

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Ангаро-Енисейская

Лист N-47 — Нижнеудинск

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 НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ИРКУТСКГЕОФИЗИКА»
(ФГУНПП «ИРКУТСКГЕОФИЗИКА»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Ангаро-Енисейская

Лист N-47 — Нижнеудинск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.53)

Галимова Т. Ф., Пашкова А. Г., Поваринцева С. А., Перфильев В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка.– СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с. + 14 вкл.

Обобщены материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития и полезным ископаемым южной части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Основное внимание уделено полезным ископаемым, оценены прогнозные ресурсы впервые выделенных объектов, даны рекомендации по дальнейшим работам. Геологическая карта отражает современный уровень изученности региона.

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

Табл. 9, ил. 21, список лит. 501 назв., прил. 14.

А в т о р ы

Галимова Т. Ф., Пашкова А. Г., Поваринцева С. А., Перфильев В. В., Намолова М. М., Андрющенко С. В., Денисенко Е. П., Пермяков С. А., Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Плеханов А. О.

Научные редакторы *Миронюк Е. П., Перфильев В. В., Руденко В. Е.*

Эксперты НРС *Иогансон А. К., Ларичев А. И., Тихомиров И. Н., Солдатов О. Б.*

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 14 июня 2011 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2012
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2011
- © Федеральное государственное унитарное научно-производственное геологическое предприятие «Иркутскгеофизика» (ФГУНПП «Иркутскгеофизика»), 2011
- © Коллектив авторов и редакторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-47 – Нижнеудинск с географическими координатами 52–56° с. ш. и 96–102° в. д. имеет площадь 175 142 км². В административном отношении 65,4% площади находится в Иркутской области (114 499 км²) (Тайшетский, Чунский, Братский, Нижнеудинский, Куйтунский, Зиминский, Черемховский районы); лист включает также небольшую часть территории Красноярского края – 5,7% (9924 км²), Республики Тыва – 17,35% (30 468 км²), Окинского района Республики Бурятия – 11,4% (19 996 км²), а также незначительную часть территории Монголии – 0,15% (255 км²) (рис. 1).

Орография района определяется двумя крупными структурами – Средне-Сибирским плоскогорьем и горной системой Восточного Саяна. Северная и северо-восточная части территории листа, относящиеся к Средне-Сибирскому плоскогорью, характеризуются низкогорным холмисто-увалистым пологосклонным рельефом с абс. отм. 290–990 м. Южная и юго-западная части территории листа охватывают центральную часть горной системы Восточного Саяна и Тоджинской котловины. Восточный Саян протягивается с юго-востока на северо-запад. Центральная часть его характеризуется высокогорным крутосклонным, часто альпийским типом рельефа с абс. отм. 1500–3215 м; северо-восточные отроги Восточного Саяна имеют среднегорный, полого-крутосклонный рельеф с абс. отм. 1000–1500 м. Тоджинская котловина, расположенная к юго-западу от хр. Большой Саян, представляет собой высокогорное плато, рассеченное притоками р. Бол. Енисей, и характеризуется высокогорным полого- и крутосклонным рельефом с абс. отм. 1500–2000 м с относительными превышениями водоразделов над долинами до 500 м.

Климат района резко континентальный. Средняя температура января в низкогорной части территории –20 °С, в горах –25 °С. Средняя температура июля +18 °С в низкогорье и +15 °С в горах. Основное количество осадков приходится на июнь–август.

Гидрография района определяется горной системой Восточного Саяна, являющейся водоразделом между р. Ангара и верховьями р. Енисей. Северо-восточные склоны Восточного Саяна дренируются притоками р. Ангара: Бирюса, Уда, Ия, Ока, Бол. Белая, Урик и др. Юго-восточные склоны Восточного Саяна и Тоджинскую котловину дренируют реки бассейна р. Бол. Енисей.

Территория листа N-47 относится к горно-таежной местности и на 70% покрыта смешанным лесом средней густоты (сосна, лиственница, ель, кедр,

береза, осина), 10% территории занято сельскохозяйственными угодьями (пашни, луга с мелкими березовыми и осиновыми рощами), 20% заняты безлесными пространствами, расположенными выше границы леса (1700 м и выше).

Основные транспортные пути сосредоточены в северо-восточной и северной частях территории. Здесь проходит Транссибирская железнодорожная магистраль (~500 км) с веткой от г. Тайшет на г. Абакан (~200 км). Вдоль Транссибирской магистрали идет федеральная автомагистраль М-53 (отрезок Красноярск–Иркутск). Автомагистраль Тулун – Братск (~200 км) находится на северо-востоке территории листа. Здесь же сосредоточена основная масса грунтовых дорог и дорог с гравийным покрытием. Южная и юго-западная горные части территории характеризуются полным отсутствием автодорог, имеются редкие автозимники, выючные тропы.

Население сосредоточено главным образом вдоль железных дорог и автомагистралей. Здесь расположены города Тулун, Нижнеудинск, Тайшет, крупные населенные пункты Куйтун, Алзамай, Бирюсинск с основными промышленными предприятиями. Это Азейский, Тулунский, Мугунский угольные разрезы, стекольные и гидролизные заводы в г. Тулун, вагоноремонтный завод в г. Нижнеудинск, лесозаготовительные и лесоперерабатывающие предприятия в г. Алзамай, гидролизный завод в г. Бирюсинск и строящийся алюминиевый завод в г. Тайшет. Население поселков и деревень занято в сельском хозяйстве и лесозаготовках.

В южной высокогорной части территории население малочисленно и занято животноводством и охотой. Промышленные предприятия здесь отсутствуют, имеются артели, занимающиеся добычей россыпного золота, нефрита.

Первые документальные сведения по геологическому строению территории листа N-47 датируются концом XVIII (П. С. Паллас, И. Т. Георги, Сиверсо) и второй половиной XIX веков (П. Н. Кропоткин, А. Л. Чекановский, И. Д. Черский, В. А. Обручев). Работы носили рекогносцировочный характер.

С последующим этапом (1920–1950 гг.) связано начало (1923 г.) целенаправленных исследований платформенных отложений Иркутского угленосного бассейна, с геологической съемкой масштаба 1 : 42 000, выполненной М. К. Коровиным, Ю. А. Жемчужниковым, Ф. Ф. Оттенком. В 1955 г. Ю. П. Деевым и М. И. Иваньшиной составлена первая углепромышленная карта Иркутского угленосного бассейна. В Алтае-Саянской области также в эти годы проводились поиски на золото, слюду, бокситы.

В период 1927–1942 гг. осуществлялись поисковые работы, составлены геологические карты бассейнов рек Бол. Бирюса, Гутара, Уда (Хайлама, Монкрес, Индерма, Арой) [В. Г. Голубев, В. С. Дубовский, И. А. Молчанов, С. П. Коноплев, О. П. Алексеева, И. К. Ильина].

Период планомерного геологического изучения территории (1960–1990 гг.) (рис. 2) можно разбить на несколько этапов. В 1959–1973 гг. территория листа была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000. В 1961 г. О. П. Алексеевой (ред. Т. Н. Спижарский) составлена Государственная геологическая карта листа N-47 масштаба 1 : 1 000 000



Масштаб 1 : 2 500 000

Границы суверенных государств
 А – Российская Федерация
 Б – Республика Монголия

Границы субъектов Российской Федерации
 I – Иркутская область
 II – Красноярский край
 III – Республика Тыва
 IV – Республика Бурятия

Границы административных районов субъектов Российской Федерации

Районы Иркутской области

- 1 – Тайшетский
- 2 – Чунский
- 3 – Братский
- 4 – Нижнеудинский
- 5 – Тулунский
- 6 – Куйтунский
- 7 – Зиминский
- 8 – Заларинский
- 9 – Черемховский

Районы Красноярского края

- ① Нижнеингашский
- ② Иланский
- ③ Ирбейский
- ④ Курагинский

Районы Республики Тыва

- 1) Тоджинский
- 2) Каа-Хемский

Республика Бурятия (Окинский район)

Рис. 1. Схема административно-территориального деления листа N-47

первого поколения. Карта полезных ископаемых и объяснительная записка к ней (N-47) составлены Л. М. Шерешковой (1964 г.). С конца 50-х годов начались геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками, покрывшие около 2/3 территории листа. С использованием материалов ГС-200 в 1977 г. составлена и издана (в неполном комплекте) Госгеолкарта N-46(47) (Абакан) масштаба 1:1 000 000 под редакцией Ю. М. Владимирского (объяснительная записка и карта полезных ископаемых отсутствуют).

В 1960–1970-х годах силами экспедиций и НИИ проводились тематические работы по изучению метаморфических, магматических образований, тектоники, биостратиграфии. Последние нашли отражение в «Решениях Межведомственного стратиграфического комитета» 1981, 1983, 1989 гг.

К началу 90-х годов завершены геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 – полистные съемки, групповые, ГДП-50, результатом которых явилось открытие месторождений редких металлов (Вишняковское, Зашихинское), золота (Зун-Холба, Зэген-Гол), каменного угля (Ишидейское), меди (Аксугское), фосфоритов (Харанурское), проявления различных видов минерального сырья. Это послужило основанием для постановки работ последующих стадий – поисковых, поисково-оценочных и др. При ГСР-50 уделялось внимание датировкам структурно-вещественных комплексов, что легло в основу серийных легенд.

В 1986 г. издана Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа N-48(47) – Иркутск (под ред. А. Л. Додина), сопровождаемая неполной объяснительной запиской (стратиграфия, магматизм).

В 1960–1980 гг. проводятся активные поиски углеводородного сырья в пределах платформенного чехла с помощью сети опорных, параметрических, структурно-поисковых глубоких скважин и профилей колонкового бурения, проводимых ВСГУ «Нефтегеология».

Начиная с 90-х годов происходит сокращение геологоразведочных, геологосъемочных и поисковых работ. С 1994 по 2009 г. проводилось геологическое доизучение масштаба 1:200 000 на листах N-47-II, VIII, IX, XV, XIX, XXIII, XXIX с составлением Государственных геологических карт, из которых к настоящему времени изданы ГК листов N-47-VIII, N-47-IX, N-47-XIX.

В 2000 г. издана Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 второго поколения листов N-46(47) – Абакан [В.В. Беззубцев] в полном комплекте.

На территории листа имеются утвержденные НРС ВСЕГЕИ в конце 90-х годов легенды для Геолкарт-200 Ангарской и Восточно-Саянской серий листов, утверждена Ангаро-Енисейская легенда для ГК-1000/3 (2002 г.).

На большей части территории проведены гидрогеологическая съемка масштаба 1:200 000, выполнены работы по оценке подземных вод, пригодных для водоснабжения, лечебных целей, а также источников для получения минерального сырья (бром, калий и др.).

Планомерные геохимические работы на территории листа N-47 – Нижнеудинск начались с проведения Государственного картирования масштаба 1:200 000. Имеющиеся в отчетах сведения о результатах поисков по

потокам и вторичным ореолам рассеяния имеют разную степень информативности в зависимости от круга анализируемых элементов (от 6 до 33). На стадии ГСР и ГДП-50 с конца 1950-х до конца 1980-х главным методом геохимических поисков был, как правило, метод поисков по потокам и вторичным ореолам рассеяния, дополняемый кустовым и шлихогеохимическим опробованием, опробованием по первичным ореолам, гидрохимическим опробованием водоисточников. Кроме того, литохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния покрывались рудные поля и площади геофизических аномалий. Вся территория листа N-47 покрыта гидрогеологическими и инженерно-геологическими работами с гидрогеохимическим изучением поверхностных и подземных вод.

В начале 90-х годов геохимические методы стали широко применяться при эколого-геохимических оценках различных ландшафтов. В 1970–1980-х годах материал геохимических проб анализировался в лабораториях Мегетской и Нижнеудинской экспедиций ПГО «Иркутскгеология» полуколичественным спектральным анализом на спектрографах старых модификаций, поэтому содержания большинства элементов оказались за порогом чувствительности анализа. Обработка результатов площадных геохимических поисков на ЭВМ по программе АСОГИМП осуществлялась начиная с конца 70-х годов.

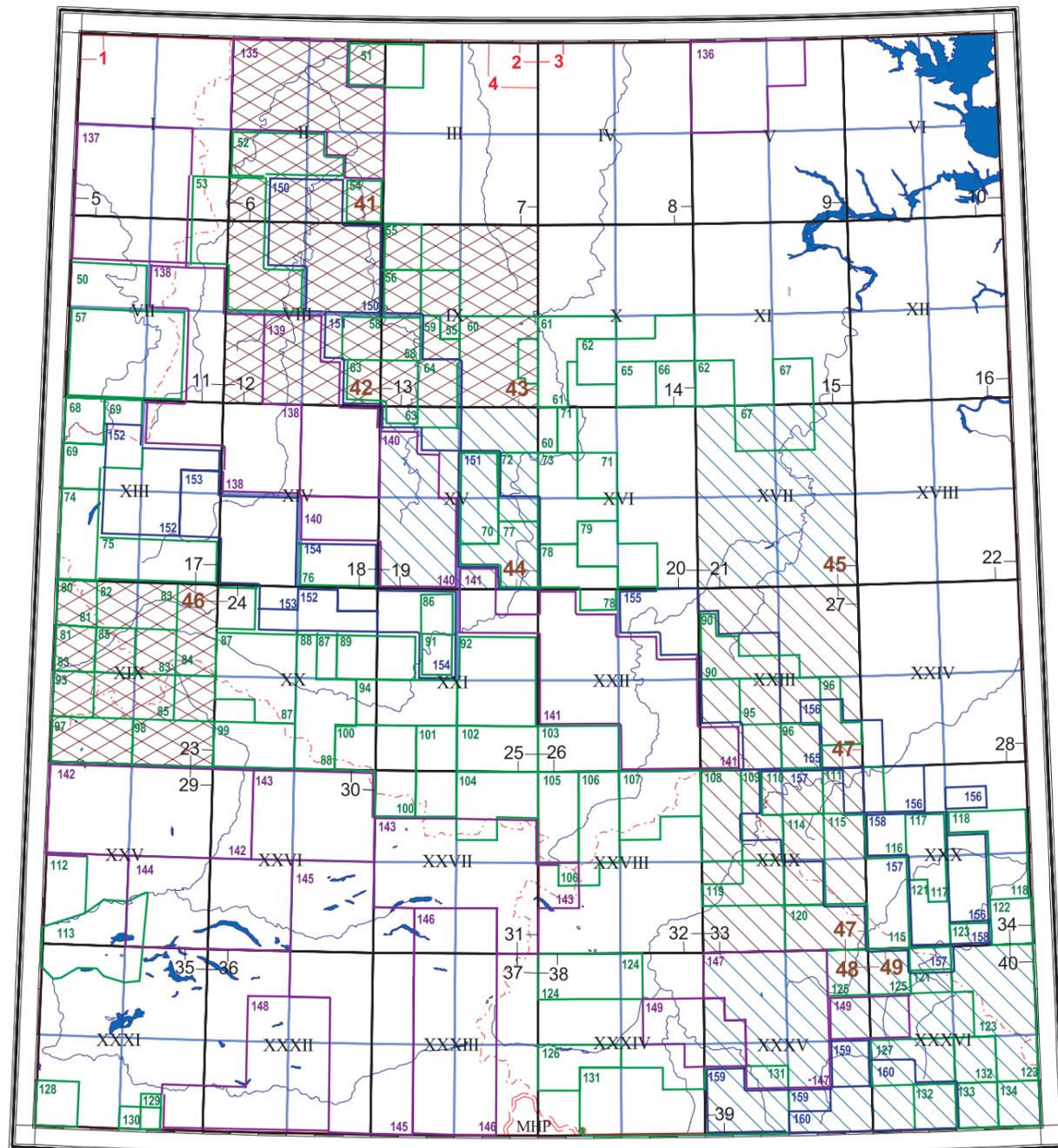
Проведение ГС-50 сопровождалось площадными радиометрическими наблюдениями.

Планомерное аэрогеофизическое исследование территории методом аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000 было начато в 1954 г. и окончено в 1960 г. В 70-х годах начаты высокоточные комплексные аэромагнитные и аэрогаммаспектрометрические съемки. В общей сложности этими работами охвачено около 25% территории листа. Вся площадь листа покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 (1977–1990 гг.). В эти же годы начинается интенсивное использование глубинных геофизических методов: сейсморазведочных (ГСЗ, ТСЗ, КМПВ, МОВЗ) (рис. 3) и электроразведочных (МТЗ, МТП, ЗС, ТТ, ВЭЗ) в профильном и площадном вариантах – для изучения платформенного чехла в связи с поисками углеводородов. В 80–90-х годах в ВСНИИГГиМС проведены обобщения результатов электроразведочных работ, составлены карты повышенной пористости и улучшенных коллекторских свойств пород. По северной (платформенной) части территории листа проходит трансрегиональный сейсмический профиль (МГСР) Рубцовск–Татарский залив «Базальт», выполненный согласно Программе глубинного изучения земной коры территории России и сопредельных территорий.

В 1988, 1998 гг. проводились оценка и утверждение прогнозных ресурсов минерального сырья Иркутской области. Ежегодно, начиная с 2000 г. составляются отчетные балансы запасов полезных ископаемых по всем видам минерального сырья.

Накопленная к настоящему времени информация, установленная перспективность территории в отношении полезных ископаемых, послужили основанием для постановки работ по составлению ГК-1000/3 листа N-47.

Список работ, показанных на схеме геологической изученности



Масштаб 1:2 500 000

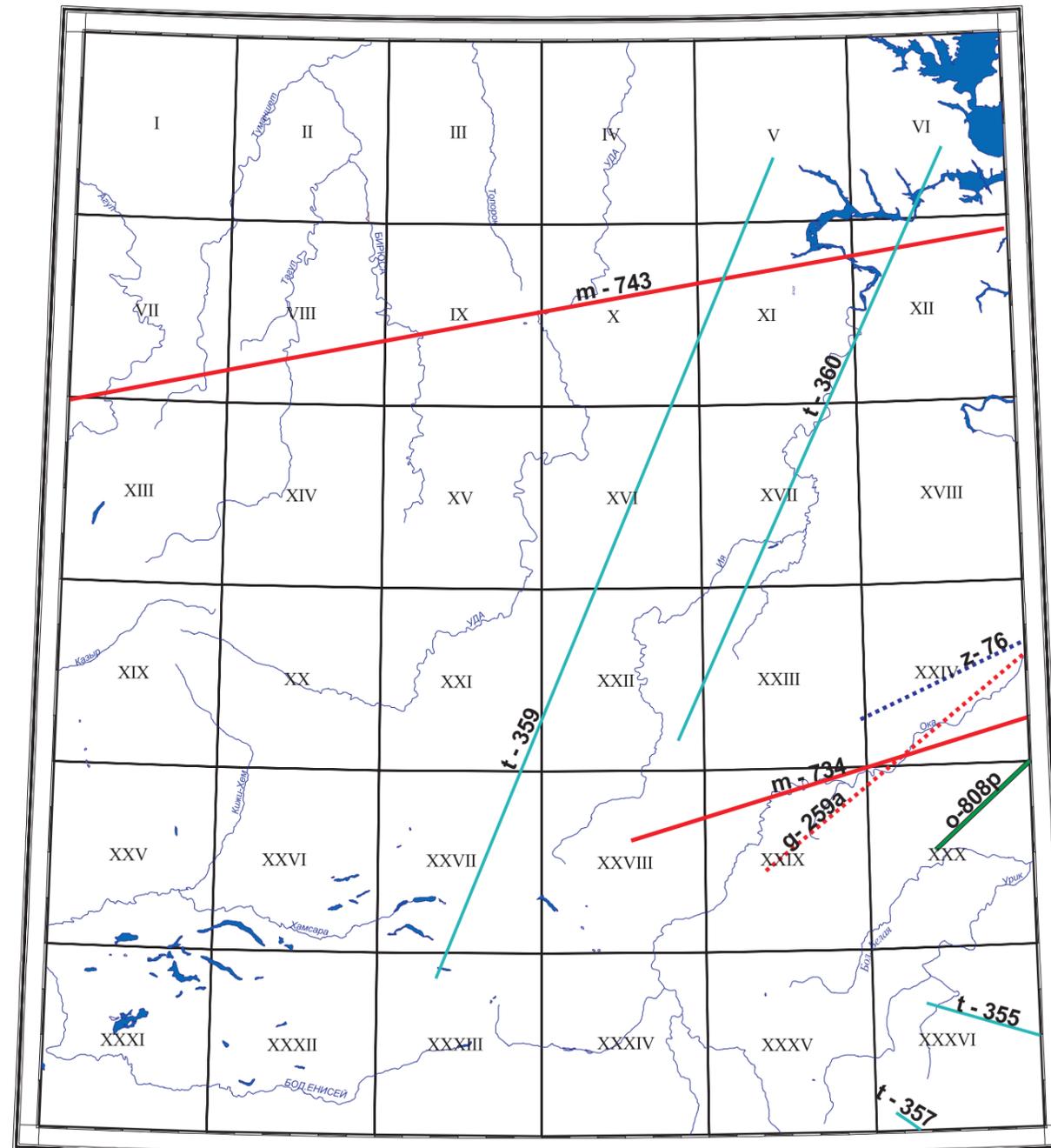
Контурные площади геологосъемочных и составительских работ, их номера на схеме:

- 1,2 Геологическое картирование масштаба 1:1 000 000 (ГК-1000/1,2,3)
- 3 Геологическое картирование масштаба 1:200 000 (ГК-200/1)
- 42 Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 (ГК-200/2), в т. ч.:
 - а) а) изданные листы
 - б) б) листы с завершенным циклом работ (подготовленные к изданию)
 - в) в) листы с незавершенным циклом работ
- 68 Полстная геологическая съемка масштаба 1:50 000
- 142 Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000
- 152 Геологическое доизучение ранее заснятых площадей в масштабе 1:50 000

