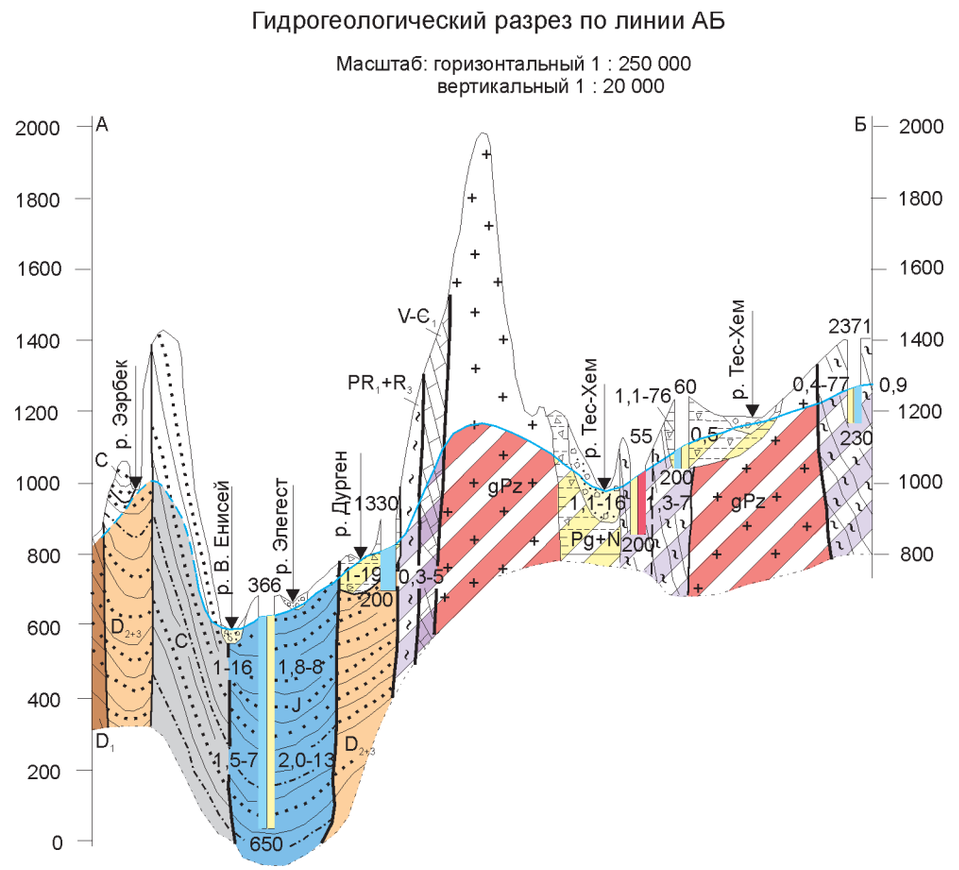


Рис. 7. Схема гидрогеологической изученности территории листа M-46.

1 — площади, покрытые гидрогеологической съемкой масштаба 1:200 000 (1), поисками (2); *2* — площади, покрытые гидрогеологической и инженерно-геологической съемкой масштаба 1:200 000 (1), 1:50 000 (2); *3* — площадь, покрытая инженерно-геологическим картированием масштаба 1:200 000; *4* — тематические работы; *5* — серии карт: *1* — Западно-Саянская, *2* — Верхне-Енисейская; *6* — границы листа M-46; *7* — разведочные гидрогеологические работы (знак внемасштабный); *8* — площади, покрытые гидрогеологической и инженерно-геологической съемкой масштаба 1:500 000.

Вклейка. Заказ 80474016





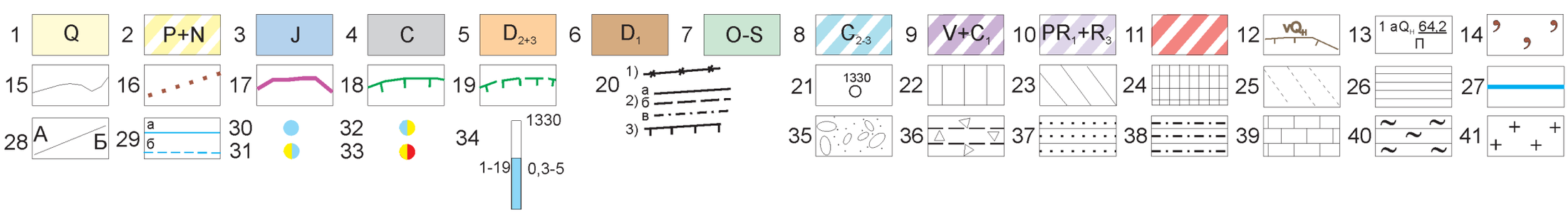


Рис. 8. Гидрогеологическая схема территории листа М-46. Масштаб 1 : 2 500 000.

Гидрогеологические подразделения, распространенные по площади и залегающие первыми от поверхности: 1 — водоносный четвертичный комплекс — аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, ледниковые, флювиогляциальные отложения: галечники, валунники, пески, супеси, суглинки, глины, глыбники, щебни; *2* — относительно водоносный (относительно водоупорный) палеогеновый и неогеновый комплекс: галечники, суглинки, глины, пески, супеси; *3* — водоносный (относительно водоносный) юрский комплекс: песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, угли; *4* — водоносный (относительно водоносный) каменноугольный комплекс: песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, туфы; *5* — водоносный (относительно водоносный) средне- и верхнедевонский комплекс: песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, известняки; *6* — водоносная (относительно водоносная) нижнедевонская зона: песчаники, алевролиты, известняки, мергели, андезиты, базальты, риолиты, туфы, конгломераты, гравелиты; *7* — водоносная (относительно водоносная) ордовикско-силурийская зона: песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, конгломераты, гравелиты; *8* — относительно водоносная (водоносная) средне-верхнекембрийская зона: конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; *9* — относительно водоносная (водоносная) венд- и нижнекембрийская зона: песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, метабазальты, туфы, метатуфы, кварциты, известняки, доломиты; *10* — относительно водоносная (водоносная) нижнепротерозойская и верхнерифейская зона: сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы; *11* — относительно водоносная (водоносная) палеозойская зона плутонических пород: граниты, гранодиориты, диориты, габбродиориты, габбро, тоналиты, пегматиты.

Гидрогеологические подразделения, водопроницаемые, но практически безводные породы: 12 — голоценовые эоловые отложения: пески.

Прочие обозначения: *13* — месторождение подземных вод с утвержденными в ГКЗ или ТКЗ эксплуатационными запасами подземных вод, слева у дроби — порядковый номер и индекс геологического возраста водоносного подразделения; цифры: в числителе — запасы промышленных категорий (в 103 м^3/сут), в знаменателе — индекс типа воды по ее использованию: 1 — Верхне-Енисейское, 2 — Малоенисейское, 3 — Чаданское, 4 — Терехтинское, 5 — Улуг-Чогайское, 6 — Чедерское.

Примечания: 1) Знак внемасштабный. 2) Индексы типа воды по ее использованию: П — питьевая, Л — лечебная, лечебно-столовая.

14 — степень минерализации подземных вод — 1–3 г/дм^3 (без крапа оставлены площади с минерализацией до 1,0 г/дм^3); *15–19* — границы: *15* — распространения гидрогеологических подразделений, залегающих первыми от поверхности; *16* — участков, различных по минерализации и химическому составу подземных вод; *17* — гидрогеологических структур IV порядка и их номера: Западно-Саянская гидрогеологическая складчатая область (ГСО) — IV-35А-2в — Центрально-Саянская ГСО, IV-35А-2г — Куртушубинская ГСО, III-35А-3з — Хемчикско-Систигхемский межгорный артезианский бассейн (МАБ), IV-35А-3л — Южно-Куртушубинская ГСО; Верхне-Енисейская ГСО — IV-35А-3а — Сангиленская ГСО, IV-35А-3б — Центрально-Тувинская ГСО, III-35А-3в — Улуг-Хемский МАБ, IV-35А-3г — Улугойская ГСО, IV-35А-3е — Восточно-Таннуольская ГСО, III-35А-3д — Убсунур-Тесхемский МАБ; *18* — предполагаемые границы преимущественно сплошного распространения многолетнемерзлых пород (штрих направлен в сторону мерзлых пород); *19* — предполагаемые границы прерывистого распространения многолетнемерзлых пород. *20* — тектонические нарушения: 1) водоносные, 2) с невыясненным гидрогеологическим значением: *а* — установленные, *б* — предполагаемые, *в* — перекрытые более молодыми отложениями, 3) надвиги; *21* — скважина гидрогеологическая, использованная для построения разреза (вверху — номер по карте); *22–25* — модули эксплуатационных ресурсов подземных вод, площадные (л/с × км^2), оцененные по производительности скважинных водозаборов: *22*) 5–2, *23*) 2–1, *24*) 1–0,5, 25) < 0,5. (Площади с модулями, оцененными по модулю меженного стока родников с величиной < 0,1 не заштрихованы.) *26* — модули эксплуатационных ресурсов подземных вод линейные (100–10 л/с × км^2) в речных долинах. *27* — границы площадей с различными модулями прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод; *28* — линия гидрогеологического разреза.

Дополнительные знаки на гидрогеологическом разрезе: 29 — линия уровня подземных вод со свободной поверхностью: *а* — установленная; *б* — предполагаемая. *30–33* — химический тип воды в опорных пунктах: *30* — гидрокарбонатный (HCO_3 > 50 %-экв; Cl, SO_4, NO_3 < 20 %-экв), *31* — сульфатно-гидрокарбонатный (HCO_3 > SO_4 > 20 %-экв; > Cl, NO_3), *32* — гидрокарбонатно-сульфатный (SO_4 > HCO_3 > 20 %-экв; > Cl, NO_3), 33 — сульфатно-хлоридный (Cl > SO_4 > 20 %-экв; > HCO_3, NO_3). *34* — скважина гидрогеологическая (цифра вверху — номер по карте; закраска соответствует химическому составу воды в опробованном интервале глубины; цифры слева: первая — дебит, л/с, вторая — понижение, м; справа: первая — минерализация воды, г/дм^3, вторая — температура воды, °С); *35–41* — литологический состав пород: *35* — валунно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем, *36* — глины со щебнем, *37* — песчаники, *38* — алевролиты, *39* — известняки, *40* — сланцы, *41* — граниты.

0,0001–3,0 л/с (преобладают значения 0,01–0,1 л/с), напор — 1–207 м над кровлей, глубина залегания подземных безнапорных вод от 3 до 92 м, напорных — 114–278 м. Коэффициенты фильтрации меняются от 0,0003 до 4,1 м/сут. Воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией 0,1–1,3 г/дм^3, умеренножесткие и жесткие гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые, магниево-натриевые и смешанные по катионам, pH 7,2–8.

Водоносный (относительно водоносный) юрский комплекс (J) распространен в Улуг-Хемском МАБ. Подземные воды трещинно-пластового, реже трещинно-жильного типа содержатся в песчаниках с прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитах и пластах каменного угля. Трещинно-пластовые безнапорные воды развиты в верхней части разреза, где нет водоупорных слоев. В нижних и средних частях разреза появляются напорные трещинно-пластовые воды. Водоупорные невыдержанные по простиранию слои представлены нетрещиноватыми алевролитами и аргиллитами. Мощность комплекса до 600 м, глубина залегания кровли 2–143 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах +5–75 м. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,01 до 20 л/с (преобладают 0,1–1 л/с), наибольшая водообильность наблюдается вблизи рек. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от 0,01 до 24 м/сут (преобладают значения 0,1–1 м/сут). Химический состав вод пестрый, меняется как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении от гидрокарбонатного натриево-кальциевого и натриево-магниевого (зона активного водообмена) до гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатно-хлоридного магниево-натриевого (зона замедленного водообмена) с минерализацией от 0,3 до 2,4 г/дм^3, pH 7–7, 8, общая жесткость 3,1–16,2 моль/дм^3.

Водоносный (относительно водоносный) каменноугольный комплекс (C) имеет незначительное распространение в Центрально-Тувинской ГСО. Водовмещающие породы — песчаники, конгломераты, алевролиты, гравелиты, которые слагают синклинальные структуры. Общая мощность отложений до 1200–1500 м. Воды в основном трещинно-пластовые, безнапорные и напорные. Напор над кровлей 13–128 м, глубина залегания кровли 8–168 м. В разрезе имеются водоупорные прослои, сложенные аргиллитами и туффитами. Наименее обводнены алевролиты, дебиты родников 0,05–0,15 л/с, обычно — 0,1–0,15 л/с. Более водообильны песчаники, дебиты родников 0,1–1,0 л/с, чаще 0,3–0,5 л/с, иногда до 11–53 л/с. Удельные дебиты скважин 0,004–7,3 л/с, коэффициенты фильтрации 0,004–12,3 м/сут (преобладают значения 0,1–1 м/сут). Воды в верхней части комплекса пресные, гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,3–0,8 г/дм^3. В нижней, менее промытой части комплекса минерализация повышается до 1,2–1,7 г/дм^3, состав меняется до гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого. Воды нейтральные до слабощелочных, с общей жесткостью 0,5–9,9 моль/дм^3.

Водоносный (относительно водоносный) средне- и нижнедевонский комплекс (D_{2+3}) наиболее широко распространен в Центрально-Тувинской ГСО. Подземные воды приурочены к верхней выветрелой части разреза и

к зонам нарушений. Водовмещающими породами являются трещиноватые песчаники, алевролиты, конгломераты, реже — гравелиты, известняки. Вскрытая мощность обводненных пород — 226 м. Глубина залегания кровли изменяется от 7 до 182 м. Удельные дебиты скважин от 0,0003 до 16 л/с (преобладают значения 0,1–0,3 л/с). Коэффициент фильтрации составляет 0,0002–14 л/с (преобладает 0,1–0,4). Дебиты родников изменяются от 0,2 до 14 л/с. Воды трещинно-пластовые и трещинно-жильные, безнапорные и напорные. Напор в единичных скважинах достигает 288 м и обусловлен наличием слабопроницаемых палеогеновых и неогеновых отложений мощностью 290 м. Воды преимущественно пресные с минерализацией 0,1–0,9 г/дм^3, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, в интервале минерализации 0,6–0,9 г/дм^3 сульфатно-гидрокарбонатные смешанные по катионам. В условиях затрудненного водообмена встречаются воды с минерализацией 1,0–1,5 г/дм^3 гидрокарбонатно-сульфатные магниево-натриевые и 3,2 г/дм^3 — сульфатные натриево-магниевые.

Водоносная (относительно водоносная) нижнедевонская зона (D_1) широко распространена в Центрально-Тувинской ГСО и на ограниченных площадях Восточно-Тувинской ГСО, Хемчикско-Систигхемского и Убсунур-Тесхемского МАБ. Состав водовмещающих пород пяти свит, объединенных в одну зону в силу близости структурно-формационного положения и литолого-петрографического состава — вулканогенно-терригенный. Подземные воды трещинного и трещинно-жильного типов, безнапорные и напорные. Глубина залегания безнапорных вод зависит от положения в рельефе и изменяется от 3 м в логах и долинах рек до 139 м на склонах. При наличии мощной толщи слабопроницаемых пород кровля находится на глубине 225–230 м, напор — 183 м. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,001 до 2,2 л/с (преобладают 0,1–0,3 л/с). Расходы родников колеблются от 0,2 до 12 л/с. Преимущественным распространением пользуются гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,5 г/дм^3 и сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,6–0,9 г/дм^3. С зонами разломов связаны сульфатные натриево-магниевые воды с минерализацией 1,2–1,5 г/дм^3.

Водоносная (относительно водоносная) ордовикско-силурийская зона (O–S) широко развита в Хемчикско-Систигхемском МАБ и на ограниченных площадях в Центрально-Саянской и Южно-Куртушибинской ГСО, объединяет пять свит шемушдагской серии ордовика и пять свит силура чергакской серии. Водовмещающие породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, конгломераты, гравелиты) характеризуются преимущественно трещинным и в меньшей степени карстовым типом проницаемости. Воды безнапорные и напорные. Глубина залегания подземных вод колеблется от 6–10 м в долинах рек до 152 м на горных склонах и водоразделах. Водообильность пород зоны неравномерна, в целом невысокая. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0003 до 3,7 л/с (преобладают 0,05–0,2 л/с). Расходы родников колеблются от 0,1 до 5,2 л/с. В целом для водоносной зоны характерны пресные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,1–0,5 г/дм^3 и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией

0,6–1,2 г/дм^3. С увеличением глубины залегания, а также в тектонических зонах разгрузки возрастает содержание солей, в их составе сульфаты и хлориды занимают доминирующее положение. В районе соленого озера Чедер (Восточно-Тувинская ГСО) в силурийских песчаниках дерзигской свиты выявлено и разведано Чедерское месторождение минеральных вод, на площади которого по мере приближения к озеру четко проявлена гидрохимическая зональность, выраженная в смене химического типа воды от хлоридно-гидрокарбонатного с минерализацией до 1 г/дм^3 через хлоридно-сульфатный к хлоридному с минерализацией до 15 г/дм^3 и сульфатно-хлоридному с минерализацией до 116,1 г/дм^3 в глубоких частях разреза вблизи озера [173, 174].

Относительно водоносная (водоносная) средне-верхнекембрийская зона ($Є_{2–3}$) распространена в пределах Южно-Куртушибинской ГСО и на площадях Центрально-Саянской ГСО. Водовмещающими породами являются конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты таштыгхемской, каратошской свит и аласугской серии. По условиям залегания и циркуляции подземные воды трещинного и трещинно-жильного типа. Глубина залегания подземных вод от 30 до 83 м. Водообильность пород низкая. Удельные дебиты единичных скважин от 0,008 до 0,5 л/с, расходы родников от 0,1 до 18 л/с (преобладают 0,5–4 л/с). Подземные воды пресные с минерализацией 0,1–0,5 г/дм^3 гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные смешанные по катионам.

Относительно водоносная (водоносная) венд-нижнекембрийская зона ($V + Є_1$) имеет распространение в пределах Куртушибинской и Центрально-Саянской ГСО. Сложнопостроенные, фациально изменчивые структурно-вещественные комплексы создают существенную литолого-петрографическую неоднородность разреза зоны. Водовмещающие породы (песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, метабазальты, туфы, кварциты, известняки, доломиты) имеют высокую степень литификации и характеризуются преимущественно трещинным и в меньшей мере карстовым типом проницаемости. Глубина залегания подземных вод в зависимости от положения в рельефе изменяется от 1 до 266 м. Водообильность пород зоны, в связи с пестротой литологического состава, неравномерна. Удельные дебиты немногочисленных скважин изменяются от 0,001 до 4,4 л/с (преобладают 0,01–0,1). Расходы родников колеблются от 0,1 до 4 л/с. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,5 г/дм^3 и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,6–0,9 г/дм^3. При повышении минерализации до 1,0–1,9 г/дм^3 состав становится сульфатным магниево-кальциевым или хлоридным магниево-натриевым (в зонах разломов).

Относительно водоносная (водоносная) нижнепротерозойско-нижнепалеозойская) и рифейская зоны широко распространены в пределах Сангиленской ГСО и на площадях Улугойской, Восточно-Таннуольской ГСО, Убсунур-Тесхемского МАБ. Литологический состав водовмещающих пород разнообразен: сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы. Высокая степень

метаморфизма пород обусловливает развитие трещинного типа их проницаемости. В гольцовой зоне (абс. отм. 2000 м и выше) верхняя трещиноватая часть разреза находится в многолетнемерзлом состоянии. Вода здесь находится в виде льда, выполняющего трещины верхней части разреза (50–100 м), играя роль водоупора, препятствующего инфильтрации атмосферных осадков. Скважинами водоносная зона вскрыта на глубине от 3 до 186 м. Воды безнапорные и напорные. Напор (до 80 м) обусловлен перекрытием трещиноватой зоны слабопроницаемыми неогеновыми и палеогеновыми образованиями. Водообильность пород незначительна. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0002 до 3,33 л/с (преобладают значения 0,01–0,2 л/с). В этих же пределах изменяются коэффициенты фильтрации пород. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 20 л/с. Преобладают пресные воды с минерализацией 0,1–0,8 г/дм^3 гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. В районе бессточной котловины соленого озера Дус-Холь в трещиноватых диабазах вскрыты сульфатно-хлоридные магниево-натриевые воды с минерализацией до 3 г/дм^3.

Относительно водоносная (водоносная) палеозойская зона плутонических пород (γPZ) особенно широко развита в пределах Улугойской, Восточно-Таннуольской, Сангиленской ГСО и в меньшей степени в Центрально-Саянской ГСО. Водовмещающими породами являются различные по составу интрузивные образования — от основных до кислых в возрастном диапазоне от кембрия до девона. Объединение столь разных образований в единую водоносную зону обусловлено единым для них трещинным типом проницаемости, развитым в зоне экзогенной трещиноватости и в зонах тектонических нарушений, а также близкими условиями питания, транзита и разгрузки. Глубина залегания подземных вод изменяется от 2–5 м в тальвегах логов до 144 м на склонах и водоразделах. Водообильность интрузивных пород по имеющимся данным характеризуется удельными дебитами скважин от 0,0001 до 2,5 л/с (преобладают значения 0,01–0,2 л/с) и расходами родников от 0,1 до 20 л/с. Воды преимущественно безнапорные. Напор в отдельных скважинах обусловлен наличием слабопроницаемых глинистых и мерзлых пород. В высокогорных районах, приуроченных к областям питания, развиты ультрапресные воды с минерализацией 0,03–0,1 г/дм^3 хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, в среднегорных районах — пресные с минерализацией 0,2–1,0 г/дм^3 гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые. В областях континентального засоления и на отдельных участках низкогорного рельефа, а также в зонах тектонических нарушений развиты гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые и хлоридно-сульфатные кальциево-магниевые воды с минерализацией 1–1,5 г/дм^3.

Характеристика гидрогеологических подразделений приведена в табл. 20.

Основным источником питания всех гидрогеологических подразделений являются атмосферные осадки, фильтрующиеся через поры и трещины в породах зоны аэрации и попадающие в водоносные зоны, и

перетекание вод из гипсометрически выше лежащих водоносных подразделений. Питание аллювиального горизонта осуществляется также за счет поверхностных вод. Разгрузка подземных вод происходит в речные долины, родниковым стоком и в смежные водоносные подразделения. Основными областями питания являются горные сооружения Западного и Восточного Таннуола, Западного Саяна, Восточно-Тувинского нагорья и нагорья Сангилен.

Подземные воды используются населением для питьевых, хозяйственно-технических и бальнеологических целей, а также для водопоя скота. В целом на изучаемой площади преобладают пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/дм^3, мягкие и умеренножесткие, нейтральные, холодные. Зона солоноватых вод с минерализацией 1–3 г/дм^3 развита на ограниченных участках.

В 2000 г. были выполнены работы по оценке обеспеченности населения Республики Тыва ресурсами подземных вод [179]. Территория листа М-46 надежно обеспечена прогнозными эксплуатационными ресурсами подземных вод (ПЭРПВ). Средний модуль ПЭРПВ составляет 1,46 л/с · км^2, средний модуль их отбора и использования — 0,0048 л/с · км^2. Наибольший площадной модуль эксплуатационных ресурсов (2–5 л/с · км^2) — в северо-западной части листа (Центрально-Саянская ГСО), наименьший (0,1–0,2 л/с · км^2) — в Убсунур-Тесхемском МАБ. Основные ресурсы подземных вод для промышленного освоения сконцентрированы в аллювиальном водоносном горизонте (линейный модуль ПЭРПВ до 500 л/с · км^2), он же испытывает наибольшую техногенную нагрузку.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

На территории листа разведано пять месторождений пресных подземных вод: Верхне-Енисейское, Чаданское, Улуг-Чогайское, Терехтинское, Малоенисейское и одно месторождение минеральных подземных вод — Чедерское. Из них эксплуатируются Верхне-Енисейское и Малоенисейское, которые используются для водоснабжения г. Кызыл, а также Чедерское месторождение для бальнеолечения на курорте «Чедер» (рис. 8).

Верхне-Енисейское месторождение пресных подземных вод расположено на левом берегу р. Малый Енисей в районе г. Кызыл. Водоносный горизонт мощностью 4,8–9,6 м представлен валунно-галечниковыми отложениями с песком. Уровень подземных вод колеблется в пределах 4,8–9,5 м. Воды месторождения пресные, с минерализацией 0,3 г/дм^3, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, общая жесткость 2,5–3,2 моль/дм^3. Утвержденные эксплуатационные запасы — 75 тыс. м^3/сут (А + C_1), в том числе подготовленные для промышленного освоения — 64,2 тыс. м^3/сут (по категории А) [179, 219].