- Границы субъектов федерации
- Государственная граница РФ

Рис. 2. Схема геологической изученности

№ контура на схеме	Автор, год завершения	№ контура на схеме	Автор, год завершения	№ контура на схеме	Автор, год завершения
Госгеолкарты - 1000		<i>(продолжение)</i>		<i>(продолжение)</i>	
1	Т.Н. Спижарский, 1963 (ГК-1000/1)	58	Г.А. Белозеров, 1962	116	А.Я. Колтун, 1961
2	Ю.М. Владимирский, 1977 (ГК-1000/2)	59	Ю.В. Шемякин, 1965	117	А.М. Скарюкин, 1963
3	А.Л. Додин, 1986 (ГК-1000 /новая серия)	60	А.П. Рихванов, 1964	118	Н.З. Бошерницан, 1966
4	В.В. Беззубцев, 2000 (ГК-1000/новая серия)	61	М.А. Кулаков, 1968	119	В.А. Ананьин, 1965
Госгеолкарты - 200 (ГК-200 /1)		62	О.Г. Терлецкий, 1964	120	Ю.П. Зашихин, 1967
5	Е.М. Врублевич, 1966	63	И.В. Труханов, 1968	121	В.А. Дудкинский, 1960
6	В.Т. Комаревский, 1962	64	В.В. Бурович, 1968	122	В.В. Баранов, 1966
7	А.Л. Калиновский, 1968	65	Р.Ю. Андреев, 1961	123	Е.Л. Емельянов, 1964
8	А.Л. Калиновский, 1962	66	А.И. Скрипин, 1961	124	А.И. Грачев, 1969
9	В.К. Жданов, 1961	67	А.Ф. Китайник, 1963	125	В.И. Серебрянников, 1967
10	Ю.П. Шишкин, 1964	68	В.Г. Зенько, 1967	126	Э.Ф. Ставский, 1970
11	В.М. Доценко, 1970	69	В.П. Петров, 1972	127	Ю.А. Алексеев, 1966
12	А.Н. Рассказчиков, 1959	70	З.М. Эдельман, 1965	128	Н.С. Бухаров, 1964
13	Н.В. Суханова, 1959	71	Б.Л. Шурьгин, 1961	129	В.В. Зайков, 1971
14	А.И. Скрипин, 1969	72	Л.Я. Крымова, 1966	130	В.В. Зайков, 1972
15	В.К. Жданов, 1967	73	В.П. Петров, 1968	131	Ф.К. Волоколаков, 1956
16	Б.И. Ерошов, 1966	74	Н.И. Корвин, 1978	132	А.Н. Артемьев, 1958
17	А.Н. Рассказчиков, 1965	75	В.В. Федотов, 1987	133	Ю.Ф. Ефремов, 1962
18	А.Н. Рассказчиков, 1965	76	В.И. Лифшиц, 1967	134	Э.Ф. Ставский, 1973
19	П.В. Дубин, 1959	77	В.М. Демченко, 1962	Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000	
20	В.И. Шеметов, 1964	78	М.Г. Решетник, 1964	135	Ю.Л. Макеев, 1985
21	М.М. Иваньшина, 1958	79	А.М. Скарюкин, 1968	136	В.А. Козулин, 1987
22	М.М. Иваньшина, 1959	80	Н.Н. Стамборовский, 1970	137	А.Н. Смагин, 1988
23	Н.Н. Стамборовский, 1970	81	М.А. Казанцев, 1971	138	Л.Н. Супруненко, 1977
24	Ю.П. Фомин, 1966	82	А.П. Хайдуров, 1972	139	Ю.Л. Макеев, 1982
25	В.П. Руднев, 1965	83	Н.Н. Стамборовский, 1962	140	Ю.Л. Макеев, 1979
26	А.П. Таскин, 1965	84	В.В. Федотов, 1981	141	В.Г. Окороков, 1978
27	А.В. Колесников, 1964	85	О.Н. Пятков, 1970	142	В.А. Габеев, 1980
28	М.М. Иваньшина, 1966	86	В.В. Пьянков, 1960	143	О.И. Пятков, 1978
29	Б.А. Благодрагов, 1961	87	В.В. Федотов, 1983	144	В.А. Габеев, 1986
30	Б.А. Благодрагов, 1965	88	Б.И. Эдельман, 1972	145	С.П. Демьянов, 1987
31	В.Ф. Лиховицкий, 1966	89	Г.А. Тирский, 1975	146	Ю.С. Александровский, 1982
32	В.И. Пелепягин, 1973	90	Б.П. Паланичко, 1961	147	А.И. Рогачев, 1980
33	П.В. Дубин, 1966	91	В.В. Пьянков, 1961	148	А.И. Корж, 1983
34	П.И. Шамес, 1961	92	Н.З. Бошерницан, 1972	149	А.И. Рогачев, 1984
35	Я.Д. Шенкман, 1960	93	Ю.С. Александровский, 1972	Геологическое доизучение ранее заснятых площадей в масштабе 1:50 000	
36	Я.Д. Шенкман, 1962	94	В.В. Федотов, 1979	150	В.В. Брынцев, 1981
37	Г.В. Махин, 1966	95	М.Н. Старовойтов, 1960	151	Г.К. Галимов, 1978
38	Г.К. Такайшвили, 1966	96	А.М. Штейман, 1960	152	С.А. Родченко, 1985
39	Ф.К. Волоколаков, 1962	97	Э.И. Лешаков, 1970	153	Г.К. Галимов, 1982
40	В.П. Арсеньев, 1966	98	Н.Н. Стамборовский, 1967	154	С.В. Андрущенко, 1977
Геологическое доизучение - 200 (ГК-200 /2)		99	В.А. Габеев, 1970	155	Г.К. Галимов, 1975
41	Т.Ф. Галимова, 2001	100	В.Г. Окороков, 1973	156	Т.Ф. Галимова, 1988
42	Т.Ф. Галимова, 2000	101	А.А. Дмитриев, 1971	157	А.В. Салаев, 1992
43	С.А. Пермяков, 2002	102	В.В. Артемьев, 1976	158	С.В. Андрущенко, 1989
44	С.А. Пермяков, 2002	103	Ю.Л. Макеев, 1970	159	А.М. Рогачев, 1991
45	А.В. Салаев, 2000	104	Б.И. Эдельман, 1970	160	В.Г. Скопинцев, 1995
46	В.В. Беззубцев, 2001	105	Н.З. Бошерницан, 1971		
47	В.В. Корнаков, 2010	106	В.Г. Окороков, 1970		
48	В.Г. Скопинцев, 2001 <i>(нет отчета)</i>	107	В.Ф. Данилов, 1970		
49	В.Г. Скопинцев, 2002 <i>(нет отчета)</i>	108	В.Ф. Данилов, 1973		
Полстная геологическая съемка масштаба 1:50 000		109	Н.З. Бошерницан, 1963		
50	А.Н. Смагин, 1979	110	Н.З. Бошерницан, 1960		
51	Н.А. Журавель, 1964	111	В.К. Александров, 1961		
52	С.А. Пермяков, 1968	112	Н.И. Зайцев, 1966		
53	С.В. Андрущенко, 1986	113	П.А. Никитчин, 1956		
54	В.Т. Комаревский, 1968	114	В.Г. Окороков, 1963		
55	В.Д. Номоконов, 1967	115	А.П. Таскин, 1967		
56	Г.В. Горбовской, 1964				
57	А.Н. Смагин, 1974				



Масштаб 1 : 2 500 000

Региональные геофизические профили по видам работ:

- МГСЗ** метод глубинного сейсмозондирования
- ТСЗ** точечное сейсмическое зондирование
- МОВЗ** метод отраженного волнового зондирования "Земля"
- ГСЗ** глубинное сейсмическое зондирование
- МОГТ** метод общей глубинной точки

Рис. 3. Схема сейморазведочной изученности

К началу работ (2006 г.) были подготовлены геофизическая основа (схема аномальных полей – магнитного и силы тяжести), геохимическая (ГХО) и дистанционная (ДО) основы, выполненные в опережающий этап ГУП НИИКАМ (г. Санкт-Петербург), ИМГРЭ (г. Москва). Результаты интерпретации этих материалов использованы при уточнении геологического строения, выявления нескрытых на поверхности структур и геологических объектов, представляющих минерагенический интерес, установления геохимической и минерагенической специализации геологических подразделений, дешифрирования геологических границ.

При создании ГК-1000/3 в полном объеме использованы материалы геологических съемок масштабов 1 : 200 000, 1 : 50 000, результатов поисковых и разведочных работ (305 отчетов), нефтепоискового бурения (29 скважин), тематических работ по различным проблемам геологии и минерагении региона.

Огромный вклад в изучение геологии и минерагении территории листа внесли научные исследования, выполнявшиеся в разные годы сотрудниками различных научных организаций (АН СССР и СО РАН, ВСЕГЕИ, ВИМС, ИМГРЭ, ЦНИГРИ, ВостСибНИИГТиМС, СНИИГТиМС и др.). Результаты исследований, отраженные в многочисленных публикациях, широко использовались при составлении комплекта ГК-1000/3 листа N-47.

Для решения вопросов датировок и оценки перспективных площадей выполнены полевые работы на участках Ехэ-Шигна, Георгиевка, Куркавка, Уват, Нижнеудинский, Елаш. Радиологические исследования сделаны в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), химические, спектральные и спектрозолотометрические анализы отобранных на участках проб – в Центральной лаборатории ФГУНПП «Иркутскгеофизика», Лаборатории физических и химических методов ВСНИИГТиМС (г. Иркутск).

Комплект ГК-1000/3 представлен в аналоговом виде и в цифровых моделях, выполненных согласно «Требованиям по представлению в НРС и ГБЦГИ цифровых моделей листов ГК РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения» (МПР РФ, ВСЕГЕИ, СПб, 2005 г.). Составление комплекта листа N-47 выполнено в соответствии с «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов ГТК РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение)» (Санкт-Петербург, 2009 г.).

В виде ЦМ представлены все масштабные карты и схемы. Карты и схемы выполнены в формате Shape-файлов. База первичных данных – в формате Excel. База данных по полезным ископаемым – в формате Excel и MS-ACCESS, сопровождается электронным каталогом объектов полезных ископаемых в формате Excel.

Созданная база данных охватывает обширный массив информации, способствующий решению стратегических вопросов рационального недропользования.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа N-47 участвуют стратифицированные образования различного происхождения, состава и возраста – от архея до голоцена (рис. 4). Площадь листа включает фрагменты крупных тектонических структур – Сибирской платформы (фундамента и чехла) и Алтае-Саянской складчатой области. В развитии Сибирской платформы выделяются циклы: архейский, раннепротерозойский (раннекарельский и позднекарельский этапы), рифейский (раннерифейский и средне-позднерифейский этапы), вендско-раннепалеозойский (вендско-среднекембрийский и среднекембрийско-ордовикский этапы), среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский, кайнозойский. Основные этапы развития Алтае-Саянской складчатой области – архейский, раннепротерозойский (карельский), средне-позднерифейский, вендско-среднекембрийский, среднекембрийско-ордовикский, девонский, мезозойский, кайнозойский.

АРХЕЙ

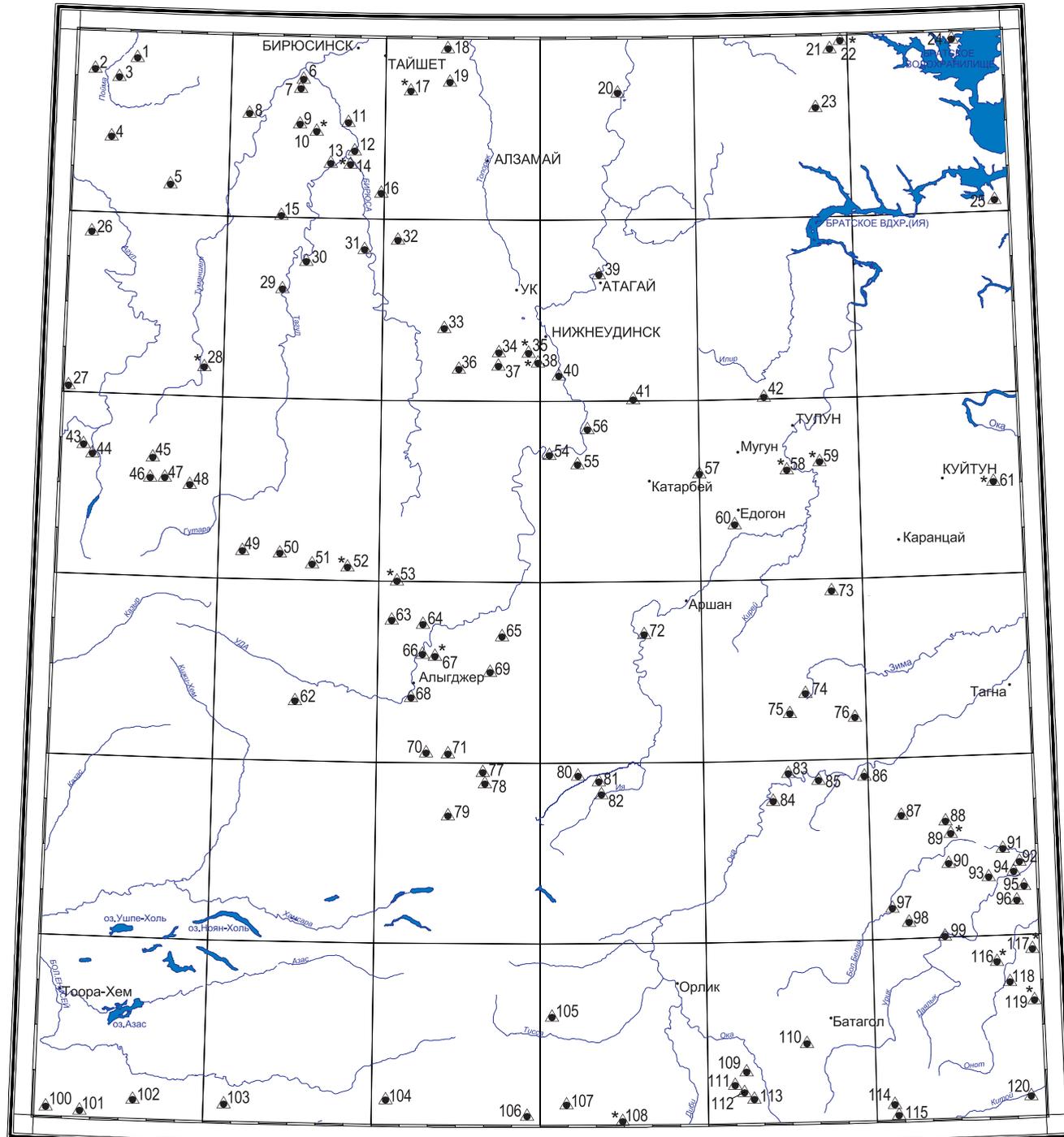
Архейские стратифицированные образования на территории листа N-47 участвуют в строении кристаллического фундамента Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.

Возраст архейских образований обосновывается положением их в разрезе и радиоизотопными датировками.

В соответствии с Ангаро-Енисейской СЛ архейские стратифицированные образования выделяются в рамках геологических районов Шарыжальского, Мангатгольского, Канского, Бирюсинского (в фундаменте платформы) и Даштыгхемского, Гарганского, Онотско-Бельского (в Алтае-Саянской складчатой области). Расчленение архейских образований проведено согласно Ангаро-Енисейской СЛ (ГК-1000/3) на нижне- и верхне-архейские.

НИЖНИЙ АРХЕЙ

В фундаменте Сибирской платформы нижний архей представлен хайламинской толщей, булунской серией и мангатгольской толщей. В Алтае-Саянской складчатой области образования нижнеархейского возраста представлены даштыгхемской толщей.



Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 4. Схема расположения стратотипов и опорных обнажений

1. Камалинская свита (J_{1km})
2. Переясловская свита (J_{1pr})
3. Иланская свита (J_{1il})
4. Чаргинская свита ($C_{1\check{c}r}$)
5. Кунгусская свита (D_{3ku})
6. Усть-кутская свита (O_{1uk})
7. Илгинская свита (E_{3il})
8. Павловская свита (D_{2pv})
9. Ангарская свита (E_{1an})
- *10. Ангарская и литвинцевская свиты объединенные (E_{1an+it})
11. Ийская свита (O_{1is})
12. Верхоленская свита (E_{2vl})
13. Устьтагульская свита (V_{1ut})
- *14. Бельская и булайская свиты объединенные (E_{1bs+bl})
15. Мальцевская свита (KR_{2ml})
16. Усольская свита (E_{1us})
- *17. Черемховская свита (нижняя подсвита) ($J_{1\check{c}r_1}$)
18. Топорокская свита (C_{1tp})
19. Баероновская свита (C_{br})
20. Братская свита (O_{2-3br})
21. Балтуринская свита (S_{1bl})
- *22. Ярская свита (S_{1jar})
23. Мамырская свита (O_{2mm})
24. Кежемская свита (S_{1kz})
25. Мамырская свита (O_{2mm})
26. Павловская свита (D_{2pv})
27. Карымовская свита (D_{1kr})
- *28. Нерхинская свита ($D_1:O_{3nr}$)
29. Туманшетская свита (KR_{2tm})
30. Тагульская свита (RF_{3tg})
31. Часовенская толща ($KR_{2\check{c}s}$)
32. Ипситская свита (RF_{3ip})
33. Шангулежская свита ($RF_{2-3\check{s}n}$)
34. Курятская свита (RF_{1kt})
- *35. Черемховская свита (верхняя и средняя подсвиты) ($J_{1\check{c}r_{2-3}}$)
36. Марнинская свита (RF_{3mr})
37. Уватская толща (KR_{1uv})
- *38. Черемховская свита (нижняя подсвита) ($J_{1\check{c}r_1}$)
39. Бадарановская свита (O_{1-2bd})
40. Ийская свита (O_{1is})
41. Ярская свита (S_{1jar})
42. Черемховская свита (нижняя подсвита) ($J_{1\check{c}r_1}$)
43. Агульская свита (RF_{2-3ag})
44. Малореченская свита (RF_{3ml})
45. Янгозинская свита (RF_{3jn})
46. Сарапульская свита (V_{1sr})
47. Инжигейская свита (RF_{3in})
48. Негодкинская свита (E_{1ng})
49. Мурхойская толща (RF_{1mh})
50. Хорминская толща (RF_{2hr})
51. Миричунская свита (E_{1mr})
- *52. Киченская свита ($E_{2?k\check{c}}$)
- *53. Нерхинская свита ($D_1:O_{3nr}$)
54. Удинская свита (RF_{3ud})
55. Айсинская свита (RF_{3as})
56. Усть-кутская свита (O_{1uk})
57. Ийская свита (O_{1is})
- *58. Усть-кутская свита (верхняя и средняя подсвиты) ($J_{1\check{c}r_{2-3}}$)
60. Присаянская свита (J_{1-2ps})
- *61. Черемховская свита (нижняя подсвита) ($J_{1\check{c}r_1}$)
62. Эденская свита ($KR_{2?ed}$)
63. Нерхинская свита ($D_1:O_{3nr}$)
64. Хальтинская свита (D_{1hl})
65. Хайламинская толща (AR_{1hl})
66. Киченская свита ($E_{2?k\check{c}}$)
- *67. Хальтинская свита (D_{1hl})
68. Алыгджерская свита (KR_{2al})
69. Алхадырская свита (KR_{2ah})
70. Чатырлыгская свита ($RF_{3\check{c}t}$)
71. Ортинская свита (RF_{3or})
72. Шаблыкская свита ($KR_{1\check{s}b}$)
73. Присаянская свита (J_{1-2ps})
74. Ингашиная свита (RF_{1in})
75. Ермосохинская свита (RF_{1er})
76. Андотская толща (AR_{2an})
77. Сангасская свита (D_{1sn})
78. Илейская толща ($D_1:O_{3il}$)
79. Хамсаринская свита (E_{1hm})
80. Шибитская свита ($D_1-C_{1\check{s}b}$)
81. Утхумская свита (RF_{3ut})
82. Норингольская свита (J_{1nr})
83. Большереченская свита (KR_{1er})
84. Мангатгольская толща (AR_{1mg})
85. Далдарминская свита (KR_{2d})
86. Ингашиная свита (RF_{1in})
87. Ерминская толща (AR_{1er})
88. Тагнинская толща (KR_{2tg})
- *89. Хужирская и шаманская свиты объединенные ($V_{1h\check{z}}$)
90. Таргазойская свита (AR_{1tr})
91. Булайская свита (E_{1bl})
92. Бельская свита (E_{1bs})
93. Хужирская свита ($V_{1h\check{z}}$)
94. Усольская свита (E_{1us})
95. Иркутская свита (V_{2ir})
96. Шаманская свита ($V_{1\check{s}m}$)
97. Большереченская свита (KR_{1er})
98. Ермосохинская свита (RF_{1er})
99. Урикская свита (KR_{1ur})
100. Туматтайгинская свита (RF_{2tt})
101. Охемская свита (V_{1ir})
102. Харальская свита (RF_{1hr})
103. Айлыгская свита (V_{al})
104. Кушвенская свита ($V_{k\check{s}}$)
105. Билинская свита (RF_{3bn})
106. Шутхулайская свита (RF_{1sh})
107. Сархойская свита (RF_{3sr})
- *108. Дибинская свита (RF_{3db})
109. Табинзуртинская свита (E_{1tb})
110. Дабанжалгинская свита (V_{1dj})
111. Табинзуртинская свита (E_{1tb})
112. Мангатгольская свита (E_{2mg})
113. Забитская свита (V_{zb})
114. Ильирская свита (RF_{3il})
115. Сагансайрская свита (D_2-C_{1sa})
- *116. Онотская свита (AR_{1on})
- *117. Малоиретская свита (AR_{2nr})
118. Китойская толща (AR_{2kt})
- *119. Камчадалская толща (AR_{1ka})
120. Горлыкская свита ($V-C_{1gr}$)

* - опорные обнажения

Нижний архей фундамента Сибирской платформы. Хайламинская толща (AR_{1hl}) [275] сложена переслаиванием биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с горизонтами и прослоями амфиболитов и гранатовых амфиболитов. В стратотипе по р. Хайлама в разрезе залегающей монокинально хайламинской толщи выделяются (снизу): пачка (более 1000 м) переслаивающихся плагиогнейсов, гнейсов биотитовых с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов с пластом амфиболитов мощностью до 200 м в видимых низах разреза; выше – пачка (660 м) очковых гнейсов, в подчиненном количестве – прослой гнейсов амфибол-биотитовых, амфиболовых, амфиболитов с гранатом; в верхах – пачка (800 м) представлена плагиогнейсами биотитовыми, в подчиненном количестве биотит-амфиболовыми. Мощность слоев пород в разрезе толщи колеблется от десятков метров до первых сотен метров. Амфиболиты и гранатовые амфиболиты составляют около 20% объема. Редко в разрезах по рекам Тагул, Бирюса в прослоях появляются гиперстен-биотитовые и дупироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы.

Породы хайламинской толщи испытали складчатые деформации различных порядков; оси крупных структур часто сигмоидально изогнуты, ориентированы косо по отношению к ограничивающим Бирюсинскую глыбу разломам (прил. 1). Основание толщи не вскрыто, подстилающие образования неизвестны; ее отложения со скрытым стратиграфическим несогласием перекрываются мраморами и кристаллическими сланцами алхадырской свиты нижнего протерозоя и прорываются гранитоидами хадаминского комплекса архея, протерозойскими гранитами саянского комплекса и, соответственно, более молодыми магматическими образованиями.

Геохимические особенности гнейсов хайламинской толщи выражены в повышенных по отношению к среднему кларку земной коры (по Виноградову) содержаниях ванадия, свинца, олова, молибдена. Для амфиболитов, амфиболовых плагиогнейсов характерны вышекларковые содержания ванадия, никеля, часто – хрома, иногда – титана, что, возможно, указывает на их первичновулканическую природу. В целом геохимическая специализация толщи определяется как лито-халько-сидерофильная. Для выходов архейских образований характерно слабодифференцированное отрицательное магнитное поле. Относительно гранитоидов хадаминского и саянского комплексов отложения характеризуются несколько повышенным гравитационным полем. По данным аэрогаммаспектрометрии содержания U, Th, K низкие, отмечается лишь повышенное содержание калия в зонах микроклинизации.

Возраст хайламинской толщи определяется как раннеархейский на основании радиологической датировки биотитовых гнейсов с левобережья р. Мал. Тагул Rb-Sr методом – 3260 млн лет [426]. Возраст метаморфизма определен Pb-Pb методом – 1900 ± 30 млн лет.

Булунская серия в Шарьжалгайском районе слагает Булунский выступ фундамента платформы. Серия расчленена на три свиты: ерминскую, онотскую и таргазойскую.

Ерминская свита (AR_{1er}) залегают в нижней части разреза булунской серии. Выходы пород ее закартированы в виде полосы шириной 10–12 км и протяженностью в 170 км, прослеживающейся вдоль юго-

западного борта Булунского блока от р. Онот до верховьев правых притоков р. Зима – Андота, Огноя.

Свита сложена гнейсами биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, кристаллосланцами, амфиболитами, в т. ч. гранатовыми; местами в ней присутствуют линзы двупироксеновых кристаллосланцев.

В геологическом разрезе по рекам Бол. Белая, Урик, Ока [437, 214] намечается двучленное строение свиты. В низах разреза преобладают гнейсы, плагиогнейсы биотитовые, в подчиненном количестве роговообманково-биотитовые. Отмечаются также амфиболиты, иногда пироксенсодержащие и изредка – линзы двупироксеновых кристаллосланцев. Мощность отложений от 1300–1700 до 2300 м. В этой части разреза отмечаются редкие послойные пластовые тела амфиболитов мощностью более 10 м, иногда составляющие 25–30% разреза. Верхняя часть разреза ерминской свиты представлена переслаиванием гнейсов, биотитовых, биотит-амфиболовых кристаллосланцев и амфиболитов (в т. ч. гранатовых, пироксенсодержащих). Мощность свиты 1100–1500 м. В целом она имеет грубо ритмичное строение, которое в деталях сопровождается тонкоритмичным переслаиванием меланократовых и лейкократовых пород. Эти текстуры в значительной степени затушеваны процессами мигматизации.

Основание свиты не вскрыто, соотношения с подстилающими образованиями неясны. В низах разреза ерминской свиты ряд авторов (в т. ч. [214]) отмечают присутствие «ультраосновных сланцев» – актинолит-тремолит-талковых, тальк-хлоритовых, серпентин-хлоритовых, карбонат-магнетит-хлорит-серпентинитовых, переходящих в серпентиниты. В разрезе толщи эти породы образуют линзовидные и пластообразные тела протяженностью от сотен метров до первых километров и мощностью от нескольких до 30–40 м. Подобные образования описаны на смежной территории в разрезе кулижинской толщи архея [14], где отнесены к метакоматиитам. Данные о химизме их на территории листа N-47 отсутствуют.

Толщи ерминской свиты сложно дислоцированы. Структурами первого порядка являются линейно-вытянутые складки, в которых ядра антиклиналей часто насыщены конформными интрузиями мигматит-гранитов китойского комплекса. Отмечается наложенная складчатость высоких порядков. В районе юго-восточного окончания Булунского блока, в бассейне р. Онот в ядре синклинальной структуры первого порядка ерминская свита согласно перекрывается породами онотской свиты.

Возраст ерминской свиты определяется по геологическим данным по аналогии с хайламинской толщей, в породах которой также проявлены как наиболее древние два этапа метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фаций), имеющей близкий литологический состав с таковым ерминской свиты, возраст которой определен радиологически как нижний архей (см. выше).

О н о т с к а я с в и т а (AR_{1on}) булунской серии распространена в бассейне р. Онот и имеет двучленное строение.

Нижняя часть составленного в бассейне р. Онот разреза представлена переслаиванием гнейсов, плагиогнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых разномасштабных пепельно-серых, в подчиненном количестве встречаются

прослой гранат-биотитовых плагиогнейсов, гранатовых амфиболитов. В верхах этой части разреза – прослой гранат-биотит-кордиеритовых, кордиерит-силлиманитовых плагиогнейсов. Силлиманит-кордиеритовые кристаллосланцы и плагиогнейсы образуют горизонты мощностью от первых до нескольких десятков метров, чаще образуют линзы и быстро выклиниваются. Изредка среди биотитовых, амфибол-биотитовых плагиогнейсов встречаются амфибол-биотит-пироксеновые прослой. Верхняя часть разреза онотской свиты в основном представлена переслаиванием плагиогнейсов, гнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, среди которых в подчиненном количестве отмечены прослой, будины, линзы амфиболитов. Мощность отложений свиты достигает 4200 м.

По петрографическому составу плагиогнейсы онотской свиты близки к таковым ерминской свиты. Отличия заключаются в присутствии в онотской свите высокоглинозёмистых кристаллосланцев, в преобладании в разрезе гнейсов различного состава, для которых характерны средне- и крупнозернистые структуры, и в незначительном содержании амфиболитов.

Положение онотской свиты в пределах булунской серии определяется тем, что на юго-восточной оконечности Булунского блока её отложения согласно налегают на породы ерминской свиты, а по правобережью р. Урик закартирован её согласный стратиграфический контакт с вышележащей таргазойской свитой. Верхняя граница онотской свиты проводится по основанию мощной пачки гранатовых амфиболитов основания таргазойской свиты.

Метаморфизм пород онотской свиты, как и ерминской, соответствует высоким ступеням амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. С ретроградным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации связана мигматитизация, гранитизация пород, сопровождающиеся становлением мигматит-гранитов китойского комплекса. Породы свиты испытали пликативные дислокации с образованием системы синклинальных и антиклинальных складок субмеридионального простирания, осложненных мелкой складчатостью.

По данным аэрогаммаспектрометрической съемки содержания урана, тория, калия в породах свиты низкие. Отмечается лишь повышенное содержание калия в зонах микроклинизации. В физических полях (магнитном и гравитационном) образования онотской свиты неотличимы от таковых ерминской свиты. Близки гнейсы обеих свит и по геохимическим характеристикам. Исходя из данных петрохимических исследований пород онотской свиты [214] следует, что они, скорее всего, образовались в результате метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных отложений (граувакк, полимиктовых песчаников, туффитов, магматических пород основного состава).

Радиологические определения возраста пород онотской свиты не проводились. Их возраст принимается раннеархейским на основании единства структурного положения и характера метаморфизма с ерминской и таргазойской свитами.

Таргазойская свита (AR_{1tr}) закартирована в виде полосы шириной 10–15 км и протяженностью 90 км от водораздела рек Онот–Урик

в северо-западном направлении до правобережья р. Ока вдоль восточного борта Булунского блока. В составе свиты преобладают гнейсы, плагиогнейсы биотитовые (50% объема разреза), амфиболиты, гранатовые амфиболиты (40%) и в подчиненном количестве (около 10%) – гнейсы, плагиогнейсы гранат-биотитовые, роговообманково-биотитовые, эклогитоподобные породы, эклогиты, кристаллосланцы гранат-биотитовые, гранат-дистеновые, кварцито-гнейсы, гранатиты.

В стратотипическом разрезе свиты по р. Бол. Белая и р. Таргазой кроме преобладающих биотитовых плагиогнейсов и гранатовых амфиболитов присутствуют прослои (от первых до 10 м) пироксенсодержащих плагиогнейсов, гранат-кордиерит-биотитовых плагиогнейсов, гранатитов, кварц-гранатовых, кварц-гранат-магнетитовых пород, линзы магнетитовых руд. Мощность таргазойской свиты в стратотипическом разрезе – до 2500 м.

Метаморфизм биотитовых плагиогнейсов, амфиболитов, гранатовых амфиболитов, местами пироксенсодержащих, в целом отвечает высоким ступеням амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой фации. Парагенезисы последней включают омфациит и гранат (богатый пиропом), характерные для эклогитов и эклогитоподобных пород. Эклогитизация пород проявилась в условиях гранулитовой (эклогитовой?) фации. По химическому составу эклогитоподобные амфиболиты отвечают основным вулканитам нормальной щелочности.

Соотношение таргазойской свиты с подстилающими породами установлено в Урикско-Онотском междуречье, где свита слагает ядерную часть синклинали складки и породы ее согласно налегают на отложения онотской свиты раннего архея. Верхи свиты неизвестны.

Радиологический возраст таргазойской свиты определен по цирконам из гранатовых амфиболитов, отобранных авторами на правобережье Бол. Белой. Он по-видимому, отражает возраст верхнеархейского метаморфизма амфиболитовой фации и составляет 2814 ± 18 млн лет (U-Pb SHRIMP) [17].

Мангатгольская толща (AR?mn) слагает Мангатгольский выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы (прил. 1). Кроме того, образования толщи в виде ксенолитов закартированы среди чарнокитоидов грядинского комплекса раннего архея, в пределах Гутаро-Туманшетского выступа кристаллического фундамента платформы. Небольшие участки пород толщи общей площадью около 50 км² отмечаются в пределах Тагул-Бирюсинского горста, по правобережью р. Тагул, где ранее они картировались в составе лидинской свиты раннего архея. Низы и верхи разреза описываемых образований не установлены. Толща представлена плагиогнейсами, кристаллосланцами пироксеновыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми, кордиерит- и силлиманит-биотитовыми, силлиманитовыми; мигматитами, параамфиболитами, редко кальцифирами, линзами мраморов, кварцитов; мощность более 4000 м.

Для толщи характерно трехчленное строение разреза. Наиболее полный разрез представлен в Кирей-Мангатгольском междуречье [391]: 1) низы – плагиогнейсы биотитовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые, иногда с графитом и гранатом; в верхах встречаются линзы мраморов; мощность 2000–2400 м; 2) средняя часть – гнейсы, плагиогнейсы биотитовые,

графит-силлиманит-биотитовые, гранат-гиперстен-биотитовые, редкие прослой мраморов; мощность до 2100 м; 3) верхи – плагиогнейсы гранат-биотитовые, амфиболовые, гранат-амфиболовые; мощность 1500 м.

Толща смята в систему линейных, часто запрокинутых складок северо-западного простирания, осложненных мелкой складчатостью. Для пород характерен метаморфизм двух этапов – гранулитовой (ранний архей) и амфиболитовой (поздний архей) фаций. Метаморфизм гранулитовой фации – прогрессивный региональный. Типоморфными являются парагенезисы: 1) плагиоклаз (преимущественно лабрадор-битовнит)–гиперстен–биотит–гранат; 2) лабрадор–гиперстен–кварц; 3) лабрадор–диопсид–гиперстен–амфибол.

Второй этап регионального метаморфизма – регрессивный, в условиях амфиболитовой фации высокой ступени. С ультраметаморфизмом пород толщи связано становление гнейсо-плагиогранитового, мигматит-гранитового хадаминского комплекса позднего архея.

Геохимические особенности плагиогнейсов выражены в кларковых содержаниях олова, хрома, цинка, вышекларковых (в 1,5–3 раза) – бериллия, свинца, иттербия, молибдена, в 5–7 раз выше кларка – никеля и бария, аномально ниже кларковых содержаний (в 10 раз) – ванадия. По данным аэрогаммаспектроскопической съемки породы комплекса характеризуются низкими содержаниями калия (0,82%), урана ($2 \times 10^{-4}\%$), тория ($3-4,5 \times 10^{-4}\%$). По данным наземных магнитометрических работ породы характеризуются магнитным полем со значениями $12,6 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Плотность пород в среднем $2,85 \text{ г/см}^3$.

По химическому составу исходные породы мангатгольской толщи соответствуют монтмориллонитовым глинам, грауваккам и субграуваккам, частично вулканическим породам основного состава (амфиболиты); в подчиненном количестве – карбонатным осадкам [275].

Радиологические определения выполнены в 1960-х годах К-Аг методом. В. Я. Хильтовой (1965). При этом были получены определения возраста по амфиболу (вторичному, по гиперстену) из гранатового амфиболита (бас. р. Ока) – 2080 млн лет, что скорее всего соответствует возрасту наложенного протерозойского метаморфизма. Об архейском возрасте толщи косвенно свидетельствуют формационные и петрогенетические особенности пород, ареально метаморфизованных в гранулитовой фации.

Нижний архей Алтае-Саянской складчатой области (АССО).

Даштыгхемская толща (AR_{1d}) [4] закартирована в Даштыгхемском районе в Казыр-Кизирском синклинии и на Магдасском поднятии. На Магдасском поднятии это блоки субширотного простирания в южном борту Ашкасокского прогиба. В Казыр-Кизирском синклинии породы даштыгхемской толщи слагают ксенолит среди палеозойских гранитоидов. Преимущественным распространением в составе пород пользуются плагиогнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, отмечаются также двупироксеновые, пироксен-амфиболовые гнейсы, кристаллосланцы. Разрез толщи описан в каньонах рек Аргияк-Хем и Биче-Таштыг-Хем [13] (снизу вверх): 1) серые плагиогнейсы двупироксеновые (45 м); 2) гнейсы пироксен-амфиболовые (30 м); 3) гнейсы кварц-биотит-амфиболовые

и пироксеновые в ритмичном чередовании по 6–10 м (80 м); 4) плагиогнейсы меланократовые в чередовании с лейкократовыми кварц-биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами (70 м); 5) кристаллические сланцы роговообманковые (15 м); 6) плагиогнейсы амфиболовые в ритмичном чередовании с амфибол-пироксеновыми гнейсами (60 м). Мощность толщи в стратотипе более 300 м. Парагенетические ассоциации минералов свидетельствуют о гранулитовом метаморфизме даштыгхемской толщи и наложенном – амфиболитовой фации.

По химическому составу плагиогнейсы располагаются в поле средних – основных пород нормальной щелочности [13]. В этой же работе приводятся данные о минимальных содержаниях в гнейсах и амфиболитах – европия, иттербия, тербия, лантана.

Радиологический возраст циркона из секущих толщу плагиогранитов определён Pb-Pb методом – 2480 млн лет, а возраст циркона из ксенолитов, находящихся в биотитовых плагиогнейсах – 3200 млн лет (термоизохронный метод). Эти данные, наряду с петрогенетическими особенностями пород, дают основания принять возраст даштыгхемской толщи как раннеархейский [13].

Соотношения даштыгхемской толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями не установлены.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ

Стратифицированные образования верхнего архея закартированы в нескольких изолированных тектонических структурах в пределах выступа кристаллического фундамента Сибирской платформы. Китайская и андотская толщии слагают одноименные тектонические блоки, а савинская серия в составе камчадальской, малоиретской свит участвует в строении Онотского грабена. В Канской глыбе развиты образования караганской серии. В Алтае-Саянской складчатой области верхнеархейские образования китойкинской серии слагают Онотско-Китойский блок.

Верхний архей фундамента Сибирской платформы. Китайская толща (AR₂kt) слагает одноименный тектонический блок, большая часть которого расположена на смежной территории листа N-48, в междуречье Савина–Китойский Жидой.

Китайская толща имеет карбонатно-гнейсовый состав, сложена гнейсами биотитовыми, амфибол-биотитовыми в переслаивании со сланцами силлиманитовыми, кордиерит-силлиманитовыми, с горизонтами мраморов и кальцифиров. Отличительной чертой китойской толщии от расположенных в смежном блоке свит булунской серии раннего архея является наличие в ее разрезе пачек своеобразных бурых крупночешуйчатых биотитовых, биотит-кордиеритовых и биотит-силлиманитовых плагиогнейсов и появление редких пластов мраморов, кальцифиров. В разрезе, составленном по правобережью р. Онот, преобладают гнейсы, плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые в переслаивании со сланцами и плагиогнейсами биотит-кордиерит-силлиманитовыми (фибролитовыми), гранат-биотит-кордиеритовыми, амфиболиты, гранатовые амфиболиты; присутствуют редкие

маломощные пласты, прослои мраморов, кальцифиров (тремолитовых, диопсидовых). Мощность отложений составляет 3350–4600 м. В верховьях р. Савина встречено несколько маломощных тел магнетитсодержащих сланцев и кварц-амфибол-магнетитовых пород, внешне напоминающих железистые кварциты.

Метаморфизм пород китойской толщи в целом соответствует региональному прогрессивному метаморфизму амфиболитовой фации силлиманит-альмандиновой субфации, участками с реликтами гранулитовой фации. В позднем архее породы претерпели ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождающийся широким развитием процессов мигматизации и становлением мигматит-гранитов китойского комплекса. Китойская толща прорывается мегакристаллическими и метагабброидами арбанского комплекса позднего архея, гранитами саянского комплекса позднего протерозоя, дайками долеритов рифея. Характерен северо-западный, близкий к меридиональному структурный план, породы толщи дислоцированы в сложную систему линейных, а иногда брахиформных складок, кулисообразно расположенных.

Позднеархейский возраст китойской толщи определяется результатами радиологических исследований биотит-амфиболового плагиогнейса (по валу) в бас. р. Олот [101] – Rb-Sr (изохр.) – 2827 ± 180 млн лет.

Савинская серия выполняет Олотский грабен в рамках Шарыжалгайского района и представлена камчадальской толщей и малоиретской свитой.

Камчадальская толща (AR₂km) залегает в основании савинской серии. В структурном отношении она слагает западный борт Олотского грабена. На листе N-47 породы прослеживаются на левобережье р. Олот, где в районе горы Фатуй обрезаются Гиргинтуйским массивом гранитов саянского комплекса и с угловым несогласием перекрываются вендскими отложениями хужирской свиты. Площадь распространения толщи не более 50 км².

Камчадальская толща сложена мраморами доломитовыми, магнезитами, талькитами, магнезитами оталькованными, амфиболитами, сланцами амфиболовыми, биотит-гранатовыми, микрогнейсами, кварцитами слюдыстыми. Разрез описываемой толщи имеет двучленное строение, обусловленное сменой груборитмичных отложений существенно эффузивно-карбонатной формации в низах разреза толщи и субфлишевыми карбонатно-терригенными отложениями в верхней части разреза. Основание свиты не установлено. Соотношения ее с ранне- и позднеархейскими образованиями тектонические.

Разрез камчадальской толщи в междуречье Олот–Савина представляется в следующем виде (снизу): 1) амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы с горизонтами магнезитов и доломитов, прослоями биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов – 650 м; 2) амфиболовые сланцы, орто- и параамфиболиты с прослоями железисто-силикатных роговиков, железистых кварцитов, силлиманит-биотитовых гнейсов и гранат-биотит-силлиманитовых, в верхах – горизонт доломитов и тальк-хлоритовых сланцев – 500–550 м; 3) переслаивание амфиболитов

с гранат-биотитовыми и гранат-амфиболовыми гнейсами (60 м), тальк-хлоритовые и хлоритовые сланцы с линзами доломит-хлорит-магнезитовых пород (40–60 м), светло-серых мелкозернистых доломитов (40 м) и еще выше – переслаивание темно-серых мелкозернистых известняков с сахаровидными доломитами и доломитизированными известняками (40 м) – 180–200 м. Завершает разрез камчадальской толщи пачка ритмичного чередования биотитовых, гранат-ставролит-биотитовых, биотит-амфибол-карбонатных, амфиболовых сланцев, кристаллических известняков, доломитов. Мощность камчадальской толщи достигает 2000 м.

В мраморизованных доломитах камчадальской толщи отмечаются вышескларковые концентрации (Кк – 2–3) бария, бериллия, циркония, ванадия, кобальта, молибдена, вольфрама, олова, свинца, меди. В гнейсах концентрации этих элементов – в пределах кларка, несколько повышены содержания цинка, ванадия, кобальта, хрома, понижены – титана, никеля. В орто-амфиболитах накапливается ванадий, хром, никель, что свидетельствует об их принадлежности к магматическим породам. В магнитном поле породы камчадальской свиты характеризуются интенсивностью до 100–200 нТл, которой соответствует гравитационный максимум амплитудой 10–15 мГал.

Радиологические определения возраста амфиболитов, гранат-биотитовых гнейсов камчадальской толщи в бассейне р. Онот составляет 2649–2786 млн лет (Rb-Sr) [101].