Малоенисейское месторождение пресных подземных вод также расположено на левобережье р. Малый Енисей в районе г. Кызыл и приурочено к валунно-галечным отложениям мощностью 6,7–8,2 м. По качеству воды близки к Верхне-Енисейскому месторождению. Запасы по категориям А и В в сумме составляют 13,203 тыс. м^3/сут, из них по

Характеристика гидро

Стратиграфические подразделения		Гидрогеологические подразделения		Мощность (вскрытая), м	Глубина появления воды, м	Глубина установившегося уровня, м	
Индекс	Мощность, м	Индекс	Название, литологическая характеристика пород				
1	2	3	4	5	6	7	
Q	>200	Q	*Водоносный четвертичный комплекс.* Аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные, озерные, ледниковые, флювиогляциальные отложения. Галечники, валунники, пески, супеси, суглинки, глыбники	192	0,5–50	0,5–50	
N_2–Q_E	>90	P+N	*Относительно водоносный (относительно водоупорный) палеогеновый и неогеновый комплекс.* Галечники, суглинки, глины, пески, супеси	175	3–92 114–278	+2,5–92	
N_1–N_2	>120						
N_1^{1-2}	>100						
P_{2-3}	>100						
J_3–K_1bm	315	J	*Водоносный (относительно водоносный) юрский комплекс.* Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, гравелиты, угли	600	2–143	+5–127	
$J_{2-3}sl$	950						
J_2er	1430						
J*kv+tt*	1700						
$C_{2-3}on$	350	C	*Водоносный (относительно водоносный) каменноугольный комплекс.* Песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, угли	178	8–168	8–168	
C_1ak	240						
C_1bt+ak	640						
C_1sg+hr	700						
D_3		D_{2+3}	*Водоносный (относительно водоносный) средне- и верхнедевонский комплекс.* Песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, известняки	226	7–182	7–182	
D_3d	750						
D_3bg+kh	1100						
D_2il+uk	1200						
D_2at	300						
$D_1sg+tš$	3200	D_1	*Водоносная (относительно водоносная) нижнедевонская зона.* Песчаники, алевролиты, известняки, мергели, андезиты, базальты, риолиты, туфы, конгломераты, гравелиты	181	3–139 225–230	2–139	
$D_1tš$	400						
D_1sg	2800						
D_1kn	3200						
D_1hn	700						

Таблица 20

геологических подразделений

Напор над кровлей	Дебит, л/с	Понижение, м	Удельный дебит, л/с	Коэффициент фильтрации, м/сут	Минерализация, г/дм^3	Преобладающий тип воды	Дебит родников
8	9	10	11	12	13	14	15
90	0,1–47 1–3	0,1–13 1–2	0,1–34	0,1–313 10-20	0,1–0,5	HCO_3MgCa HCO_3NaCa	0,5–19
1–207	0,01–5,7	2–70	0,0001–3,0 0,01–0,1	0,0003–4,1 0,03–0,1	0,1–1,3	SO_4HCO_3CaMg HCO_3SO_4MgNa	–
2–148	0,05–13,1 0,5–3	1–59 5–10	0,01–20 0,1–1	0,01–24 0,1–1	0,3–0,9 1–2,4	HCO_3NaCa HCO_3SO_4MgNa $ClHCO_3MgNa$ HCO_3SO_4MgNa	–
13–128	0,01–7,3 0,2–0,6	1–44	0,004–7,3 0,1–0,9	0,004–12,3 0,1–1	0,3–0,8 1,2–1,7	HCO_3CaNa $SO_4HCO_3MgCaNa$ HCO_3SO_4CaNa	0,1–53 0,3–0,5
4–288	0,1–6,7 1–2	1–84 20–40	0,0003–16 0,1–0,3	0,0002–4 0,1–0,4	0,1–0,9 1,0–1,5 1,5–3,2	HCO_3MgCa $SO_4HCO_3NaMgCa$ HCO_3SO_4MgNa SO_4NaMg	0,2–14
5–183	0,03–6 0,4–2	1–124 20–50	0,001–2,2 0,1–0,3	0,01–25 0,1–0,5	0,1–0,9 1,2–1,5	HCO_3NaCa SO_4HCO_3MgCa SO_4NaMg	0,2–12

1	2	3	4	5	6	7
O_3–S***čr***	3100	O-S	*Водоносная (относительно водоносная) ордовикско-силурийская зона.* Песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, конгломераты, гравелиты	328	6–152	6–152
S_{1-2}*el–bt*	2415					
S_1–$_2$*dr*	600					
S_1*čd* (*at*)	1300 (800)					
O_3–S_1*al* (*on*)	665 (3300)					
O***šm***	3100 (5000)					
$Є_{2-3}$***al***	3660	$Є_{2-3}$	*Относительно водоносная (водоносная) средне-верхнекембрийская зона.* Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты	80	30–83	30–83
$Є_2$*kr*	4400					
$Є_2$*mn*	1600					
V–$Є_1$*al*, $Є_1$*ak*	1700	V–$Є_1$	*Относительно водоносная (водоносная) вend-нижнекембрийская зона.* Песчаники, конгломераты, алевролиты, сланцы, метабазальты, туфы, кварциты, известняки, доломиты, эффузивы	171	1–266	1–266
$Є_1$*kh* (*tr*, *ir*)	4330					
$Є_1$*iš*	3000					
V–$Є$*st*	1000					
V–$Є$*vd*	900					
V–$Є$*an*, *kz*	3700 (1500)					
R: $Є_1$*sr*	400	PR_1+R	*Относительно водоносная (водоносная) протерозой-раннепалеозойская и рифейская зоны.* Сланцы, гнейсы, известняки, мраморы, кварциты, андезиты, базальты, риолиты, дациты, туфы	194	3–186	3–186
R: $Є_1$*kd*	2500					
R?*hp–am*	3000					
R?*am*	2000					
R?*hp*	2200					
R?*bl*	2000					
PR (PZ_1)*mg*	1100					
PR(PZ_1)*ts*	2400					
ργD?		γPZ	*Относительно водоносная (водоносная) палеозойская зона плутонических пород.* Граниты, гранодиориты, диориты, габбродиориты, габбро, тоналиты, пегматиты.	212	2–140	2–140
γD_1*d*						
γD_1*bp*						
υD_1*bb*						
γO*s*						
γδ$Є_2$*t*						
υ$Є_2$*t*						
συ$Є_1$*m*						
σR_3?*a*						

П р и м е ч а н и е. Цифры в графах 6–13: в числителе — «от—до», в знаменателе —

8	9	10	11	12	13	14	15
1–144	0,01–5 0,3–2	1–160 10–50	0,0003–3,7 0,05–0,2	0,0003–10,8 0,01–0,8	0,1–0,5 0,6–1,2 1,7–3,5	HCO_3CaMg SO_4HCO_3CaMg HCO_3SO_4NaMg $ClMgNaCa$	0,1–5,2
15–59	–	–	0,008–0,5	0,01–1,6	0,1–0,5	HCO_3MgCa $SO_4HCO_3NaCaMg$	0,1–18 0,5–4
4–109	0,04–3,2 1–2	1–103 20–50	0,001–4,4 0,01–0,1	0,001–18 0,01–0,2	0,1–0,9 1–1,9	HCO_3MgCa SO_4HCO_3CaMg SO_4MgCa $ClMgNa$	0,1–4
9–80	0,01–8,4 0,1–1	1–108 20–40	0,0002–3,33 0,01–0,2	0,0004–3,9 0,01–0,2	0,1–0,8 0,9–1,3 1,3–3	HCO_3CaNa SO_4HCO_3CaNa $ClSO_4MgCaNa$ $SO_4ClMgNa$	0,1–20
21–47	0,01–5,0 0,1–2	2–148 20–50	0,0001–2,5 0,01–0,2	0,0003–3,7 0,01–0,2	0,03–1 0,2–0,9 1–1,5	$ClHCO_3CaNa$ HCO_3MgCa SO_4HCO_3CaMg HCO_3SO_4CaNa $ClSO_4CaMg$	0,1–20

преобладающее значение (Никитина Л. С., ОАО «Тувинская ГРЭ»).

категории А — 10,296, по категории В — 2,907 тыс. м^3/сут. Месторождение подготовлено к промышленному освоению и эксплуатируется ОАО «Тываэнерго» [179, 280].

Чаданское месторождение пресных подземных вод расположено в Дзун-Хемчикском кожуне (районе) у г. Чадан. Водоносными являются гравийно-галечниковые отложения р. Чадан с минимальной мощностью 32 м. Подземные воды залегают на глубине 2–4 м, по составу гидрокарбонатные натриево-кальциевые и магниево-кальциевые пресные с минерализацией 0,2–0,3 г/дм^3, мягкие и умеренножесткие (3,2–4,5 моль/дм^3). Запасы подземных вод месторождения переоценены ТКЗ КПР по РТ по участкам: Западночаданский для розлива — 1,9 тыс. м^3/сут по категории C_1; Восточночаданский для хозяйственно-питьевого водоснабжения — 3,9 тыс. м^3/сут по категории В. Западночаданский участок подготавливается к эксплуатации (подсчету запасов по категории В и розливу) Департаментом Туваводмелиорации [179, 293].

Улуг-Чогайское месторождение пресных подземных вод было разведано для хозяйственно-питьевого водоснабжения курорта «Чедер» и расположено на восточном берегу оз. Чедер. Приурочено к гравийно-галечниковым отложениям палеогена. Воды напорные, залегают на глубине 100–120 м. Воды пресные сульфатно-гидрокарбонатные магниево-натриевые с минерализацией 0,3–0,5 г/дм^3, с общей жесткостью 2,2 моль/дм^3. Утвержденные и подготовленные к промышленному освоению запасы составляют 2,7 тыс. м^3/сут (по категориям А + В). Месторождение законсервировано [179].

Терехтинское месторождение пресных подземных вод расположено в 1,5 км юго-западнее с. Бай-Хаак и приурочено к зоне тектонического нарушения. Продуктивной является водоносная зона трещиноватости карбонатно-терригенных пород чергакской свиты нижнего—верхнего силура. Воды напорные (до + 4,6 м над поверхностью земли) и безнапорные, залегающие на глубине 3–13 м. Воды пресные, с минерализацией 0,2–0,4 г/дм^3, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, мягкие и умеренножесткие с общей жесткостью 2,4–3,6 моль/дм^3. Произведена переоценка запасов месторождения в связи с лицензированием с целевым назначением «на розлив» — Терехтинский 2-й участок (запасы категории В — 1,1 тыс. м^3/сут, категории C_1 — 0,8 тыс. м^3/сут) и для хозяйственно-питьевого водоснабжения — Терехтинский 1-й участок (запасы категории В — 2,1 тыс. м^3/сут, C_1 — 1,0 и C_2 — 0,8 тыс. м^3/сут). Месторождение находится на стадии освоения [294].

Чедерское месторождение минеральных вод находится на западном берегу оз. Чедер. Продуктивным подразделением является водоносная зона силурийских терригенных пород. Подземные воды вскрыты на глубинах 1,8–36,5 м, при залегании под отложениями палеогена и неогена приобретают местный напор. Воды месторождения относятся к лечебно-столовым без специфических компонентов, лечебным и купальным. Питьевые лечебно-столовые воды хлоридные смешанные по катионному составу, слабоминерализованные (1,8–5,7 г/дм^3). Питьевые лечебные воды по химическому составу сульфатно-хлоридные магниево-натриевые

с минерализацией 7,8–12,4 г/дм^3 и хлоридные смешанные по катионному составу с минерализацией 5,3–6,1 г/дм^3 и высоким содержанием органического вещества. Купальные воды сульфатно-хлоридные магниево-натриевые, высокоминерализованные (34,5–40,6 г/дм^3), также с высоким содержанием органики. Максимальная минерализация в глубоких частях разреза достигает 116,1 г/дм^3. Запасы утверждены в следующих категориях: лечебно-столовые воды категории В — 0,041 тыс. м^3/сут, лечебные воды категории C_1–0,043 тыс. м^3/сут, купальные воды категории В — 0,038 тыс. м^3/сут. В 2001 г. произведено пополнение запасов Чедерского месторождения минеральными лечебно-столовыми водами скв. 234 в количестве 0,091 тыс. м^3/сут [134, 135]. Всего эксплуатационные запасы составляют 0,213 тыс. м^3/сут, в т. ч. подготовленные для промышленного освоения — 0,17 тыс. м^3/сут. В настоящее время эксплуатируются два участка месторождения: купальные (скв. 207а) и лечебно-столовые воды (скв. 234) курортом «Чедер» для бальнеолечения и розлива [178].

Кроме вод описанных выше месторождений, для водоснабжения населенных пунктов, полевых станов, летних пастбищ используются месторождения подземных вод с неутвержденными запасами и небольшие водопроявления, приуроченные в основном к аллювиальным отложениям в речных долинах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ И ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Под геологической опасностью понимается возможность (угроза) проявления процессов, способных поражать людей, наносить материальный ущерб, разрушительно действовать на окружающую человека среду [154]. Геодинамическая компонента геологической среды охарактеризована на Карте геологических опасностей. В качестве основного картируемого объекта, отображаемого цветом, согласно инструктивным требованиям, принят морфолитодинамический комплекс — МЛДК, под которым понимается морфолитодинамическая форма аккумуляции, связанная с определенным геологическим процессом, т. е. овеществленные следы проявления последнего. Большинство МЛДК сформировано с участием не одного, а двух и более геологических процессов, парагенетически связанных сонахождением в близких морфолитоклиматических обстановках. Процессы, наложенные по отношению к завершившим свое формирование МЛДК, в основном предопределенные их вещественным составом, показаны знаками. В целом на карте отображено площадное распространение опасных геологических процессов (ОГП), а на порайонных гистограммах дана оценка степени их опасности и интенсивности проявления.

Наиболее широко распространенные экзогенные ОГП в значительной мере контролируются региональными оро-климатическими условиями. Рассматриваемая территория расположена в центральной части Азиатского горного пояса на стыке лесных сибирских и пустынно-степных центральноазиатских ландшафтов. Большую часть ее площади занимают неоорогенические сводово-блоковые поднятия, морфологически выраженные в виде горных хребтов северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания, ограниченных региональными и трансрегиональными разломами длительного развития. Эти морфоструктуры характеризуются сложной внутренней структурой, дифференцированностью блоковых движений на фоне активного общего поднятия. Положение Тувинского региона в области сочленения Алтае-Саянской и Байкальской сейсмической зон обусловливает его высокую сейсмическую активность (до 8–10 баллов) [75] .

Абсолютные высоты рассматриваемой территории изменяются от 500–600 до 3000 м и более (гора Монгун-Тайга, 3970 м). Для высокогорий

типичен альпийский рельеф, сформированный в эпохи позднеплейстоценовых оледенений. Здесь выше снеговой линии, располагающейся на отметках от 2000–2500 м (Западный Саян) до 3500 м (Цаган-Шибету), имеются современные каровые и относительно небольшие долинные ледники. Средневысотные, как правило, залесенные хребты расчленены узкими крутосклонными долинами, на их водоразделах нередко сохранились фрагменты мел-палеогенового пенеплена. Остепненные низкогорья с высотами до 1000 м морфологически довольно разнообразны. Впадины региона рампового и полурампового типа, из которых наиболее крупными являются Центрально-Тувинская и Убсунурская, характеризуются степными ландшафтами и отметками днищ от 500–600 до 900 м. Они заняты денудационными и разнообразными по генезису аккумулятивными равнинами.

Криолитозона в пределах региона имеет сплошное, прерывистое и островное развитие, подчиняющееся в целом вертикальной геокриологической стратификации, обусловленной рельефом [40] (см. Схему распространения многолетнемерзлых пород к Карте геологических опасностей). Существенные коррективы в эту закономерность вносят такие факторы как направление и распределение ветров, влажность, распределение атмосферных осадков, в том числе снежного покрова, характер растительности, экспозиция склонов. Зона сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) приурочена преимущественно к центральным частям хр. Цаган-Шибэту и Западный Саян. Более локально она развита в осевой части хр. Танну-Ола и нагорье Сангилен. Мощность ее достигает 300 м, а температура ММП варьирует от –1 до –8°С. Более низкие склоны хребтов и нагорья характеризуются в основном прерывистым распространением ММП мощностью до 100–150 м с температурой от 0 до –3°С. Во впадинах Центральной Тувы, окраинных частях Убсунурской впадины, низких предгорьях ММП мощностью до 50 м и температурой 0 –1°С имеют островное развитие. Под долинами рек и озерами присутствуют сквозные и несквозные талики [40].

Почти все реки региона принадлежат к бассейну Енисея за исключением самых южных, относящихся к бессточному бассейну Центральной Азии. Ледостав на них с октября по май. С весенним снеготаянием связаны паводки, реже наблюдающиеся в летне-осенний период из-за затяжных дождей. Климат резко континентальный с минимальными зимними температурами до –60°С (Сарыг-Сеп) и максимальными летними до + 39°С (Сарыг-Сеп). Годовое количество осадков в пределах среднегорного и высокогорного рельефа не превышает 900 мм, а в предгорьях и впадинах 200–400 мм.

Крайнее разнообразие, контрастность природных условий региона, а также сложность, неоднородность его геологического строения с участием пород широкого возрастного диапазона (от докембрия до квартера) и различного вещественного состава, в том числе карстующихся карбонатных, предопределили разнообразие и активное проявление ОГП.

ЭКЗОГЕННЫЕ ОГП

На рассматриваемой территории имеют место следующие опасные процессы экзогенной природы: подвижные осыпи и обвалы, снежные лавины, солифлюкция, десерпция (курумы), каменные глетчеры, морозное (криогенное) пучение, термокарст, морозобойное (криогенное) растрескивание, сели, эрозия, овражная эрозия, затопление, карст, заболачивание, засоление, дефляция и навевание, суффозия, абразия.

Обвально-осыпные процессы имеют наиболее широкое (среди экзогенных) распространение во всех горных хребтах, где площадная пораженность ими составляет не менее 25%. Осыпи и обвалы приурочены в основном к крутым (более 30–35°) обнаженным эрозионным склонам речных долин, сложенных скальными породами, продуцирующими при механогенном и криогенном выветривании преимущественно грубообломочный материал. Наличие пустот между преобладающими в осыпях крупными обломками способствует их высокой водопроницаемости и подвижности. Ускорение движения осыпей начинается вслед за оттаиванием склонов. Активизирует этот процесс размыв и подрезка склонов паводковыми водами.

Снежные лавины, так же как и обвально-осыпные процессы, широко распространены в пределах горных хребтов. Практически все склоны, особенно незалесенные и слабозалесенные с мощностью снегового покрова более 30 см лавиноопасны. Пространственное размещение снежных лавин в первую очередь контролируется высотно-экспозиционным фактором. Высокая степень лавинной опасности с числом очагов более 5 (на 1 км дна долины) и объемом лавин 300 тыс. $м^3$ характерна для нивально-гляциальных зон высокогорий, средняя — для среднегорий и слабая для низкогорий и предгорий [133]. Наиболее интенсивно лавинообразование происходит в весенние месяцы (март—май). Нередко процесс инициируется сейсмическими толчками.

Солифлюкция, морфологически выраженная обычно в виде специфической террасированности склонов, наблюдается в высокогорных и среднегорных районах преимущественно при наличии ММП и присутствии глинистого материала в перекрывающих склоны осадках. Эти процессы с пораженностью площадей, обычно не превышающей 10%, особенно характерны для высоких водораздельных денудационных равнин, открытых склонов нивально-гляциальной и гольцовой зон. Они также весьма характерны для аккумулятивных ледниковых равнин и береговых морен позднеоплейстоценового и голоценового возраста. Вязко-пластическое солифлюкционное течение начинается при уклонах около 5°. Скорость движения возрастает с увеличением крутизны склонов до 20–25°. В зависимости от сочетания локальных условий (крутизны, степени задернованности склонов, их геологического строения и др.) она изменяется от первых мм, первых см/год до первых десятков см/год. При сильном увлажнении на достаточно крутых (20–25°) склонах солифлюкция трансформируется в сплывы катастрофического характера со скоростями течения до нескольких метров в минуту [60].

Десерпция (курумы) представлена в регионе криогенной разновидностью этого процесса массового медленного смещения обломочного материала по склонам под воздействием гравитации вследствие многократного изменения объема обломков. Основной причиной курумовой десерпции являются частые переходы заключенной между обломками воды через нулевую температуру, т. е. чередующиеся процессы замерзания—оттаивания. Скорость смещения курумов изменяется в пределах от первых см/год до 4–5 м/год. Наиболее поражена десерпцией гольцовая зона, характеризующаяся сплошным и прерывистым развитием ММП.

Каменные глетчеры имеют сравнительно небольшое развитие в пределах нивально-гляциальной зоны, где они приурочены в основном к склонам ледниковых цирков и каров. Их поступательное движение, происходящее со скоростью от первых см/год до 4–5 м/год, обусловлено пластическими деформациями участвующего в строении каменных глетчеров инъекционного льда. При вытаивании последнего дальнейшее смещение грубообломочного материала прекращается, либо оно осуществляется десерпцией.

Морозное (криогенное) пучение, термокарст, морозобойное (криогенное) растрескивание, как правило, проявляются совместно в пределах аллювиальных, озерно-болотных, озерных, озерно-ледниковых равнин внутригорных котловин с ММП, расположенными на отметках свыше 1500 м. Типологическим районам их развития является долина р. Моген-Бурен в ее верхнем течении, где на высоте около 2000 м находится комплекс курганов Холаш [151]. На днищах расположенных гипсометрически ниже впадин (Убсунурской, Тувинской) местами сохранились реликтовые трещинно-полигональные грунты, возникшие при глубокой экспансии многолетней мерзлоты в эпоху последнего аккемского (сартанского) ледниковья позднего неоплейстоцена. Эти грунты потенциально опасны в отношении возможности просадочных явлений из-за оставшихся в них местами пустот, связанных с деградацией жильных льдов.

Сели — горные потоки, обильно насыщенные твердым материалом, внезапно возникающие во время дождей, интенсивного таяния снега и льда, относятся к одним из наиболее опасных, нередко катастрофических по своим последствиям геологическим процессам. Рассматриваемый регион характеризуется слабой степенью селеопасности со средним интервалом между селевыми проявлениями 4–8 лет с объемом единовременных выносов селевых масс порядка 50 тыс. $м^3$. Период возникновения селей продолжается с июня по август, достигая максимума в июле. Наиболее подвержены этому процессу хребты Саянский и Цаган-Шибету [133]. Вместе с тем следы селеподобных явлений, наблюдающихся в низовьях ряда небольших рек при выходе их из горных ущелий в виде чередования эрозионных промоин и гряд, сложенных грубообломочным материалом, свидетельствуют о возможно более широком распространении русловых селей небольшой мощности. В районе низкогорного массива Адыр-Даш (у одноименного перевала) в 1987 г. зафиксированы мелкие склоновые сели, вызвавшие размыв дорожного тракта на отрезке между городами Чадан и Шагонар. В целом же основной причиной невысокой

степени селеопасности рассматриваемого региона, по-видимому, является аридность климата.

Речная боковая эрозия приводит к размыву и разрушению берегов. Скорость размыва определяется в основном характером слагающих берега пород и гидрологическими факторами. Максимальному разрушению подвергаются речные террасы, сложенные песчаными отложениями, где отступание береговых уступов измеряется десятками метров в год. Наибольшая интенсивность русловых процессов отмечается в периоды половодий и паводков. При подъеме уровня рек и затапливании поймы происходит также подмыв и разрушение уступов надпойменных террас и коренных склонов долин. В разрушении речных берегов наряду с боковой эрозией принимают также менее активное и локальное участие процессы оползания и оседания склонов. Незначительность их проявления, видимо, обусловлена главным образом преимущественно галечно-валунным составом аллювия речных террас и преобладанием скальных пород в строении коренных склонов долин.

Овражная эрозия, вызываемая линейными временными водотоками, имеет сравнительно небольшое распространение в основном в пределах Убсунурской, Хемчикской и Кызыльской впадин, где широко развиты делювиально-пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, аллювиальные и эоловые равнины, в строении которых участвуют супесчано-суглинистые и песчаные легкоразмываемые осадки. Эрозионные борозды, промоины, небольшие неглубокие (1,5–2 м) овраги образуются на склонах чаще всего при стоке ливневых и талых вод за короткий промежуток времени. Более крупные овраги, протяженностью в сотни метров—первые километры и глубиной до 5–10 м, наблюдающиеся у подножий Саянского хребта (Хемчикская впадина) и хр. Восточный Танну-Ола (Убсунурская впадина), развивались в течение длительного времени и лишь подновляются современной эрозией. Небольшое сгущение овражной сети отличается вблизи населенных пунктов, что связано с техногенным нарушением дернового покрова, прокладкой коммуникаций, дорог, разработкой карьеров строительного сырья.

Затопления (наводнения), связанные с весенними половодьями и ледоходом, а также высокими летне-осенними дождевыми паводками, являются одними из наиболее опасных и часто повторяющихся природных процессов, охватывающих большие площади и приносящих ощутимый материальный ущерб. Так, на территории Красноярского края только за период с 1997 по 2002 г. сумма ущерба от воздействия паводков составила более 1 млрд руб. [83]. Большинство рек региона имеют снего-дождевое питание. Подъемы уровня воды во время половодий (май—июнь) составляют от 3 до 7 м. Заторные явления отмечаются на реках Большой и Малый Енисей. Основными факторами, формирующими катастрофические половодья, являются большие снегозапасы (150–200 % нормы) на речных водосборах, устойчивая холодная зима без оттепелей, позднее дружное снеготаяние [83]. Наиболее значительные подъемы воды в регионе отмечаются на реках Большой Енисей (Бий-Хем), Малый Енисей (Каа-Хем) и Верхний Енисей (Улуг-Хем). Критическая норма уровня воды в Енисее

у г. Кызыл — 590 см. Во время последнего весеннего паводка (май 2004 г.) она была превышена на 70 см, в результате чего часть города оказалась подтопленной. Потенциально опасными в долинах крупных рек региона следует рассматривать все пойменные и низкие первые надпойменные террасы. Дождевые паводки, в отличие от половодий, носят, как правило, локальный характер, вследствие чего связанные с ними наводнения менее регулярны и не распространяются на большие территории.