Малоиретская свита (AR_{2mi}) выполняет узкий тектонический блок субмеридиональной ориентировки (площадью $\sim 10 \text{ км}^2$) в бассейне р. Онот – фрагмент западного крыла Онотского грабена, расположенного на смежной территории – на листе N-48. В пределах блока свита представлена гнейсами биотитовыми, амфиболовыми с прослоями амфиболитов, тальк-серпентиновых пород; мощность – около 3000 м. Породы свиты смяты в линейные складки субмеридионального простирания, прорываются мигматит-гранитами китойского комплекса. Основание свиты не установлено, соотношения с окружающими архейскими породами – тектонические. Прогрессивный региональный метаморфизм соответствовал амфиболитовой фации (силлиманит-альмандиновой субфации), сопровождался мигматизацией, гранитизацией. Интенсивность физических полей в поле развития свиты отличается максимальными значениями магнитного и также максимальными амплитудами гравитационного полей. Обусловленность этих характеристик непосредственно свойствами пород малоиретской свиты или зоной разлома, ограничивающей Онотский грабен, в настоящее время не установлена. Соотношения малоиретской свиты с нижележащей камчадальской – тектонические.

Позднеархейский возраст охарактеризованных образований определяется по стратиграфическому положению в Онотском грабене выше радиологически датированных образований камчадальской свиты, единством структурной позиции, общностью характера метаморфизма и соотношением с архейскими гранитоидами.

Андотская толща (AR_{2an}) позднего архея слагает одноименный блок в кристаллическом фундаменте Сибирской платформы, развита в бассейне среднего течения Андота, Одая, Башира (правых притов р. Зима).

Закартирована в виде полосы северо-западного простирания шириной 2–5 км и протяженностью 25 км. Сложена толща доломитизированными мраморами, амфиболитами, сланцами амфиболовыми с прослоями кварцито-сланцев, кварцитов, марганцево-железистых кварцитов. Мощность отложений до 2000 м. Общее наращивание разреза – с северо-востока на юго-запад.

В разрезе отложений толщи выделяются нижняя – существенно карбонатная часть, и верхняя – сложенная в основном кристаллическими сланцами. Полный разрез свиты отсутствует. Низы толщи обнажаются в бассейнах рек Андот и Башир, сложены в основном доломитами с редкими линзами и прослоями плагиогнейсов, кварцитов, слюдистых и роговообманковых сланцев. Пропластки и линзы кристаллических сланцев и кварцитов приурочены к верхней части карбонатного разреза, мощность которого достигает 550 м. Выше залегают кристаллические сланцы (150 м). Кварциты, развитые на левобережной части р. Андот, несут железо-марганцевое оруденение. Мощность нижней части разреза – 700 м. Доломиты обогащены марганцем, представляют собой пьезонтит-карбонатно-флогопитовые породы. Верхи разреза толщи представлены амфиболовыми сланцами, переслаивающимися с маломощными (1–10 м) пропластками биотитовых плагиогнейсов, карбонатных пород и кварцитов, в т. ч. железистых, железо-марганцевых. Мощность 800 м.

Породы толщи мигматизированы (проявление гранитизации китойского времени), прорваны дайками долеритов нерсинского комплекса. Толща дислоцирована с образованием линейных складок северо-западного простирания с падением пород в крыльях до 50° .

В магнитном поле породы андотской толщи четко выделяются общим относительно повышенным фоном до 50–100 нТл; вдоль юго-западной границы Андотского блока выделяются узлокальные положительные аномалии интенсивностью до 200–300 нТл. Возможно, последние обусловлены наличием вблизи зоны разлома, ограничивающего блок, тел основных пород бельского комплекса. В гравитационном поле породы толщи диагностируются высокоамплитудными аномалиями Δg с относительными превышениями Δg 10–15 мГал.

К позднему архею описанные образования отнесены на основании сходства их с образованиями камчадальской толщи по степени метаморфизма, составу и структурной позиции, а также – близости минерагенической специализации.

Караганская серия (AR_2k) на территории листа распространена незначительно, слагая клиновидный блок юго-восточного выклинивания Канской глыбы площадью около 150 км² и прослеживающийся с площади листа N-46 к западной рамке листа N-47. Здесь серия картируется как нерасчлененная. Границы ее с вмещающими образованиями тектонические. Караганская серия сложена плагиогнейсами амфиболовыми, амфиболитами, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами; в прослоях отмечаются кварциты, редко – линзы мраморов. Мощность отложений до 3450 м. Отмечается грубая ритмичность строения разреза, которая представляет собой чередование меланократовых пород с лейкократовыми. Меланократовая

часть разреза представлена разнообразными амфиболсодержащими плагиогнейсами, среди которых на смежной площади отмечаются метавулкани-ты [14]. Лейкократовая часть – биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы, иногда с гранатом. Метаморфизм пород отвечает условиям амфиболитовой фации. Породы серии насыщены телами мигматит-гранитов тукшинского комплекса архея, прорываются интрузией гипербазитов идарского комплекса раннего карелия.

Возраст серии определен по цирконам из биотитового гнейса в Канском районе на листе N-46: $T_{Nd}(DM - 2st) = 2438$ млн лет при $\epsilon_{Nd} = +3$ [125]. По одной из разновидностей циркона из этой же породы методом SHRIMP Е. П. Миронюком, Н. Г. Бережной получена датировка 1952 ± 16 млн лет, что соответствует, очевидно, возрасту метаморфизма. Приведенная датировка – 2438 млн лет (близкая к границе KR и AR), высокий метаморфизм, насыщенность телами мигматит-гранитов тукшинского комплекса архейского возраста позволяет датировать серию поздним археем.

Верхний архей Алтае-Саянской складчатой области. Здесь верхнеархейские образования обнажены в Бельско-Китойском выступе – линейном блоке, в юго-западном крыле Главного Саянского разлома. Породы, слагающие выступ, объединены в китойкинскую серию.

Китойкинская серия расчленяется на три свиты (снизу): хулгарэ-жалгинскую, дзенгольскую, ихегольскую.

Хулгарэжалгинская свита ($AR_2h\check{z}$) распространена на большей части территории указанной структуры, протягивается полосой от верховьев р. Савина на юго-востоке до р. Урда-Ока на северо-западе. Наиболее полный разрез изучен по р. Янхор в бассейне р. Урик. Свита сложена разнообразными гнейсами, мраморами, разрез ее достаточно устойчивый на всем протяжении в пределах изученного листа – 140 км.

Низы разреза (до 1800 м) представлены преимущественно мусковит-биотитовыми, биотитовыми гнейсами, гранат-биотитовыми с горизонтами мраморов. Выше в разрезе (до 2100 м) чередуются горизонты гнейсов биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-амфибол-пироксеновых, гранат-биотит-амфиболовых с мраморами, графитизированными мраморами, присутствуют прослои кристаллосланцев пироксеновых, графит-скаполит-пироксеновых; мощность при переслаивании – первые десятки метров; к верхам разреза увеличивается количество и мощность горизонтов мраморов. Общая мощность свиты до 3900 м. Породы свиты смяты в линейные крупные складки – антиклинальную (Янхорская антиклиналь, по [547]) и синклинальную. Основание свиты не установлено. В ядре синклинальной складки в бассейне р. Эхе-Гол установлен стратиграфический контакт хулгарэжалгинской и вышележащей дзенгольской свиты [438]. Метаморфизм пород соответствует амфиболитовой фации, отмечаются реликты парагенезисов гранулитовой фации.

Возраст устанавливается по формационно-геологическим данным, высокой степени метаморфизма и прорыванию пород свиты мигматит-гранитами позднеархейского китойского комплекса.

Дзенгольская свита (AR_2dg) вытянута вдоль северо-восточно-го борта Бельско-Китойского выступа, залегая в северо-восточном крыле

Янхорской антиклинали, небольшой выход пород свиты находится в бассейне р. Эхе-Гол в ядре синклинали складки.

Свита имеет достаточно однообразный состав, сложена гнейсами гранат-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми, биотит-амфиболовыми; подчиненное значение имеют мраморы. В разрезе свиты в различных количественных и мощностных соотношениях чередуются перечисленные гнейсы указанного выше состава (при преобладании биотитовых), среди которых присутствуют прослои мраморов, амфиболитов. Мощность свиты 2250–2450 м.

Гнейсы мигматизированы, включают мелкие тела гранито-гнейсов китойского комплекса, прорываются гранитами урикского комплекса. Амфиболиты рядом авторов [387, 456] относятся к ортопородам и рассматриваются как метавулканиты. А. П. Таскин [456] указывает на выдержанную ритмичность строения разреза, где в основании ритмов находятся биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы (исходные терригенные породы), далее – гранат-амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы (исходные мергели, глинисто-карбонатные породы), завершают ритм мраморы. Мощность таких ритмов – от метров до сотен метров. Породы свиты испытали региональный метаморфизм двух этапов. Первый – гранулитовой фации, реликты минеральных парагенезисов которой представлены гиперстеном, гранатом (с высоким содержанием пироповой составляющей). Второй этап – региональный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации с замещением пироксенов, граната биотитом, роговой обманкой с накоплением калиевого полевого шпата, проявлением и дальнейшим широким развитием процессов мигматизации и гранитизации со становлением китойского мигматит-гранитового комплекса.

Возраст дзенгольской свиты определяется по формационно-геологическим данным, в частности – по ареальному характеру и высокой степени метаморфизма, по развитию в толще мигматитов и мигматит-гранитов китойского комплекса позднего архея.

Ихегольская свита (AR_2ig) закартирована на юго-восточном фланге Бельско-Китойского выступа, в бассейне р. Эхе-Гол в тектоническом блоке, в рамках которого образует крупную синклинали складку. С северо-востока распространение пород ихегольской свиты ограничено зоной разлома северо-западного простирания, протягивающегося по долине р. Эхе-Гол, по которой ихегольская свита контактирует с дзенгольской.

Ихегольская свита сложена гнейсами амфиболовыми, амфиболитами в переслаивании с гнейсами биотитовыми. Характерной особенностью разреза является полное отсутствие мраморов, однообразие литологического состава. Весь разрез свиты представлен чередованием биотитовых гнейсов с амфиболовыми, амфиболитами. В верху разреза преобладают биотитовые гнейсы. Мощность при переслаивании – первые метры. Основание ихегольской свиты не установлено. Общая мощность свиты до 4000 м. Метаморфизм пород свиты соответствует амфиболитовой фации (без реликтов гранулитовой), т. е. относительно пониженной по сравнению с метаморфизмом пород дзенгольской и хулгарэжалгинской свит, породы

которых отличаются насыщенностью гранатом, часто в ассоциации с гиперстеном и кордиеритом.

В породах ихегольской свиты также широко проявлены мигматизация и гранитизация со становлением небольших массивов мигматит-гранитов китойского комплекса. Локально проявлены процессы динамометаморфизма, обусловленные развитием разрывной тектоники. Породы ихегольской свиты перекрываются рифейскими образованиями иркутской свиты, прорываются карельскими гранитоидами саянского комплекса и самсальского комплекса перми.

Возраст ихегольской свиты принимается позднеархейским по аналогии с описанными выше свитами китойкинской серии, с которыми ихегольская свита залегает в единой архейской структуре.

ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозойские образования развиты в структурах фундамента Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области, где по возрасту расчленяются на раннепротерозойские (ранне- и позднекарельские) и позднепротерозойские (рифейские, вендские).

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В структурах фундамента платформы нижнепротерозойские образования участвуют в строении Бирюсинского горста, Туманшетского и Тагнинского грабенов, Урикско-Туманшетского прогиба (Урикско-Ийский грабен, Тагул-Бирюсинский горст, Уватское поднятие). Здесь они представлены тагнинской толщей, алхадырской и туманшетской свитами раннего карелия, сублукской и елашской сериями позднего карелия. В Алтае-Саянской складчатой области они картируются как раннекарельские толщи в Дербинском блоке и Шутхулайском выступе (алыгджерская, дербинская, эденская свиты бывшей дербинской серии, шутхулайская толща (RF:KR_{1st}) (см. далее).

Нижний протерозой фундамента Сибирской платформы. Тагнинская толща (KR_{1tg}). Породы тагнинской толщи выполняют грабен шириною от 0,30 до 3,0 км и протяженностью около 40 км, прослеживающийся в северо-западном направлении от р. Ерма (правого притока р. Бол. Белая) до р. Тагна Черная. Ограничивающие грабен разломы имеют северо-восточное падение под углами 50–70°.

Строение толщи двучленное. Низы ее сложены преимущественно измененными амфиболитами, иногда с реликтами ортоструктур, сланцеватыми амфиболитами, актинолитовыми сланцами, содержащими прослойки (от первых до 10 м) кварц-биотитовых сланцев, амфибол-биотитовых, кварц-хлорит-магнетитовых, хлорит-актинолитовых, амфибол-биотитовых микросланцев, хлорит-серицитовых ортопород. В этой части разреза (мощностью около 240 м) присутствуют пластовые тела (мощностью от первых до 10–20 м и протяженностью до 500–800 м) метаультрабазитов (ийского комплекса?), представленных тальк-серпентинитовыми, хлорит-тремолит-тальк-серпентинитовыми сланцами, серпентинитами. Верхняя

часть разреза (90 м) представлена переслаиванием (от долей метра до 10 м и более) сланцев, микросланцев, кварц-биотитовых, слюдисто-кварцевых, серицит-кварцевых, гранат-кварц-эпидот-биотитовых, магнетит-гранат-серицитовых, серицит-хлоритовых, кварц-магнетит-биотит-амфиболовых, актинолитовых. Верхи и основания разреза толщи отсутствуют. Границы тектонического. Региональный метаморфизм пород соответствует условиям, переходным от фации зеленых сланцев к эпидот-амфиболитовой. Магнитное поле характеризуется наличием узколинейных аномалий до 200 нТл, влияние железистых кварцитов отражается аномалиями от 500 нТл и более.

Возраст пород тагнинской толщи условно принят раннекарельским – соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями не выявлены, датирование ранним протерозоем обосновано более низкой степенью метаморфизма по сравнению с окружающими архейскими породами, а также некоторым сходством породного состава с сублукской серией в Урикско-Туманшетском грабене.

Алхадырская свита (KR_{1ah}) закартирована в юго-западном крыле Бирюсинской глыбы, слагает обширные площади в междуречье Ии и Тагула, где она в ядерных частях синклинальных складок первого порядка налегает на хайламинскую толщу раннего архея со скрытым страгиграфическим несогласием. Свита представлена переслаиванием кварц-биотитовых, гранат-биотит-мусковитовых, двуслюдяных, биотит-амфиболовых, слюдисто-кварцевых сланцев, кварцитами, в ней присутствуют горизонты плагиогнейсов, ставролит-гранат-двуслюдяных, силлиманитсодержащих, дистен- и кордиеритсодержащих сланцев; характерны мощные горизонты мраморов и кальцифиров (140–160 м) – в основании свиты и в средней части ее разреза, что указывает на регрессивный характер осадконакопления. В верхах разреза – толща переслаивания амфиболитов, плагиогнейсов, сланцев амфиболовых, биотит-амфиболовых, кварцито-сланцев известковистых. В разрезе по р. Тагул наблюдается согласное налегание горизонта кварцитов туманшетской свиты на слюдистые кристаллосланцы алхадырской свиты. Породы свиты включают конформные интрузии габброидов, метапироксенитов урдаокинского комплекса, прорываются интрузиями гранитоидов саянского, субщелочными гранитоидами огнитского и долеритами нерсинского комплексов. Региональный зональный прогрессивный метаморфизм пород соответствует условиям высоких ступеней эпидот-амфиболитовой фации и достигает амфиболитовой фации. По химизму гнейсы и сланцы алхадырской свиты соответствуют глинам, песчаникам, полимиктовым алевролитам, амфиболиты – мергелям [37], что свидетельствует о карбонатно-терригенном типе осадконакопления в относительно стабильных геосинклинальных структурах.

В гравитационном поле породы алхадырской свиты выделяются площадными максимумами Δg амплитудой 10–15 мГал (в сравнении с прилегающими образованиями хайламинской свиты) до 25–30 мГал на участках развития метагипербазитов и метагабброидов урдаокинского комплекса. В магнитном поле породам свиты отвечают отрицательные аномалии, осложненные положительными аномалиями над выходами пород урдаокинского комплекса.

Возраст пород по радиологическим датировкам К-Аг методом по амфиболу – 2117 млн лет, свинцово-изохронным методом – 1590 ± 240 млн лет (по мраморам в районе р. Нижняя Ерма, правый приток р. Гутара), 3100 млн лет (по мраморам в районе устья Нижней Захармы) и по циркону U-Pb – 2200 млн лет [33]. Геологические данные и радиологические датировки свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте пород свиты.

Туманшетская свита (KR_{1tm}) выполняет Туманшетский прогиб (прил. 1), характеризуется преобладанием в разрезе филлитов, углеродистых хлоритоидсодержащих сланцев, ставролит-гранат-слюдистых сланцев, кварцито-сланцев, слюдистых кварцитов, кварцитов, доломитов в отличие от нижележащей алхадырской свиты, представленной преимущественно кристаллическими сланцами, гнейсо-сланцами, кварцитами, кальцитовыми мраморами. В свите отмечены, кроме того, пласты и линзы метагравелитов, метапесчаников, железистых кварцитов.

Намечается трехчленное строение ее разреза: в низах – толща углеродистая, доломитово-кварцито-сланцевая – 1320–1540 м; выше – известняково-кварцито-сланцевая – 1650 м; завершает разрез – толща сланцево-кварцитовая – 1120–1240 м; последняя – с признаками аспидной (сланцево-граувакковой) формации. Исходные осадки свиты претерпели региональный зональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций с развитием минеральных парагенезисов зон хлорита, биотита, альмандина и ставролита; в ряде случаев отмечаются реликты псаммитовых структур. Туманшетская свита с угловым стратиграфическим несогласием налегает на хайламинскую толщу раннего архея, прорванную гранитоидами хадаминского комплекса позднего архея (район устья р. Нижняя Белая).

Геохимической особенностью сланцев свиты являются повсеместно повышенные относительно кларка содержания Ti и Mn (Кк 5–10), несколько повышен Sr, что возможно обусловлено влиянием прорывающих туманшетские породы ультрабазитов урдаокинского комплекса; в известняках фиксируются концентрации Co и Ba.

В гравитационном поле выделяется Туманшетский гравитационный максимум амплитудой до 20–40 мГал. Ограничивающие разломы выделяются четкими градиентами силы тяжести. Возможно, такая особенность поля отражает влияние подстилающих тяжелых отложений алхадырской свиты. Магнитное поле отрицательное – до 150–200 нТл. Отдельные субсогласные узколинейные аномалии Δg обусловлены метагипербазитами или пластами железистых кварцитов.

По р. Тагул, между устьями рек Малиновка и Белая алхадырская и туманшетская свиты слагают единую моноклираль с наращиванием разреза на северо-восток. В междуречье Тагула и Туманшета моноклиральное залегание пород осложнено штамповыми, сундучными складками, флексурами первого порядка и мелкой складчатостью.

Возраст свиты определяется как раннекарельский на основании согласного ее налегания на алхадырскую, а также прорыванием ее гранитоидами саянского комплекса (Мальханская интрузия) позднекарельского возраста, гипербазитами урдаокинского комплекса раннего карелия.

Елашская серия выполняет Елашский грабен, наложенный на архейские образования в Тагул-Бирюсинском горсте. В составе серии выделяются (снизу) часовенская и мальцевская толщи.

Часовенская толща (KR₂čs). В её разрезе преобладают метапесчаники, сланцы кварц-биотитовые, двуслюдяные, гранат-андалузитовые, железистые кварциты, апобазальтовые амфиболиты. Толща имеет трехчленное строение: в низах – переслаивание сланцев псаммитовых, кварц-биотитовых, двуслюдяных, в подчиненном количестве прослоев метапесчаников, железистых кварцитов – 750 м; выше залегают metabазальты, сланцы гранат-андалузитовые, двуслюдяные, в подчиненном количестве – железистые кварциты – 3600 м; верхи сложены метапесчаниками полевошпат-кварцевыми с линзами гравелитов, метаалевролитов, в зоне повышенного метаморфизма – сланцами двуслюдяными, андалузитовыми, апобазальтовыми амфиболитами – до 550 м. Участками эффузивы могут слагать до 80–90% разреза толщи, которая достигает здесь мощности 4900 м. Амфиболиты представляют собой метаморфизованные базальты эффузивной и субвулканической фаций, слагают обширные поля и являются производными вулканических аппаратов центрального типа с подводным характером извержения [25].

В метатерригенных частях разреза толщи отмечена тонкая ритмичность, с мощностью ритмов 1,0–1,5 м, выраженная чередованием метапесчаников – сланцев, метагравелитов – метапесчаников. В метатерригенных породах обнаружены реликты псефитовой, псаммитовой и алевритовой структур, в амфиболитах – реликты офитовой, призматическизернистой, порфировой и порфиroidной миндалекаменной структур. Верхи и низы разреза часовенской толщи не установлены.

Геохимические особенности metabазитов толщи – в высоких содержаниях (г/т) олова (62,8), молибдена (61,9), свинца (61,4), цинка, а также циркония, бериллия, иттербия, что, возможно, обусловлено широким распространением в Елашском грабене жил редкометалльных пегматитов саянского комплекса.

В гравитационном поле породам часовенской толщи соответствует максимум силы тяжести интенсивностью до 20–25 мГал, что объяснимо значительной ролью в разрезе ортоамфиболитов (метавулканиитов) и связанных с ними субвулканиитов основного состава.

Возраст пород часовенской толщи определяется как позднекарельский на основании относительно невысокого метаморфизма, прорывания их гранитоидами саянского комплекса с радиологическим возрастом Pb-Pb 1700–1940 млн лет (по цирконам) [25].