Карст. Древний и современный карст в регионе развит довольно широко, преимущественно на карбонатных породах протерозоя, нижнего кембрия и нижнего силура. Интенсивность проявления этого процесса слабая, характерно явное преобладание подземных форм карста над поверхностными. Наиболее полная информация по карсту Тувы приведена в работе [122], из которой заимствованы изложенные ниже сведения. Проявления карста на рассматриваемой территории установлены на нагорье Сангелен, в бассейне р. Ондум, на правобережье Улуг-Хема в отрогах Куртушибинского и Уюкского хребтов, хр. Адыр-Таш, северо-западном склоне хр. Западный Танну-Ола и ряде других мест. На нагорье Сангилен карстующиеся породы представлены протерозойскими мраморами и мраморизованными известняками. Здесь на междуречье Нарына, Эрзина и Балыктыг-Хема имеются довольно многочисленные «залеченные» карстовые воронки, заполненные известняковой брекчией с глинистым цементом дочетвертичного возраста. В долинах рек Эрзин и Хос наблюдаются карстовые проявления в виде суходолов, поноров, исчезающих водотоков, воронок. В этом же районе в верховьях р. Морен расположена известная Моренская пещера, общей протяженностью 117 м. В междуречье Тапса—Каа-Хем на площадях, сложенных нижнекембрийскими известняками, отмечаются преимущественно формы поверхностного карста: ниши, каверны, следы коррозии, а также находится наиболее крупная (общая длина около 120–140 м) Красная пещера. Довольно широко карстующиеся карбонатные породы того же возраста развиты на правобережье р. Улуг-Хем между с. Каратал и устьем р. Хемчик. В этом районе в долинах правых притоков Улуг-Хема обнаружены следы активного глубинного карста в виде пещер. Небольшие редкие проявления глубинного карста известны в карбонатных породах, слагающих гору Хайрыкан вблизи г. Шагонар, хр. Адыр-Таш, массиве горы Утуг-Хая (у с. Шекпер). На площадях распространения нижнесилурских известняков на северо-западных склонах хр. Западный Танну-Ола имеются проявления малоактивного поверхностного карста в виде слабовыраженной коррозии, редких небольших воронок.

Помимо карбонатного карста, в пределах рассматриваемой территории установлены единичные проявления поверхностного соляного карста (район месторождения каменной соли Дус-Таг в Торгалыкской впадине) и поверхностного гипсового карста (район Актальского месторождения гипса в Ховуаксинской впадине), приуроченные к выходам пород франского яруса верхнего девона.

Заболачивание имеет ограниченное развитие вследствие резко континентального климата региона. Эти процессы локально проявляются во

внутригорных котловинах на поймах, низких речных террасах, моренных, водно-ледниковых равнинах, а также по берегам озер. Более активно заболачивание развивается в зонах распространения ММП.

В целом же, главными факторами, инициирующими этот процесс, являются превышение увлажнения над испарением, затруднение поверхностного стока, периодические подтопления и затопления.

Засоление проявляется на ограниченной площади в наиболее засушливых Убсунурской и Кызыльской впадинах. В первой из них этот процесс, сочетающийся с заболачиванием, наблюдается в приустьевой части долины р. Тес-Хем в пределах низменных озерно-аллювиальных и аллювиальных равнин. Причинами засоления и заболачивания явились трансгрессии оз. Убсу-Нур, малые уклоны, интенсивная транспирация при недостаточном количестве атмосферных осадков. Здесь же наблюдается процесс пучения, связанный с чередованием условий растворения и кристаллизации солей вблизи поверхности, сформировавший мелкобугристый рельеф засоленно-заболоченных низменных равнин [131]. В Кызыльской впадине процессы засоления, местами также сопровождающиеся заболачиванием, отмечаются в прибрежной зоне соленого оз. Чедер и солоноватого Хадын. Засоленные грунты не пригодны для сельскохозяйственного освоения, строительства и труднопроходимы при насыщении водой.

Дефляционные процессы, так же как и засоление, характерны для аридных впадин. Наиболее крупные массивы песков закрепленных, полузакрепленных и интенсивно развеваемых наблюдаются в юго-восточной части Убсунурской и Кызыльской впадинах. В первой из них преобладают бугристо-грядовые, грядово-ячеистые и бугристо-ячеистые эоловые пески, во второй — дюнные, грядовые, грядово-дюнные. Мощность их изменяется от первых метров до первых десятков метров. Современные дефляционные процессы, связанные в основном с ветрами северо-западного направления, инициируются техногенными нарушениями растительно-дернового покрова закрепленных эоловых песков поздненеоплейстоценового—голоценового возраста.

Суффозия и связанные с ней просадочные явления в целом малотипичны для региона в связи с практически полным отсутствием лессовых образований в строении его четвертичного осадочного чехла. Они наблюдались лишь в центральной части Убсунурской впадины на левобережье р. Тес-Хем в пределах аллювиально-пролювиальной и аллювиальной равнин, сложенных сверху пылеватыми супесями и легкими суглинками. Следы суффозионных процессов морфологически выражены в виде осложняющих поверхность равнин небольших мелких и редких округлых западин. В береговой зоне водохранилища Саяно-Шушенской ГЭС локально на рыхлых грунтах проявляется абразия, активизирующаяся при колебаниях уровня воды.

ЭНДОГЕННЫЕ ОГП

Эти процессы связаны с высокой сейсмической активностью территории региона, расположенной в области сочленения Алтае-Саянской и

Байкальской сейсмических зон, входящих в глобальный Трансазиатский сейсмический пояс [132]. Согласно официальному документу — Комплекту карт общего сейсмического районирования территории России — ОСР-97 (главные редакторы В. Н. Страхов, В. И. Уломов), расчетная интенсивность сейсмических сотрясений региона (в баллах шкалы MSK-64) на карте ОСР-97-А (вероятность — р 10 %, в течение интервала времени — t 500 лет) оценена как 8-балльная (за исключением его крайней юго-западной части, отнесенной к 9-балльной зоне), на карте ОСР-97-В (р 5 %, t 50 лет) — как 9-балльная, а на карте ОСР-97-С (р 1 %, t 50 лет) — как 10-балльная (≥10) (см. Схему сейсмического районирования к Карте геологических опасностей).

Труднопрогнозируемые мгновенно происходящие землетрясения, являющиеся в горных регионах наиболее опасным геологическим процессом, вызывают разрушение техногенных объектов различного назначения, приводят к человеческим жертвам и причиняют значительный материальный ущерб. Смещение поверхности по сейсморазрывам при землетрясениях с $M > 6$ могут достигать нескольких метров, реже до 10 м и более [141, 109]. Чрезвычайно опасны также сопровождающие землетрясения сейсмогравитационные дислокации и инициируемые сотрясениями другие процессы природного (сели, снежные лавины, сплывы, оползни) и техногенного характера. Последние, связанные с разрушением АЭС, плотин, крупных гидроузлов, ряда объектов химической специализации и др., могут приводить к экологическим катастрофам.

Практически всеми исследователями признается генетическая связь землетрясений с разломами, проявляющими активность в новейшую геологическую эпоху. Короткий период инструментальных наблюдений, разреженность сети сейсмических станций усиливают значение изучения палеосейсмодислокаций и их возрастной оценки для расчета повторяемости сейсмических событий. Палеосейсмодислокации, представленные как сохранившимися на поверхности первичными сейсморазрывами, так и сейсмогравитационными формами (обвалы, оползни), позволяют не только устанавливать активные сейсмогенерирующие зоны, но и оценивать на основании их морфометрических параметров возможные магнитуды и балльность доисторических землетрясений. Большая часть палеосейсмодислокаций региона приурочена к зонам Цаган-Шибетинского и Хемчикско-Куртушибинского разломов. Особенно они многочисленны и масштабны в зоне первого из них, являющегося непосредственным северным продолжением сейсмогенерирующих разломов Монгольского и Гобийского Алтая, где неоднократно возникали землетрясения с магнитудой более 7,5 [126, 127].

В Каргинском грабене у подножия хр. Цаган-Шибету на левобережье р. Каргы в районе с. Мугур-Аксы и ниже по течению реки наблюдается шесть сейсмооползней ранненеоплейстоценового и средне-позднеоплейстоценового возраста, установленного на основании анализа положения этих геологических тел в рельефе и их стратиграфической позиции [28]. Расположенные поблизости от с. Мугур-Аксы и устья р. Кувеа-Даба (левый приток р. Каргы) три сейсмоструктуры по своему строению

близки к структурным (когерентным) скальным оползням. Их площадь изменяется от 1,2 × 1,4 до 1,5 × 3,5 км, а амплитуда перемещения по латерали от стенок срыва — от 0,4 до 2,0 км. В 6–9 км к юго-западу от устья р. Куве-Даба наблюдаются три меньших по размерам (0,8 × 0,9; 0,5 × 1,1; 0,9 × 1,5 км) сейсмооползня с амплитудами латерального смещения от 0,2 до 0,5 км. Они характеризуются многоступенчатым строением и беспорядочно бугристым рельефом. Оползневые массы, представленные раздробленными перетертыми породами юры мощностью до 50–60 м, перегораживали ранее долину р. Каргы, где возникали подпрудные озерные бассейны.

Многочисленные сейсмодислокации (разрывы, обвалы, оползни) описаны в зоне Саяно-Тувинского (Хемчикско-Куртушибинского) разлома [65, 150]. Из них наиболее крупными являются голоценовые сейсмосбросы на левом берегу Хемчика (структура Алды-Ишкин) и правом берегу Енисея (структура Уттуг-Дуруг) протяженностью соответственно 2,5 и 7,5 км и амплитудой вертикального смещения на поверхности от первых метров до 14–15 м, сейсмооползень Чинге на правом берегу Енисея в 2,5 км выше устья одноименной реки, объемом 30–40 млн м^3 позднеплейстоценового или голоценового возраста и сейсмообвал Танмалык (C_{14} 350 ± 70 лет) объемом 1,5–2 млн м^3, перегораживавший и подпруживавший долину р. Хемчик в устье одноименного левого притока.

Перечисленные палеосейсмодислокации вероятно были связаны с землетрясениями с $M \geq 7$ и балльностью порядка 9–10. Подтверждением этому предположению является факт отсутствия сколько-нибудь близких по масштабам к вышеописанным сейсмогенных проявлений при Западно-Саянском (1971 г., $M = 5,6$) и Каргыйском (1972 г., $M = 5,7$) землетрясениях [65].

В целом анализ пространственного размещения эпицентров землетрясений в регионе показывает резкую дифференцированность его сейсмической активности [129]. На территории Тувы наибольшей протяженностью и активностью характеризуется восточная эпицентральная зона субмеридионального простирания, примыкающая к юго-западному флангу Байкальской рифтовой зоны, где зафиксировано землетрясение (1991 г.) с $M = 6,5$, а также район сочленения хребтов Цаган-Шибету и Западный Танну-Ола, где в 1970 г. имело место землетрясение с $M = 7$. Менее сейсмоактивны Убсунурская впадина и Центральная Тува с Кызыльской впадиной, хотя и здесь вдоль хребтов Уюкский и Академика Обручева установлены сгущения эпицентров.

Таким образом, практически всю территорию листа M-46 следует рассматривать как высокосейсмоопасную, что подтверждается оценкой сейсмичности городов и населенных пунктов Республики Тыва по данным ОСР-97 (табл. 21) [132]. Следует отметить также опасность активных тектонических зон в отношении проявления медленных (крипповых) тектонических движений, интенсивность которых может достигать 4–6 мм/год и более, достигая в редких случаях значений 30 мм/год и выше [109]. С учетом длительности эксплуатации инженерных сооружений они опасны для большинства из них.

Таблица 21

Список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных районах Республики Тыва и характеризующихся сейсмической интенсивностью 6 баллов и более макросейсмической шкалы MSK-64 для средних грунтовых условий и трех уровней сейсмической опасности (10% (A), 5% (B) и 1% (C) возможного превышения расчетной интенсивности в течение 50 лет в соответствии с Комплектом карт общего сейсмического районирования ОСР-97–A, ОСР-97–B, ОСР-97–C)

Название населенного пункта	Карты ОСР-97			Название населенного пункта	Карты ОСР-97			Название населенного пункта	Карты ОСР-97		
	A	B	C		A	B	C		A	B	C
Адыр-Кежиг	8	9	10	Ильинка	8	8	10	Туран	8	8	10
Ак-Даш	8	9	10	Ишти-Хем	8	9	10	Тээли	9	9	10
Ак-Довурак	9	9	10	Каа-Хем	8	9	10	Успенка	8	9	10
Ак-Дуруг	8	9	10	Кара-Хаак	8	9	10	Усть-Бурен	8	8	10
Ак-Тап	8	9	10	Кара-Холь	9	9	10	Усть-Элегест	8	9	10
Ак-Чыраа	8	9	10	Кок-Хаак	8	8	10	Уюк	8	9	10
Ак-Эрик	8	9	10	Кочетово	8	9	10	Хадын	8	9	10
Алдын-Маадыр	8	9	10	Кунгутуг	8	9	10	Хайыракан	8	9	10
Аржаан	8	9	10	Кундустуг	8	8	10	Хандагайты	8	9	10
Арыг-Узю	8	9	10	Кызыл	8	9	10	Хову-Аксы	8	9	10
Арыскан	8	9	10	Кызыл-Даг	9	9	10	Холь-Оожу	8	9	10
Бай-Хаак	8	9	10	Кызыл-Мажалык	9	9	10	Хонделен	9	9	10
Балгазын	8	9	10	Кызыл-Тайга	8	9	10	Хондергей	8	9	10
Барлык	9	9	10	Кызыл-Хая	9	9	10	Хорум-Даг	8	9	10
Баян-Кол	8	9	10	Межегей	8	9	10	Хут	8	8	9
Баян-Тала	8	9	10	Морен	8	9	10	Целинное	8	8	10
Белдир-Арыг	8	9	10	Мугур-Аксы	9	9	10	Чаа-Суур	8	9	10
Берт-Даг	8	9	10	Нарын	8	9	10	Чадан	8	9	10
Бижиктиг-Хая	9	9	10	Саглы	9	9	10	Чазылар	8	8	9
Бора-Тайга	8	9	10	Самагалтай	8	9	10	Чап-Кежиг	8	9	10
Бояровка	8	8	10	Сарыг-Сеп	8	8	10	Черби	8	9	10
Булун-Бажи	8	9	10	Сесерлиг	8	9	10	Чодураа	8	9	10
Булун-Терек	8	9	10	Сизим	8	8	10	Шагонар	8	9	10

Окончание табл. 21

Название населенного пункта	Карты ОСР-97			Название населенного пункта	Карты ОСР-97			Название населенного пункта	Карты ОСР-97		
	A	B	C		A	B	C		A	B	C
Бурен-Бай-Хак	8	8	10	Сосновка	8	9	10	Шамбалыг	8	8	10
Бурен-Хем	8	8	10	Суг-Бажы	8	8	10	Шанчы	8	9	10
Владимировка	8	9	10	Суш	8	9	10	Шекпээр	9	9	10
Дон-Терезин	9	9	10	Тарлаг	8	8	10	Шеми	9	9	10
Ий	8	8	9	Теве-Хая	8	9	10	Шуурмак	8	9	10
Ийи-Тап	8	9	10	Тоора-Хем	8	8	10	Ырбан	8	8	9
Ийме	8	9	10	Торгалыг	8	9	10	Элегест	8	9	10
Ээрбек	8	9	10	Эрги-Барлык	9	9	10	Эрзин	8	9	10

Вследствие повышенной трещиноватости и проницаемости разломных структур к ним нередко приурочены патогенные зоны, характеризующиеся обогащением природными токсическими химическими элементами, что расценивается при превышении допустимых норм концентрации этих элементов как потенциальная экологическая опасность.

ОГП большей частью проявляются в виде парагенезов, образующих сложные по строению МЛДК, пространственное размещение которых, за исключением эндогенных, преимущественно контролируется вертикальной природной зональностью и геоморфологическими факторами.

Геодинамическая зона выветривания представлена на Карте двумя МЛДК-1а и 1б. Первый из них приурочен к сохранившимся на гребнях высоких хребтов останцам мел-палеогенового пенеплена, где в условиях сплошного распространения ММП имеют место процессы солифлюкции и криогенного растрескивания. МЛДК-1б (механогенного выветривания и плоскостного смыва), с которым не связано проявление ОГП, наблюдается в основном на низких водоразделах Центрально-Тувинской впадины.

Около 80 % площади Карты занимает геодинамически наиболее активная и опасная зона транзита (преимущественно склонового). К верхнему ярусу альпийского крутосклонного рельефа с современными ледниками и сплошной многолетней мерзлотой (см. Схему распространения многолетнемерзлых пород) приурочен МЛДК-2 (осыпания, обрушения, солифлюкции), с которым связано проявление таких ОГП как обвалы, снежные лавины, подвижные осыпи, солифлюкция, курумы, каменные глетчеры. Азональный по своей природе МЛДК-3а (осыпания, обрушения) развит исключительно на склонах крутизной более 30–35 % (угла естественного откоса) преимущественно в краевых частях новейших поднятий с активной блоковой тектоникой и в расчленяющих горные хребты речных

долинах. В пределах среднегорья с прерывистой и островной многолетней мерзлотой в основном распространен МЛДК-3б (десерпции, осыпания, солифлюкции), с которым связано интенсивное проявление таких ОГП как курумы, подвижные осыпи, солифлюкция, а также более локальное и редкое — снежных лавин, селей и карста (хр. Сангилен).

МЛДК-3в (плоскостного смыва и осыпания) наиболее характерен для расчлененных низкогорий с изменяющейся в широких пределах) крутизной склонов. Из ОГП здесь имеют место подвижные осыпи, крайне редко — небольшие снежные лавины: сели, а также карст (хребты Танну-Ола, Сангилен, Центрально-Тувинская впадина, Уюкский хр., западные отроги хр. Академика Обручева). МЛДК-3г (плоскостного смыва и солифлюкции) развит в основном на склонах низкогорий крутизной 10–20°, пологих склонах речных долин среднегорий, имеющих покров рыхлых отложений с участием глинистого материала. Связанные с этим МЛДК локально проявляющиеся ОГП представлены солифлюкцией и реже — заболачиванием. МЛДК-3д (солифлюкции) приурочен преимущественно к небольшим по площади слаборасчлененным поверхностям выравнивания, сохранившимся на водоразделах среднегорных хребтов и нагорий. Солифлюкции подвержены также сложенные лессовидными образованиями склоны реликтовой балочной сети в окраинной восточной части Центрально-Тувинской впадины.

МЛДК-3е (десерпции) типичен для гольцовой зоны хребтов, расположенной гипсометрически ниже яруса альпийского рельефа. Здесь на мерзлых скальных породах активно развивается процесс криогенной десерпции, приводящий к образованию подвижных грубообломочных курумов. МЛДК-3ж (плоскостного смыва) наиболее широко распространен в Центрально-Тувинской впадине, где приурочен к пологим склонам низкогорных и мелкосопочных массивов, несущих покров рыхлых мелкоземлистых осадков. Местами склоны подвержены овражной эрозии.

Геодинамические подзоны водного транзита (4а — речной эрозии и аккумуляции, 4б — водно-ледниковой эрозии и аккумуляции) и ледникового (5а — ледниковой эрозии и аккумуляции) представлены на карте МЛДК, сформированными локальной неустойчивой аккумуляцией в зоне транзита. Проявляющиеся на площадях их развития ОГП практически не отличаются от таковых, связанных с соответствующими МЛДК зоны площадной аккумуляции.

В зоне площадной аккумуляции выделено восемь МЛДК. МЛДК-6а (ледниковой аккумуляции) имеет относительно широкое распространение лишь в высокогорьях массива Монгун-Тайга, хребтах Цаган-Шибету и Западный Саян. Наложенные по отношению к этому комплексу ОГП представлены солифлюкцией, криогенным пучением и термокарстом. МЛДК-6б (речной, водно-ледниковой и ледниковой аккумуляции) сформировался в долинах крупных рек (Улуг-Хема, Бий-Хема, Каа-Хема, Хемчика), неоднократно подвергавшихся воздействию ледниковых и речных эрозионно-аккумулятивных процессов. Из проявляющихся на площади комплекса наложенных ОГП отмечается лишь незначительная по интенсивности овражная эрозия. МЛДК-6в (речной аккумуляции) широко

развит в Центрально-Тувинской и Убсунурской впадинах. Пойма, низкая первая надпойменная терраса подвержены боковой эрозии, подтоплению, затоплению, боковой эрозии, нередко заболачиванию, а в долине р. Тес-Хем — засолению. На более высоких аллювиальных равнинах отмечается малоактивная овражная эрозия, а при наличии многолетней мерзлоты — криогенное пучение и термокарст. МЛДК-6г (озерной аккумуляции) распространен локально во впадинах. Связанные с ним наложенные ОГП представлены затоплением, подтоплением, заболачиванием, засолением (вблизи минерализованных озер), абразией. МЛДК-6д (озерно-аллювиальной аккумуляции) занимает незначительную площадь в пределах речных долин и озерных котловин. Из ОГП здесь имеет место в основном заболачивание, сочетающееся в приустьевой части долины р. Тес-Хем с засолением, подтоплением и затоплением. На более высоких отметках при наличии ММП проявляется термокарст. МЛДК-6е (аллювиальной и пролювиальной аккумуляции) приурочен преимущественно к предгорной зоне впадин. Связанные с комплексом наложенные ОГП представлены боковой русловой эрозией, селями, овражной эрозией, а при наличии тонкообломочного покрова — суффозией. МЛДК-6ж (делювиальной и пролювиальной аккумуляции) широко развит во внутригорных депрессиях. Из наложенных ОГП здесь отмечаются малоактивные овражная эрозия и суффозия. МЛДК-6ж (эоловой аккумуляции) занимает значительные площади в Убсунурской и Центрально-Тувинской впадинах, где массивы незакрепленных песков подвергаются интенсивной дефляции и навеванию под воздействием ветров господствующего северо-западного направления.

Геодинамическая подзона наложенной маломощной аккумуляции представлена МЛДК-7 (эоловой наложенной аккумуляции), пространственно связанной с МЛДК-6з. В основном навеванию мелкозема подвергаются расположенные вблизи массивов эоловых песков делювиально-пролювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины впадин.

Эндогенные ОГП связаны с высокой сейсмической активностью территории региона (схема 2), проявлением которой являются многочисленные сейсмообвалы, сейсмооползни, тектонические разрывы и дислокации, отображенные на карте знаками. Масштаб карты позволил показать на ней лишь один МЛДК, связанный с сейсмогравитационной аккумуляцией (МЛДК-8), представляющий собой крупный структурный (когерентный) скальный сейсмооползень, образовавшийся при сильном землетрясении в зоне Каргинского (Шапшальского) регионального разлома.

Результирующим информационным слоем карты геологических опасностей является оценочное районирование территории по степени опасности этих процессов. Ввиду большой загруженности карты, эти сведения отображены на отдельной схеме масштаба 1 : 2 500 000 (см. Схему районирования по геологическим опасностям). В значительной мере условно по степени потенциальной опасности, обусловленной внезапностью, скоростью протекания, возможными масштабами и характером последствий геологические процессы подразделены на малоопасные (1 балл), опасные (2 балла) и высокоопасные (3 балла). К первым из них отнесены длительно

и постепенно развивающиеся процессы — солифлюкция, каменные глетчеры, курумы, криогенное растрескивание и пучение, заболачивание, засоление, суффозия, речная боковая эрозия, дефляция, овражная эрозия, пассивный карст, причиняющие относительно небольшой материальный ущерб главным образом сельскохозяйственным угодьям, транспортным магистралям, различного рода трубопроводам, жилым постройкам. Вторая группа включает живые осыпи, затопления, сплывы, т. е. более быстротечные процессы, способные создать чрезвычайные ситуации, негативные последствия которых могут быть сведены к минимуму благодаря проведению соответствующих защитных мероприятий. Третью группу составляют труднопрогнозируемые, внезапные процессы с катастрофическими последствиями, угрожающие жизни людей, в данном регионе — землетрясения, снежные лавины, в меньшей степени — сели.

Общепринятые принципы геоэкологического оценочного районирования по степени геологических опасностей отсутствуют. Предпочтительным представляется вариант оценки по максимально опасному процессу. Поскольку рассматриваемая территория характеризуется высокой сейсмичностью (M = 7–10 и более), в ее пределах выделены лишь площади двух общих градаций степени опасности (высокоопасные и опасные), пронумерованные на схеме районирования римскими цифрами. Вместе с тем, анализ карты показывает, что площади с одинаковой общей оценкой неоднородны в отношении генетического «спектра» геологических процессов и интенсивности их проявления. В связи с этим они были подразделены на 13 районов и подрайонов, в основном совпадающих с новейшими морфоструктурами, разграниченными обычно разломами. Для каждого выделенного объекта районирования составлены гистограммы, на оси ординат которых показана степень опасности всех действующих в пределах данной территории геологических процессов в баллах (1 балл — малоопасные, 2 балла — опасные, 3 балла — высокоопасные, а на оси абсцисс — интенсивность их проявления (площадная степень пораженности), в соответствии с принятым масштабом (слабая < 10 %, средняя — 10–25 %, сильная > 25 %).

Информация порайонных гистограмм чрезвычайно важна, так как при планировании природоохранных и других мероприятий, связанных с дальнейшим освоением территории, важна не только общая оценка степени геологических опасностей, но и генетическая специфика негативных процессов и интенсивность их проявления, поскольку каждый из них требует различных превентивных защитных мер, обеспечивающих безопасность жизнедеятельности людей и техногенных объектов.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Особый класс геологических опасностей представляет загрязненность компонентов природной среды (ПС) — коренных горных пород, рыхлых и донных отложений, подземных вод — токсичными химическими элементами (ХЭ) и их соединениями под влиянием естественных (природных) и техногенных процессов. В общем случае этот геоэкологический

фактор носит кумуляционный (накопительный) характер и требует для своего негативного воздействия на биос длительного времени. Тем не менее, естественную обогащенность компонентов ПС токсичными ХЭ следует рассматривать как потенциальную экологическую опасность, оцениваемую величинами суммарного показателя загрязнения (Zc), ориентировочно допустимых концентраций (ОДК) или, в более редких случаях, предельно допустимых концентраций (ПДК) и графически отображаемую в четырех градациях уровня загрязнения — минимальном, слабом, среднем и сильном. Принимается во внимание также класс токсичности ХЭ. Традиционно выделяются четыре класса опасности ХЭ, токсичность которых варьирует в зависимости от образуемых ими химических соединений, формы нахождения в компонентах ПС и, соответственно, миграционной подвижности в природных и техногенных процессах перераспределения вещества. С учетом вышеизложенного составлена схема эколого-геохимического районирования территории (рис. 9), на которой отображены:

— положительные геохимические аномалии — участки развития компонентов ПС с повышенными относительно фоновых концентраций содержаниями токсичных ХЭ в коренных горных породах, в рыхлых отложениях (в почвах горизонта «С»), в донных осадках речной сети и в подземных водах с указанием типа аномалии (природная или техногенная) и уровня загрязнения компонентов ПС;

— аномальные геохимические объекты — месторождения токсичных ХЭ, разведка и эксплуатация которых может привести к загрязнению вредными веществами компонентов ПС, главным образом почв, поверхностных и подземных вод;

— районы развития подземных вод, загрязненных под влиянием природных факторов или в результате техногенной деятельности.