Мальцевская толща (KR₂ml) представлена переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами, филлитовидными, биотитовыми, андалузитовыми сланцами, туфами, риолитами, дацитами, андезитами. Разрез фациально неустойчив. Участками вулканогенные породы могут слагать в нем до 90%. Изредка встречаются линзы конгломератов мощностью до 20 м. Разрез толщи в стратотипической местности в бас. рек Мальцевка и Бол. Речка имеет существенно терригенный состав с ритмичным переслаиванием аркозовых песчаников, метагравелитов, метаалевролитов, филлитовидных

сланцев; присутствуют линзы туфопесчаников; верхи имеют существенно сланцевый состав – переслаивание сланцев кварц-биотитовых, двуслюдяных, биотит-серицитовых, присутствуют горизонты песчаников олигомиктовых и кварцевых, сланцев хлорит-серицитовых. Мощность толщи в стратотипическом разрезе – более 1370 м. В междуречье кл. Часовенский и р. Топорок разрез (более 2000 м) мальцевской толщи на 90% сложен вулканитами – дацитами, риолитами, кварцевыми порфирами, андезитами, среди которых находятся горизонты сланцев кварц-серицитовых, андалузитовых, гранат-биотитовых, прослой гравелитов, туфопесчаников, туфов риодацитов; отмечаются мощные горизонты кластолав риолитовых порфиров, агломератов туфов, вулканомиктовых песчаников. Корреляция разрезов вулканогенного и терригенного профилей проведена достаточно условно – по реликтам терригенных пород, местами преобразованных в сланцы. Низы и верхи мальцевской толщи не установлены.

По петрохимическим признакам вулканиты мальцевской толщи принадлежат к нормальному и умереннощелочному ряду; в метаандезитах встречаются высокомагнезиальные разновидности, но преобладают железистые. Геохимические особенности терригенной части разреза выражены в резко низкокларковых содержаниях в породах меди, кобальта, никеля, ванадия, стронция, бария.

Породы толщи интенсивно дислоцированы, прорываются метагабброидами, метаперидотитами часовенского, гранитоидами саянского комплексов раннего протерозоя и долеритами нерсинского комплекса позднего рифея.

В целом низы толщи более метаморфизованы и здесь преобладают парагенезисы биотитовой зоны, а в верхах – хлоритовой.

Раннепротерозойский (позднекарельский) возраст толщи принят на основании прорывания ее отложений гранитоидами саянского комплекса, возраст которого радиологически подтвержден, а также с учётом относительно низкой степени метаморфизма в сравнении с окружающими Елашский грабен архейскими породами. Стратиграфическое положение мальцевской толщи выше часовенской определяется косвенно – на основании более низкой, чем в породах часовенской толщи, степени метаморфизма, а также по унаследованно (с часовенского времени) продолжающейся дифференциации вулканитов от основного к среднему и до кислого состава.

Уватская толща (KR_{2uv}) в структурном отношении слагает ядро Уватского поднятия, сложена метаморфизованными песчаниками, сланцами кварц-хлорит-серицитовыми, метабазальтами, метаалевролитами, доломитами, кварцитами. Нижний контакт неизвестен. На отложения толщи с угловым несогласием налегают конгломераты курятской свиты раннего рифея и шангулежской свиты среднего–позднего рифея. Ее отложения прорваны интрузиями гранитов саянского комплекса. Отложения толщи образуют систему линейных складок северо-западного плана с падением пород на крыльях на северо-восток и юго-запад под углами 60–80°.

Разрез толщи [421] (снизу): 1) метапесчаники грубослоистые полимиктовые с маломощными прослоями конгломератов (2 м), гравелитов, реже прослоев (20–40 м) метабазальтов и метариолитов – 600–700 м; 2) песчаники кварцитовидные белые, кварциты с маломощными прослоями

конгломератов, сланцев кварц-хлорит-серицитовых пестроокрашенных (до 5 м) и тело (20 м) metabазальтов в середине разреза – 150–170 м; 3) сланцы кварц-хлорит-серицитовые с маломощными прослоями сланцев алевроп-саммитовых, кремнисто-углеродистых. В средней части разреза залегает пласт доломитов и пластовое тело измененных metabазальтов – 250–300 м. Маркирующее значение имеют белые кварцитовидные песчаники, кварциты.

Содержание элементов-примесей по разрезу толщи колеблется в пределах кларка для осадочных пород. Содержание урана и тория повышены и составляют: урана – 3,6–4,2 г/т, тория – 10–12 г/т, в кремнисто-углеродистых сланцах в 1,5–2 раза выше.

Магнитное поле над породами толщи слабодифференцированное, положительное, напряженностью 200–300 нТл.

Метаморфизм пород отвечает условиям низкотемпературной части зеленосланцевой фации (характерны: парагенезис биотит (зеленый)–мусковит–хлорит–серицит и хорошая сохранность первичных осадочных структур).

Возраст толщи определяется как раннепротерозойский (позднекарельский) на основании прорывания ее гранитоидами саянского комплекса, несогласного налегания на песчаниках и сланцах уватской толщи раннерифейских конгломератов курятской свиты и низкой степени метаморфизма.

Сублукская серия. Породы этой серии слагают основную площадь Уриксо-Ийского грабена и прослеживаются от р. Урик до р. Ия. Сублукская серия имеет большую мощность – до 13 000 м, породы испытали напряженную складчатость различных порядков. Наиболее представительные разрезы составлены по р. Ия [211, 456]. В составе серии объединены (снизу): шаблыкская, большереченская, далдарминская, урикская свиты.

Ш а б л ы к с к а я с в и т а (KR_2sb) [211, 391, 456]. Низы разреза, мощностью 600–650 м, сложены преимущественно кристаллокластическими, литокристаллокластическими туфами среднего, кислого, выше – основного состава, с редкими прослоями сланцев биотит-серицитовых, хлорит-серицитовых, алевролитов олигомиктовых и полимиктовых; сланцы по простиранию выклиниваются и сменяются туфами среднего состава. Выше, без видимого несогласия, залегает толща (мощностью до 600 м) осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в низах которой находятся туфоконгломераты, затем – туфы среднего состава, туфопесчаники. Завершает разрез свиты тонкое ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, хлорит-серицитовых сланцев с горизонтом (мощностью 100 м) гравелитов и конгломератов, туфопесчаников – в верхах разреза. Общая мощность шаблыкской свиты до 1250 м [456] или до 2000–2100 м по [390]. В породах свиты хорошо сохраняются первичные структуры, отмечается мелкозернистая перекристаллизация цемента песчаников, алевролитов, биотитизация, актинолитизация, сосюритизация плагиоклазов. Метаморфизм пород отвечает условиям зеленосланцевой, участками – эпидот-амфиболитовой фации. Нижняя граница шаблыкской свиты – тектоническая, как и контакт с вышележащей большереченской свитой.

Возраст свиты, как в целом сублукской серии, определяется позднекарельским по возрасту надежно датированных гранитоидов и пегматитов саянского комплекса, прорывающих описываемые породы.

Большереченская свита (KR_2br) имеет двучленное строение. Низы ее сложены сланцами кварц-биотитовыми, андалузитовыми гранатсодержащими, карбонатными, серицит-хлоритовыми, песчаниками, туффопесчаниками; в основании – биотитовые гранат-биотитовые гнейсы, ортоамфиболиты, прослой конгломератов, метагравелитов. Мощность 800–1100 м. Выше залегает толща переслаивания сланцев кварц-биотитовых, андалузитовых, биотит-амфиболовых с прослоями метапесчаников, алевросланцев, присутствуют конгломераты, метабазалты, кислые вулканиды, редкие линзы и пласты кристаллических известняков и железистых кварцитов; мощность отложений 900–1200 м. Общая мощность свиты до 2300 м. В породах свиты преобладают парагенезисы регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Наличие в разрезе свиты относительно высокометаморфизованных пород (амфиболитов, гнейсов, мраморизованных известняков, отмеченных в разрезах по р. Тагна Черная) обусловлено контактовым метаморфизмом в связи с интрузиями гранитоидов саянского комплекса. В целом для разреза свиты характерно ритмичное переслаивание, наличие в слабометаморфизованных породах косослоистых текстур. В гальках конгломератов – породы шаблыкской свиты; это – черные туфы, эффузивы, кварциты; цемент песчаников часто туфогенный. Вулканогенные породы в составе большереченской свиты отмечается преимущественно в бас. р. Ия.

Отложения свиты прорываются интрузиями габброидов зимовнинского, гранитоидов саянского комплексов позднего карелия, долеритов нерсинского комплекса позднего рифея. Породы смяты в крупные симметричные складки, осложненные мелкой складчатостью. С залегающей выше далдарминской свитой большереченская свита имеет нормальный стратиграфический контакт, который проводится по подошве горизонта конгломератов далдарминской свиты и наблюдается в разрезах по рекам Ия, Зима, Ока и Бол. Белая. С расположенной юго-западнее мангатгольской толщей раннего архея граница проходит по Бельско-Окинскому региональному разлому.

Геохимические особенности биотитовых сланцев, микрогнейсов свиты выражены в содержаниях Co, Be, Zr, близких к кларковому ($K_k = 1,0-1,1$); Sr, Pb, Yb, Mo, Sc, Zu, Cu превышают его ($K_k = 1,8-2,2$); Mn, V, Cr, Ni, Sn присутствуют в нижекларковых концентрациях.

Радиогеохимический тип поля над большереченской свитой характеризуется общей радиоактивностью 2,5–3,5 мкР/ч, содержание урана составляет $(4-6) \times 10^{-4} \%$, тория $(8-6) \times 10^{-4} \%$, калия 1–2%. Магнитное поле (ΔT) слабодифференцированное, отрицательное, интенсивностью $(-20 + (-)50$ нТл.

Позднекарельский возраст большереченской свиты подтверждается фактом прорывания ее отложений интрузиями позднекарельских гранитов саянского комплекса.

Далдарминская свита (KR_2dl) сложена сланцами, часто углеродистыми, кварцитами, песчаниками и алевролитами, среди которых располагаются горизонты эффузивов среднего и кислого состава. В северо-западном направлении в разрезах свиты объем вулканитов основного состава и их туфов возрастает, в бассейне р. Ия они преобладают. Мощность свиты этого района варьирует от 2,0 до 3,0 км. От залегающей ниже больше-

реченской свиты далдарминская отличается присутствием углеродистых филлитов, филлитовидных сланцев, а от залегающей выше урикской свиты – отсутствием или незначительной ролью в разрезе карбонатных пород. В верхнем течении р. Бол. Ерма разрез свиты представлен преимущественно черными углеродистыми, часто сульфидизированными, филлитовидными сланцами с редкими прослоями голубовато-серых кварцитов. В верхней части этого разреза встречаются быстро выклинивающиеся по простиранию прослой и линзовидные тела (мощность до 10 м) кварцевых порфиров, амфиболитов, долеритовых порфиров и их туфов. По р. Бол. Белая разрез насыщен согласными телами амфиболитов, часть которых, судя по реликтам первичных пород, имеет эффузивное происхождение.

Мощность свиты в целом – до 3100 м.

Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, зоны хлорита и биотита. В экзоконтакте интрузий гранитоидов саянского и игнокского комплексов регионально слабометаморфизованные породы свиты претерпели контактовый метаморфизм с образованием узловатых андалузитовых сланцев, роговиков, амфиболитов.

В метатерригенных породах далдарминской свиты повышены относительно кларка содержания Yb (в 1,5 раза).

Радиологический тип поля над породами свиты характеризуется нормальным соотношением РАЭ, общей радиоактивностью 2,0–2,5 мкР/ч; содержание урана соответствует $(3-4) \times 10^{-4}\%$, тория $(6-8) \times 10^{-4}\%$, калия 1,0–1,5%. Магнитное поле (ΔT) слабодифференцированное, отрицательное интенсивностью от (-40) до (-120) нТл.

Породы свиты смяты в крупные линейные складки северо-западного простирания. Лишь на юго-восточном окончании грабена они залегают моноклинально, слагая толщу песчано-сланцевого состава с незначительным количеством вулканогенных образований, согласно налегающую на отложения большереченской свиты и согласно перекрывающуюся отложениями урикской свиты. Контакт с ермосохинской свитой тектонический.

Возраст далдарминской свиты принят позднекарельским на основании налегания на отложения большереченской свиты, прорывания ее пород позднекарельскими гранитоидами саянского комплекса, возраст которых надежно установлен.

Урикская свита (KR_{2ur}) залегают в верхах сублукской серии. К ней отнесены песчаники, филлитовидные кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы, в меньшей мере – туфопесчаники, карбонатные породы, амфиболиты. Для всех пород характерна темно-серая до черной окраска. Присутствуют мощные горизонты углеродистых сланцев. В стратотипическом разрезе по р. Урик выделяется три крупных ритма, характеризующихся наличием псефитов и псаммитов в нижней и филлитовидных сланцев и известняков – в верхней частях разреза. Выделяются также ритмы более высокого порядка.

Низы разреза сложены толщей переслаивания метапесчаников кварцевых, плагиоклаз-кварцевых и сланцев актинолитовых, биотит-актинолитовых, серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых, филлитовидных сланцев часто углеродистых, метаалевролитов, сланцев слюдисто-кварц-

карбонатных с горизонтом известняков (60 м). В черных сланцах часта тонкая вкрапленность сульфидов. Мощность отложений 1290–1340 м.

Выше залегает толща переслаивания филлитовидных сланцев, часто углеродистых, микросланцев, матаалевролитов, метапесчаников, метагравелитов биотитовых, биотит-кварцевых, аркозовых; сланцев, микросланцев слюдисто-кварцевых, биотит-серицитовых, актинолитовых, плагиоклаз-кварц-актинолитовых; в верхах присутствуют прослои сланцев слюдисто-кварц-карбонатных, известняков, кварцитов. Отмечается повышенное (до 1–3%) содержание в филлитовидных сланцах вкрапленности сульфидов; в средней части разреза находится пласт кварцитов мощностью в первые десятки метров с обильной вкрапленностью арсенопирита (до 1%); мощность отложений охарактеризованной части разреза 1140 м.

Верхи разреза свиты сложены филлитами, филлитовидными сланцами, местами углеродистыми, с прослоями метапесчаников кварцевых, плагиоклаз-кварцевых с горизонтом кварцитов, завершают разрез карбонатные сланцы, известняки. Мощность отложений верхней части свиты достигает 1850 м. Общая мощность свиты до 4300 м.

Породы урикской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, с зонами хлорита и биотита. На крайнем северо-западе структуры, в бассейне р. Ия метаморфизм пород ниже – здесь в разрезе свиты в основном распространены глинистые, глинисто-карбонатные и карбонатные сланцы, доломиты и песчаники.

Геохимические особенности свиты: в биотитовых сланцах концентрации Sr, Yb, Pb, Mo превышают кларковые содержания ($K_k = 7,8-1,5$); Ni, V, Mn, Sn, Ba – ниже кларковых ($K_k = 0,5-0,7$); в углеродистых филлитах Sr, Cu, Pb, Mo имеют концентрации выше кларковых, Mn, Sn, Ba, Ga – ниже кларковых; в метапесчаниках, кварцитах Co, Cu, Mo, Sc имеют концентрации на порядок выше кларка ($K_k = 54,5-14,6$); понижены – Sr, Zn, V, Pb, Ba; в известняках и карбонатных сланцах урикской свиты Sr присутствует в концентрациях выше кларка ($K_k = 6,8$), V, Cr, Ni, Cu, Sn, Ba, Ga – ниже кларка; в актинолитовых, хлорит-актинолитовых сланцах выше кларка отмечено содержание Sr ($K_k = 5,4$), а ниже кларка – содержания Cr, Ni, Pb, Sn, Be, Zr, Y, Ba, Ga.

Урикская свита характеризуется ториевым, калий-ториевым и нормальным соотношением РАЭ, общей радиоактивностью 1,5 мкР/ч, содержание урана составляет $(2-4) \times 10^{-4}\%$, тория $(4-8) \times 10^{-4}\%$, калия 1–2%. Магнитное поле (ΔT) слабодифференцированное, отрицательное, интенсивностью от (–20) до (–80) нТл.

Контакт урикской свиты с вышележащей ингашинской свитой – тектонический, с подстилающей далдарминской свитой – несогласный стратиграфический (бассейн р. Урик) с гравелистыми песчаниками в основании; верхний контакт неизвестен. На крайнем северо-западе Урикско-Ийского грабена свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями карагасской серии среднего–верхнего рифея. Породы урикской свиты прорываются интрузиями габброидов зимовнинского, гранитов саянского, щелочными породами зиминского и долеритами нерсинского комплексов.

Возраст и положение урикской свиты в разрезе сублукской серии определяется налеганием ее на далдарминскую свиту с прорыванием породами зимовнинского и саянского комплексов, радиологически датированных поздним карелием.

Ингаши́нская свита (KR_{2in}) [349] имеет существенно песчаниково-сланцевый состав, есть в ней и единичные прослои карбонатных образований; отмечается ритмичный характер переслаивания пород в разрезе свиты. Низы разреза представлены толщей метапесчаников кварцевых, олигомиктовых, полимиктовых, иногда гравелистых, в переслаивании с метаалевролитами, сланцами, микросланцами кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, серицит-биотит-хлорит-карбонатными, хлорит-актинолитовыми; есть маломощные прослои окрашенных карбонатных пород; мощность отложений 250 м. Выше залегает толща существенно сланцево-песчаникового состава: песчаники кварцевые, полевошпатитовые, кварцитовидные, в переслаивании с микросланцами кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, кремнисто-серицитовыми, глинистыми и филлитовидными, филлитами; к верхам роль песчаников увеличивается; мощность отложений 560 м. Верхи разреза имеют преимущественно сланцевый состав – микросланцы хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые, хлорит-серицит-кварцевые и серицитовые, а также глинистые, алевролитовые, псаммитовые в переслаивании с песчаниками кварцитовидными, полевошпатово-кварцевыми, кварцитами; прослои филлитовидных сланцев; мощность отложений 690–790 м. Общая мощность свиты до 1600 м.

Породы ингаши́нской свиты метаморфизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Радиоактивное поле над ингаши́нской свитой характеризуется нормальным и ториевым соотношением РАЭ, общей радиоактивностью 2–4 мкР/ч, содержание урана составляет $(2-4) \times 10^{-4}\%$, тория – $(8-12) \times 10^{-4}\%$, калия – 1,5–2%. Магнитное поле (ΔT) слабодифференцированное отрицательное интенсивностью $0 \div (-50)$ нТл.

Возраст свиты определен при ГДП-200 [350] как позднекарельский на основании прорывания ее в стратотипической местности габбро-долеритами зимовнинского комплекса, датированного U-Pb методом (по цирконам) поздним карелием – 1913 ± 24 млн лет. В этом же районе на левобережье р. Ока отмечены дайки гранитоидов игнокского комплекса. Ингаши́нская свита залегает на урикской с гравелитами в основании и, возможно, завершает разрез сублукской серии. Однако включение ее в состав последней недостаточно обосновано.

Нижний протерозой Алтае-Саянской складчатой области. Алыгджерская свита (KR_{1al}) имеет выдержанный вещественный состав с преобладанием плагиогнейсов, биотит-амфиболовых, амфиболовых, гранат-биотитовых, кристаллосланцев, кальцифиров. Графитистые мраморы, кварциты образуют редкие маломощные (0,4 м) прослои. В единичных слоях отмечаются силлиманит- и кордиеритсодержащие плагиогнейсы. Формирование разреза свиты происходило в условиях регрессивного цикла осадконакопления. Распределение литофаций по разрезу позволяет

установить проявление цикличности осадконакопления, характерны элементы мезо- и микроритмичности, проявленные переслаиванием плагиогнейсов и кальцифиров, кварцитов и плагиогнейсов, кристаллосланцев, кальцифиров и мраморов с мощностью мезоритмов до 100 м, микроритмов – 1–30 см. Карбонатность осадков увеличивается в северо-западном направлении. Мощность свиты 3350–3800 м.

Дербинская свита (KR_{1dr}). Установлено налегание горизонта мраморов низов разреза свиты на плагиогнейсы алыгджерской свиты в голостратотипе последней по р. Уда. В целом переход к гнейсам алыгджерской свиты постепенный и происходит через переслаивание мраморов и гнейсов. Разрез свиты отражает трансгрессивный характер осадконакопления с устойчиво повторяющимися элементами цикличности. В составе свиты преобладают мраморы (60–95%), содержащие в качестве примеси слюду, графит, пирит, кварц. В составе свиты встречаются прослой, линзы мощностью до 100 м, представленные кварцитами, плагиогнейсами, биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми, пироксеновыми кристаллосланцами. Фациально свита неустойчива – в северо-западном направлении происходит выклинивание терригенных горизонтов, увеличение карбонатности разреза. Кварциты, состоящие на 94–98% из SiO₂ и содержащие в качестве примеси плагиоклаз, графит, тремолит, диопсид, образуют прослой и линзы на различных уровнях разреза, наиболее мощные (до 400 м) горизонты их приурочены к верхам дербинской свиты. Мощность свиты 3600 м.

Эденская свита (KR_{1ed}). Гипостратотип свиты является сводным из двух разрезов. Нижняя часть разреза представлена по бортам р. Уда выше устья р. Эден, верхняя – по руч. Арыскан-Ой – правому притоку р. Эден. Нижняя стратотипическая граница определяется подошвой пачки тонкого переслаивания плагиогнейсов биотит-амфиболовых, кальцифиров, мраморов, кварцитов, амфиболитов, согласно налегающих на мраморы дербинской свиты. Верхняя граница свиты неизвестна. В гипостратотипическом разрезе преобладают кальцифиры и мраморы, подчиненное значение имеют плагиогнейсы (амфибол-биотитовые, биотитовые), кристаллосланцы биотит-амфиболовые, пироксеновые, кварциты. Характерные темноцветные минералы для кальцифиров – амфибол, моноклинный пироксен, биотит, клиноцоизит. В мраморах и кварцитах постоянно присутствует графит. В целом же по площади в разрезе свиты преобладают плагиогнейсы (60–85%), в редких отдельных случаях появляются горизонты и линзы андалузитовых и силлиманитовых сланцев (20 м). Ритмичное переслаивание пород – характерная черта литофациального облика свиты, что определяет типично флишевый характер разреза. Мощность свиты до 2380 м.