Комплексный анализ загрязненности компонентов ПС токсичными ХЭ позволяет провести районирование изученной территории по степени потенциальной эколого-геохимической опасности с выделением трех категорий экологического состояния:

— благоприятное состояние: уровень загрязнения компонентов ПС минимальный (близкий к природным фонам), ландшафты не нарушены;

— удовлетворительное состояние: наблюдается повышенное (относительно первичного фона) содержание токсичных ХЭ 3-го класса опасности хотя бы в одном компоненте ПС при допустимых содержаниях в остальных; возможно самовосстановление ландшафтов;

— напряженное состояние: умеренно опасное содержание загрязнителей (для токсичных ХЭ 2-го класса опасности) хотя бы в одном компоненте ПС при допустимых или умеренно опасных содержаниях загрязнителей 3-го класса в остальных компонентах ПС; хозяйственное освоение таких территорий ограничено.

По геохимическим данным, на рассматриваемой территории выделено восемь районов, в пределах которых те или иные компоненты ПС содержат в повышенных количествах токсичные ХЭ. Из них два района характеризуются напряженной экологической обстановкой, оцениваемой по умеренно опасному загрязнению почв хромом, свинцом и кобальтом

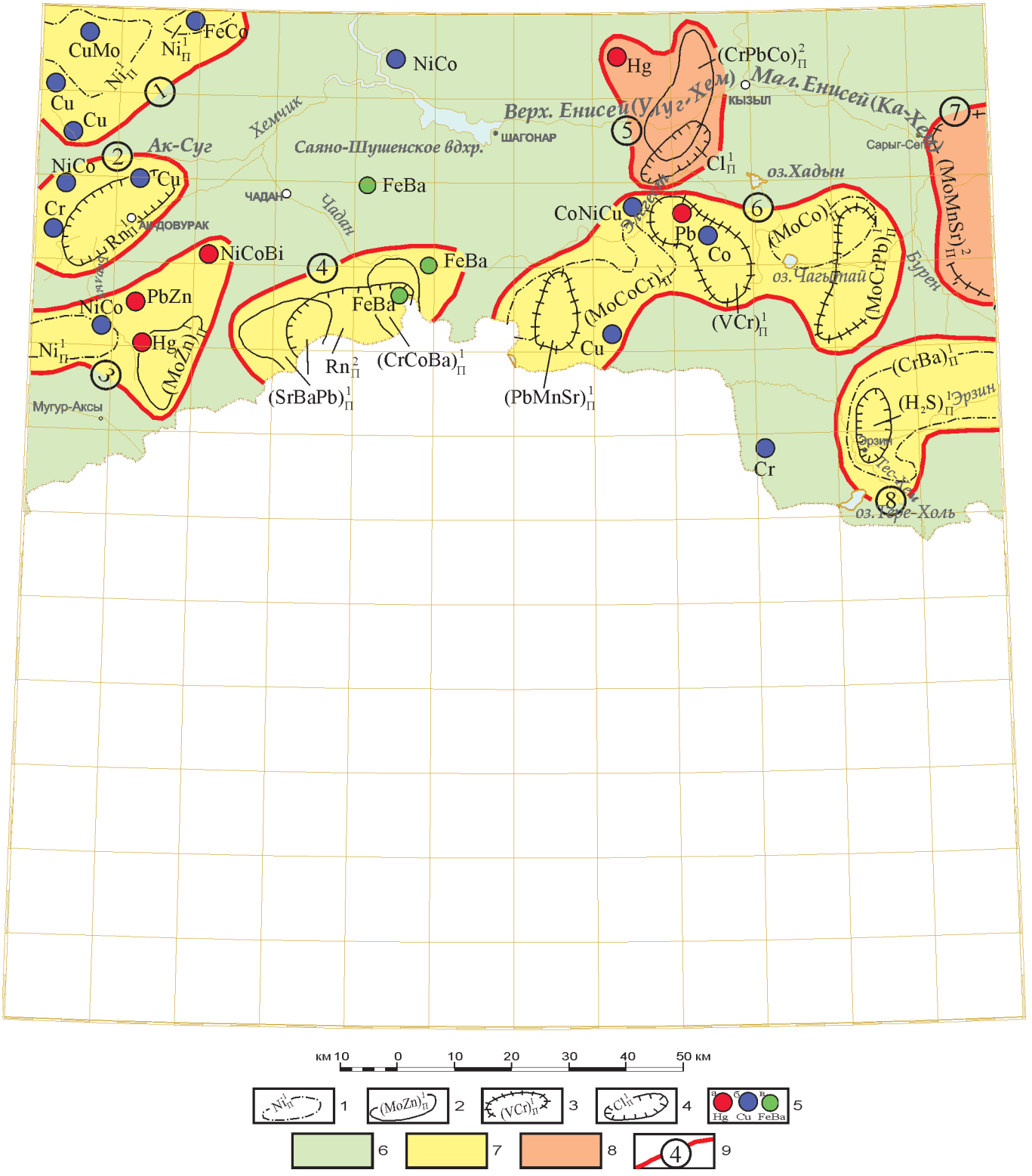


Рис. 9. Схема эколого-геохимического районирования территории листа М-46.

1–4 — компоненты природной среды с повышенными содержаниями токсичных химических элементов (ТХЭ) и их соединений: *1* — коренные горные породы различного литолого-петрографического состава; *2* — почвы; *3* — донные осадки речной сети; *4* — подземные воды. Надстрочные индексы у символов ТХЭ — уровень загрязнения: *1* — минимальный, 2 — слабый. Подстрочный индекс — тип аномалии (п — природная). 5 — месторождения полезных ископаемых с рудными элементами разных классов токсичности: *а* — 1-го класса; *б* — 2-го класса; *в* — 3-го класса. *6–8* — экологическое состояние территории: *6* — благоприятное; *7* — удовлетворительное; *8* — напряженное. *9* — границы и номера районов с удовлетворительным и напряженным экологическим состоянием природной среды: *1* — Устьишкинский; *2* — Акдовуракский; *3* — Чазадырский; *4* — Хандагайтинский; *5* — Эрбекский; *6* — Ховуаксинский; *7* — Сизимский; *8* — Эрзинский.

Вклейка. Заказ 80474016

(Эрбекский район) и донных осадков — молибденом, марганцем и стронцием (Сизимский район). Напряженность экологической обстановки в Эрбекском районе усиливают загрязненные хлором подземные воды верхнего гидрогеологического этажа и ртутная минерализация Терлиг-Хайского рудного узла. Шесть других районов характеризуются допустимым уровнем загрязнения компонентов природной среды ХЭ, преимущественно 2-го класса токсичности (никель, кобальт, хром, молибден). Коренные горные породы различного литолого-петрографического состава содержат в повышенных количествах никель, кобальт, хром, молибден, барий. Элементами-загрязнителями почв являются стронций, барий, свинец, цинк, молибден, донных осадков — хром, ванадий, марганец, молибден, свинец, стронций, подземных вод — радон и сероводород.

В целом, по эколого-геохимическим данным, благоприятная обстановка характеризует 50 % территории, удовлетворительная — 40 % и напряженная — 10 %.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При составлении геологической карты, карты полезных ископаемых и прогнозно-минерагенической карты листа M-46 — Кызыл третьего издания и объяснительной записки к ним систематизирован и обобщен имеющийся фактический материал на площади 79,5 тыс. км^2, накопившийся после издания геологической карты новой серии листа M-46 (47) в 1973 г. (под редакцией Г. М. Владимирского), выпущенной без объяснительной записки. В настоящем комплекте карт использованы результаты средне-, крупномасштабной геологических съемок, тематических и научных специализированных исследований, поисковых и разведочных работ, геофизические и дистанционные материалы, которые значительно дополнили сведения о геологическом строении листа, тектонике, истории геологического развития и полезных ископаемых.

В зарамочном обрамлении геологической карты показана схема корреляции стратифицированных и интрузивных образований по зональному принципу — от протерозойских и фанерозойских до мезозойских и кайнозойских, с учетом их возраста, состава, структурного положения и формационной принадлежности. Стратиграфические подразделения показаны в свитном варианте, сопоставлены с общей и региональными шкалами с использованием легенд Западно-Саянской и Верхне-Енисейской серий для геологических карт масштаба 1:200 000 второго издания, утвержденных НРС МПР РФ в 1998 и 2001 гг. соответственно, а также легенды Алтае-Саянской серии для ГК-1000/3 (Бабин, 2005). Выделены маркирующие горизонты: углей — для юрских, известняков — для вулканогенных кембрийских и железистых кварцитов — для метаморфических протерозойских образований. В пределах Убсу-Нурской впадины показаны изопахиты мощности кайнозойских образований по данным бурения и ВЭЗ, проведенным при гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000. Интрузивные образования расчленены на комплексы, в крупных массивах на геологической карте показаны фазы, петрографический состав отображен крапом. Выделены малые тела и дайки этапа мезозойской тектонической активизации, имеющие важное металлогеническое значение. Карта сопровождается электронными базами геологической информации по стратиграфическим подразделениям с палеонтологической характеристикой, подтверждающей их сопоставление с геохронологическими шкалами, а также электронными базами данных произведенных разными методами радиологических определений, обосновывающих возраст интрузивных пород.

Предложенная для площади листа тектоническая схема отражает представления авторов геологической карты о закономерностях формирования земной коры в условиях разнотипных геодинамических режимов в докембрии и палеозое, в режимах эпох активизации и рифтогенеза в пределах Западно-Саянской и Верхне-Енисейской салаиро-каледонской складчатой системы Алтае-Саянской складчатой области. При формировании салаиро-каледонских структур ведущую роль играли субширотные и северо-восточные разломы глубинного заложения, а мезозойских — субмеридионального и северо-западного направления. Большинство разрывных нарушений внутрикорового и общекорового заложения находят отражение в физических полях в виде плотностных и магнитных градиентов, выделяются на космических снимках и показаны в схемах интерпретации геофизических и дистанционных материалов.

С использованием различных геофизических материалов и разнообразных методик их интерпретации составлен комплект карты глубинного строения, который включает собственно карту глубинного строения, глубинный геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ—МОВЗ «Мурманск—Кызыл» и ряд дополнительных схем.

Впервые на площадь листа составлены карта полезных ископаемых и прогнозно-минерагеническая карта. Основу минерагенического потенциала площади составляют каменные угли, редкие земли, золото, асбест. Важное значение имеют также кобальт, ртуть, железо, полиметаллы, хромиты, платиноиды, барит и флюорит. Месторождения минеральных и пресных вод, каменной соли, разнообразных строительных материалов обеспечивают местные потребности в них. Запасы и ресурсы каменных углей Улугхемского бассейна, пригодных для получения кокса, не только удовлетворяют местные нужды, но могут быть использованы для поставок в смежные регионы с металлургическим производством. На площади листа возможен прирост запасов редких земель цериевой группы до параметров крупного месторождения, связанных с карбонатитами мезозойского возраста, продуцирующих комплексное железо-редкоземельное оруденение с баритом, флюоритом и ураном в Карасугском рудном узле.

Принята новая оценка перспектив региона на рудное золото, длительное время добывавшегося только из россыпных месторождений, большинство которых к настоящему времени отработаны. В качестве перспективных золоторудных объектов могут рассматриваться Тарданский рудный узел в Тапса-Каахемском рудном районе Таннуольско-Улугойской минерагенической зоны и Алдын-Ишкинская рудная зона в Хемчикско-Куртушибинской минерагенической зоне.

Перспективны на открытие месторождений хромитового и платиноидного оруденения, связанного с дунит-гарцбургитовой формацией, Агардагский рудный узел, где выявлены коренные проявления хромитовых руд, пригодных для получения хромитового концентрата высокого качества. Руды содержат элементы платиновой группы в количестве, достаточном для извлечения самостоятельного продукта.

Ареальное распространение в пределах Алтае-Саянской области и Тувы разнообразного эпитермального оруденения (ЭО) определило

необходимость обратить на этот тип оруденения особое внимание, вследствие чего была составлена «Схема прогноза эпитермального оруденения». В качестве эпитермального оруденения рассматриваются разнообразные рудные формации, общими для которых являются следующие признаки:

– преимущественно средне-низкотемпературные уровни образования, подчеркиваемые устойчивой ассоциацией ЭО с низкотемпературными метасоматитами ряда: березит—аргиллизит—каолинит;

– устойчивая парагенетическая (пространственная и временная) связь метасоматитов и ЭО с комплексами дифференцированных даек (долерит–лампрофир–порфир), которые, как и метасоматиты, имеют калиевую петрохимическую специализацию и пространственно приурочены к региональным и трансрегиональным зонам повышенной проницаемости («скрытым» разломам) субмеридионального простирания и участкам (узлам) их пересечения с длительно живущими нарушениями восток-северо-восточного и северо-западного простирания;

– в качестве рудообразующих формаций выступают парагенетически ассоциированные дифференцированные (долерит–лампрофир–порфир) дайковые комплексы и региональные метасоматиты (березит—аргиллизит);

– рудно-формационная принадлежность ЭО определяется, как правило, геохимической (металлогенической) специализацией рудоносных осадочных, осадочно-вулканогенных, плутонических, метаморфических (контактово-метаморфических) или других формаций;

– одной из наиболее принципиальных характеристик ЭО, ассоциированного с мезозойскими дайково-регионально-метасоматическими комплексами, является полигенность и полихронность комплексного оруденения: пространственное совмещение в ряде случаев раннего палеозойского разнотипного оруденения и более позднего мезозойского ЭО. При этом заметные масштабы этого полигенного и полихронного оруденения обусловлены тем, что в этом случае в качестве рудоносных выступают уже сформировавшееся оруденение (золото-магнетит-скарновое или никель-кобальт-магнетит скарновое), фиксирующее первый (ранний) этап концентрации рудного элемента и его последующее перераспределение и вторичную концентрацию в процессе преобразования поздними — мезозойскими гидротермально-метасоматическими процессами.

В связи с наблюдающейся в последнее десятилетие активизацией и масштабностью проявления опасных геологических процессов в комплект Госгеолкарты-1000/3 для горных регионов, с пораженностью территории этими процессами до 80 %, были впервые включены карты геологических опасностей. Их целевое предназначение заключается в отображении общих закономерностей площадного распространения опасных геологических процессов (ОГП), степени их опасности и интенсивности проявления. Эта информация может быть использована для обоснования планируемых природоохранных работ, рационального размещения народнохозяйственных объектов различного целевого назначения, планирования защитных мероприятий по предупреждению последствий от проявления

ОГП, а также при проектировании размещения пунктов мониторинга по изучению режима конкретных геологических процессов.

Комплексный анализ рудоносности зон гипергенеза, включая россыпи, проведен на основе составления с использованием оригинальной методики специализированной карты, вошедшей в комплект дополнительных карт. При составлении Карты рудоносности зон гипергенеза и россыпей учтены все возможные стороны проявления гипергенных процессов, в том числе вероятная взаимосвязь с более глубокими частями земной коры. В целом разработаны основы минерагении гипергенеза, включающей корообразование, инфильтрационную деятельность подземных вод и формирование россыпей. Результатом выполненного анализа явилось минерагеническое районирование зон гипергенеза — выделен ряд потенциальных минерагенических подразделений с выявленными и прогнозируемыми гипергенными аккумуляциями. Выявлен новый тип оруденения, связанного с инфильтрационным перераспределением рудных элементов в водоносных горизонтах, зонах трещиноватости и карста в толщах, первично обогащенных ураном, марганцем, фосфором, медью и другими элементами.

Для дальнейшего регионального изучения недр и локализации участков под постановку поисковых работ рекомендуются площади под ГДП-200 на территории следующих листов.

1. На листе M-46-VI (Сарыг-Сеп), площадью 5134 км^2, включая Тарданский золоторудный узел (60 × 10 км) Тапса-Каахемского золоторудно-россыпного района, с оценкой на рудное и россыпное золото, колчеданно-полиметаллическое оруденение и другие полезные ископаемые. Оруденение относилось ранее к золото-скарновой формации. В настоящее время установлено, что месторождение Тардан является полигенным (оруденение золото-скарновой и наложенной на нее золото-березитовой формаций), что значительно расширяет его перспективы. Запасы C_2 и ресурсы P_1, учтенные МПР РФ, составляют 12 т. По результатам минерагенических исследований по Тапса-Каахемскому золоторудно-россыпному району предлагаются к утверждению прогнозные ресурсы коренного золота по категориям P_1 — 15 т, P_2 — 15 т и P_3 — 120 т (в том числе по Тарданскому РУ: P_1 — 15 т, P_2 — 15 т и P_3 — 70 т со средним содержанием 10 г/т) и россыпного золота по категориям P_1 — 1 т, P_2 — 1,5 т и P_3 — 2 т. Имеются перспективы обнаружения колчеданно-полиметаллических объектов кызылташтыгского типа, связанных с субвулканическими образованиями туматтайгинской свиты.

2. На листе M-46-IX (Хандагайты), площадью 4610 км^2, в Карасуг-Улугхемской минерагенической зоне, включающей Карасугский и Улатайский рудные узлы комплексной железо-редкоземельной формации, приуроченные к зонам мезозойской активизации. Наряду с геологическими задачами, площадь должна быть оценена на редкие земли цериевой группы, железо, флюорит, барит и уран. Железо-редкоземельно-флюорит-барит-урановая формация, представленная в пределах площади группой месторождений и проявлений с крупным прогнозными ресурсами редких земель цериевой группы, флюорита, барита и урана, связывается с

карбонатитовым мезозойским комплексом, который выделен в последние годы. По Чаа-Хольской РЗ предлагаются к утверждению прогнозные ресурсы редких земель по категориям P_1 — 1000 т и P_2 — 1000 т (в том числе: по Карасугскому рудному узлу P_1 — 500 т и P_2 — 1000 т, по Улатайскому P_2 — 1000 т) и железной руды по категориям P_1 и P_2– 250 млн т (в том числе: по Карасугскому рудному узлу P_1 150 млн т, по Улатайскому P_2 — 100 млн т).

Из других полезных ископаемых на листе имеются каменная соль и гипсы, связанные с терригенными образованиями среднего девона.

3. Для составления многоцелевой, в связи с проектированием железной дороги, современной геологической карты Улугхемского угленосного бассейна с коксующимися углями рекомендуется проведение ГДП-200 по листу M-46-V (Кызыл) с обязательным составлением карты угленосности бассейна на площади 5134 км^2, которые послужили бы основой для планирования поисково-оценочных и разведочных работ с проведением экологических и природоохранных мероприятий, важного административно-экономического района Республики Тыва. Работы могут быть выполнены с минимальными объемами полевых работ, учитывая хорошую изученность бассейна геологической съемкой масштаба 1 : 500 000 и поисковыми работами на уголь.

Под постановку прогнозно-поисковых работ рекомендуются следующие площади.

1. Алдын-Ишкинская рудная зона в Хемчикско-Куртушибинской минерагенической зоне, перспективная на выявление крупных золоторудных объектов золото-кварцевой и золото-кварц-березитовой формаций на площади 900 км^2. В Алдын-Маадырском рудном узле на двух участках в березитизированных породах выявлены содержания золота от 0,8 до 27,0 г/т. Предлагаемые к утверждению прогнозные ресурсы коренного золота составляют по категории P_2 — 40 т и P_3 — 20 т, в том числе по Алдын-Маадырскому РУ по категории P_2 — 40 т.

2. Агардагская площадь в пределах Агардагской рудной зоны Восточно-Таннуольской минерагенической зоны, перспективная на выявление высококачественных хромитовых руд и платиноидного оруденения на площади 700 км^2, связанного с дунит-гарцбургитовой формацией, распространенной в Южно-Тувинском гипербазитовом поясе. В состав работ следует включать горные и буровые работы, наземные геофизические исследования, бороздовое и керновое опробование. Ресурсы хромитов по Агардагскому прогнозируемому рудному узлу составляют 21 млн т при среднем содержании — 38 % Cr_2O_3, в т. ч. 7 млн т по категории P_2 и 14 млн т по категории P_3 и 21 т ЭПГ (осмий, иридий, рутений) при содержании 1 г/т по категории P_3. Кроме того, в зонах нарушений, где наблюдается развитие лиственитов, можно ожидать проявлений золота золото-лиственитовой формации, что подтверждается повышенным содержанием золота в гипербазитовых и хромитовых рудах и находками медистого золота в лиственитах Агардагского массива.

Рекомендуются для постановки поисковых и поисково-оценочных работ ряд площадей, выделенных на Прогнозно-минерагенической карте

мезозойского эпитермального оруденения, в частности постановки работ, ориентированных на поиски в Карбайском районе возможных аналогов оруденения ховуаксынского типа.

Под поисковые и тематические прогнозно-минерагенические исследования рекомендуется ряд площадей с целью оценки их перспектив на выявление промышленных месторождений в зонах гипергенеза, в том числе в пределах распространения турне-визейской толщи, содержащей телепирокластический материал.

При составлении комплекта геологических карт выявились проблемы, требующие проведения дополнительных исследований. В первую очередь необходимо уточнить структурное положение и возраст докембрийских метаморфических толщ Западно-Сангиленского выступа. Имеющиеся радиологические определения на площади листа неоднозначны, не имеют четких координатных привязок, большей частью выполнены не совсем корректно и требуют повторения современными методами по детально изученным разрезам. Проблемным остается объем рифейских отложений, их соотношения с вендом и само расчленение венда на нижнюю и верхнюю части. Одним из острых дискуссионных вопросов остается стратиграфия и расчленение позднего докембрия и кембрия Сангилена.

Территория характеризуется интенсивными дислокациями отложений, насыщенностью разновозрастными интрузиями, широким развитием полифациального и полигенетического метаморфизма, наложенного как на докембрийские, так и на раннепалеозойские образования. При этом метаморфические породы, сформированные по позднекембрийским и кембрийским карбонатным и терригенным осадкам, приобретают геолого-петрографические особенности, присущие глубокометаморфизованным породам тесхемской и мугурской свит. Все это осложняет выработку корректных стратиграфических и магматических схем. В Сангиленском выступе в качестве основы использована СЛ-200 (Верхне-Енисейская серия), имеющая отличие от СЛ-1000/3 Алтае-Саянской серии (Бабин, 2005). Остается дискуссионным объем кембрийского и рифейского вулканизма, а также наличие вендских образований в Восточно-Таннуольской зоне в Верхне-Енисейской складчатой системе. В качестве решения этой проблемы необходимо проведение систематического палеонтологического изучения карбонатных горизонтов среди вулканогенных образований кадвойской, серлигской и туматтайгинской свит и радиологического опробования вулканитов в салаирских структурах. По имеющимся радиологическим датировкам, часто находящимся в противоречии с геологическими данными, затруднено корректное сопоставление с геохронологической шкалой таких интрузивных комплексов как мажалыкский, сархойский, арголикский, большепорожский, бреньский, в том числе металлогенически значимых. Нельзя считать однозначно решенным вопрос об объеме и структурном положении джойского комплекса. Не определено возрастное и структурное положение девонских гранитоидов, ранее включаемых в козерский комплекс. Требуется систематическое, радиологическое и геохимическое изучение мезозойских дайковых комплексов (чазадырского, чуйского, улатайского и агардакского), ранее включаемых

в сложнопостроенный полифациальный торгалыкский нижнедевонский комплекс, с которыми связывается продуктивное сульфоарсенидно-кобальтовое, железо-редкоземельное, ртутное и полиметаллическое оруденение. Для выявления и уточнения связей разнообразного эпитермального оруденения с магматизмом и структурно-тектоническими факторами необходимо проведение прогнозно-поисковых работ в Хемчикско-Куртушибинской и Таннуольско-Улугойской минерагенических зонах.

Сбойка геологических карт листов М-45 и М-46 не показала наличия принципиальных расхождений между граничными участками этих листов. Имеющие некоторые расхождения в индексации геологических подразделений касаются частных вопросов, носящих дискуссионный характер.

Составленный комплект геологических карт третьего издания на лист М-46 — Кызыл может служить основой для планирования региональных, тематических и прогнозно-поисковых средне-, крупномасштабных работ, отражает ресурсный потенциал площади по ведущим видам полезных ископаемых по состоянию на 1.01.2005 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов А. В., Исаков В. М., Коробейников В. П.* и др. Позднерифейско-кембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.— Новосибирск, 1972, с. 29–37. (Тр. СНИИГиМС, вып. 146.)

2. *Агафонов Л. В., Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К., Ступаков С. И.* Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы.— Новосибирск, 1993. 86 с.

3. *Агентов В. Б.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-VI. Объяснительная записка.— М., 1960. 52 с.

4. *Агентов В. Б.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-V. Объяснительная записка.— М., 1963. 42 с.

5. *Александров Г. П.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-II. Объяснительная записка.— М., 1962. 48 с.

6. *Александров Г. П.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-III. Объяснительная записка.— М., 1964. 49 с.

7. *Александров Г. П.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-XIII. Объяснительная записка.— М., 1974. 58 с.

8. *Александров Г. П.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-XVIII, XXIV. Объяснительная записка.— М., 1985. 75 с.

9. *Алтухов Е. Н.* Тектоника и металлогения юга Сибири.— М.: Недра, 1986. 247 с.

10. *Антонов П. С.* Геологическое строение типовых плутонов гранитовой формации Западного Саяна // Гранитоидные комплексы Сибири.— Новосибирск: Наука, 1988. с. 75–86.

11. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт. Объяснительная записка.— М.: ВСЕГИНГЕО, 1983. 22 с.

12. Банк геофизических основ ФГУНПП «Геологоразведка». Комплект карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу М-46 — Кызыл.— СПб.: ФГУНПП «Геологоразведка», 2003.

13. *Беззубцев В. В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-46 (47) — Абакан. Объяснительная записка.— СПб., 2000. 295 с.

14. *Безруков О. А.* К вопросу о возрасте и объеме манчурекской серии Западного Саяна // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 60–68.

15. *Беличенко В. Г.* Каледониды Байкальской горной области.— Новосибирск: Наука, 1977. 133 с.

16. *Беличенко В. Г.* Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области // Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 1, с. 68–75.

17. *Белоусов В. В.* Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978. 232 с.

18. *Берзин Н. А.* Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Автореф. докт. дис. 1995. 51 с.

19. *Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, № 1, с. 63–81.

20. *Благонравов В. А.* и др. Геологическая карта СССР. Лист М-46-VII. Объяснительная записка.— М., 1967. 42 с.

21. *Блюман Б. А., Жданов В. В.* Геология и металлогения Хэнтэй-Чикойской золоторудной зоны Центральной Азии // Региональная геология и металлогения, 1994, № 2, с. 83–92.

22. *Блюман Б. А, Кухаренко Е. А., Федорова И. Г.* О возможной геодинамической и рудоконтролирующей роли трансрегиональных нарушений // ДАН, 2000, т. 374, № 4, с. 513–516.

23. *Блюман Б. А., Шапошников Г. Н.* Время, тектонический режим формирования и критерии прогнозирования медно-порфирового оруденения Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы, 1998, № 6, с. 49–58.

24. *Богомол А. А.* Геологические и геохимические критерии поисков скрытого оруденения на Ховуаксынском кобальтовом месторождении // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 93–104.

25. *Болонин А. В.* Редкие земли, иттрий, уран, торий и стронций в рудах Карасугского карбонатитового месторождения в Туве // Строение рудных месторождений, 1999, № 6, с. 31–43.

26. *Болонин А. В., Кайкова Т. М., Комарницкий Г. М.* О карбонатитовой природе комплексного железо-флюорит-барит-редкоземельного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка, 1984, № 3, с. 59–64.

27. *Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г.* Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука, 1984. 174 с.

28. *Борисов Б. А., Минина Е. А.* Четвертичные олистостромы Тувы // Четвертичная геология и палеогеография России.— М.: ГЕОС, 1997, с. 35–39.

29. *Бородина Е. В., Егорова В. В., Изох А. Э.* Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1074–1092.

30. *Борукаев Ч. Б.* Словарь-справочник по современной тектонической терминологии.— Новосибирск, 1999. 69 с.

31. *Бухаров Н. С.* О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V.— Кызыл, 1981, с. 58–64.

32. *Васильев В. И.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-IX. Объяснительная записка.— М., 1963. 40 с.

33. *Велинский В. В., Вартанова Н. С., Ковязин С. В.* Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 14–25.

34. *Винкман М. К., Фефелов А. Ф., Степанова М. О.* К стратиграфии верхнекембрийских вулканогенных образований Тувы // Тр. СНИИГиМС, 1979, вып. 68, с. 130–140.

35. *Волков В. В.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-XIV. Объяснительная записка.— М., 1957. 59 с.

36. *Волков В. В.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-VIII. Объяснительная записка.— М., 1960. 79 с.

37. *Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* Геохронология докембрия Сангилена // Докембрий в фанерозойских складчатых областях.— Л.: Наука, 1982, с. 209–213.

38. *Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутов Н. В.* и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород.— М.: Наука, 1972, с. 130–145.

39. Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000 / Ред. Л. П. Зоненшайн и др. 1989.

40. Геокриология СССР. Горные страны Юга СССР / Под ред. Э. Д. Ершова.— М.: Недра, 1989. 330 с.

41. Геологическая карта СССР. Лист M-46-IV.— М., 1964.

42. Геологическая карта СССР (новая серия). Карта дочетвертичных образований масштаба 1 : 1 000 000. Лист M-46 (47) — Кызыл.— Л., 1973.

43. Геологическая карта Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 / Гл. ред. А. А. Подкаменный, М. Л. Шерман. 1983.

44. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский кряж / Под ред. П. С. Матросова, Г. В. Шапошникова.— Л.: Недра, 1988. 300 с.

45. Геология и полезные ископаемые России. Т. 2. Западная Сибирь.— СПб: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

46. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1.— М.: Недра, 1966. 459 с.

47. *Гибшер А. С., Терлеев А. А.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика, 1992, № 11, с. 26–35.

48. Гидрогеология СССР. Т. XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР / Ред. И. К. Зайцев.— М.: Недра, 1972. 480 с.

49. *Гинцингер А. Б., Винкман М. К.* Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и кембрия Тувы // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири.— Новосибирск, 1974, с. 5–13.

50. *Гончаренко А. И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов.— Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.

51. *Гончаренко А. И., Кузнецов П. П., Чернышов А. И.* Петроструктурная характеристика деформаций горных пород офиолитов Агардагской зоны // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы.— Новосибирск, 1988, с. 75–90.

52. *Дистанова А. Н.* Гранитоидные ассоциации раннего палеозоя Восточной Тувы // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука, 1984, с. 107–136.

53. *Дистлер В. В., Крячко В. В., Юдовская М. А.* Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторождений, 2003, т. 45, № 1, с. 44–74.

54. *Добрецов Н. Л., Копников Э. Г., Медведев В. Н.* и др. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985, с. 34–58.

55. *Довгаль В. Н., Изох А. Э., Поляков Г. В., Телешев А. Е.* Тектоническое положение и особенности состава высококалиевых ультрабазит-базитовых магматических комплексов складчатых областей // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 9, с. 1102–1114.

56. *Довгаль В. Н., Минин В. А., Никитов Б. В.* Особенности состава разновозрастных гранитов центральной части нагорья Сангилен // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука, 1984, с. 136–150.

57. *Додин А. Л.* Осадочно-метаморфогенные железорудные месторождения Сангиленского нагорья // Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1, кн. 2.— М., 1959, с. 512–514.

58. *Егоров А. С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования по геотраверсам России).— СПб.: Автореф. докт. дис. 2000. 51 с.

59. *Егоров А. С., Чистяков Г. А., Гурьев И. Ф.* и др. Глубинное строение типоморфных структур литосферы по данным геолого-геофизических исследований вдоль геотраверсов России // Разведка и охрана недр, 2001, № 1, с. 2–10.

60. *Ершов Э. Д.* Криолитогенез.— М.: Недра, 1982. 211 с.

61. *Забелин В. И., Кудрявцев А. И., Попов В. А., Кудрявцев В. И.* Палеографическое и стратиграфическое значение находок скорлупы яиц страусов в Туве // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2004, с. 179–186.

62. *Зайков В. В.* О нижнекембрийских субвулканических интрузиях левобережья р. Хемчик (Западная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 38–50.

63. *Зайков В. В.* Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы // Тр. ИгиГ, 1976, вып. 327.— Новосибирск. 126 с.

64. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI.— М.: Наука, 1975. 344 с.

65. *Зеленков П. Я.* Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.— Новосибирск: Наука, 1978, с. 28–42.

66. *Зоненшайн Л. П.* Некоторые черты структуры и развития Западного Саяна // Тектоника Сибири. Т. 2.— Новосибирск, 1963, с. 223–233.

67. *Изох А. Э.* Расслоенные ультрабазит-базитовые ассоциации как индикаторы геодинамических обстановок (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса): Докт. дис.— Новосибирск: Ин-т геологии ОИГГМ СО РАН, 1998. 403 с.

68. *Изох А. Э., Владимиров А. Г., Ступаков С. И.* Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петроструктурные исследования Юго-Восточной Тувы.— Новосибирск, 1988, с. 19–75.

69. *Изох А. Э., Поляков Г. В., Гибшер А. С.* и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11, с. 1565–1577.

70. *Ильин А. В.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-XII. Объяснительная записка.— М., 1962. 38 с.

71. *Исаков В. М.* Положение в разрезе и строение офиолитового комплекса на востоке нагорья Сангилен (Тува) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири // Стратиграфия и палеонтология.— Новосибирск. 1986, с. 87–91.

72. Карта гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 (пояснительная записка).— М., 2001. 53 с.

73. Карта глубинного тектонического районирования континентальной части территории России. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А. С. Егоров, 2003.

74. Карта поверхности Мохоровичича территории России и сопредельных акваторий масштаба 1:5 000 000 / Отв. ред. Ю. М. Эринчек. 2000.

75. Карта сейсмического районирования территории Российской Федерации. Масштаб 1:8 000 000.— НПП «ТЕКАРТ», 2000.

76. Карта тектонического районирования России масштаба 1:5 000 000 // Отв. исп. Г. С. Гусев. 2000.

77. *Кильчичаков К. М., Токунов В. Ф.* Золотое оруденение в Тапса-Каахемском районе // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 104–110.

78. Классификация и номенклатура магматических горных пород.— М.: Недра, 1981. 160 с.

79. *Козаков И. К., Котов А. Б., Сальникова Е. Б.* и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22–43.

80. *Козаков И. К., Сальникова Е. Б., Бибикова Е. В.* и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 631–643.

81. *Кокодзеев И. К.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-I. Объяснительная записка.— М., 1963. 42 с.

82. *Кокодзеев И. К.* Нижнедевонская габбро-пироксенитовая формация Центрально-Саянского хребта // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука, 1982, с. 36–38.

83. *Кореньков В. А., Ковшова Е. П.* Проблемы вредного воздействия паводковых вод на территории Красноярского края // Проблемы использования и охраны природных ресурсов Центральной Сибири, 2003, вып. 4, с. 130–135.

84. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров, С. М. Борисов и др.— Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.

85. *Кудрявцев В. Е.* Предпосылки гидатогенного рудообразования.— СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 120 с.

86. *Кудрявцев В. Е., Шор Г. М.* Пути совершенствования прогноза месторождений урана.— СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 84 с.

87. *Кудрявцев В. И.* Состав эоловых песков Улуг-Хемской котловины (Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2001, с. 83–93.

88. *Кудрявцева А. И., Кудрявцев В. И.* Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2003, с. 45–48.

89. *Кужугет К. С., Кудрявцев В. И.* Особенности геологического строения и хромитоносность Улорского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V.— Кызыл, 1981, с. 88–100.

90. *Кужугет К. С., Лебедев В. И., Меткин В. А.* Минерагения Хемчикско-Куртушибинской зоны // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука, с. 85–107.

91. *Кузебный В. С.* Кызыл-Таштыгский эталон тумматтайгинского риолит-базальтового комплекса (Восточная Тува).— Новосибирск, 1995. 134 с.

92. *Кузьмичев А. Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы.— М.: Пробел, 2004. 192 с.

93. *Курганьков П. П.* Эволюция кайнозойского вулканизма Тувы.— Красноярск, 2002. 148 с.

94. *Лебедев В. И.* О дайках Ховуаксынского рудного узла // Материалы по геологии Тувинской АССР.— Кызыл, 1971, вып. II, с. 74–87.

95. *Лебедев В. И.* Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений / Отв. ред. А. А. Оболенский.— Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 135 с.

96. *Лебедев В. И., Владимиров А. Г., Халилов В. А.* и др. U-Pb датирование и проблема расчленения докембрийских и раннепалеозойских метаморфических и

магматических образований Западного Сангилена // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 7, с. 45–51.

97. *Лебедев В. И., Ярмолюк В. В., Сугоракова А. М.* и др. Новейший вулканизм и вероятность тектоно-магматической активизации сейсмоопасных зон на территории Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2001, с. 46–54.

98. *Лукашев Г. Н.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-XI. Объяснительная записка.— М., 1963. 44 с.

99. *Лукашев Г. Н.* Геологическая карта СССР. Лист М-46-X. Объяснительная записка.— М., 1965. 49 с.

100. Магматические формации СССР. В 2-х томах / Ред. В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянценва и др. – Л.: Недра, 1979.

101. Металлогения урана южной части Западной и Средней Сибири. Объяснительная записка к Прогнозно-металлогенической на уран карте южной части Западной и Средней Сибири масштаба 1:1 000 000.— Л., 1977. 148 с.

102. Методическое письмо по подготовке схем гидрогеологической стратификации территории России.— М., 1999, 17 с.

103. Минерагеническая карта Тувинской АССР масштаба 1:500 000. Объяснительная записка / Науч. ред. Г. Н. Шапошников.— Л., 1983. 226 с.

104. *Митропольский А. С.* Карасугская группа комплексных железорудных месторождений // Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1, кн. 2.— М., 1959, с. 498–509.

105. *Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы.— Л.: Наука, 1981. 148 с.

106. *Михалева Л. А.* Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири.— Новосибирск: Наука, 1989, 167 с.

107. *Морсин П. И., Сурков В. С.* Глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области / Тр. СНИИГГиМС, 1973, вып. 152, с. 37–57.

108. *Немцович В. М.* Агардакский комплекс щелочных базальтоидов на юго-востоке Тувы // ДАН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 442–444.

109. *Несмеянов С. А.* Инженерная геотектоника.— М.: Наука, 2004. 780 с.

110. *Никитчин П. А.* Об ассоциации ультрабазитовых и базитовых пород в офиолитах Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V.— Кызыл, 1981, с. 78–88.

111. *Никитчин П. А.* О тектогенезах Тувинской части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V.— Кызыл, 1981, с. 10–23.

112. *Оболенская Р. А.* Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск, 1983. 48 с.

113. *Оболенская Р. В.* Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая.— Новосибирск: Наука, 1971, 147 с.

114. *Оболенский А. А.* Генезис месторождений ртутной формации (на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии).— Новосибирск: Наука, 1985. 193 с.

115. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Критерии связи эпитермального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука, 1982, с. 96–107.

116. *Ойдуп Ч. К., Кужугет К. С., Агафонов Л. В.* Минералого-геохимические особенности и условия образования золото-платинометального оруденения метасоматитов офиолитовых зон Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы

и сопредельных регионов Центральной Азии //Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2001, с. 74–80.

117. *Онтоев Д. О.* Геология комплексных редкоземельных месторождений.— М.: Недра, 1984. 190 с.

118. *Павлов А. Н.* О металлогении ртути в Туве // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 139–143.

119. *Петрова А. Ю., Костицын Ю. А.* Сравнение U-Pb и Rb-Sr возрастов гранитоидов Западного Сангилена: полемический пересмотр опубликованных данных // Изотопное датирование геологических процессов: Новые методы и результаты // Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии.— М.: Геос, 2000, с. 261–264.

120. *Поляков Г. В., Богнибов В. И.* Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири.— Новосибирск: Наука, 1979, с. 118–126.

121. *Поляков Г. В., Богнибов В. И., Изох А. Э.* и др. Перидотит-пироксенит-габбро-норитовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука, 1984, с. 3–57.

122. *Попов В. А., Кудрявцев В. И.* Карстовые образования в Туве // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуИКОПР СО РАН, 2004, с. 114–120.

123. *Постников А. А., Терлеев А. А.* Основа стратиграфии неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области // Материалы конф.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков.— Иркутск, 2002, с. 105–107.

124. Принципы гидрогеологической стратификации и районирования территории России / М. С. Голицын, М. В. Кочетков и др.— М.: ВСЕГИНГЕО, 1998. 32 с.

125. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых РФ на 01.01.1998. Черные, цветные и редкие металлы.— М.: МПР РФ, 1999.

126. *Рогожин Е. А.* Блоковое строение земной коры Северной Евразии // Физика Земли, 2004, № 10, с. 81–94.

127. *Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Нечаев Ю. В., Платонова С. Г., Чичагов В. П., Чичагова О. А.* Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82–95.

128. Рудные формации Тувы / В. В. Зайков, В. И. Лебедев, В. Г. Тюлькин и др. // Рудные формации Тувы.— Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

129. *Рычкова К. М., Лебедев В. И., Чупикова С. А.* Сейсмологичность Тувы и проблемы прогноза землетрясений // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии //Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2002, с. 62–68.

130. *Самойлов В. С.* Карбонатиты (фации и условия образования).— М.: Недра, 1977. 184 с.

131. *Селиверстов Ю. П.* Аэрокосмическая модель ландшафтно-геоморфологической структуры бассейна Убсу-Нура // Вестник СПбГУ, сер. 7, 1993, вып. 1 (№ 7), с. 28–36.

132. *Сибгатулин В. Г., Симонов К. В., Перетокин С. А.* Оценка сейсмической опасности юга Центральной Сибири.— Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 196 с.

133. Справочник по опасным природным явлениям в республиках, краях и областях Российской Федерации.— СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 583 с.

134. *Ступаков С. И., Завьялова И. В.* О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография, петрохимия, минералогия.— Новосибирск, 1986, с. 131–139.

135. *Сугоракова А. М., Лебедев В. И., Прудников С. Г.* и др. Хронология и особенности эволюции кайнозойского вулканизма Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества.— Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2001, с. 54–66.

136. *Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф.* и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.— М.: Недра, 1973. 144 с.

137. *Сурков В. С., Коробейников В. Г., Абрамов А. В.* и др. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской области.— М.: Недра, 1988. 195 с.

138. *Сурков В. С., Коробейников В. П., Краевский Б. Г.* Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1 : 2 500 000. Объяснительная записка.— Новосибирск, 1998. 94 с.

139. *Сурков В. С., Старосельцев В. С., Кузнецов В. Л., Сальников А. С.* Некоторые результаты переинтерпретации материалов глубинных сейсмических зондирований на территории Сибири на основе сейсмотомографии // Методы, технические средства, методика обработки и интерпретации геолого-геофизических исследований при создании Государственной сети опорных геофизических профилей.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001, с. 11–24.

140. Тектоническая карта Саяно-Алтайской складчатой области масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. Э. Н. Янов.— Л., 1963.

141. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования.— М.: Наука, 1982. 135 с.

142. *Телешев А. Е.* Взаимоотношения гранитоидов Бреньского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири.— Новосибирск, 1981, с. 63–104.

143. *Телешев А. Е.* Возраст палеозойских гранитоидных ассоциаций Восточной Тувы и Восточного Саяна // Плутонические формации Тувы и их рудоносность.— Новосибирск: Наука, 1984, с. 150–163.

144. *Терлеев А. А.* О возрасте древних отложений западной части нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Материалы конф.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков.— Иркутск, 2002, с. 129–131.

145. *Хоментовский В. В.* Байкалий Сибири (850–650 млн. лет) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 4, с. 313–333.

146. *Хомичев В. Л., Долгушин С. С., Садур О. Г.* и др. Глубинная модель габбро-монцодиорит-сиеногранитовой формации.— Новосибирск, 2004. 110 с.

147. *Хомичев В. Л., Единцев Е. С., Кужельная Е. В.* Эталон Хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса (Западный Саян).— Новосибирск, 2000. 244 с.

148. *Хомичев В. Л., Кужельная Е. В., Хомичева Е. С.* Каахемский массив — эталон таннуольского комплекса (Центральная Тува).— Новосибирск, 1992. 130 с.

149. *Хомичев В. Л., Хомичева Е. С., Райская Г. Н.* Радиологический возраст гранитоидных комплексов Тувы // Рудоносность магматических формаций Сибири.— Новосибирск: 1991, с. 59–69.

150. *Чернов Г. А., Зеленков П. Я.* Сейсмогеология области Западно-Тувинских поднятий // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области.— Новосибирск: Наука, 1978, с. 58–68.

151. *Чистяков К. В., Дирксен В. Г., Горбовская А. Д., Семенов Вл. А., Килуновская М. Е., Курбатская С. Г.* Палеоэкологические условия скифского времени в горах Западной Тувы // Вестник СпбГУ, сер. 7, 1997, вып.2 (№ 14), с. 43–55.

152. *Чучко В. Н.* К вопросу о возрасте таннуольского комплекса Северо-Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 22–38.

153. *Шатский И. С.* Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости // Избр. труды. Т. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 581–587.

154. *Шеко А. И., Круподеров В. С.* Оценка опасности и риска экзогенных геологических процессов // Геоэкология, 1994, № 3, с. 11–20.

155. *Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г.* О постнижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. II.— Кызыл, 1971, с. 110–115.

156. *Щеглов А. П.* Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Сибири.— Новосибирск, 1969, с. 30–39.

157. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Иванов В. Г.* Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41–67.

158. *Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Кудряшова Е. А., Лебедев В. И.* и др. Крупнейшие долинные излияния в кайнозое Азии: Особенности строения, состава и условия формирования «лавовой реки» долины Малого Енисея // Вулканология и сейсмология, 2004, № 4, с. 3–20.

Фондовая

159. *Александров Г. П., Митинский Ю. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Западной и Восточной частей нагорья Сангилен. Листы M-46-XVIII, XXIV; M-47-XIV, XV, XX. Кызыл, 1978.

160. *Анастасиев Н. С., Алеев А. А.* Геохимические поиски месторождений свинца, цинка, меди, ртути и других ископаемых на востоке Тувы. Кызыл, 1984.

161. *Анастасиев Н. С., Кочетков В. В.* и др. Общие поиски и оценка геохимических аномалий на территории Тувинской АССР за 1978–1981 гг. Кызыл, 1981.

162. *Анфигонева М. П., Соболева Т. В.* Отчет по доразведке Чаданского месторождения угля Тувинской АССР с пересчетом запасов по новым кондициям для открытых работ на 1.01.1977 г. Черногорск, 1977.

163. *Бабкин А. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Западного Саяна в бассейне рр. Алаш, Ак-Суг, Мунгашак. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 и общим поискам месторождений меди и железных руд. Красноярск, 1989. 4 кн.

164. *Бавтрук В. В., Сидоров В. И.* Детальные поиски месторождений гипса в Центральной и Юго-Восточной Туве за 1982–1984 гг. Кызыл, 1984.

165. *Беззубцев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Урбун, Золотая Чинге, Эйлиг-Хем. Окончательный отчет по работам Аккольской партии за 1962–1965 гг. Красноярск, 1966.

166. *Безруков О. А., Бизюк И. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Аянгаты, Чиргаки, Шеми, Хондергей, Чадан в пределах листов M-46-26-Г, 27-В, 28-Г, 38-Б, 39-А, Б, В, Г, 40-А, Б по работам 1974–1976 гг. Кызыл, 1976.

167. *Белоусов В. А., Гречищев В. Н.* Отчет о геологоразведочных работах, выполненных на Терлихайском месторождении ртути за 1971–1973 гг. Кызыл, 1974.

168. *Блох А. М., Варданянц К. Л.* Вопросы геологии, минералогии, геохимии и рудогенеза в молассоидных толщах среднепалеозойских мульд центральной части Тувинского прогиба. М., 1990.

169. *Блюман Б. А.* и др. Критерии оценки рудоносности регионально метаморфизованных черносланцевых толщ Юго-Восточной Тувы. Л., 1980.

170. *Блюман Б. А., Жданов В. В.* и др. Усовершенствование методов расчленения и корреляции зональных метаморфических комплексов для целей геохимического картирования и металлогенического анализа. Л., 1983.

171. *Блюман Б. А., Маслов А. Т.* Разработать и внедрить методику расчленения и корреляции полиметаморфических комплексов Юго-Восточной Тувы. Л., 1986.

172. *Булатов А. А.* и др. Отчет о поисково-оценочных работах на минеральные воды на уч. «Шивелиг» за 1980 г. Кызыл, 1981.

173. *Булатов А. А., Бутакова Л. Н.* Отчет о поисково-оценочных работах на минеральные воды на участка «Чедер» за 1984–1985 гг. Кызыл, 1985.

174. *Булатов А. А., Юсупова Л. М.* Чедерское месторождение минеральных вод за 1987–1989 гг. Кызыл, 1989.

175. *Бухаров Н. С., Бизюк И. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рр. Тапса, Ондум, Терехтыг, Баян-Кол в пределах листов М-46-10-А (б, г), Б, В, (б, г), Г. Отчет Ондумской партии по геологическим работам за 1969–1972 гг. Кызыл, 1973.

176. *Волков А. И., Павлов А. О.* Отчет о детальной разведке грязевого месторождения оз. Чедер Тувинской АССР с целью переоценки запасов лечебных грязей. М., 1988.

177. *Волобуев М. И., Зыков С. Л.* Окончательный отчет радиологической партии Енисейской экспедиции МГУ по теме: «Определение абсолютного возраста и изотопного состава свинца геологических формаций складчатых областей и Сибирской платформы в границах Красноярского края и Тувинской АССР за 1971–1974 гг». М., 1974.

178. *Высотина Л. Н.* Отчет о геологоразведочных работах по «Подсчету запасов минеральных лечебно-столовых вод по скважине 234 Чедерского месторождения» в 2000–2001 гг. Кызыл, 2001.

179. *Высотина Л. Н.* Оценка обеспеченности населения Республики Тыва ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. (Отчет Гидрогеологической партии по работам за 1997–2000 гг.). Кызыл, 2001.

180. *Габбеев В. А., Митус А. И.* Результаты поисковых работ в районе кобальтового месторождения Хову-Аксы на участках Худеш, Чумуртук, База-Кара-Суг, Самородный за 1972–1974 гг. Кызыл, 1975.