Метаморфизм отложений Дербинского блока на большей части площади отвечает условиям амфиболитовой, а в отдельных участках (басс. рек Кунтей, Ожигай, Балтыгранных) – гранулитовой фации.

При обосновании протерозойского возраста пород Дербинского блока основным аргументом является высокий метаморфизм пород, а также единичные радиологические определения возраста мраморов, отобранных вблизи с. Алыгджер. Определенный свинец-свинцовым (по валу) методом

возраст составляет 1570 млн лет [33]. Принадлежность описанных пород к дорифею подтверждается также прорыванием их сиенит-габбровым казырским комплексом рифея.

РИФЕЙ

Рифейские отложения широко развиты в пределах листа в различных структурно-тектонических обстановках. Они участвуют в строении фундамента Сибирской платформы (нижний рифей Удинско-Колбинской рифтогенной зоны Присаянского краевого шва и Урикско-Туманшетского внутрикратонного прогиба), в чехле платформы (средний–верхний рифей Присаянского перикратонного прогиба) и в структурах Алтае-Саянской складчатой области, где значительная часть разрезов представлена образованиями средне-позднерифейского возраста.

Нижний рифей фундамента Сибирской платформы представлен чернореченской толщей, одайской, ермосохинской, курятской, ердейской свитами в фундаменте платформы (Урикско-Туманшетский внутрикратонный прогиб), мурхойской рифтогенной толщей – в Удинско-Колбинской зоне Присаянского краевого шва.

Чернореченская толща (RF₁сг) [244] закартирована в Тагул-Бирюсинском горсте, где она слагает наложенный Чернореченский грабен. Толща представлена частым чередованием ритмичнослоистых терригенных пород – метаалевролитов, метапесчаников, потоков и покровов метаандезибазальтов, лавобрекчий того же состава при преобладании эффузивов, сопровождается субвулканитами основного состава, граничит по зонам разломов с нижнепротерозойскими породами мальцевской толщи, гранитоидами саянского комплекса, а также рифейскими образованиями карагасской серии; соответственно, подошва и кровля чернореченской толщи отсутствуют. Стратотипический разрез подразделения, изученный в береговых обнажениях по р. Тагул, между устьями рек Мальцевка и Черная Речка, характеризуется двучленным строением. Низы его имеют вулканогенно-терригенный состав (мощность ~ 800 м), верхи – терригенно-вулканогенный со значительной ролью пирокластических пород (мощность 1080 м). Общая мощность толщи 1880 м. Типичен андезитовый, андезит-базальтовый состав вулканитов (кислые разности редки), полимиктовый состав песчаников, присутствуют горизонты алевролитов, туфов, туффитов. В центральной части Чернореченского грабена четко картируется вулканический аппарат центрального типа – Усть-Мироновский палеовулкан.

Покровная фация представлена андезибазальтами, иногда альбитизированными, часто с миндалекаменной, порфириковой текстурой, в низах потоков наблюдаются кластолавы, отмечено присутствие пиллоу-лав. Жерловую фацию слагают вулканиты андезит-базальтового состава, образующие в современном рельефе конусовидные вершины. Широко развиты субвулканические тела долеритов, габбро-долеритов. В прижерловой части проявлено интенсивное окварцевание, эпидотизация, кальцитизация, реже – пиритизация. Падение пород здесь периклинальное под углом 80°, на удалении от центра структуры к периферии углы падения до 25°. В пределах

палеовулкана широко развиты радиальные трещины. На периферии структуры в разрезе толщи уменьшается мощность вулканитов, появляются туффиты, возрастает роль терригенных пород – метаалевролитов, метапесчаников. На удалении от вулкана доля вулканогенных пород в разрезе быстро снижается и тип разреза приближается к туфогенно-терригенному.

Породы толщи характеризуются свежим обликом. Метабазиты, андезиты, андезибазальты имеют хорошо сохранившуюся офитовую, витрофировую, интерсертальную, пилотакситовую, порфирированную, миндалекаменную, массивную, флюктуационную текстуры. В терригенных породах четко диагностируются псаммитовые, алевро-псаммитовые структуры.

По химическому составу эффузивы толщи соответствуют меланократовым базальтам с низкой щелочностью натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4,7$), низкой, реже умеренной глиноземистостью ($a_1' = 0,7-1,1$), отличаются от метабазитов часоуновской свиты более низкой железистостью. Геохимически андезибазальты специализированы (Кк = 2–2,5) на Ве (0,0001%), Yb (0,0004%), Sn (0,0004%); повышенные содержания Мо (0,00031%), Рb (0,00009%) объяснимы эпивулканическими гидротермальными процессами. От часоуновских ортоамфиболитов чернореченские андезибазальты и метабазальты отличаются и повышенными содержаниями Mn, Ti, Co, Y, (Кк = 1,1–1,4). Терригенные породы характеризуются кларковыми содержаниями большинства элементов-примесей. В физических полях чернореченская толща характеризуется знакопеременным, дифференцированным магнитным полем напряженностью 100–200 нТл с изометричными и линейными аномалиями над субвулканическими телами базитов. Залегая в грабене, чернореченская толща по зонам разломов граничит с позднекарельскими породами часоуновской свиты и гранитоидами саянского комплекса, а также – с рифейскими отложениями карагасской серии. Породы ее присутствуют в гальке конгломератов ердейской толщи раннего рифея. При проведении работ по созданию комплекта ГК-1000/3 листа N-47 авторами получена радиологическая датировка по цирконам (обр. 7072) U-Pb (SHRIMP) – 1238 ± 31 млн лет, что позволяет датировать исследованные породы ранним рифеем.

О дайская свита (*RF_{1od}*) распространена в бассейне р. Ильминга в районе горы Ангаула и в линейном тектоническом блоке в верховьях р. Одай. В районе горы Ангаула отложения свиты совместно с долеритами ангаульского комплекса слагают концентрически зональную синформу с общим погружением пород на северо-запад. Ранее эти образования выделялись в составе калбазыкской серии, в которую включалась и ингашинская свита, по последним данным [349] датированная ранним протерозоем. В качестве одайской свиты описываемые образования выделяются в серийной легенде.

Свита сложена осадочно-вулканическими породами с характерной вишнево-красной, реже – серой, голубовато-серой окраской. Низы разреза (мощностью ~ 700 м) сложены конгломератами, гравелитами, конглобрекциями, туфобрекциями, туфами с прослоями и линзами алевролитов, туфопесчаников, на которых залегает толща переслаивания сланцев кварц-серицитовых, алевролитов, песчаников с прослоями туфов. Завершает разрез

толща (мощностью ~ 400 м) переслаивания песчаников (линзующихся), туфов псаммитовых, алевроитовых, пепловых с линзами туффитов, туфолов основного состава с горизонтом серицит-кварцевых сланцев в кровле разреза. Общая мощность свиты более 1100 м.

Нижний стратиграфический контакт свиты неизвестен – повсеместно тектонизирован и затушеван прорывающими габбро-долеритами ангаульского комплекса. В верховьях р. Бол. Ильминга отложения одайской свиты перекрываются со стратиграфическим несогласием конгломератами шангулежской свиты (RF₂₋₃).

Аэромагнитное поле над породами свиты положительное (~100 нТл), дифференцированное – повышается над вулканитами, имеющими преимущественно основной состав. Метаморфизм отложений соответствует условиям зеленосланцевой фации (хлоритовой зоны). В породах часто проявлены структуры осадочных и вулканических пород, в незначительной степени испытывающих хлоритизацию, серицитизацию, карбонатизацию, редко – биотитизацию. Небольшим метаморфическим преобразованиям подверглись глинисто-алевритовый, пепловый материал, вулканическое стекло.

Возраст одайской свиты обосновывается прорыванием ее пород габбро-долеритовым ангаульским комплексом раннего рифея.

Мурхойская толща (RF_{1mg}) [222, 144]. Нижняя терригенная часть толщи представлена кварцитами, микрокварцитами, черными углеродистыми, слюдистыми, иногда дистенсодержащими с прослоями (0,5 м) метапесчаников кварц-карбонатного состава и сланцев углеродисто-карбонатно-кварцевых, плагиоклаз-дистен-гранат-биотит-кварцевых, углеродисто-карбонатно-кварцевых, углеродисто-кварцевых, гранат-биотит-мусковит-кварцевых, актинолит-углеродисто-кварцевых. Она сменяется выше по разрезу карбонатным флишем с тонкой седиментационной цикличностью состава – кристаллические известняки, сланцы биотит-амфиболовые, биотит-амфибол-карбонатные, с мощностью циклов от первых сантиметров до первых дециметров (0,2 м). Фациальный состав толщи устойчив. Мощность отложений колеблется в пределах 1500–1900 м. Отложения толщи образуют серию грабенов по северо-восточной границе Дербинского блока.

Метаморфизм терригенного разреза мурхойской толщи отвечает эпидот-амфиболитовой фации. Появление в нижней части разреза дистенсодержащих разновидностей (плагиоклаз–дистен–гранат–биотит–кварц) фиксирует локальное проявление условий амфиболитовой фации (в зонах разломов, в экзоконтакте интрузий).

Возраст мурхойской толщи определяется находками фитолитов нижнерифейской фитемы в бассейне р. Агул [245].

Породы свиты вмещают оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой формаций.

Ермосхинская свита (RF_{1er}) в виде узкой прерывистой полосы прослеживается вдоль всего Урикско-Ийского грабена от р. Бол. Ерма на юго-востоке до р. Ия на северо-западе на расстояние 150 км, занимая преимущественно высокие гипсометрические уровни – хребты Ермосхин, Башкан, водоразделы Зимы и Ярмы. Отложения ее по линии Ерминско-Горхонского разлома слагают узкий грабен шириной от 0,2–0,3 до 2–3 км,

прослеживающийся вдоль контакта урикской и далдарминской свит. Внутри грабенообразного прогиба породы ермосохинской свиты залегают моноклинально с меняющимся падением пород на северо-восток и юго-запад согласно сместителям, ограничивающим грабен.

Свита сложена гравелитами, песчаниками и конгломератами с характерной ритмичностью трансгрессивного ряда. Присутствуют в подчиненном количестве серые, зеленые, вишневые алевролиты, сланцы серицит-хлоритовые, эффузивы, туфы. В основании свиты картируется горизонт базальных конгломератов, состав галек которых свидетельствует о глубоком размыве подстилающих пород. Конгломераты с резким угловым несогласием лежат на дислоцированных сланцах далдарминской, урикской и отчасти ингашинской свит.

Разрез свиты имеет трехчленное строение. Низы разреза (мощность до 330 м) представляют собой законченный ритм, начинающийся конгломератами, сменяющимися стратиграфически вверх песчаниками различного состава с прослоями алевролитистых песчаников. В средней части разреза (мощность 250 м) преобладают гравелиты и песчаники с прослоями конгломератов, сменяющимися вверх сланцами серицит-хлоритовыми с прослоями песчаников, алевролитов; присутствуют горизонты андезибазальтов, туфобрекчий, туфопесчаников. Завершается разрез свиты крупным седиментационным ритмом, начинающимся с гравелитов и конгломератов и заканчивающийся мелкозернистыми песчаниками и алевролитами; мощность отложений до 150 м. Общая мощность свиты до 740 м. Состав гальки конгломератов, залегающих в основании свиты, подтверждает их базальный характер. В гальках обнаружены филлитовидные сланцы урикской свиты, ортоамфиболиты зимовнинского комплекса, биотит-роговообманковые гнейсы, кварц-биотитовые сланцы большереченской свиты, кварцитовидные песчаники ингашинской свиты, кварцевые песчаники и жильный кварц.

Породы свиты регионально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Курятская свита [421, 211, 454] занимает небольшую площадь (5–6 км²), залегая на восточном и северном склонах Уватского поднятия. В разрезе ее принимают участие конгломераты, доломиты, песчаники, глинисто-серицитовые сланцы. В верхней части разреза наблюдается тело ортоамфиболитов. Отложения свиты со стратиграфическим и угловым несогласием залегают на метаморфических породах уватской толщи раннего карелия, гранитоидах саянского комплекса позднего карелия и со стратиграфическим несогласием перекрываются конгломератами, гравелитами и песчаниками шангулежской свиты среднего–позднего рифея. Разрез свиты [421] по левобережью р. Каменка представляет собой крупный трансгрессивный ритм. В низах залегают конглобрекчий мелкообломочные с песчаным цементом, конгломераты валунные, сменяющиеся вверх по разрезу мелкогалечными. В составе галек отмечаются metabазальты, кварц-слюдистые сланцы, пегматоидные граниты, биотитовые граниты, метапесчаники. Далее разрез наращивается песчаниками неравномернозернистыми, массивными с глинисто-серицитовым цементом; обломочный материал плохо окатан и плохо

сортирован. Завершают разрез сланцы алевролитовые, кварцево-глинисто-серицитовые с прослоями доломитов массивных, песчаников темно-серых; в верхах – горизонты метабазитов плотных зеленых с прослоями сланцев алевритовых, кварцево-глинисто-серицитовых. Мощность свиты по разрезу 700–750 м.

Отложения курятской свиты формационно принадлежат к молассовым образованиям. По характеру разреза описываемая свита хорошо коррелируется с ердейской и ермошихинской свитами. Терригенные породы имеют, как правило, полимиктовый состав, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

На картах ΔT курятская свита характеризуется слабодифференцированным положительным магнитным полем интенсивностью до 300 нТл, радиоактивность – 15–17 мкР/ч.

Возраст свиты устанавливается как раннерифейский на основании залегания ее с размывом на раннепротерозойских отложениях уватской толщи (KR_{1uv}), гранитоидах саянского комплекса и перекрытия шангулежской свитой среднего-верхнего рифея.

Полезных ископаемых в связи с курятской свитой не выявлено.

Ердейская толща (RF_{1ed}) [84, 244] закартирована в северо-восточной части Тагул-Бирюсинского горста в узком тектоническом блоке северо-западного простираения, распространена незначительно и представлена конгломератами, конглобрекциями, песчаниками, туфогенными породами.

В видимом основании толщи залегают зеленовато-серые валунно-галечные конглобрекции, переходящие вверх по разрезу в мелковалунно-галечные. Галька и валуны имеют полимиктовый состав и представлены различными породами в следующих соотношениях: биотитовые гнейсы, сланцы, амфиболиты – 10%, сланцы, микросланцы – до 15%, реже встречаются гранито-гнейсы, пегматиты, ортоамфиболиты (часовенской свиты), кварцевые порфиры, кварц.

Видимая мощность горизонта конгломератов 50–70 м. Выше конгломератов залегает маломощный пласт полимиктовых туфогравелитов, в обломочной части которых присутствует туфогенный материал основного–среднего состава. Вверх по разрезу туфогравелиты сменяются мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с карбонатно-слюдистым, лимонит-серицитовым цементом с редкой мелкой галькой и маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов полимиктового состава; в верхах присутствуют линзы туфопесчаников; мощность 80–100 м; разрез толщи завершают валунно-галечные туфоконгломераты пестрого полимиктового состава мощностью 40–70 м. Видимая мощность свиты 170–240 м.

Представленный разрез ердейской толщи хорошо коррелируется с такими ермошихинской и курятской свит. Спецификой первого является присутствие туфогенного материала основного–среднего состава, в то время как в последних вулканы представлены пластовыми телами метабазитов. Степень регионального преобразования пород незначительна и соответствует РТ-условиям регионального эпигенеза (B_5). На аэрогеофизических картах свита фиксируется спокойным отрицательным полем и низкими значениями РАЭ.

Возраст ердейской толщи определяется как ранний рифей по аналогии разреза ее с разрезом ермосохинской свиты.

Заканчивая описание разрезов нижнего рифея в фундаменте платформы, отметим, что мощности синхроничных одайской и чернореченской толщ достигают 1880 м, а мощности перекрывающих их также синхроничных ердейской, ермосохинской и курятской толщ (Урикско-Ийский грабен) не превышают 750 м. Мощность мурхойской толщи в обособленной рифтогенной структуре Удинско-Колбинской зоны – 1900 м. Таким образом, максимальная мощность нижнерифейского разреза установлена в Урикско-Ийском грабене и составляет 2630 м.

Нижний рифей Алтае-Саянской складчатой области. Ш у т х у л а й - с к а я с в и т а (KR₁:RF_{шт}). Под этим названием выделяется комплекс разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, при подчиненной роли мраморов и метаэффузивов, развитых в бассейнах рек Тисса, Шутхулай, Бий-Хем на площади более 600 км². В традиционном понимании ими сложен выступ дорифейского фундамента в пределах Окинского «синклиория», известный как «Шутхулайская глыба» или «Одурум-Шутхулайское поднятие». Часть исследователей считали этот комплекс пород высокометаморфизованным аналогом окинской серии на основе общности их структурной позиции, близости первичного состава пород, наличия постепенных переходов от гнейсов к сланцам, отсутствия хорошо документированных разломов, ограничивающих «глыбу» [93, 58].

Внутренняя структура шутхулайской свиты интерпретируется как сложноскладчатая, характеризующаяся наличием куполовидных складок с падением плоскостных элементов (гнейсовидности, сланцеватости, полосчатости) преимущественно под углами 30–50°, осложненных на крыльях мелкой складчатостью в зоне наиболее глубокого метаморфизма и, преимущественно, линейных складок субширотного простирания с крутым падением плоскостных элементов (60–80°) в зонах более низкого метаморфизма. Некоторые исследователи в структурной эволюции шутхулайской свиты выделяют до трех этапов деформаций.

При проведении ГСР-50 на территории листа N-47-XXXIII в разрезе свиты выделены две подсвиты. Нижняя подсвита представлена переслаиванием биотитовых, мусковит-биотитовых, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, часто гранат- и силлиманитсодержащих. В средней части разреза подсвиты отмечен пласт графитистых, пиритсодержащих мраморов мощностью до 280 м, горизонт тонкого переслаивания биотит-амфиболовых гнейсов и кварцитов (пиритсодержащих) мощностью около 80 м. Мощность нижней подсвиты по приближенным оценкам составляет 1800 м. Разрез верхней подсвиты характеризуется ритмичным переслаиванием плагиогнейсов (~30%), «карбонатных» гнейсов (~29%), мраморов (~14%), пироксен-амфибол-биотитовых, плагиоклаз-амфиболовых сланцев. Мощность подсвиты (неполная ?) – 900 м. Указанный разрез характеризует шутхулайскую свиту в зоне ее наиболее глубокого метаморфизма. До 50% мощности разреза составляют послонные, теневые, артеритовые мигматиты, послонные тела плагиогранитов, кварцевых диоритов [208, 415].

Общая мощность свиты 3000–6000 м.

Восточнее, на территории листа N-47-XXXIV, в разрезе свиты преобладают двуслюдяные сланцы, часто гранатосодержащие амфиболовые сланцы, появляются прослой и пачки мусковитовых, двуслюдяных и хлорит-эпидотовых, амфибол-биотит-амфиболовых сланцев (часто с гранатом). Характерна «обуглероженность» некоторых разновидностей сланцев. Низкометаморфизованные части разреза в бассейне р. Тисса выделяются в составе билинской свиты, контактирующей с шутхулайской по разлому, чем обусловлено выпадение из разреза мощной существенно карбонатной балыгтыгхемской свиты. Разлом между комплексом пород, относящихся в этом районе к шутхулайской и билинской свитам, обозначен Т. В. Донской [58] как зона надвига. Породы шутхулайской свиты перекрываются существенно карбонатной балыгтыгхемской свитой [208, 290].

Петрогеохимические исследования метаморфитов шутхулайской свиты разных метаморфических зон показали, что метаморфическим преобразованиям была подвержена единая вулканогенно-осадочная толща. Большинство фигуративных точек пород свиты, а также пород окинской серии на диаграмме А. А. Предовского попадает в поля граувакк и субграувакк, меньшая их часть – в область монтмориллонитовых глин, туффигов, вулканитов кислого и основного состава. Основным аргументом для выделения Шутхулайской глыбы (или Одурум-Шутхулайского поднятия) являлась более высокая по сравнению с «вмещающей ее» окинской серией степень метаморфизма, в связи с чем слагающие ее породы датировались ранним протерозоем или археем–ранним протерозоем. Поэтому изучению метаморфизма пород области контакта «глыбы» с породами окинской серии уделялось особое внимание. На основе детального изучения парагенетических ассоциаций, составов гранатов, биотитов, мусковитов, плагиоклазов, установлено постепенное снижение степени метаморфизма пород шутхулайской свиты с запада на восток, от высокотемпературной субфации альмандин-амфиболитовой фации до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации [58].

Необходимо отметить, что положение изоград метаморфизма относительно страгиграфических границ из-за неудовлетворительной расшифровки внутренней структуры свиты является до конца не выясненным.

На основе общности структурной позиции, петрогеохимических особенностей шутхулайской свиты и окинской серии, отсутствия между ними «метаморфического скачка», ряд исследователей предполагают их возрастную корреляцию [93, 58]. Радиологически шутхулайская свита не охарактеризована.

Близость магнитных свойств и плотностных характеристик пород шутхулайской свиты и окинской серии отражена в сходстве отвечающих площадям их распространения магнитного и гравитационного полей. Тем не менее, вопрос о возрасте шутхулайской свиты и ее аналогов в Восточном Саяне нельзя считать решенным окончательно, и, с учетом мнения ряда исследователей [4, 208], она датируется как $PR_1:RF$.