181. *Габбеев В. А., Чумаров М. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Дерзиг, Мал. Копто и Мерген в пределах листов М-46-12-А, В (Отчет Мергенской ГСП по работам 1967–1968 гг.). Кызыл, 1969.

182. Гидрогеологическая карта СССР. Лист М-46-VII. М., 1966.

183. *Гицингер А. Б., Тарновский С. Л.* Разработать стратиграфическую схему верхнепротерозойских отложений центральной и восточной части Тувы для крупномасштабной геологической съемки. Новосибирск, 1988.

184. *Глушков Ю. В., Покояков С. В.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 и общие поиски полезных ископаемых на Элегесткой площади в пределах листов М-46-8-Г, 9-А, Б, В, Г, 10-А, В, 20-Б, Г, 21-А, б, В, Г, 22-А, 33-А, Б. Кызыл, 1991.

185. *Гольцев Ю. Д., Воронцов Р. А., Сагалаков Х. Н.* Геофизические работы в западной части Южно-Тувинского гипербазитового пояса в 1976–1977 гг. Геофизические работы на Тарлашкинском и Улорском массивах в 1977–1978 гг. Отчет о работах Тувинской гравиметрической партии. Кызыл, 1978.

186. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Г-I, № 153, Красноярск, 1971, ТГФ.

187. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Г-I, № 82, Г-II, № 33, 40 Красноярск, 1980, ТГФ.

188. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Г-I, № 153, Красноярск, 1971, ТГФ.

189. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Г-I, № 114, Г-II, № 165, В, № 131, А, № 105, Красноярск, 1985, ТГФ.

190. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР. Г-II, № 214, Красноярск, 1992, ТГФ.

191. *Гречищев О. К.* Результаты поисково-оценочных работ на Арзакском месторождении ртути за 1976–1978 гг. Кызыл, 1979.

192. *Гречищев О. К., Гривин А. А.* Результаты поисков ртути в Терлигхайской рудной зоне по работам 1974–1976 гг. Кызыл, 1976.

193. *Гречищев О. К., Четвертаков К. В.* Результаты поисков месторождений криолита в нагорье Сангилена за 1979–1980 гг. Кызыл, 1981.

194. *Донченко Л. Л., Артемов В. Р.* Поиски асбестовых руд в пределах Ак-Довуракского асбестового узла за 1986–1989 гг. Кызыл, 1989.

195. *Донченко Л. Л., Иванов Ю. Г.* Отчет Актовракской партии о детальных поисках хризотил-асбеста в районе Актовракского месторождения за 1977–1978 гг. Кызыл, 1978.

196. *Донченко Л. Л., Поляков Л. Г.* Поиски месторождений асбеста в пределах Барлыкской и Ак-Довуракской гипербазитовых зон на западе Тувы за 1988–1991 гг. Кызыл, 1991.

197. *Дружаченко И. И.* Карта аномального поля СССР масштаба 1 : 200 000. Листы М-46-I-XIV, XVI-XVIII, XXIV. М., 1976.

198. *Дубовик Н. Е., Захарова И. И.* Поисково-оценочные работы на северном фланге Каа-Хемского месторождения за 1994–1996 гг. Кызыл, 1997.

199. *Дубовик Н. Е., Сат З. С.* Детальные поиски ртути в районе Терлигхайского месторождения за 1982–1983 гг. Кызыл, 1984.

200. *Дубовик Н. Е., Шибанов В. И.* Поисково-оценочные работы в северо-западной части Улуг-Хемского угольного бассейна с подсчетом запасов на 1.12.1990 г. Кызыл, 1990.

201. *Егоров С. П.* Поисково-оценочные работы на гипс в Монгун-Тайгинском районе Тувы. Кызыл, 1993.

202. *Единцев Е. С., Приходько М. В.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади N-45-144-Г; N-46-133-Б, В, Г, 134-А, 134-В; М-46-1-А, Б (Кантегирская площадь) за 1986–1991 гг. Минусинск, 1991.

203. *Ерлыков А. А., Гумменшаймер А. Я.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1 : 200 000 на Баллыктыг-Хемской площади. Листы М-46-XII, XVIII. Красноярск, 1987.

204. *Забелин В. И., Орфаницкий В. Л.* Результаты поисково-ревизионных работ на кобальт в Центральной и Западной Туве за 1974–1975 гг. Кызыл, 1976.

205. *Зайков В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Нижне-Алашской площади. Листы М-46-14-В-в, г, 14-Г-в, Г, 26-Г. Кызыл, 1966.

206. *Зайков В. В., Орехова О. И.* Прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1 : 200 000 Улугойской и Ондумской зон Восточной Тувы на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Кызыл, 1983.

207. *Зайкова Е. В., Чечеткин В. А.* Ревизионно-камеральные оценочные работы на аномалиях Тувинского прогиба по работам 1976–1979 гг. Кызыл, 1979.

208. *Захаров Е. П.* и др. Геохимические исследования на Хову-Аксинском и Узунойском месторождениях. Кызыл, 1976.

209. *Захаров Е. П., Щетинин А. Ю.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на Хову-Аксинском месторождении в 1971–1974 гг. Кызыл, 1975.

210. *Зыков А. М., Покояков С. Н.* Отчет о результатах поисков первичных фосфоритов в нагорье Сангилен за 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.

211. *Зыков А. М., Покояков С. Н.* Отчет о результатах поисков первичных фосфоритов в пределах Восточно-Тувинского орогенного прогиба. Кызыл, 1980.

212. *Жданов В. В., Блюман Б. А.* Петрологические критерии продуктивности метаморфических комплексов щитов и фундамента фанерозойских областей. Т. 2, кн. 1. Геология и метаморфическая зональность Сангиленского срединного массива палеозойской складчатой области. Л., 1978.

213. *Иваньев Л. Н.* Отчет об исследовании остатков гиппаритов, найденных в Тувинской АССР. Иркутск, 1974.

214. Информационное письмо ФГУ «Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды МПР России по Республике Тыва» от 10.02.04 г. № 32. Кызыл, 2004.

215. Кадастр месторождений драгоценных и полудрагоценных камней Тувинской АССР на 1 января 1973 г. Кызыл, 1974.

216. *Казанцева Е. В., Бончик В. И.* Отчет о поисковых работах на торф в Барун-Хемчикском, Бей-Тяжинском, Кызыльском, Овюрском, Тес-Хемском, Улуг-Хемском, Эрзинском районах Тувинской АССР. Новосибирск, 1985.

217. *Кальная О. И.* Комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1:200 000 листа М-46-VI (Сарыг-Сеп). Отчет гидрогеологической партии по работам за 1997–2002 гг. Кызыл, 2002.

218. *Качаев И. Г., Кононенко А. Л.* Отчет о результатах заверочной перспективной оценки Хову-Аксинского рудного поля и его ближайшего района в 1975–1976 гг. Кызыл, 1977.

219. *Качурин Л. С., Угрюмов А. Г.* Отчет по детальной разведке Верхне-Енисейского месторождения подземных вод для водоснабжения г. Кызыла. Кызыл, 1981.

220. *Кильчичаков К. М.* Результаты поисковых работ на рудное золото в пределах Буренского гранитоидного массива за 1974 г. Кызыл, 1975.

221. *Кильчичаков К. М., Кацепов А. Н.* Результаты поисково-оценочных работ на Тарданском месторождении золота за 1977–1979 гг. Кызыл, 1980.

222. *Кильчичаков К. М., Плеханов А. М.* Результаты поисково-оценочных работ на рудное золото в районе Тардановского месторождения за 1975–1976 гг. Кызыл, 1977.

223. *Ковалев П. Ф.* Обоснование возраста, расчленение и корреляция гранитоидных комплексов Тувы. Кызыл, 1993.

224. *Ковалев П. Ф., Чечеткин В. А.* Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 на Каа-Хемской площади в пределах листов М-46-23-А, Б, 24-А, Б, 12-Г; М-47-1-В, Г, 2-В, 13-А, Б. Кызыл, 1982.

225. *Кокодзеев И. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Саянского хребта и правых притоков верховья р. Кантегир. (Окончательный отчет Карбайской ГСП по геологической съемке листов М-46-134-В, Г и М-46-2-А, Б, В за 1967–1970 гг.). Кызыл, 1971. ОФ ВСЕГЕИ.

226. *Кононенко А. Л.* Завершение перспективной оценки на кобальт рудного поля Хову-Аксинского месторождения и поиски кобальтовых руд за 1979–1980 гг. Кызыл, 1981.

227. *Кононенко А. Л.* Отчет о поисково-оценочных работах на юго-западном фланге северного участка Хову-Аксинского месторождения в 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.

228. *Кочетков В. В.* Опережающие геохимические поиски масштаба 1:200 000 на Минзейской площади.— Кызыл, 1993.

229. *Кужугет К. С., Ойдуп Ч. К.* Комплексная оценка рудоносности гипербазитовых массивов Восточной Тувы. Кызыл, 1992.

230. *Кудрявцев В. И., Федоров В. С.* Отчет Агардагской партии по поискам промышленных хромитовых руд в пределах Агардагского ультраосновного массива и на прилегающих к нему участках в 1974–1975 гг. Кызыл, 1976.

231. *Кудрявцев В. И., Федоров В. С.* Отчет Агардагской партии по поисковым работам на гравиметрических аномалиях в пределах Агардагского гипербазитового массива, поискам хромитовых руд. Кызыл, 1979.

232. *Кузнецов В. А., Борисенко Л. С.* Геология и вопросы генезиса Терлигхайского ртутного месторождения. Новосибирск, 1976.

233. *Куликов С. С., Соколов В. В.* Окончательный отчет Актовракской ГСП по работам 1961–1962 гг. Кызыл, 1963.

234. *Лебедев В. И., Лебедева М. Ф.* и др. Составление прогнозно-металлогенической карты Тувинской АССР на кобальт масштаба 1:500 000 за 1978–1979 гг. Кызыл, 1979.

235. *Лессонен Н. И., Полтев Г. Л.* Детальные поиски асбеста на Омульской площади за 1981–1984 гг. Кызыл, 1984.

236. *Лессонен Н. И., Полтев Г. Л.* Детальные поиски месторождений асбеста на Мало-Аянгатинской площади за 1982–1984 гг. Кызыл, 1984.

237. *Лешаков Э. И.* и др. Отчет о поисках месторождений меди в Центральной Туве за 1977 г. Кызыл, 1978.

238. *Лешаков Э. И., Баталова Л. С.* Предварительная разведка южного участка Чангыз-Хадынского месторождения каменного угля за 1981–1983 гг. Кызыл, 1983.

239. *Луцкина Н. В., Кушпырь Г. И.* Разработка основ количественного прогнозирования промышленных типов оруденения, связанного с гипербазитами (хромит). Л., 1984.

240. *Макаров П. Л.* Комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000 Улуг-Хемского угольного бассейна (Енисейская площадь). Отчет Енисейской партии по работам 1985–1992 гг. Кызыл, 1993.

241. *Матросов П. С., Шапошников Г. Н.* Подготовка к изданию Геологической карты Тувинской АССР масштаба 1:500 000 (Объяснительная записка). Отчет по договорной теме № 782 со ВСЕГЕИ по работам 1989–1990 гг. Кызыл, 1990.

242. *Мельник З. Н., Черепанова Н. А.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы М-46-V, VI. М., 1982.

243. *Мельник З. Н., Черепанова Н. А., Карху В. В.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы М-46-X, XI. Красноярск, 1979.

244. *Мехедов Г. Ф., Орлов П. Д.* Отчет о доразведке восточного фланга Актовракского месторождения хризотил-асбеста в Тувинской АССР за 1981–1987 гг. Иркутск, 1988.

245. *Минина Е. А.* Расчленение и корреляция кайнозойских отложений Тувы с целью составления опорных легенд для Госгеолкарты-50. Отчет по договору 01423429/808 с Тувинской геологоразведочной экспедицией за 1989–1991 гг. в 4 кн. Кызыл, 1991.

246. *Митинская Т. С., Зальцман В. Д.* Легенда Западно-Саянской серии для геологических карт масштаба 1:200 000 нового поколения. Кызыл, 1997.

247. *Митинский Ю. И., Гривин А. А.* и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 и общие поиски на площади листов М-46-48-В, Г, 60-Б; М-47-37-В, Г, 38-В, 49-А,Б. Кызыл, 1987.

248. *Митус А. И., Прилипухов В. И.* Результаты поисков в районе междуречий Улуг-Сайлыг, Унгеш, Антара-Онгеш в пределах листов М-46-44, 32-В за 1974–1975 гг. Кызыл, 1976.

249. *Науменко А. И., Науменко А. А.* Провести районирование и разработать стратиграфическую основу ордовикских и силурийских отложений АССО. Красноярск, 1995.

250. *Никитов Б. В., Лебедева М. Ф.* Прогнозно-металлогенические карты основных редкометальных районов Тувинской АССР масштаба 1:500 000. Кызыл, 1984.

251. *Никитов Б. В., Прудникова Т. Н.* Расчленение магматических докембрийских и кембрийских образований Восточной Тувы. Кызыл, 1987.

252. *Никитчин П. А.* Отчет о результатах работ Агардагской и Хромитовой партий за 1964–1965 гг. Кызыл, 1966.

253. *Никитчин П. А.* Составление Металлогенической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000 за 1977–1980 гг. Кызыл, 1980.

254. *Никитчин П. А., Егорова Л. С.* Составление Тектонической карты Тувинской АССР масштаба 1 : 500 000, выполненное в 1986–1989 гг. Кызыл, 1989.

255. *Никифоров В. В., Андрейченков В. А.* Отчет и проведение поисково-оценочных и поисковых работ на проявлениях камнесамоцветного и коллекционного сырья пегматитов нагорья Сангилен за 1984–1986 гг. М., 1986.

256. *Осадчая Д. В., Котельников Д. В.* Расчленение и корреляция нижнепалеозойских осадочных образований Тувы с целью подготовки опорных легенд для Госгеолкарты-50. Л., 1991.

257. Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Республики Тыва по состоянию на 1.01.98 г. МПР Тыва. Кызыл, 1998.

258. *Павлов В. Н., Анастасиев Н. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые района Терлигхайского и Тарасирского месторождений ртути в пределах листов М-46-8-В, М-46-20-А (Отчет Терлигхайской партии по работам 1962–1964 гг.). Кызыл, 1965.

259. *Павлов В. Н., Солодов Н. А.* Перспективная оценка редкометальных месторождений Тувы с целью обоснования направления геологоразведочных работ. М., 1983.

260. *Петерсон Л. Н., Зорин В. Т.* Обобщение и анализ палеоботанических и палинологических данных по девонским и карбоновым отложениям юга Красноярского края и Тувинской АССР за 1985–1987 гг. Красноярск, 1987.

261. *Плеханов А. И.* Результаты поисковых работ на золото в углеродистых отложениях Нарынского и Харальского районов Тувинской АССР за 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.

262. *Попов В. А.* Общие поиски фосфоритов на востоке Тувы за 1982–1984 гг.— Кызыл, 1984.

263. *Попов В. А., Алеев А. А.* Результаты геохимических поисков по потокам рассеяния месторождений кобальта, меди, молибдена и других полезных ископаемых на востоке Тувы за 1979–1981 гг. Кызыл, 1981.

264. *Попов В. А., Анастасиев Н. С.* Групповая геологическая съемка и общие поиски на Западной площади в пределах листов М-46-39-Г, 40-В, Г, 41-А, Б, В, Г, 42-А, В, 50-Б, 51-А, Б, 52-А за 1984–1988 гг. Кызыл, 1988.

265. *Попов В. А., Анастасиев Н. С.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Торгалыкской площади в пределах листов М-46-18-В, Г, 29-А, Б, 30-А. Кызыл, 1994.

266. *Попова К. И., Иванов Ю. Г.* Петрофизические исследования пород для целей картирования и составления петрофизических карт Тувы масштаба 1 : 500 000 за 1985–1987 гг. Кызыл, 1987.

267. Пояснительная записка к комплекту карт дистанционной основы масштаба 1 : 1 000 000 листа М-46. Алтае-Саянская серия. СПб., 2000.

268. Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу М-46 — Кызыл. Абакан, 2002.

269. Протокол № 7120 заседания ГКЗ по запасам полезных ископаемых от 26 февраля 1974 г. (Каахемский разрез). Каменный уголь. Красноярск, 1974.

270. Протокол № 8286 заседания ГКЗ от 25 мая 1979 г. Месторождение Хову-Аксы. М., 1979.

271. *Плеханов А. И.* Результаты поисковых работ на золото в углеродистых отложениях Нарымского и Харальского районов Тувинской АССР за 1977–1978 гг. Кызыл, 1979.

272. *Рычков А. В., Шаповалов Д. Н.* Пересчет запасов Тарданского золоторудного месторождения. Кызыл, 1993.

273. *Ратанов Л. С., Гицингер А. Б.* Разработать стратиграфическую основу позднедокембрийских и девонских образований АССО для составления легенд к геолкарте масштаба 1:200 000. Новосибирск, 1994.

274. *Сагалаков Х. Н., Василенко Н. Г.* Гравиметрическая съемка масштаба 1:50 000 в юго-западной части Хемчикско-Куртушибинского гипербазитового пояса за 1980–1983 гг. Абакан, 1983.

275. *Самков В. В., Филоненко Г. И.* Отчет о гравиметрической съемке масштаба 1:200 000 на Хемчикской площади. Листы М-46-VII, VIII. Красноярск, 1978.

276. Сводный отчетный баланс запасов ртути Республики Тыва за 1997 г. ТГФ, Кызыл, 1997.

277. *Семенов Г. Г., Михайленко В. Г.* Составление геодинамической карты АССО масштаба 1:500 000 на основе модели тектоники плит. Красноярск, 1997.

278. *Семериков А. А., Александри-Седова Т. А.* Закономерности формирования мезозойских отложений Улугхемского угленосного бассейна и оценка его перспектив на коксующиеся угли за 1984–1986 гг. Л., 1986.

279. *Сеферова О. Л.* Легенда Западно-Саянской серии листов Государственной гидрогеологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Новосибирск, 1994.

280. *Сеферова О. Л.* Оценка запасов подземных вод по опыту эксплуатации водозабора Кызылской ТЭЦ. Отчет Гидрогеологической партии по работам за 2001–2003 гг. с подсчетом эксплуатационных запасов пресных подземных вод Малоенисейского месторождения по состоянию на 1.01.2004 г. Кызыл, 2003.

281. *Сидоров В. Н., Подпругина Д. Б.* Отчет о детальной разведке Дус-Дагского месторождения каменной соли с подсчетом запасов на 1.01.1976 г. Кызыл, 1976.

282. Создание геохимической основы Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 листов М-46 — Кызыл, М-47. Т. 1. М., 2003.

283. Состояние и прирост запасов россыпного золота по УПРиООС РФ Республики Тыва по состоянию на 1.01.2003 г. Кызыл, 2003.

284. *Степанов В. И., Блюменталь Т. В.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы М-46-VII, XIII. Красноярск, 1991.

285. *Степанов В. И., Карху И. И.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-46-XVII. Красноярск, 1990.

286. *Степанов В. И., Черепанова Н. Г.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы М-46-VII, XIV, IX, X, XVI. Красноярск, 1992.

287. *Степанов В. И., Черепанова Н. А.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист М-46-XII. Красноярск, 1993.

288. *Тверянкин И. Г., Гуменюк В. А.* Окончательный отчет Федоровской ГСП за 1962–1964 гг. Кызыл, 1965.

289. *Топорков А. Д., Бухаров Н. С.* Результаты детальных поисков свинцово-цинковых руд в районе Кызыл-Таштыгского месторождения за 1981–1984 гг. Кызыл, 1984.

290. *Топорков А. Д., Кочетков В. В.* Геохимические поиски свинца, меди, цинка, ртути и других полезных ископаемых на северо-востоке Тувинской АССР масштаба 1:50 000. Кызыл, 1985.

291. *Топорков А. Д., Савлук В. И.* Обобщение и анализ материалов по геохимической изученности Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые на 1.01.91 г. Кызыл, 1992.

292. *Угрюмов А. Г., Высотина Л. Н.* Комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 листа М-46-III (Шагонар) за 1991–1996 гг. Кызыл, 1996.

293. *Угрюмов А. Г., Иванов Ю. Г.* Чеданское месторождение подземных вод с подсчетом запасов в 1988–1990 гг. Кызыл, 1990.

294. *Угрюмов А. Г., Чуваков С. П.* Терехтинское месторождение пресных подземных вод с подсчетом запасов. Кызыл, 1992.

295. *Уссар Р. Т., Шибанов В. И.* Поисково-оценочные работы в центральной части Улугхемского угольного бассейна за 1984–1986 гг. Кызыл, 1986.

296. *Фесенко Н. А.* Подземные воды листа М-46-V. Окончательный отчет Кызылской партии за 1968–1970 гг. Кызыл, 1971. Государственная гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Западно-Саянская серия. Лист М-46-V. 1973.

297. *Фесенко Н. А.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-46-IV. Л., 1985.

298. *Фесенко Н. А.* Инженерно-геологическое картирование масштаба 1 : 200 000 района г. Кызыла. Отчет Гидрогеологической партии по работам 1988–1990 гг. Кызыл, 1990.

299. *Фесенко Н. А., Кашин Б. Н.* Подземные воды листа М-46-IV. Отчет Баянкольской партии за 1977–1980 гг. Кызыл, 1980.

300. *Фесенко Н. А., Кашин Б. Н.* Подземные воды листов М-46-XVII, XVIII, XXIV за 1980–1984 гг. Кызыл, 1984.

301. *Фесенко Н. А., Чумаров М. Н.* Окончательный отчет Кызыл-Мажалыкской партии за 1971–1973 гг. Подземные воды листа М-46-VII. Кызыл, 1974. Государственная гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист М-46-VII. 1975.

302. *Фесенко Н. А., Чумаров М. Н.* Подземные воды листа М-46-VIII. Окончательный отчет Чаданской партии за 1974–1976 гг. Кызыл, 1977. Государственная гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-46-VIII. 1977.

303. *Холяндра Л. И.* и др. Аэромагнитная съемка на Джойском, Буйбинском, Эрзинском и Кунгуртугском участках за 1974 г. Абакан, 1975.

304. *Холяндра Л. И., Саранцев Ф. Г.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на участках Мало-Абаканском, Мунгун-Тайга и Чавашском. Абакан, 1976.

305. *Холяндра Л. И., Холяндра А. Н.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на Каа-Хемском участке за 1977 г. Абакан, 1978.

306. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В.* Отчет о результатах работ сейсмической партии Специальной региональной экспедиции по профилям г. Кызыл—Куюмба—Кислокан. М., 1985.

307. *Четвергов А. П.* Подготовка к изданию гравиметрических карт масштаба 1 : 500 000 листов N-45-Г; N-46-В, Г; М-45-А, Б, Г; М-46-А, Б; М-47-А. Красноярск, 1994.

308. *Четвергов А. П.* Особенности тектонического строения и размещения полезных ископаемых Красноярского края и прилегающих районов на основе геологического истолкования гравиметрической карты масштаба 1 : 1 500 000 за 1993–1998 гг. Красноярск, 1998.

309. *Четвергов А. П., Мельник З. Н.* Подготовка к изданию гравиметрических карт масштаба 1 : 500 000 листов N-45-Б, М-46-А, Б за 1987–1990 гг. Красноярск, 1990.

310. *Чечеткин В. А., Образцов Б. В.* Отчет о поисково-оценочных работах на участках Перевальный и Контактовый и поискам месторождений урана в их районе. Кызыл, 1981.

311. *Чучко В. Н.* Анализ и обобщение материалов по минерально-сырьевой базе строительных материалов Республики Тыва по состоянию на 1.01.1993 г. ТГРЭ, Кызыл, 1994.

312. *Чучко В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-46-32-А, В, Б, Г (а, б) в районе Хову-Аксинского никель-кобальтового и Узунойского кобальтово-медного месторождений. Кызыл, 1965.

313. *Чучко В. Н., Подкаменный А. А.* Геолого-экономическое районирование и оценка прогнозных ресурсов территории Тувинской АССР на важнейшие полезные ископаемые за 1988–1990 гг. Кызыл, 1990.

314. *Чучко В. Н., Савва Ю. Я.* Отчет о рекогносцировочных работах в 100-километровой пограничной полосе МНР на территории Убсунурского аймака. Кызыл, 1974.

315. *Шаповалов Д. Н.* Легенда Верхне-Енисейской серии для геологических карт масштаба 1:200 000 (второе издание). Кызыл, 2000.

316. *Шаповалов Д. Н., Григорьев А. В.* Поиски редкометальных руд на Тербекской площади на востоке Тувы за 1987–1989 гг. Кызыл, 1990.

317. *Шенников А. Д.* Геологическая съемка масштаба 1:50 000 на Дерзигской площади (информационный). Кызыл, 1994.

318. *Широкушкин В. Д., Попов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Шуй в пределах листов М-45-48-Г, 60-Б, М-46-37-В, 49-А за 1975–1979 гг. Кызыл, 1979.

319. *Широкушкин В. Д., Савва Ю. Я.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Каргы, Талайлык, Барлыг. Листы М-46-49-Г, М-46-50-Б, Г (Отчет о геологических работах Барлыгской партии по работам 1969–1971 гг.). Кызыл, 1972.

320. *Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района верхнего течения реки Каргы. Листы М-45-60-Г, М-46-49-В (Окончательный отчет о работах Каргинской партии за 1963–1965 гг.). Кызыл, 1966.

321. *Широкушкин В. Д.* и др. Результаты геолого-поисковых работ в районе Кызылоюкского месторождения кобальта и в верховьях рр. Шуй, Каргы, Талайлык (Окончательный отчет Кобальтовой геолого-поисковой партии по работам 1966–1967 гг.). Кызыл, 1968.

322. *Щеглов А. П., Уманцев Д. Ф.* и др. Региональные тектонические закономерности размещения важнейших рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1976.

323. Эксплуатационные запасы подземных вод, прошедшие Государственную экспертизу на 01.01.2003 г. Республика Тыва. Кызыл, 2003.

324. *Яровой С. А., Алеев А. А.* Геохимические поиски меди, молибдена, свинца, кобальта и других металлов в Восточном Танну-Ола на листах М-46-IX, X, XI, XVII, XVIII. Кызыл, 1990.

Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-1	Железо	П(2)	Малокарбайское	81, 125, 186, 313
I-1-2	Кобальт	П(2)	Перевальное	81, 313
I-1-3	Кобальт	П(2)	Озерное	81, 313
I-1-4	Вольфрам	П(2)	Родниковое	202
I-1-5	Вольфрам, молибден	П	Кантегирское	202
I-1-6	Медь	П(3)	Куже-База	163
I-1-7	Вольфрам, молибден	ПМ	Верховья р. Мунгаш-Ак	163
I-1-8	Молибден, вольфрам	П	Озерное	163
I-1-9	Медь	ПМ	Междуречье Керек-Тык—Куже	81
I-1-10	Медь	ПМ	Правобережье р. Керек-Тык	81
I-1-11	Медь	ПМ	Чиланыгское	163
I-1-12	Медь, висмут	ПМ	Грейзеновое	163
I-1-13	Бериллий	ПМ	Берилловое	163
I-1-14	Флюорит	П(3)	Ак-Сумон II	163
I-1-15	Флюорит	ММ(3)/З	Аксугская площадь	190
I-1-16	Золото	П(3)	Баян-Хол	163
I-1-17	Медь	П(8)	Участок Усть-Баян-Кол	103, 163
I-1-18	Золото	ПМ	Правобережье р. Ак-Суг	205
I-1-19	Золото	П(3)	Хааксаирское	205
I-1-20	Никель	ПМ	Сарыташское	205
I-1-21	Золото	П(3)	Улугсаирское	205, 317
I-1-22	Золото	П(6)	Арысканское	205, 313
I-2-1	Вольфрам, молибден	ПМ	Блансугское	5
I-2-2	Медь	ПМ	Правобережье р. Чогду-Суг, в 3 км от устья	5

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-2-3	Медь	ПМ	Правый склон долины р. Усту-Узной, в 3 км от устья	5
I-2-4	Поделочный камень — брекчия	П	Кужебазское	187, 316
I-2-5	Медь	ПМ	Левобережье р. Алды-Соор	5
I-2-6	Уран	П(3)	Алдысорское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-2-7	Кобальт, медь	ПМ	Пичи-Балыкское	5, 253
I-2-8	Свинец	ПМ	Теректыгское	5, 253
I-2-9	Кобальт, медь	ПМ	Саирское	5, 253
I-2-10	Золото	ПМ	Правобережье р. Алды-Ишкин	253
I-2-11	Ртуть	ПМ	Алдын-Ишкинское	5
I-2-12	Золото	П	Левобережье р. Устю-Ишкин	253
I-2-13	Золото	ПМ	Аксугское	5
I-2-14	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Сут-Хольское	311
I-2-15	Хром	ПМ(1)	Правый склон долины р. Чадан	5
I-2-16	Асбест	ПМ	Левый склон долины урочища Баян-Гала	5
I-2-17	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Чаданское	311
I-3-1	Медь, никель	ПМ	Усть-Хадыныкское	6
I-3-2	Кобальт, медь	П(3)	Ильчиликское	6
I-3-3	Никель	ПМ	Усть-Шевелигское	6
I-3-4	Золото	Шлиховой поток	Нижнее—среднее течение р. Урбун	165
I-3-5	Редкие земли	П	Чайлюхемское	6
I-3-6	Асбест	ПМ	Ашпанское	6
I-3-7	Золото	Р(12)/В	Хайлыкское	6, 257, 283

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-3-8	Золото	Р(12)/В	Краснозвездное (россыпь Золотая)	6, 165, 257, 283
I-3-9	Золото (шеелит, киноварь)	Шлиховой ореол	Бассейн рек Золотой и Эйлих-Хем	6, 165
I-3-10	Медь, никель	П(3)	Одычское	6
I-3-11	Кобальт, никель, уран	П(3)	Акольское (Аккольское)	6, 165, 253, 313
I-3-12	Золото	ПМ	Большехайлыкское	165
I-3-13	Золото	П(3)	Андреевское (Пионерское)	6, 257
I-3-14	Медь	П(3)	Ир-Сайлыхское	6
I-3-15	Кобальт, никель	П(3)	Шугурское первое	6, 253
I-3-16	Золото	Шлиховой поток	Река Чинге	165
I-3-17	Золото	Шлиховой поток	Река Куйлуг-Хем	165
I-3-18	Золото	П(3)	Поконашское	6, 257
I-3-19	Золото	П(3)	Таловское	6, 257
I-3-20	Золото	ММ(3)/В	Эйлиг-Хемское	6, 165, 257
I-3-21	Золото	Р(12)/В	Стерлиг	6, 283
I-3-22	Асбест	ПМ	Верхнедемирсугское	6
I-3-23	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Новочаахольское	311
I-3-24	Медь	ПМ	Пестуновское	6
I-3-25	ПГМ	ММ(7)/З	Шагонарское	271
I-3-26	Песок строительный	МС(7)/З	Шагонарское	311
I-3-27	Железо	ПМ	Акдурукское	6
I-3-28	Железо	ПМ	Иштихемское (Артыхемское)	6
I-3-29	Железо	П	Кожейское	265, 313
I-3-30	Железо	П	Торгалыкское	265, 313
I-3-31	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Чодура	311
I-4-1	Ртуть	П(3)	Арзакское	187, 258
I-4-2	Ртуть	ПМ	Планкатское	253

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-4-3	Ртуть	ММ(3)/З	Терлигхайское	258, 276
I-4-4	Ртуть	ПМ	Акбельдырское	258
I-4-5	Известняк	МК(10)/З	Баянкольское	311
I-4-6	Ртуть	П(3)	Тебекская группа	258
I-4-7	Уран	П(3)	Ак-Тагское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-4-8	Асбест	ПМ	Правый приток р. Эжим	253
I-4-9	Асбест	ПМ	Левый борт р. Эжим	253
I-4-10	Ртуть	П(3)	Карахайское	253
I-4-11	Ртуть	П(3)	Узунсаирское	253
I-4-12	Ртуть	ПМ	Акхайское	253
I-4-13	Медь	ПМ	Правый берег р. Енисей	184
I-4-14	Уголь каменный	П(7)	Суглугхемская синклиналь	184
I-4-15	Уголь каменный	П(7)	Инитальское (Ийитальское)	253
I-4-16	Ртуть	ПМ	Карабедыкское	258
I-4-17	ПГМ	ММ(7)/З	Ийи-Тальское	311
I-4-18	Песок строительный	ММ(7)/З	Сенекское	311
I-4-19	Уран	П(3)	Шумный	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-4-20	Железо	ПМ	Правобережье р. Барык	253
I-4-21	Ртуть	П(3)	Торосаирское	253, 258
I-4-22	Песок формовочный	МС(7)/З	Усть-Элегестское	184
I-4-23	Железо	ПМ	Верховья р. Кара-Суг	253
I-4-24	Медь	ПМ	Правобережье р. Барык	253
I-4-25	Уран	П(3)	Элегестинское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-4-26	Уран	П(3)	Весеннее	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-4-27	Медь	ПМ	Водораздел рек Элегест и Барык	253
I-4-28	Уголь каменный	П(7)	Верхне-Элегестское	184
I-5-1	Цеолиты	П(9)	Участок Каменный	184
I-5-2	Уран	П	Шивелигское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-5-3	Золото	ПМ	Правобережье р. Тапса	175
I-5-4	Золото	Р(12)/В	Руч. Хондурга	175, 283
I-5-5	Золото	Р(12)/В	Река Тапса	175, 283
I-5-6	Уран	П	Усть-Тапсинская	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
I-5-7	Цинк(медь, серебро)	П(6)	Ильчир-II	175, 313
I-5-8	Цинк, медь, свинец	П(6)	Медное	175, 313
I-5-9	Золото	П(2)	Магнетитовое	175
I-5-10	Железо	П(2)	Ондумская группа	253
I-5-11	Золото	ПМ	Междуречье Ондум—Терехтыг	175
I-5-12	Медь, молибден	П(3)	Торгунчикское	253, 313
I-5-13	Золото	П(3)	Терехтыгское	175
I-5-14	Золото	ПМ	Водораздел рек Терехтыг—Баян-Кол	175
I-5-15	Уголь каменный	МС(7)/З	Эрбекское	184, 257
I-5-16	ПГМ	ММ(7)/Э	Енисейское	184, 311

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-5-17	Уголь каменный	МС(7)/Э	Каахемское	184, 257
I-5-18	Уголь каменный	ММ(7)/З	Элегестское	184, 257
I-5-19	Песок строительный	ММ(7)/Э	Кызыльское-III	184
I-5-20	Уголь каменный	МС(7)/З	Каахемское (восточный участок)	257
I-5-21	Медь	П(3)	Колбаг-Чога	184, 313
I-5-22	Медь	ПМ	Чедерская группа	184
I-5-23	Глина кирпичная	МС/Э(7)	Красный Яр	311
I-5-24	Уголь каменный	МС(7)/З	Межегейское	184, 257
I-5-25	Золото	ПМ	Участок Изиг-Даг	184
I-5-26	Минеральные воды	С/Э	Чедерское	322
I-5-27	Грязи лечебные	М/Э	Чедерское	184
I-6-1	Золото	Р(12)/В	Кара-Хем	253
I-6-2	Золото	П(3)	Левобережье р. Кара-Хем	253
I-6-3	Золото	Р(12)/В	Россыпь руч. О-Хем	253, 283
I-6-4	Золото	Р(12)/В	Проездное	253, 283
I-6-5	Золото	ММ(3)/В	Проездное	253, 257
I-6-6	Золото	Р(12)/В	Копто	253, 283
I-6-7	Тальк, тальковый камень	П(6)	Рудопроявление № 23	253
I-6-8	Золото	Р(12)/З	Река Бажалык	283
I-6-9	Золото	Р(12)/В	Река Кара-Ос	283
I-6-10	Цинк, свинец, медь	П(6)	Кызыл-Торг	288
I-6-11	Золото	П(2)	Соруглуг-Хем	221, 313
I-6-12	Золото	П(3)	Соруглугхемское	288
I-6-13	Золото	Р(12)/В	Соруглугхемское россыпное	283, 288
I-6-14	Золото	Р(12)/В	Бай-Сют	283, 288

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-6-15	Золото	П(2)	Барсучье	221, 222, 313
I-6-16	Золото	П(2)	Копто	221, 222, 313
I-6-17	Железо	П(2)	Кубовская магнитная аномалия	288
I-6-18	Золото	ММ(2, 3)/З	Тарданское	221, 222, 313
I-6-19	Золото	П(3)	Тардан-2	288
I-6-20	Золото	ПМ	Хайырлыг	224
I-6-21	Молибден	П(6)	Участок Шуйский	224
II-1-1	Кобальт, никель	П(2)	Байтайгинское	253, 313
II-1-2	Ртуть	ПМ	Правый склон долины Хонделен	233
II-1-3	Уран	П(3)	Эдыгейское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-1-4	Медь	ПМ	Правый склон р. Алаш	233
II-1-5	Пирротин	П	Эдегейское	233
II-1-6	Золото	П	Левый склон р. Алаш	233
II-1-7	Золото	П(6)	Дуушкуныгское	205, 313
II-1-8	Золото	П(6)	Тожектыгская и Чедыанская группа	205, 313
II-1-9	Кобальт, никель	П(3)	Хонделенское	20, 253, 313
II-1-10	Агальматолит	П(3)	Правый борт р. Хонделен	20, 215
II-1-11	Хром	П(1)	Хопсекское	103, 239, 253
II-1-12	Хризотил-асбест	П(6)	Хонделенское	313
II-1-13	Хризотил-асбест	МС(6)/Э	Ак-Довуракское	253, 257, 313
II-1-14	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Кызыл-Мажалыкское	311
II-1-15	Песок строительный	ММ(7)/З	Чер-Чарское	311
II-1-16	Хризотил-асбест	ПМ	Правый борт р. Хемчик	205

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-1-17	Золото	П	Правый борт р. Хемчик	205
II-1-18	Золото	П	Левобережье р. Черганы	166
II-1-19	ПГМ	ММ(7)/З	Барлыкское	311
II-1-20	Кобальт, медь	П(3)	Шемуш-Даг	166, 253, 313
II-1-21	Медь, цинк	П	Сарыг-Бель	166, 253
II-1-22	Золото	П(3)	Левобережье р. Бол. Аянгаты	166
II-1-23	Золото	П	Правобережье р. Бол. Аянгаты	166
II-1-24	Медь	ПМ	Ачагтышское	318
II-1-25	Глина кирпичная	ММ(7)/З	Шуйское	311
II-1-26	Хром	П(1)	Шуйское	253
II-1-27	Хром	П(1)	Барлыкское	253
II-1-28	Хром	П(1)	Кадейское	253
II-1-29	Хризотил-асбест	П(6)	Малоаянгатинское	196, 253
II-1-30	Свинец	П	Пертойское	253
II-1-31	Ртуть	П(3)	Чайлалыгское	253
II-1-32	Свинец, цинк	ПМ	Пулугтугское	253
II-1-33	Свинец, цинк	ПМ	Оргулашское	318
II-1-34	Вольфрам	П	Тустугхемское	253, 318, 313
II-1-35	Кобальт, медь	П(3)	Акхемское	166, 313
II-1-36	Золото	Р(12)/З	Чинге-Кат	283
II-1-37	Ртуть	ММ(3)/З	Чазадырское	213,236
II-2-1	Песок строительный	ММ(7)/З	Шеминское	311
II-2-2	Глина кирпичная	МС(7)/З	Шеминское	311
II-2-3	ПГМ	ММ(7)/З	Хондергейское	311
II-2-4	Уголь каменный	ММ(7)/Э	Чаданское	257
II-2-5	Уголь каменный	ММ(7)/З	Чангыз-Хадынское	257
II-2-6	Известняк	МК(10)/З	Чаданское	311
II-2-7	Кобальт, медь	П(3)	Центральный Акчат	166, 313

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-2-8	Медь	ПМ	Правобережье Улуг-Хондергей	166
II-2-9	Ртуть	П(3)	Эзирлиг	188, 253
II-2-10	Медь	ПМ	Левобережье р. Кара-Чадан, в 4 км от устья	166
II-2-11	Медь	ПМ	Левобережье р. Чадан	166
II-2-12	Медь	ПМ	Правый берег р. Аравой	166
II-2-13	Медь, цинк	П	Чунмалыкское	166
II-2-14	Свинец, медь	ПМ	Левобережье р. Улуг-Чиргакы	166
II-2-15	Свинец, медь	П	Даштыг-Ханаш	166
II-2-16	Медь	ПМ	Левобережье р. Аныяк-Чиргакы	253
II-2-17	Свинец, медь	ПМ	Правобережье р. Аныяк-Чиргакы	166
II-2-18	Свинец	ПМ	Верховья р. Шеми	253
II-2-19	Медь	ПМ	Правобережье р. Шеми	166
II-2-20	Медь	ПМ	Левобережье р. Аныяк-Хондергей	166
II-2-21	Уран	П(3)	Тевеадырское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-2-22	Ртуть	П(3)	Ойбак-Карасуг	166
II-2-23	Свинец, медь	П	Правобережье р. Чазадыр	253
II-2-24	Свинец, цинк	П	Солчур	264, 313
II-2-25	Уран	П	Хамдытское	Шор Г.М.
II-2-26	Глина кирпичная	ММ(7)/3	Хам-Дытское	311
II-3-1	Кобальт, медь	П(6)	Верхне-Карасугское	265
II-3-2	Редкие земли, железо, флюорит, барит, уран	МК(11)/3	Карасугское	104, 265, 313
II-3-3	Кобальт, медь	П(3)	Ашакгуразское	255, 313
II-3-4	Свинец, медь	П	Карадытское	265

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-3-5	Железо	П	Ильменитовое	265, 313
II-3-6	Свинец, цинк	П	Правобережное Торгалыкское	265
II-3-7	Железо, редкие земли	П(11)	Кара-Оргинское	265
II-3-8	Железо	ПМ	Правобережье р. Чадан	32
II-3-9	Кварц оптический	П(3)	Верховье р. Чадан	32
II-3-10	Марганец, железо	ПМ	Левый борт р. Торгалык	32
II-3-11	Кобальт, никель	П	Нижнее течение р. Улатай	264, 313
II-3-12	Железо, редкие земли, уран	П(11)	Улатайское	264, 313
II-3-13	Железо, редкие земли, уран	П(11)	Тээльское	264, 313
II-3-14	Железо, редкие земли	П(11)	Северо-Чозский участок	264, 313
II-3-15	Железо, редкие земли, уран	П(11)	Южно-Чозский участок	264, 313
II-3-16	Железо, редкие земли	П(11)	Торгалыкское	264, 313
II-3-17	Марганец, свинец	П	Торгалыкское	32
II-3-18	Кобальт, никель	ПМ	Медная горка	32
II-3-19	ПГМ	ММ(7)/3	Ораш	311
II-3-20	Свинец	П	Нижнеулатайское	264
II-3-21	Уран	П	Нижнеулатайское	Шор Г. М.
II-3-22	Соли	ММ(10)/3	Дус-Дагское	214, 253, 281
II-4-1	Уран	П	Южно-Элегестское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-4-2	Уголь каменный	П(7)	Онкажинское	257

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-4-3	Уран	МС/З	Онкажинское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-4-4	Уран	ММ/З	Восточно-Онкажинское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-4-5	Кобальт, медь	П(3)	Узунойское	215, 313
II-4-6	Уран	П	Лесистое	Шор Г. М.
II-4-7	Уран	П	Майское	Шор Г. М.
II-4-8	Глина для цемента	ММ(7)/З	Хову-Аксы	311
II-4-9	Известняк	МК(10)/З	Хову-Аксинское	311
II-4-10	Кобальт, никель	МК(3)/З	Хову-Аксы	189, 209, 313
II-4-11	Уголь каменный	ММ(7)/З	Актальское	257
II-4-12	Гипс	МС/З	Актальское	253, 311
II-4-13	Железо	П(2)	Среднее течение р. Улуг-Сайлыг	253
II-4-14	Уран	П	Тымен-Худурукское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-4-15	Уран	П	Ирбитейское	Кадастр месторождений и проявлений урана ССП «Березовгеология»
II-4-16	Кобальт, медь	П(3)	Карахемское	253
II-4-17	Медь	П	Подперевальное	253
II-4-18	Золото	ПМ	Акхемское	253
II-4-19	Железо	П(2)	Кара-Ташское	253
II-4-20	Золото	ПМ	Левобережье р. Ирбитей	253
II-4-21	Золото	ПМ	Верховье р. Хальчик-Холой	253

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-4-22	Золото	ПМ	Верховье р. Биче-Серлиг	253
II-4-23	Железо	П(2)	Кызыл-Саирское	253
II-4-24	Железо	П(2)	Междуречье Ирбитей—Холу	253
II-4-25	Медь, золото	П(3)	Левобережье р. Биче-Серлиг	253
II-4-26	Золото, медь	ПМ	Золото-медное	253
II-4-27	Железо	П(2)	Междуречье Серлиг—Оруг-Аттара	253
II-4-28	Медь	П(3)	Соок-Саирское	99, 103, 253
II-5-1	Свинец, цинк	ПМ	Правобережье р. Улуг-Шанган	253
II-5-2	Медь	ПМ	С-З горы Чумуртук	253
II-5-3	Кобальт, медь	ПМ	Междуречье Улуг-Шанган—Межегей	253
II-5-4	Глина кирпичная	МС(7)/З	Сосновское	311
II-5-5	Молибден, медь	ПМ	Кызыл-Эрикское	253
II-5-6	Золото	П	Хозяйственное	253
II-5-7	Золото	Р/В(12)	Россыпь Улуг-Шанган	257, 283
II-5-8	Золото	П(3)	Ургайлыгское	253, 257
II-5-9	Золото	Р(12)/В	Ургайлыгское	257, 283
II-5-10	Железо	П(2)	Верхне-Ортуадырское	253
II-5-11	Молибден, медь	ПМ	Адырское	253
II-5-12	Золото	ПМ	Дургеновское	253
II-5-13	Железо	П(2)	Дургеновское	103, 253
II-5-14	Железо	ПМ	Манайлыгское	253
II-5-15	Железо	ПМ	Верхне-Дургеновское	253
II-5-16	Золото	ПМ	Тарбаганское	253
II-6-1	Железо	П(2)	Шамбалыкское	253
II-6-2	Медь	ПМ	Правобережье р. Бурен	253
II-6-3	Железо	П(5)	Хадынское	247, 253
II-6-3	Тантал, ниобий	ПМ	Чарыг-Хемское	247

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-1-1	Медь	ПМ	Верхне-Теректыгское	253
III-1-2	Кобальт, медь	П(3)	Верхне-Талайлыкское	253, 313
III-1-3	Никель	ПМ	Узун-Хемское	253
III-1-4	Медь	ПМ	Кадыр-Орукское	253
III-1-5	Кобальт, медь	П(3)	Верхне-Тумзейское	253
III-1-6	Свинец, цинк	П	Колбакская группа	253
III-1-7	Медь, вольфрам	ПМ	Тумзейское	253
III-1-8	Кобальт	ПМ	Талайлыкское	253
III-1-9	Ртуть	ПМ	Эльдигхемское	253
III-1-10	Кобальт, медь	ПМ	Оначинское	253
III-1-11	Олово	П(6)	Правобережье р. Каргы	253, 257, 313
III-1-12	Медь	ПМ	Огейлигское	253
III-1-13	Гипс	П	Мугурское	201, 253, 311
III-1-14	Свинец, цинк	ПМ	Долина руч. Пюштыг-Бельдыр	253
III-1-15	Железо	ПМ	Пюштых-Бельдырское	253
III-5-1	Глина кирпичная	ММ(7)/3	Самагалтайское	311
III-5-2	Соль	П(10)	Дусхольское	253
III-5-3	Хром, ЭПГ	П(1)	Агардагское	230, 231, 252
III-5-4	Нефрит	П	Агардагское	187, 215
III-5-5	Хризотил-асбест	ПМ	Агардаг	213
III-5-6	Графит	ПМ	Ю-В оз. Шара-Нур	213
III-6-1	Хризотил-асбест	ММ(6)/3	Кускунугское	189, 313
III-6-2	Тальк	П(6)	Улорское	253
III-6-3	Молибден	П(6)	Пичи-Бельдырское	253
III-6-4	Фосфориты	ПМ	Долина р. Териге	253
III-6-5	Хром, ЭПГ	П(1)	Улорское	231
III-6-6	Известняк	МК(10)/3	Самагалтайское	ГКМиП ПИ СССР № 203, 1984
III-6-7	Железо	П(5)	Арысканское	103, 253, 313
III-6-8	Железо	П(5)	Мугурское	103, 253, 313

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта, промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-6-9	Железо	П(5)	Кескелигское	103, 253, 313
III-6-10	Железо	П(5)	Моренское	103, 253, 313
III-6-11	Пегматиты керамические	П(4)	Моренское	8, 253
III-6-12	Графит	П	Суратское	253
III-6-13	Фосфориты	П	Правый борт р. Эрзин	253
III-6-14	Алюминий	П(1)	Нарынский массив	253
III-6-15	Исландский шпат	П(3)	Адырбудское	253, 255

Принятые сокращения. *Месторождения:* МК — крупное, МС — среднее, ММ — малое, Р — россыпное. *Генетические типы:* 1 — магматический, 2 — скарновый, 3 — гидротермальный, 4 — пегматитовый, 5 — метаморфогенный, 6 — гидротермально-метасоматический, 7 — осадочный, 8 — осадочно-метаморфогенный, 9 — вулканогенно-осадочный, 10 – осадочно-хемогенный, 11 — карбонатитовый, 12 — осадочно-механический. *Подземные воды:* С — скважины. *Промышленная освоенность месторождений:* Э — эксплуатируемые, З — законсервированные, В — выработанные.