Среднерифейские и средне-позднерифейские отложения (R_{2-3}) фундамента Сибирской платформы. Хорминская свита (RF_{2hr}) распространена в бассейнах рек Мал. Бирюса и Инжигей в северном крыле

Удинско-Колбинской зоны. Отложения свиты залегают в тектонических блоках, поэтому соотношения с выше- и нижележащими образованиями не установлены. Разрез свиты имеет трехчленное строение и представляет собой крупный регрессивный мегаритм. Нижняя часть разреза представлена тонкими алевритистыми сланцами (150 м) и метаэффузивами (туфами риолитов, риолитами и порфировыми долеритами) в равных долях; средняя – карбонатно-терригенная – сложена мощными (60–250 м) горизонтами известняков плитчатых, доломитистых в переслаивании со сланцами кварц-серицитовыми филлитовидными, углеродисто-карбонатными (16 м), алевролитами углеродисто-кремнистыми (40 м). Выше залегает горизонт конгломератов (28 м) и песчаников (12–17 м), сменяющийся терригенно-эффузивными отложениями (песчаники, риолиты), постепенно переходящими в известково-сланцевую пачку ритмичного переслаивания. По латерали доля терригенного материала в карбонатно-терригенной части разреза увеличивается в северо-западном направлении. Завершает разрез свиты толща переслаивания песчаников палеошпатовых, гравелитов, в верхах – с горизонтом конгломератов зеленовато-серых мощностью 600 м. Общая мощность свиты составляет 2306 м.

На фоне общего моноклиального падения на юг, юго-запад под углами 50–80°, породы свиты смяты в мелкие изоклиальные складки. Региональный метаморфизм пород хорминской свиты определяется минеральными ассоциациями зеленосланцевой фации: хлорит–мусковит–кварц, хлорит–актинолит–кварц–эпидот, биотит (зеленый)–кварц–эпидот–плагиоклаз. В экзоконтактах с габброидами мадарского, гранитоидами бугульминского и бирюсинского комплексов наблюдается хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация и скарнирование пород свиты.

Возраст свиты определяется как среднерифейский по находкам микрофитолитов каланчевского комплекса – *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Vesiculates* sp. [274].

В карбонатно-терригенных породах хорминской свиты локализованы проявления золота и полиметаллов.

Агульская свита (RF_{2-3ag}) распространена только в бассейне р. Бол. Агул, является нижней частью разреза отложений Чатыгойского грабена. Голостратотипический разрез свиты вскрыт в береговых обнажениях р. Бол. Агул ниже устья р. Мал. Речка. Основание свиты неизвестно – контакт тектонический. С вышележащими терригенно-карбонатными отложениями инжигейской свиты устанавливается согласный стратиграфический контакт.

Свита характеризуется монотонным доломитовым составом с редкими маломощными (2,0–5,0 м) прослоями доломитовых брекчий и органических (строматолитовых, микрофитолитовых) участками окремненных доломитов (2 м). В верхах разреза наблюдаются единичные прослои известняков (2,5–5,0 м). В доломитах низов разреза присутствуют редкие, незначительные по мощности (4 м) прослои песчаных известковистых доломитов. Мощность свиты более 350 м.

Комплекс фитолитов агульской свиты по набору биоформ соответствует верхнему подкомплексу среднерифейской фитемы районов Сибири [57].

Средне-позднерифейские отложения чехла платформы. Шангулежская свита (RF₂₋₃šn) [237]. Представляя низы разреза средне-верхнерифейской карагасской серии, свита с размывом залегает на архейских и раннепротерозойских образованиях фундамента платформы с горизонтом конгломератов в основании. Низы разреза сложены песчаниками (полимиктовыми, аркозовыми) различной зернистости с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, алевролитов, реже – аргиллитов; мощность нижней части до 500 м. Выше по разрезу залегают доломиты серые, красноцветные, кремнистые доломиты в переслаивании с алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами, туфопесчаниками; мощность до 820 м. Общая мощность шангулежской свиты до 1320 м. Характерна невыдержанность по простираню литологического состава и мощностей.

В обломочной части песчаников часто повышено до 3–5% содержание гематита, магнетита, в цементе – гидроокислов железа; присутствуют осколочные частицы пирокластического материала. Содержание микроэлементов в терригенных породах – на уровне кларков; в доломитах иногда повышен фосфор. Магнитное поле над описанными породами слабодифференцированное отрицательное интенсивностью (–)75÷100 нТл, РАЭ – U – (2–4) × 10⁻⁴, Th – (4–6) × 10⁻⁴.

Возраст шангулежской свиты определяется по комплексу средне- и верхнерифейских микрофитоцитов и строматолитов: *Compactolenia* aff. *tchajensis* Dol., *Baicalid(?) polita* Dol., *Tungussia* sp., *Osagia tenuilanella* Reitl., *O. Columnata* Reitl. [57]. Породы свиты прорываются долеритами нерсинского комплекса позднего рифея.

Средне-позднерифейские отложения Алтае-Саянской складчатой области. В пределах АССО средне-верхнерифейские отложения представлены в Гарганской структурно-формационной области образованиями оспинской и дунжугурской свит.

Оспинская свита (RF₂₋₃os) выделена М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым в 1939 г. в верхнем течении р. Орот, где разрезы свиты обнажаются в эрозионных склонах среди офиолитов. В небольших выходах отложения свиты отмечены в истоках рек Саган-Сайр, Суматра, Улзыта, в истоках р. Ильчир и по правому борту р. Арлык-Гол. Стратотипический разрез отсутствует. Наиболее полно свита обнажена по р. Арлык-Гол. Разрез достаточно однородный и представлен метаэффузивами (зеленокаменными вулканитами базальтового и андезитового состава) с горизонтом хлорит-альбит-кварцевых, кальцит-хлорит-кварцевых сланцев (600 м) в средней части. Отмечается присутствие подушечных лав, туфов и туффитов. Вулканогенная часть разреза превращена в зеленые метаморфические сланцы с сохранением микролитовых и микрофитовых структур. Метаморфизм пород отвечает условиям зеленосланцевой фации.

Породы оспинской свиты ассоциируют с дунжугурскими офиолитами, включаются в состав офиолитовой ассоциации в качестве верхнего ее члена, проявленного на южном склоне «Дунжугурской дуги».

Достоверных данных о возрасте оспинской свиты нет, поэтому датирование ее условно и целиком определяется положением в разрезе. Мощность свиты 1700 м.

Дунжугурская свита ($RF_{2-3}dn$) выделена в 1983 г. А. Н. Калашниковым как дунжугурская толща. Стратотипическая местность находится в бассейнах рек Боксон и Улзыта, где наблюдаются максимальные по площади выходы осадочных и осадочно-вулканогенных образований свиты, ассоциирующих с дунжугурскими офиолитами. Низы разреза представлены в основном эффузивами и вулканогенными породами, закартированными в междуречье Ока–Боксон в районе горы Дунжугур (Дунжугурский хребет).

В основании нижней части разреза залегает горизонт массивных, реже подушечных пиллоу-лав с «плавающими» в гиалокластовом цементе «подушками» (100–150 м); выше по разрезу их сменяют подушечные лавы и лавобрекчии (1–1,5 км), переходящие выше в агломератовые лавы и лавобрекчии и туфы. В верхах наблюдаются бониниты в переслаивании с грязно-зелеными песчаниками и кремнистыми алевролитами. Породы вулканического комплекса нижней части разреза дунжугурской свиты представлены андезибазальтами, андезитами, реже – дацитами известково-щелочной серии [93]. Важнейшей чертой всех пород является крайне низкое содержание TiO_2 (0,2–0,5%). Породы резко различаются по концентрации MgO , изменяющейся от 3% в кремнеподобных лавах и лавобрекчиях до 9,5–13% в пиллоу-лавах. Значительная часть вулкаников обладает умеренными концентрациями K_2O (4%), низкими содержаниями РЗЭ. Почти все вулканики обладают слабо выраженной европиевой аномалией, что свидетельствует о процессах кристаллизационной дифференциации в их формировании. Верхняя вулканогенно-осадочная часть разреза дунжугурской свиты закартирована по руч. Ондольтой и в Дунжугурском хребте. Разрез представлен существенно терригенными, туфогенно-терригенными и песчано-сланцевыми отложениями турбидитового типа с силлами долеритов и габбро-долеритов разной мощности – от 5 до 100–150 м.

Следует отметить резкую фациальную невыдержанность пород: в районе руч. Ондольтой преобладают алевритистые и песчано-алевритистые разности, на Дунжугурском хребте распространены песчаные, гравелистые разности с маломощными прослоями конгломератов с галькой разнообразных эффузивов, конглобрекчий. На Дунжугурском хребте низы терригенно-осадочного разреза свиты сложены массивными грубослоистыми алевролитами зеленовато-серого цвета. Здесь же наблюдается переслаивание бонинитовых лав с кремнистыми алевролитами (200–300 м). Средняя часть разреза представлена песчано-сланцевыми отложениями с градиационной слоистостью в пределах осадочных ритмов. Резко преобладают средне-крупнозернистые песчаники черного, зеленовато-черного цвета. Эта часть разреза на 50–80% насыщена силлами долеритов. Мощность толщи – до сотен метров. Завершает разрез свиты пачка переслаивающихся песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитов. Породы имеют моноклиналиное северо-западное (Дунжугурский хребет), северное (р. Ондольтой) падение под углами 35–65°.

Мощность свиты (до 3,0 км) крайне невыдержанна. Это обусловлено неравномерной насыщенностью разрезов свиты эффузивами; так, мощность верхней терригенной части разреза на Дунжугурском хребте составляет 1,0–

1,5 км, выклинивается в восточном направлении до 100 м (кл. Ондольтой). В этом же восточном направлении происходит смена фаций терригенной составляющей разреза свиты от грубозернистых песчаников с прослоями песчаников, конгломератов, конглобрекчий на западе (хр. Дунжугур) до алевролитистых и алевропесчанистых разностей (р. Ондольтой) на востоке.

Стратиграфические контакты дунжугурской свиты с нижележащими отложениями неизвестны; вышележащие карбонатные породы боксонской серии перекрывают ее с несогласием [422].

Возраст свиты принимается рифейским на основании принадлежности ее к офиолитовой ассоциации с возрастом 1021 ± 5 млн лет, $1019 \pm 0,7$ млн лет [93] и несогласного налегания на породы дунжугурской свиты фаунистически охарактеризованных венд-кембрийских образований боксонской серии.

Таким образом, мощность средне-верхнерифейских образований территории листа N-47 в пределах разрезов фундамента платформы достигает 2656 м (хорминская+агульская свиты), мощность шангулешской свиты в чехле платформы составляет 1320 м, а синхроничные средне-верхнерифейские образования офиолитовой ассоциации АССО (оспинская и дунжугурская свиты) весьма изменчивы по мощности, достигающей 3000 м.

Позднерифейские отложения закартированы в перикратонном прогибе – карагасская и оселковская серии; в зоне Главного Саянского разлома – инжигейская, малореченская, янгозинская свиты, но наиболее широко развиты они в складчатой области – иркутная, барунгольская, ильчирская, балыктыкхемская, билинская свиты, окинская серия, дибинская, утхумская, ашказокская, ортинская, чатырлыгская, сархойская, харальская свиты. К рифею или позднему карелию отнесена хайтинская толща.

Верхнерифейские отложения фундамента платформы. Зона Главного Саянского разлома (Удинско-Колбинская рифтовая зона). Инжигейская свита (RF_3in) распространена в верховьях р. Мал. Тагул, где объединяет толщу вулканитов Чатыгойского грабена, согласно залегающих на доломитах агульской свиты среднего рифея и, в свою очередь, согласно перекрытых терригенно-карбонатными отложениями верхнерифейской малореченской свиты. Отложения свиты характеризуются крайней неустойчивостью фаций, резкими изменениями по простиранию мощностей отложений и литофациального набора пород. Так, в стратотипическом разрезе (р. Мал. Тагул) свита имеет существенно вулканогенный состав и представлена измененными андезибазальтами и зелеными ортосланцами: хлоритовыми, хлорит-актинолитовыми, роговообманково-эпидотовыми, роговообманково-серицитовыми, в верхах разреза появляются пестроцветные туфы и метаэффузивы среднего состава с прослоями карбонатных пород и туфогравелитов. В юго-восточной части (басс. р. Бирюса) ее слагают кислые эффузивы и их туфы при резко подчиненном участии метадолеритов. Разрез свиты бассейна р. Агул имеет существенно карбонатный состав и представлен чередованием горизонтов известняков, доломитов (мощностью 5–10 м) с пестроцветными пачками тонкого переслаивания песчаников, туфов андезито-базальтового и смешанного состава и туффитов (мощность пачек – первые метры). Мощность свиты 350 м.

Метаморфизм соответствует условиям зеленосланцевой фации. Фитологическая характеристика инжигейской свиты по набору биоформ крайне бедна. Возраст свиты принимается позднерифейским на основании положения ее между биостратиграфически охарактеризованными средне- и верхнерифейскими отложениями агульской (RF_{2-3}) и малореченской (RF_3) свит.

Малореченская свита (RF_{3ml}) [404] развита в Чатыгойском грабене, согласно залегает на осадочно-вулканогенной инжигейской свите горизонтом (14 м) песчаных известняков и доломитов, верхней ее границей служит подошва горизонта валунно-галечных конгломератов янгозинской свиты. Разрез свиты в стратотипической местности имеет существенно карбонатный состав. Нижняя часть его (300–320 м) сложена темно-серыми песчаными известняками и доломитами. Выше залегает пачка черных органогенных известняков (мощностью 10–50 м) с редкими прослоями доломитов (15 м), алевритистых известняков, иногда с примесью гравелитов, туфоалевролитов, углисто-кремнистых сланцев. Между монотонными темно-серыми и черными органогенными известняками устойчиво прослеживается выдержанный горизонт (16 м) тонкого переслаивания черных известняков и углеродисто-карбонатных филлитовидных сланцев. Завершает разрез 10-метровый пласт туфов смешанного состава. Общая мощность малореченской свиты составляет 900 м.

Метаморфизм отложений соответствует условиям зеленосланцевой фации.

Возраст свиты определяется по характерной ассоциации фитолитов [404] верхнерифейской фитемы.

Янгозинская свита (RF_{3jn}) [245]. Нижняя граница свиты однозначно установлена в обнажении лектостратотипа, где базальные слои песчаников и конгломератов содержат обломки подстилающих темно-серых известняков малореченской свиты. Верхняя граница свиты проходит по основанию красноцветных конгломератов сарапульской свиты (V_{1sr}).

Отложения свиты представлены главным образом песчаниками. В подчиненном количестве присутствуют конгломераты, алевролиты, туфопесчаники, известняки, вулканограувакки. В целом разрез свиты имеет ритмичнослоистое строение и представляет собой крупный трансгрессивный мегаритм. Нижняя часть его, базальная пачка (мощностью 50–250 м) характеризуется грубой двухкомпонентной цикличностью: конгломерат–песчаник, гравелит–песчаник. Мощность циклов – первые метры. Обломочная часть конгломератов содержит, как правило, материал дальнего переноса (граниты, плагиограниты, диориты Дербинского блока и Канской глыбы). В верхней части разреза основаниями циклов являются горизонты разнозернистых песчаников (мощность 10–30 м), верхний компонент цикла – пачки флишоидного строения «песчаник–алевролит–известняк» с мощностью элементарных циклов от нескольких см до 1–2 м. В верхах разреза появляются туфогравелиты. Мощность свиты до 850 м.

Породы свиты метаморфизованы в условиях кварц-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

С учетом соотношений свиты с нижележащими верхнерифейскими отложениями малореченской свиты, а также перекрытия сарапульскими

конгломератами венда и прорывания массивами гутарского комплекса венда–кембрия, возраст ее принимается верхнерифейским. Выявленные в прослоях карбонатных пород нижней базальной пачки микрофитолиты: *Osagia tenuilamillata* Reitl., *Osagia columnata* Reitl. также свидетельствуют о ее рифейском возрасте [245].

Верхнерифейские отложения Присяянского перикратонного прогиба. Чехол платформ. Карагасская серия. Породы серии выполняют конседиментационные структуры и залегают субгоризонтально. Складчатость проявлена лишь в зонах разломов. Серия расчленена (снизу) на шангулежскую, тагульскую, ипситскую и марнинскую свиты.

Шангулежская свита (RF₂₋₃ šn) – базальная, описана выше в составе средне-верхнерифейских образований чехла платформы.

Тагульская свита (RF₃tg) [146] широко распространена в бассейне р. Тайшет, Бирюса, Изан, Тагул и др., слагающая значительные площади Присяянского прогиба; представлена терригенно-карбонатными красноцветными отложениями, залегающая на шангулежской свите в целом согласно (с небольшим размывом). Нижняя часть разреза (250–530 м) с мелкогалечными конгломератами и гравелитами в основании сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами с редкими прослоями доломитов, появляющимися к верхам разреза нижней толщи. Выше залегают толща (280–550 м) тонкого ритмичного переслаивания алевролитов, алевролитистых аргиллитов, с редкими маломощными прослоями доломитов. В разрезах по рекам Бирюса, Уда доломиты содержат гидроокислы железа и марганца. Верхи разреза свиты (350–600 м) сложены доломитами алевролитистыми, доломитами с прослоями песчаников и алевролитов на доломитовом цементе; отмечаются прослои доломитов со строматолитами, микрофитолитами. Присутствуют кремни в виде линз, в стяжениях, прослои кремнистых фосфатоносных пород. Мощность свиты до 1680 м.

Для свиты характерны красноцветность, фациальная невыдержанность. Максимальная мощность отложений отмечается в междуречье Тагула и Туманшета, где разрез карбонатно-терригенный с признаками прибрежных фаций. В бассейне р. Уда (Мара, Рубахина) свита имеет терригенно-карбонатный (доломитовый) состав. В доломитах повышено содержание марганца (до 4,5%), в песчаниках средней части разреза повышен фосфор.

В геохимическом поле песчаники выделяются относительно повышенным содержанием К (2,8–4%) (в обломочной части присутствует микроклин); радиоактивный фон – до 20–30 мкР/ч. Магнитное поле слабо дифференцированное, положительное – ΔТ в пределах 50–150 нТл.

Позднерифейский возраст тагульской свиты определен на основании находок верхнерифейских форм в доломитах верхнетагульской подсвиты строматолитов *Inzeria tchentcha* Dol., *Inzeria gigantela* Dol., *Tinnia punctata* Dol., *Tinnia patomica* Dol., микрофитолитов *Astrosphaeroides ledibilis* Z. Zhur., *A. usutatus* Vor., *A. multus* Vor. [57]. Породы свиты прорываются долеритами нерсинского комплекса позднего рифея.

Ипситская свита (RF₃ip) [145] слагает небольшие изолированные участки по всей территории Присяянского прогиба, представлена красно- и пестроцветными доломито-алевролитопесчаниковыми отложениями,

согласно залегающими на породах тагульской свиты, характеризуется выдержанностью по простиранию, четким двучленным строением: нижняя часть – терригенная и верхняя – кремнисто-карбонатная. Ипситская свита несогласно с размывом перекрывается марнинской свитой, глубина размыва непостоянна по простиранию Присаянского прогиба. Разрез нижней части (345–500 м) сложен переслаивающимися пестроцветными алевролитами и песчаниками кварцевого и кварц-полевошпатового состава, присутствуют редкие прослои красноцветных доломитов. В низах разреза отмечаются прослои песчаников с содержанием до 20% минералов фосфора – апатита, франколита, коллофана в виде зернистых, гроздевидных и сферолитовых агрегатов (бассейн р. Яга). Верхи разреза (60 м) имеют кремнисто-карбонатный состав, в основании залегают доломиты песчаные и алевритистые с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, часто косослоистых, выше – доломиты, окремненные доломиты, розовые, кремновые, голубоватые, часто строматолитовые, с прослоями алевролитов красноцветных в тонком переслаивании с доломитами (1,5–2,0 м), редкие пласты седиментационных доломитовых брекчий (несколько метров), ритмопачки переслаивания аргиллитов, мергелей, доломитов. Мощность свиты в бассейне р. Бирюса до 1100 м, в междуречье Бирюсы и Уды – 950 м.

В физических полях свита характеризуется спокойным знакопеременным магнитным полем от ± 20 до $+ 200$ нТл, повышенным содержанием урана и аномально высоким – калия. Последнее обусловлено развитием в цементе терригенных пород аутигенного калишпата, содержания которого достигают 20–30%.

Позднерифейский возраст пород ипситской свиты устанавливается по содержанию в доломитах верхнерифейского комплекса органических остатков микрофитоцитов *Osagia crispa* Z. Zhur., *O. grandis* Z. Zhur., *Radiosus ravidus* Z. Zhur., *Asterosphaeroides emendates* Yak., строматолитов *Tinnia patomica* Dol., *Linella* aff. *avis* Krul. [57, 403].

Марнинская свита (RF_{3mr}) [403] распространена незначительно, преимущественно в юго-западном борту Присаянского прогиба. Представлена зелено-сероцветными доломитами, известняками, терригенными породами, залегающими с размывом на различных уровнях ипситской свиты и перекрывающимися, в свою очередь, несогласно удинской свитой оселковой серии. Марнинская свита завершает разрез карагасской серии, принадлежность к которой обосновывается фактом прорывания ее отложений, как и остальных свит этой серии, долеритами нерсинского комплекса верхнего рифея.

В основании свиты в междуречье Кременьшет–Рубахина залегают конгломераты и конглобрекции разногалечные, зеленые, которые перекрываются толщей переслаивания зеленовато-серых полимиктовых песчаников и алевролитов, сменяющейся вверх переслаивающимися аргиллитами и известковистыми мергелями вишнево-коричневыми и зелеными. Завершают разрез свиты доломиты и известняки с прослоями известковистых песчаников. Мощность свиты 560 м. Свита невыдержанна по простиранию. В направлении с юга на север в пределах Присаянского прогиба наблюдается уменьшение мощности свиты. В этом же направлении увеличивается

глубина предоселкового эрозионного среза описываемых пород до полного исчезновения марнинских отложений из разреза карагаской серии в бассейне р. Теча. Терригенные породы свиты характеризуются слабой сортировкой обломочной части, полимиктовым составом. Аркозовые разности появляются в верхах разреза. В терригенных породах иногда повышены содержания фосфора.

В разрезе по р. Уда в серых доломитах присутствуют строматолиты *Panicollenia marninia* Dol. и микрофитолиты *Radiosus vitreus* Z. Zhur., *Vesicularites condermans* Z. Zhur., *V. rectus* Z. Zhur. [57] верхнего рифея.