Ресурсный потенциал территории листа М-46 по основным видам минерального сырья

Индекс и название минерагенических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Учтенные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые авторами по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3
Верхне-Енисейская субпровинция										
1 САНГИЛЕНСКАЯ МЗ*										
1.1 Эрзинский железорудный район	Железо (руда), млн т								180	
2 ЮЖНО-ТУВИНСКАЯ МЗ										
2.01 Агардагский ПРУ	Хромит (руда), млн т / ЭПГ, т								7 / –	14 / 21
2.02 Улорский ПРУ										10 / –
3 ТАННУОЛЬСКО-УЛУГОЙСКАЯ МЗ										
3.1 Ондумско-Улугойский РР 3.1.1 Кызыл-Таштыгский РУ	Цинк / свинец / медь, тыс. т								220 / 11 / 677	150 / 22 / 75
3.2 Тапса-Каахемский ЗРРР 3.2.1 Тарданский ЗРРУ	Золото к.** / золото р., т				6 / –		50 / –	15 / 1	15 / 1,5	120 / 2
					6 / –			15 / –	15 / –	70 / –

3.3 Деспенский РР	Золото к. / золото р., т							1,5	2,5	13 / 4
Западно-Саянская субпровинция										
4 КАБАНСУГСКО-БОРУССКАЯ МЗ										
5 ХЕМЧИКСКО-КУРТУШИБИНСКАЯ МЗ										
5.1 Усинский ЗРРР	Золото к. / золото р., т							5,4 / 0,1	– / 0,4	10 / 2
5.1.1 Эйлигхемский ЗРРУ								5,4 / 0,1	– / 0,4	10 / 2
5.2 Алдын-Ишкинский ЗРРР	Золото к. / золото р., т								40 / 0,5	20 / 1
5.2.1 Алдын-Маадырский ПЗРРУ									40 / 0,5	– / 1
5.3 Акдовуракская РЗ	Хризотил-асбест, млн т	1,2		1,2	1,2		1,2	1,2		0,7
6 КАНТЕГИРСКАЯ МЗ										
6.0.1 Карбайский ПРУ	Железо (руда), млн т		100			100			100	
7 ЦЕНТРАЛЬНО-ТУВИНСКАЯ МЗ										
7.1 Усть-Уюкский урановорудный район	Уран									
7.2 Южно-Тувинский урановорудный район***	Уран							Среднее м-ние		
7.2.1 Как-Хольский урановорудный РУ	Уран							Среднее м-ние		
7.3 Дус-Дагский соленосный район	Галит, млн т							7		
7.4 Актальский угольный район	Уголь каменный, млн т	36	397		36	397		36	397	

Индекс и название минерагенических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Учтенные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые авторами по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3
Минерагенические подразделения вне минерагенических зон										
0.1 Колбакская РЗ	Медь, тыс. т								285	
0.2 Баян-Хольская РЗ	$\frac{\text{Ртуть}}{\text{кобальт}}$, тыс. т							$\frac{0,5}{1,5}$	$\frac{1}{4,4}$	18,1
0.2.1 Терлигхайский РУ	Ртуть, тыс.т							0,5	1	
0.2.2 Хову-Аксинский РУ	Кобальт, тыс. т							1,5	4,4	18,1
0.3 Чаа-Хольская РЗ	Редкие земли, тыс. т Железо (руда), млн т Кобальт, тыс. т Флюорит, млн т				426,8			500 150	2000 100 5,5 11,4	9
0.3.1 Карасугский РУ	Редкие земли, тыс. т Железо (руда), млн т Флюорит, млн. т				426,8			500 150	1000 11,4	
0.3.2 Улатайский ПРУ	Редкие земли, тыс. т Железо (руда), млн т Кобальт, тыс. т								1000 100 5,5	9
0.4 Хондергейская РЗ	$\frac{\text{Свинец}}{\text{цинк}}$, тыс. т							$\frac{169}{355}$	$\frac{153}{398}$	
0.4.1 Солчурский ПРУ								$\frac{169}{355}$	$\frac{153}{398}$	

0.5 Аянгатинская РЗ 0.5.1 Чазадырский ПРУ	Ртуть, тыс. т							1,0		
								1,0		
0.6 Каргинская РЗ 0.6.1 Кызылоюкский ПРУ	Кобальт, тыс. т									20
										20
0.7 Чаданский угольный район	Уголь каменный, млн. т									
0.8 Инитальский угольный район		602	154		602	154		602	154	
0.9 Улугхемский угольный район		6492	6745	1310	6492	6745	1310	5315	6016	1266
0.10 Онкажинский угольный район		308	187		308	187		308	187	

*Минерагенические подразделения, выделенные на Прогнозно-минерагенической карте: МЗ — минерагеническая зона, РЗ — рудная зона, РР — рудный район, ЗРРР — золоторудно-россыпной район, ЗРРУ — золоторудно-россыпной узел, ПЗРРУ — потенциальный золоторудно-россыпной узел, РУ — рудный узел, ПРУ — потенциальный рудный узел

**к — коренное золото, р. — россыпное золото

***Данные по урану см. «Зоны гипергенеза»

Зоны гипергенеза****

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Алтае-Саянская минерагеническая провинция — АС АС.1 Чазадыр-Улугхемская потенциально урановорудная зона****, в т. ч.:	Уран, тыс. т									80
АС.1.1 Улугхемский потенциально рудоносный район (U, Mo, Se)										30
АС.1(а) Усть-Уюкская перспективная площадь										
АС.1 (б) Онкажинская (Как-Хольская) перспективная площадь (U, Se, Mo)										30

Индекс и название минерагенических подразделений	Вид полезного ископаемого. Единицы измерения	Прогнозные ресурсы								
		Учтенные НТС МПР РФ по состоянию на 1.01.1998 г.			Прошедшие экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ по состоянию на 1.01.2003 г.			Предлагаемые авторами по состоянию на 1.01.2005 г.		
		P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3	P_1	P_2	P_3
АС.4 (2) Центральный (Карасугский) фрагмент Центрально-Тувинской рудоносной зоны	Уран, тыс. т									20
АС.5 (2) Центральный (Улатайский) фрагмент Южно-Тувинской рудоносной зоны	Уран, тыс. т									40
Потенциально рудоносные районы распространения никеля в корах выветривания: АС.05. Куртушибинский	Никель, тыс. т									150
АС.06. – Каахемский	Никель, тыс. т									200
АС.07. – Хемчикский, Актовракский	Никель, тыс. т									200
АС.0.10. Сангиленский потенциально фосфатоносный район	Фосфориты, млн. т									15

****Минерагенические подразделения, выделенные на Карте зоны гипергенеза и россыпей.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу М-46 — Кызыл

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезного ископаемого и тип объекта	Количество прогнозируемых объектов и их тип	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	**Черные металлы**	Железо (руда), млн т	Рудные узлы 3 Рудный район 1	P_1	150
				P_2	380
		Хромит (руда), млн т	Рудные узлы 2	P_2	7
				P_3	24
	Цветные металлы	Кобальт, тыс. т	Рудные узлы 3	P_1	1,5
				P_2	9,9
				P_3	37,1
		Медь, тыс. т	Рудный район 1 Рудная зона 1	P_2	962
				P_3	75
		Свинец, тыс. т	Рудный узел 1 Рудный район 1	P_1	169
				P_2	164
				P_3	22
		Цинк, тыс. т	Рудный узел 1 Рудный район 1	P_1	355
				P_2	618
				P_3	150
		Ртуть, тыс. т	Рудный узел 1	P_1	1,5
				P_2	1
		Никель в корах выветривания ультрабазитовых тел, тыс. т	Потенциально рудоносные районы 3	P_3	550

Окончание прил. 3

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезного ископаемого и тип объекта	Количество прогнозируемых объектов и их тип	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	**Благородные металлы**	Золото рудное, т	Золоторудно-россыпные районы 3 Рудный район 1	P_1	21,9
				P_2	57,5
				P_3	163
		Золото россыпное, т		P_1	1,1
				P_2	2,4
				P_3	9
		ЭПГ, т	Рудные узлы 1	P_3	21
	Радиоактивные металлы	Уран в зоне гипергенеза (с Mo, Se, P), тыс. т	Минерагеническая зона 1	P_3	80
		Уран в корах выветривания эндогенных объектов (с Fe, fb, P, TR), тыс. т	Фрагменты рудоносных зон 3	P_3	60
	Редкоземельные элементы	Элементы цериевой группы, тыс. т	Рудные узлы 2	P_1	500
				P_2	2000
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ	**Химическое сырье**	Флюорит, млн т	Рудный узел 1	P_2	11,4
	Горнотехническое сырье	Хризотил-асбест, млн т	Рудная зона 1	P_1	1,2
				P_3	0,7
	Соли	Галит, млн т	Соленосный район 1	P_1	7
	Минеральные удобрения	Фосфориты в зоне гипергенеза, млн т	Потенциально рудоносный район 1	P_3	15
ГОРЮЧИЕ	**Твердые горючие ископаемые**	Уголь каменный, млн т	Угольный район 5	P_1	6861
				P_2	6787
				P_3	1266

Сводные данные по результатам оперативной авторской оценки перспектив и ресурсов минерального сырья

Виды полезных ископаемых и категории прогнозных ресурсов	Оценка перспектив и ресурсов (прошедших экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ) по категориям на начало работ	Оценка перспектив и ресурсов по категориям по результатам проведенных работ	Изменение оценки ресурсного потенциала по результатам работ (±)
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ **Уголь**			
P_1 (каменный уголь), млн т	7762	6861	**-901**
P_2 (каменный уголь), млн т	7483	6787	**-696**
P_3 (каменный уголь), млн т	1310	1266	**-44**
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ **Черные металлы**			
P_1 (железо, руда), млн т	0	150	**+150**
P_2 (железо, руда), млн т	100	380	**+280**
P_2 (хром, руда), млн т		7	**+7**
P_3 (хром, руда), млн т		24	**+24**
Цветные металлы			
P_2 (медь), тыс. т		962	**+962**
P_3 (медь), тыс. т		75	**+75**
P_1 (свинец), тыс. т		169	**+169**
P_2 (свинец), тыс. т		164	**+164**
P_3 (свинец), тыс. т		22	**+22**
P_1 (цинк), тыс. т		355	**+355**
P_2 (цинк), тыс. т		618	**+618**
P_3 (цинк), тыс. т		150	**+150**
P_1 (кобальт), тыс. т		1,5	**+1,5**
P_2 (кобальт), тыс. т		9,9	**+9,9**
P_3 (кобальт), тыс. т		37,1	**+37,1**
P_3 (никель в корах выветр.), тыс т		550	**+550**
P_1 (ртуть), тыс. т		1,5	**+1,5**
P_2 (ртуть), тыс. т		1	**+1**

Виды полезных ископаемых и категории прогнозных ресурсов	Оценка перспектив и ресурсов (прошедших экспертизу отраслевых НИИ МПР РФ) по категориям на начало работ	Оценка перспектив и ресурсов по категориям по результатам проведенных работ	Изменение оценки ресурсного потенциала по результатам работ (±)
Редкоземельные элементы			
P_1 (р/з эл-ты цериевой гр.), тыс. т	426,8	500	**+73,2**
P_2 (р/з эл-ты цериевой гр.), тыс. т		2000	**+2000**
Благородные металлы			
P_1 (рудное золото), т	6	21,9	**+15,9**
P_2 (рудное золото), т		57,5	**+57,5**
P_3 (рудное золото), т	50	163	**+113**
P_1 (золото россыпное), т		1,1	**+1,1**
P_2 (золото россыпное), т		2,4	**+2,4**
P_3 (золото россыпное), т		9	**+9**
P_3 (ЭПГ), т		21	**+21**
Радиоактивные элементы			
P_3 (уран), тыс. т		140	**+140**
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ **Химическое сырье**			
P_2 (флюорит), млн т		11,4	**+11,4**
Горнотехническое сырье			
P_1 (хризотил-асбест), млн т	1,2	1,2	**0**
P_3 (хризотил-асбест), млн т	1,2	0,7	**–0,5**
Минеральные удобрения			
P_3 (фосфориты), млн т		15	**+15**
СОЛИ			
P_1 (галит), млн т		7	**+7**

Таблица прогнозных ресурсов впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты листа М-46 прогнозируемых объектов по основным видам минерального сырья

№ п/п	Наименование объекта и вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам проведенных работ (±)	Рекомендации по дальнейшим работам. Характер оруденения
		На начало работ — учтенные НТС МПР РФ и прошедшие экспертизу отраслевых НИИ по состоянию на 1.01.2003 г.	По результатам проведенных работ		
1	**Тапса-Каахемскай ЗРРР**				ГДП на листе М-46-VI (Сарыг-Сеп) на площади 5134 км^2, включая Тарданский золоторудный узел (60 × 10 км) Тапса-Каахемского ЗРРР, с оценкой на рудное и россыпное золото. Оруденение ранее относилось к золото-скарновой формации. В настоящее время установлено, что месторождение Тардан является полигенным (оруденение золото-скарновой и наложенной на нее золото-березитовой формаций). Это расширяет его перспективы за счет увеличения размеров известных рудных тел и площади рудного поля. Содержание золота в рудах от 2 до 160 г/т, в среднем по месторождению Тардан — 10 г/т. Имеются перспективы обнаружения колчеданно-полиметаллических объектов кызылташтыгского типа, связанных с субвулканическими образованиями туматтайгинской свиты
	P_1 (золото рудное), т	**6**	**15**	**+9**	
	P_2 (золото рудное), т		**15**	**+15**	
	P_3 (золото рудное), т	**50**	**120**	**+70**	
	P_1 (золото россыпное), т		**1**	**+1**	
	P_2 (золото россыпное), т		**1,5**	**+1,5**	
	P_3 (золото россыпное), т		**2**	**+2**	
	в т.ч. Тарданский РУ				
	P_1 (золото рудное), т	6	15	+9	
	P_2 (золото рудное), т		15	+15	
	P_3 (золото рудное), т		70	+70	

№ п/п	Наименование объекта и вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам проведенных работ (±)	Рекомендации по дальнейшим работам. Характер оруденения
		На начало работ — учтенные НТС МПР РФ и прошедшие экспертизу отраслевых НИИ по состоянию на 1.01.2003 г.	По результатам проведенных работ		
2	**Алдын-Ишкинский ЗРРР**				Рекомендуются прогнозно-поисковые работы на площади 900 км^{2}с перспективой на выявление крупных золоторудных объектов золото-кварцевой и золото-кварц-березитовой формаций. Оруденение представлено кварцевыми жилами и линейными зонами метасоматитов по типу березитов. В Алдын-Маадырском рудном узле на двух участках в березитизированных породах выявлены содержания золота от 0,8 до 27,0 г/т
	P_2 (золото рудное), т		**40**	**+40**	
	P_3 (золото рудное), т		**20**	**+20**	
	P_2 (золото россыпное), т		**0,5**	**+0,5**	
	P_3 (золото россыпное), т		**1**	**+1**	
	в т. ч. Алдын-Маадырский ПЗРРУ				
	P_2 (золото рудное), т		40	+40	
	P_2 (золото россыпное), т		0,5	+0,5	
	P_3 (золото россыпное), т		1	+1	
3	Южно-Тувинская МЗ, **Агардагский ПРУ**				Прогнозно-поисковые работы на хромиты и попутно на платиноиды в пределах Южно-Тувинской МЗ на площади 700 км^2, включая Агардагский ПРУ, с использованием горных и буровых работ, наземных геофизических исследованиий, бороздового и кернового опробования.
	P_2 (хромит, руда), млн т		**7**	**+7**	
	P_3 (хромит, руда), млн т		**14**	**+14**	

3	P_3 (элементы платиновой группы), т		**21**	**+21**	Оруденение связано с дунитовой составляющей массивов Южно-Тувинского гипербазитового пояса. Среднее содержание Cr_2O_3 в руде — 38 %. Кроме того, можно ожидать проявлений золота золото-лиственитовой формации
	Южно-Тувинская МЗ, Улорский ПРУ				
	P_3 (хромит, руда), млн т		**10**	**+10**	
4	**Дус-Дагский соленосный район**				
	P_1 (галит), млн т		**7**	**+7**	
5	Чаа-Хольская РЗ, **Карасугский РУ**				ГДП-200 площади листа М-46-IX (Хандагайты) (4610 км^2) в пределах Западно-Саянской минерагенической субпровинции, включая Карасугский РУ и Улатайский ПРУ. Комплекскное оруденение железо(сидерит)-барит-флюорит-уран-редкоземельной формации связано с карбонатитовым комплексом, приуроченным к зонам мезозойской активизации. В пределах площади группа месторождений и проявлений с крупным прогнозными ресурсами редких земель цериевой группы, флюорита, барита и урана.
	P_1 (редкие земли), тыс. т	**426,8**	**500**	**+73,2**	
	P_2 (редкие земли), тыс. т		**1000**	**+1000**	
	P_1 (железо, руда), млн т		**150**	**+150**	
	P_2 (флюорит), млн т		11,4	+11,4	
	Чаа-Хольская РЗ, **Улатайский ПРУ**				
	P_2 (редкие земли), тыс. т		**1000**	**+1000**	
	P_2 (железо, руда), млн т		**100**	**+100**	
	P_2 (кобальт), тыс. т		**5,5**	**+5,5**	
	P_3 (кобальт), тыс. т		**9**	**+9**	
6	**Колбакская РЗ**				
	P_2 (медь), тыс. т		**285**	**+285**	

№ п/п	Наименование объекта и вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам проведенных работ (±)	Рекомендации по дальнейшим работам. Характер оруденения
		На начало работ — учтенные НТС МПР РФ и прошедшие экспертизу отраслевых НИИ по состоянию на 1.01.2003 г.	По результатам проведенных работ		
7	Баянхольская РЗ, **Терлигхайский РУ**				
	P_1 (ртуть), тыс. т		**0,5**	**+0,5**	
	P_2 (ртуть), тыс. т		**1**	**+1**	
8	Баянхольская РЗ, **Хову-Аксинский РУ**				
	P_1 (кобальт), тыс. т		**1,5**	**+1,5**	
	P_2 (кобальт), тыс. т		**4,4**	**+4,4**	
	P_3 (кобальт), тыс. т		**18,1**	**+18,1**	
9	Хондергейская РЗ, **Солчурский ПРУ**				
	P_1 (свинец), тыс. т		**169**	**+169**	
	P_2 (свинец), тыс. т		**153**	**+153**	
	P_1 (цинк), тыс. т		**355**	**+355**	
	P_2 (цинк), тыс. т		**398**	**+398**	

10	Аянгатинская РЗ, **Чазадырский ПРУ**				
	P_1 (ртуть), тыс. т		**1,0**	**+1,0**	
11	Каргинская РЗ, **Кызылоюкский ПРУ**				
	P_3 (кобальт), тыс. т		**20**	**+20**	
12	**Улугхемский угольный бассейн**				Проведение ГДП-200 по листу М-46-V (Кызыл), в связи с проектированием железной дороги, для составления многоцелевой современной геологической карты Улугхемского угленосного бассейна с составлением карты угленосности бассейна на площади 5134 км^2, как основы для планирования поисково-оценочных и разведочных работ с проведением экологических и природоохранных мероприятий. Работы могут быть выполнены с минимальными объемами полевых работ. Максимальная угленосность установлена в отложениях эрбекской свиты юры, пласт «Улуг» мощностью 2,0–19,0 м. Суммарная мощность пластов и пропластков составляет 6–26 м, коэффициент общей угленосности — 1,3–5,4%, рабочей — 0,6–4,1%. Уголь коксующийся
	P_1 (уголь каменный), млн т	**6492**	**5315**	**–1177**	
	P_2 (уголь каменный), млн т	**6745**	**6016**	**–729**	
	P_3 (уголь каменный), млн т	**1310**	**1266**	**–44**	
13	**Онкажинский угольный район**				
	P_1 (уголь каменный), млн т		**308**	**+308**	
	P_2 (уголь каменный), млн т		**185**	**+185**	
14	Эрзинский железорудный район				Железистые кварциты в мугурской свите
	P_2 (железо, руда), млн т		**180**	**+180**	

№ п/п	Наименование объекта и вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам проведенных работ (±)	Рекомендации по дальнейшим работам. Характер оруденения
		На начало работ — учтенные НТС МПР РФ и прошедшие экспертизу отраслевых НИИ по состоянию на 1.01.2003 г.	По результатам проведенных работ		
Зоны гипергенеза					
15	**Чезадыр-Улугхемская потенциально урановорудная зона (U, MO, Se)**				Поисково-оценочные работы масштаба 1: 50 000 и крупнее, с бурением. Площадь 22500 км^2. Тип оруденения гидрогенный экзодиагенетический. Содержание урана 0,03–0,4 %
	P_3 (уран), тыс. т		**80**	**+80**	
	в т. ч. Онкажинская (Как-Хольская) перспективная площадь		30	+30	ГСР-50 I очереди, поисково-оценочные работы с бурением. Тип оруденения гидрогенный экзодиагенетический. Площадь 6000 км^2
	Улугхемский потенциально рудоносный район		30	+30	ГСР-50 с поисково-оценочными работами с бурением на флангах месторождений. Тип оруденения гидрогенно-диагенетический на флангах Онкажинского и Восточно-Онкажинского месторождений. Площадь 850 км^2
16	Центральный (Карасугский) фрагмент Центрально-Тувинской рудоносной зоны (Fe, P, fl, Ba, TR, U)				ГСР-50 с детальными поисками и бурением. Площадь 600 км^2. Фланги Карасугского РУ
	P_3 (уран), тыс. т		**20**	**+20**	

17	Центральный фрагмент Южно-Тувинской рудоной зоны (Fe, P, fl, Ba, TR, U), Улатайский потенциальный РУ				ГСР-50 с детальными поисками и бурением. Площадь 1200 км^2. Область широкого распространения интрузивов Карасугского типа с признаками рудоносности и рудными пересечениями
	P_3 (уран), тыс. т		**30**	**+30**	
	Потенциально рудоносные районы распространения Ni, Co, Cr, МПГ оруденения в корах выветривания:				ГСР-50 с детальными поисками и оценочным бурением перспективных зон — I очередь. В корах выветривания преимущественно линейного типа, развитых по ультрабазитам. Кларк Ni в ультрабазитах — 0,2 %, пороговый уровень месторождений — 0,6 %, средние ожидаемые содержания в рудах — 1,0–2,0 %. Площади: Куртушибинский ПРР — 3700 км^2 Каахемский ПРР — 1900 км^2 Актовракский ПРР — 2800 км^2
18	Куртушибинский ПРР				
	P_3 (никель), тыс. т		**150**	**+150**	
19	Каахемский ПРР				
	P_3 (никель), тыс. т		**200**	**+200**	
20	Актовракский ПРР				
	P_3 (никель), тыс. т		**200**	**+200**	
21	Сангиленский потенциальный фосфатоносный район (P, Mn)				Поисково-оценочные работы при ГСР-50 с заверочным бурением. Фрагмент Алтае-Саянского фосфоритоносного бассейна. Совмещен с Эрзинским железорудным районом. MZ–KZ. Площадь более 1200 км^2. Исходные карбонатные руды с P_2O_5 до 9–10 %, концентрация в корах выветривания до 30–34 %; ориентировочные содержания 8–25 %
	P_3 (фосфориты), млн т		**15**	**+15**	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. *Ю. С. Александровский* 3
СТРАТИГРАФИЯ. *Ю. С. Александровский* 7
Протерозой—нижний палеозой 7
Рифей (?) 9
Вендская система—кембрийская система, нижний отдел нерасчлененные . 13
Кембрийская система 16
Ордовикская система 22
Ордовикская система, верхний отдел—силурийская система, нижний отдел 25
Ордовикская система, верхний отдел—силурийская система 26
Силурийская система 27
Силурийская система, верхний отдел–девонская система, нижний отдел нерасчлененные 30
Девонская система 30
Каменноугольная система 36
Пермская система 40
Юрская система 40
Меловая система—палеогеновая система нерасчлененные 44
Палеогеновая система 44
Неогеновая система 47
Четвертичная система 58
МАГМАТИЗМ. *Ю. С. Александровский, Б. М. Должковой* 61
Протерозойские интрузивные образования 61
Рифейские плутонические и субвулканические образования 62
Рифей-раннекембрийские субвулканические образования 69
Раннекембрийские интрузивные образования 72
Среднекембрийские интрузивные образования 81
Ордовикские интрузивные образования 83
Девонские интрузивные и субвулканические образования 85
Мезозойские интрузивные образования 100
Пермо-триасовые интрузивные образования 100
Юрские интрузивные образования 102
Мезозойские лампрофир-долеритовые дайковые образования 105
МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. *Ю. С. Александровский* 109
Метаморфизм 109
Метасоматические образования 111
ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ 116
Тектоника. *Ю. С. Александровский* 116
Глубинное строение *В. Н. Мухин* 128
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. *Н. Н. Попова* 140

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. *Ю. С. Александровский* 145
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. *А. Н. Минаков, Г. М. Шор, В. Е. Кудрявцев* .. 151
Горючие ископаемые 151
Металлические ископаемые 156
Неметаллические ископаемые 195
Соли 207
Подземные минеральные воды и лечебные грязи 208
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. *Ю. С. Александровский* 209
Верхне-Енисейская минерагеническая субпровинция 210
Западно-Саянская каледонская минерагеническая субпровинция 215
Мезозойская минерагеническая эпоха 220
Закономерности размещения мезозойского эпитермального оруденения. *Б. А. Блюман, Е. А. Кухаренко* 226
Прогнозные подразделения и рекомендации по методике проведения поисковых работ 239
Кайнозойская минерагеническая эпоха. *Ю. С. Александровский* 251
Рудоносность зон гипергенеза и россыпей. *Г. М. Шор, Е. Е. Кудрявцев, В. Д. Алексеенко, А. В. Булычев*, *Н. М. Радюкевич* 252
Минерагеническое районирование зон гипергенеза 263
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. *Л. С. Никитина* 265
Гидрогеологическая и инженерно-геологическая изученность 265
Районирование и гидрогеологические условия 265
Водоносные комплексы 266
Подземные воды 271
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ И ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ. *Е. А. Минина, Г. М. Беляев* 278
Экзогенные ОГП 280
Эндогенные ОГП 284
Эколого-геохимическое районирование 291
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. *Ю. С. Александровский* 294
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 301
Приложение 1. Указатель месторождений, проявлений и пунктов минерализации к карте полезных ископаемых. *Б. М. Должковой* 318
Приложение 2. Ресурсный потенциал территории листа М-46 по основным видам минерального сырья 332
Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу М-46–Кызыл 337
Приложение 4. Сводные данные по результатам оперативной авторской оценки перспектив и ресурсов минерального сырья. 339
Приложение 5. Таблица прогнозных ресурсов впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты листа М-46 прогнозируемых объектов по основным видам минерального сырья 341

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 00 000 (третье поколение)
Серия Алтае-Саянская
Лист M-46 — Кызыл
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 10.12.2008. Формат 70×100/16.
Гарнитура NewtonC.
Печать офсетная. Печ. л. 22 + 8 вкл. Уч.-изд. л. 34.
Тираж 150 экз. Заказ 80474016

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153