Оселковая серия изолированными участками распространена по всему Присаянскому прогибу, более всего тяготеет к его северо-восточному борту. Породы серии выполняют конседиментационные прогибы, наложенные на структуры, выполненные породами карагаской серии, не испытывают пликативных дислокаций; складчатость – лишь приразломная. Характерными чертами серии являются терригенный состав, выдержанная по всему разрезу ритмичная слоистость, участками тонкая (терригенный флиш).

Оселковая серия расчленяется на две свиты (снизу): удинскую и айсинскую.

Удинская свита (RF_{3ud}) [403] в среднем течении р. Уда с угловым несогласием и размывом залегает на подстилающих отложениях карагаской серии. В основании разреза удинской свиты залегает горизонт груборитмичного переслаивания мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, сменяющийся стратиграфически выше толщей тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, выше – песчаников, алевролитов, аргиллитов. Мощность свиты до 950 м, характерна зеленовато-серая окраска пород.

Состав песчаников в основном полимиктовый, цемент гидрослюдистый, кремнисто-гидрослюдистый, железисто-гидрослюдистый. Аргиллиты имеют состав гидрослюдистый с примесью каолина. Отмечается наличие косої и волнистой слоистости в песчаниках и гравелитах, а также знаков ряби, трещин усыхания, следов града (или капель дождя?) на плоскостях напластования в аргиллитах и алевролитах.

Магнитное поле свиты спокойное, отрицательное (–)100–200 нТл, содержания К, U, Th – низкие, относительно повышенное поле силы тяжести.

Позднерифейский возраст свиты определен по находкам в карбонат-содержащих породах на р. Уда микрофитолитов *Osagia minuta* Z. Zhur., *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *V. ingens* Yak., *Valvatella vadosa* Z. Zhur. [57, 403, 237], а также по геологическим данным – породы свиты не прорываются долеритами нерсинского комплекса позднего рифея, залегают согласно с айсинской свитой между карагаской серией верхнего рифея и усть-тагульской свитой венда.

Айсинская свита (RF_{3as}) [237]. Стратотип составлен по естественным выходам горных пород, в ряде обнажений наблюдается непосредственный контакт с удинской свитой. Нижняя граница согласная без видимых следов размыва, проводится по появлению в разрезе желто-серых, пестроцветных и лиловых песчаников.

Айсинская свита сложена ритмично-, тонкопереслаивающимися в двух и трехкомпонентных ритмах пестроцветными терригенными породами: в низах разреза – алевролитов и песчаников, выше алевролитов и аргиллитов; завершает разрез переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты до 1720 м. В основании свиты иногда отмечаются пласты крупнозернистых песчаников (район рек Такушетка, Теча), характерна грубая косая слоистость, тонкая плитчатость. В песчаниках иногда наблюдаются налеты медной зелени.

Поля РАЭ характеризуются низкими содержаниями калия, урана, тория, магнитное поле спокойное: $\pm 100\text{--}200$ нТл, гравитационное – относительно повышенное.

Позднерифейский возраст пород айсинской свиты косвенно определяется на основании участия их с отложениями удинской свиты (датированной по органическим остаткам верхним рифеем) в едином цикле осадконакопления, а также фактом налегания на отложения айсинской свиты с размывом и несогласием конгломератов хужирской свиты венда.

В разрезе к ГК-1000/3 в чехле платформы на верхнерифейском уровне в качестве коррелятов оселковой серии в различных стратиграфических районах, обозначенных в Ангаро-Енисейской СЛ, выделяются не выходящие на поверхность образования: седановской свиты (Ангаро-Ковинский район) – уровень удинской свиты; ковинской свиты (Ангаро-Ковинский район) и тулунской толщи (Ийско-Бирюсинский район) – уровень айсинской свиты (обозначены только на разрезе к ГК).

Верхний рифей Алтае-Саянской складчатой области. Верхнерифейские свиты и толщи закартированы во всех структурно-формационных областях (СФО) АССО. В возрастном отношении позднерифейские отложения подразделяются на три части: нижнюю, прорываемую практически во всех СФО интрузивами сумсунурского диорит-тоналит плагиигранитового комплекса; среднюю – постсумсунурскую, прорванную дунит-гарцбургитами актовракского комплекса, и верхнюю – не затронутую вышеуказанными магматическими образованиями.

Для более компактного изложения материала целесообразно привести описание стратиграфических подразделений по возрастным срезам, на базе СФО, где они наиболее полно представлены, и с учётом их особенностей в других структурах АССО.

Низы верхнего рифея АССО представлены в Окинско-Харальской СФО, в пределах Окинской зоны и Шутхулайской глыбы. Х а й т и н с к а я т о л щ а (RF₃ht). Под этим названием выделяется комплекс существенно метатерригенных (с горизонтами карбонатных и вулканических) пород, слагающий значительной (450 км²) площади блок в бассейнах рек Бол. Белая, Хайт, Улуг-Язы (Хайтинская СФЗ) на восточном фланге Окинско-Харальской СФО. Целесообразность его выделения под собственным названием обусловлена особенностями строения разреза, метаморфизма, внутренней структуры, неопределенностью возрастной принадлежности. Толща сложена гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, иногда с силлиманитом, гранат-двуслюдяными, биотит-амфиболовыми, мраморизованными известняками, сланцами кристаллическими, амфиболитами, не

имеет стратиграфических контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями, в разрезе не встречены органические остатки, к настоящему времени нет данных по радиологическому датированию слагающих ее пород. Этим вызвана неоднозначность понимания положения данной толщи в разрезе стратифицированных образований на территории листа N-47.

При составлении ГК-200 листа N-47-XXIX гнейсы и сланцы междуручья Улуг-Язы–Буйрагты выделялись П. В. Дубиным и Л. П. Рик [297] под названием хангарульской свиты архейско-раннепротерозойского возраста, специалистами ЛАГЕД они относились к шутхулайской или хайтинской свитам. В зависимости от понимания возраста шутхулайской свиты в ее стратотипической местности (бассейны рек Тиссы, Шутхулай) возраст хайтинской толщи определялся раннепротерозойским или рифейским.

При проведении ГСР-50 в 1964–1967 гг. [283, 434] установлены постепенные переходы от высокометаморфизованных (соответствующих альмандин-амфиболитовой фации) образований преимущественно нижних частей разреза толщи к относительно низкометаморфизованным (соответствующим кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации зеленосланцевой фации) образованиям верхних его частей, что обусловило включение толщи в состав нижней подсвиты ильчирской свиты средне- и позднепротерозойского возраста [283, 434]. К окинской серии склонны относить эти образования также геологи «Бурятгеоцентра» [438].

Структурная позиция хайтинской толщи определяется ее приуроченностью к восточной части Окинского «синклинория», зоне сочленения Эхегольского разлома северо-западного простирания с Азасско-Жомболокским разломом субширотного простирания, разделяющим Окинско-Харальскую и Утхумско-Хамсаринскую СФО. Общая складчатая структура хайтинской толщи по результатам ГСР-50 определяется как антиклиналь северо-западного простирания [283]. Наиболее полные разрезы толщи составлены по рекам Бол. Белая, Хайт, Урда-Ока.

Низы разреза вскрыты в ядерных частях антиклинальных структур в бассейнах рек Бол. Белая (устьевая часть руч. Парантэй), Хайт (устье р. Оро-Горхон), Урда-Ока (верховья). Толща в целом имеет существенно гнейсо-сланцевый состав со значительной ролью карбонатных пород в низах разреза (и некоторым увеличением карбонатности в верхах), при ограниченной роли вулканогенных (эффузивных) пород кислого и основного состава. Фациальная устойчивость отложений хайтинской толщи отражается в удовлетворительной коррелируемости соответствующих частей ее разрезов на всей площади Хайтинского блока. В разрезе толщи по р. Бол. Белая отмечается наличие в его верхней части углеродсодержащих сланцев и многочисленных субсогласных тел ортоамфиболитов (метагаббро-долеритов) мощностью до 250 м и протяженностью до 2,5 км. Одной из основных особенностей толщи является хорошо выраженная метаморфическая зональность, что отмечено выше.

При общем снижении степени метаморфизма вверх по разрезу толщи отмечается несколько секущее положение изоград метаморфизма относительно литологических границ. Зона метаморфизма условий амфиболитовой

фации характеризуется широким развитием мигматитов и пегматитов, количество которых постепенно уменьшается вверх по разрезу.

Мраморы хайтинской толщи существенно кальцитовые (50,8–51% CaO; 0,45–0,86% MgO), со значительной (3,2–3,7%) примесью кремнезема.

Геохимическими особенностями всех основных разновидностей пород толщи (мраморы, амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы), отличающимися их от аналогичных пород китойкинской серии в Окинско-Бельском междуречье, является повышенное (в 2–4 раза против кларков) содержание в них никеля, кобальта и меди [283].

Остается неопределенным стратиграфическое положение толщи в общем разрезе формационного комплекса Окино-Харальской СФО. Вопрос о возрасте хайтинской толщи можно попытаться решить радиологическим датированием силлов основных пород, залегающих в разрезе толщи по правобережью р. Бол. Белая, которые по петрографическим характеристикам имеют сходство с силлами долеритов и габбро-долеритов, залегающих в разрезе окинской серии в верховьях рек Яхошоп и Даялык, возраст которых достаточно надежно датирован Sm-Nd и U-Pb методом как рифейский – 736 ± 43 млн лет [93]. На основании этой аналогии принято датирование хайтинской толщи верхним рифеем*.

Балыктыгхемская свита (RF_{3b}) [176] распространена главным образом в Шутхулайском блоке («глыбе») в верховьях р. Бол. Енисей; также наблюдается в небольших по площади выходах – ксенолитах провесов кровли (самый крупный 20×10 км²) среди гранитоидов огнитского, таннуольского комплексов по рекам Жом-Болок, Сенца (Утхумская и Шутхулайская структурно-фациальные зоны). Стратотипический разрез отсутствует. Наиболее полный разрез свиты находится на правобережье р. Барун-Кадыр-Ос. Низы его сложены белыми, дымчатыми, нередко графитистыми мраморами (140–450 м) с редкими горизонтами мелкозернистых амфибол-кварцевых кристаллических сланцев (120 м) и амфиболитов (4 м). Завершают разрез мраморизованные известняки (45–170 м) с прослоями мраморов (15–20 м) и плотных серых амфибол-кварцевых кристаллических сланцев (120–150 м).

Разрезы свиты характеризуются фациальной выдержанностью, мощность ее колеблется в пределах 1000–2000 м. Породы смяты в изоклинальные дисгармоничные складки с чередованием простых линейных и брахискладок с падением на крыльях 75–85°. Мраморы балыктыгхемской свиты согласно(?) залегают на гнейсах шутхулайской свиты и без видимого несогласия перекрываются отложениями билинской свиты.

Метаморфизм свиты отвечает амфиболитовой фации. На контакте с гранитами сумсунурского комплекса в известняках свиты образуются линзы графитовых руд.

Позднерифейский возраст свиты устанавливается по факту согласного налегания на нее образований билинской свиты верхнего рифея и

*Силл – интрузивная порода, не являющаяся частью стратиграфического разреза. Внедрение его может быть значительно оторвано во времени от формирования вмещающей толщи, поэтому приведённая датировка условна. (Прим. ред.)

прорыванию пород балыктыгхемской свиты гранитоидами сумсунурского комплекса, позднерифейский возраст которого радиологически установлен.

Иркутная свита (RF_{3ir}) рассматривается как возрастной аналог балыктыгхемской свиты (прил. 1). Она закартирована по периферии Гарганской глыбы на водоразделе Ока–Иркут–Урик (Гарганская структурно-фациальная зона) и в виде серии блоков и провесов кровли в пределах крупноплощадных интрузий в северном крыле Азасско-Жомболокского разлома Утхумской СФО (водораздел Ока–Урда-Ока, бассейны рек Барун и Гол-Айнак). Стратотипический разрез отсутствует. Наиболее представительный разрез находится по левому борту долины Гарган-Иркутный.

Свита сложена толстослоистыми мраморизованными известняками с чешуйками графита (0,5–1,5 мм) (100 м и более), доломитами (20–100 м), с прослоями кварцитов (5–60 м), кварцево-сланцевых и углеродисто-глинистых сланцев, филлитов, конгломератов (25–100 м), по латерали конгломераты сменяются грубозернистыми песчаниками.

Гранулированные кварциты иркутной свиты характеризуются особой чистотой, что позволяет их использовать при производстве оптического стекла и кварцевой крупки [437]. В составе иркутной свиты Утхумской СФО среди графитизированных мраморов, составляющих 70% разреза, залегают горизонты (50–70 м) гнейсов гранат-амфиболовых, реже – кварцитов, биотит-кварцевых сланцев (15 м), гранат-амфиболовых. Угловое и метаморфическое несогласие в основании иркутной свиты и ее «каркозовый» нижний контакт впервые описан В. Н. Лодочниковым (1941) на юго-восточном склоне Гарганской глыбы. Базальные конгломераты в основании свиты наблюдались на северо-западном склоне глыбы, в бассейне руч. Тонхор-Жалга (левый приток р. Урик) [93].

Верхний контакт с ильчирской свитой постепенный (верховья р. Холба) – через переслаивание известняков, зеленых и черных сланцев, вскрыт в естественных обнажениях. Образования свиты прорываются гранитоидами сумсунурского комплекса, имеющими возраст 790 млн лет [93].

Рифейский возраст иркутной свиты обоснован биостратиграфическими рифейскими строматолитами: *Conophyton cylindricum* (M a s l.), *Collumna collenia punctata* K o r., *Baicalia* sp., отобранными в верховьях р. Урик и в бассейне р. Барун-Холба [437]. Известны также четыре К-Аг датировки валовых проб филлитов, определенные в интервале 879–708 млн лет [93]. Таким образом, по совокупности этих фактов возраст иркутной свиты принимается поздним рифеем.

Фациальный состав свиты выдержанный, во всех разрезах характеризуется существенной карбонатностью. Мощность свиты непостоянная, в бассейне рек Хоре и Монгоша она возрастает [93]. В целом мощность составляет 2000 м.

Билинская свита (RF_{3bn}) [375]. Отложения свиты развиты в пределах Хамсаринской, Харальской СФЗ, Шутхулайского блока («глыбы») в бассейнах рек Сенца, Тисса, Соруг, Билин, Казас, Баш-Хем, Серлиг-Хем. В стратотипической местности разрез представлен сланцами кварц- и плагиоклаз-амфиболовыми (135–240 м), плагиогнейсами биотит-амфиболовыми, амфиболовыми (20–130 м), мраморами графитовыми (45–195 м).

В подчиненном количестве присутствуют кальцифиры (15 м), слюдистые кварциты, амфиболиты. В средней части разреза свиты по р. Тисса [447] присутствуют маломощные горизонты метаконгломератов. Отдельные участки разреза характеризуются цикличностью: трехчленными ритмами плаггиогнейс–сланец–мрамор мощностью 80–200 м.

В наиболее полных разрезах в бассейнах рек Тоймас, Билин, Казас и Кадыр-Ос в составе свиты выделяются три подсвиты: нижняя – плаггиогнейсово-мраморная (плаггиогнейсы – 50%, мраморы – 35%, сланцы); средняя – плаггиогнейсово-сланцевая (плаггиогнейсы – 46%, сланцы – 35%); верхняя – сланцево-плаггиогнейсово-мраморная (мраморы – 58%, плаггиогнейсы – 32%, сланцы – 10%). Свита фациально не выдержана – карбонатность разреза увеличивается с юго-запада на северо-восток. Мощность также изменчива – 1400–2000 м. Породы свиты смяты в линейные складки с крутыми падениями на крыльях (40–60°), метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. С нижележащими отложениями балыктыгхемской свиты залегание согласное (р. Тоймас, [208]). Карбонатные отложения фаунистически охарактеризованной айлыгской серии (венд) с угловым несогласием перекрывают породы билинской свиты.

Позднерифейский возраст свиты принимается по несогласному налеганию на нее вендских отложений айлыгской серии [208].

Возрастные аналоги билинской свиты – барунгольская толща и ильчирская свита.

Барунгольская толща (RF₃bg) закартирована в Ильчирском прогибе (Ильчирской СФО), в блоках, примыкающих к бортам Сагансайрского грабена с севера и юга.

Низы разреза представлены переслаиванием ортосланцев (метавулканитов) основного и среднего состава, металавобрекчиями, метатуффитами, метатуфопесчаниками, метаалевролитами. Верхи разреза в ритмичном переслаивании сложены метапесчаниками полимиктовыми рассланцованными, сланцами алевритовыми, углеродистыми, кварц-серицитовыми, кварц-карбонат-серицитовыми, биотит-серицит-кварцевыми, известняками. Объем терригенной и карбонатной составляющей изменчив (по простиранию) при сохранении ритмичности регрессивного типа. Мощность толщи 630–1000 м.

В породах сохраняются первичные структуры и текстуры. Метаморфизм пород изменчив: в северном крыле упомянутой структуры степень преобразования соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации, в южном – зеленосланцевой. В. Г. Скопинцевым [437] отмечено олистостромовое строение барунгольской толщи. Породы смяты в крутые складки субширотного простирания вместе с образованиями горлыкской свиты. В отложениях верхов разреза свиты определены мшанки, хитинозои, предположительно, ордовикского возраста, водоросли, спорово-пыльцевые комплексы, встречающиеся в отложениях силура [437]. Однако «инситуность» находок не доказана, собраны они в отложениях верхов разреза, поэтому не исключен более древний возраст отложений. Толща датирована поздним рифеем, исходя из приведенного литологического состава пород и степени

их метаморфизма, близких к таковым рифейским образованиям окинской серии, а также залегания под венд-кембрийской горлыкской свитой.

Ильчирская свита (RF_{3il}) закартирована в обрамлении Гарганской глыбы на водоразделе рек Ока, Иркут, Урик, где наращивает разрез иркутной свиты. Стратотипической местностью считается северо-западный борт Ильчирской котловины от устья р. Толта до р. Улзита (Гарганская структурно-фациальная зона). Положение свиты внутри офиолитового комплекса обуславливает сложность ее строения и появление в вулканогенно-терригенном разрезе ее чужеродных меланжево-олистостромовых горизонтов, блоков пород иркутной свиты и образований офиолитовой ассоциации (амфиболитов и серпентинитов). Стратотипический разрез отсутствует. Более представительный разрез изучен по левому борту р. Саматра (бассейн р. Китой).

Ильчирская свита сложена преимущественно сланцами углеродисто-кремнистыми (3–9 м), углеродисто-глинисто-карбонатно-кремнистыми (11 м), углеродисто-карбонатно-кремнистыми, с прослоями черных углеродистых известняков (до 6 м). В подчиненном количестве присутствуют светлые зеленовато-серые слюдисто-хлорит-карбонатные, хлорит-карбонатные, кварц-хлоритовые разности, слюдистые кварциты (10 м). В разрезах по правому борту р. Хойто-Улзита среди сланцев появляются граувакковые (10–15 м) и полимиктовые песчаники (10–15 м), метаэффузивы основного состава (40 м) и филлитовидные сланцы (10 м). Наибольшее количество вулканогенного материала (метадолеритов, ортоамфиболитов, апоэффузивных сланцев) отмечено в верховьях р. Ильчир, в бассейнах рек Урда-Гарган, Дэдэ-Зун-Салы [437]. Мощность свиты до 1700 м. Максимум олистолитов, сложенных мраморами иркутной свиты и офиолитами, отмечен в бассейне р. Ильчир.

Региональный метаморфизм пород соответствует условиям зеленосланцевой фации. Ксенолиты ильчирской свиты в гранитоидах сумсунурского комплекса сложены серыми мелкозернистыми роговиками биотит-кварц-плагиоклазового, биотит-пироксенового, биотит-амфибол-плагиоклазового составов. Породы свиты дислоцированы – вместе с карбонатными отложениями иркутной свиты образуют узкие запрокинутые складки с падением на крыльях от 30 до 65°.

Постепенный переход к ильчирской свите от нижележащей иркутной описан на левобережье р. Онот [93] и на северном склоне Гарганской глыбы [40]. Верхний контакт тектонический. Свита повсеместно прорывается гранитоидами сумсунурского комплекса верхнего рифея и сархойского ордовикского комплекса.

Возраст углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев ильчирской свиты, определенный рубидий-стронциевым методом по валу, составляет от 709 ± 75 до 754 ± 19 млн лет [93]. Результаты эти противоречат палеонтологическим данным – возраст, определенный по органическим остаткам, обнаруженным в карбонатно-сланцевом матриксе, определяется ордовиком–силуром [437]. Вместе с тем, «инситность» органических остатков не вполне доказана. Результаты радиоизотопного датирования и факты прорывания описываемых пород гранитоидами сумсунурского комплекса позднего рифея позволяют датировать ильчирскую свиту поздним рифеем.

Верхи досумсунурских отложений верхнего рифея представлены образованиями окинской серии в Окинско-Харальской СФО и дибинской свиты в Боксон-Сархойской зоне АССО.

Окинская серия (RF₃) [424] подразделена на нижнюю – хурайжалгинскую толщу (пестроцветную вулканогенно-осадочную), среднюю – хурэнскую свиту (эффузивно-осадочную) и верхнюю – зусалантайскую толщу (флишоидную).

Хурайжалгинская толща (RF₃hz) выделена в бассейне р. Ока по р. Хурай-Жалга, прослежена на всем протяжении Окинского «синклиория», слагает ядерные части антиклинальных структур. Сложена преимущественно пестроцветными алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками с отдельными горизонтами доломито-мергелистых пород и гравелитов. Наиболее полно толща охарактеризована в северной части Окинской структуры в опорных разрезах хр. Диштаг и в верховьях р. Даялык. Низы разреза сложены темной-серыми рассланцованными алевролитами с прослоями глинисто-карбонатных филлитовидных сланцев и будинированных метапесчаников и алевропесчаников. На разных уровнях присутствуют горизонты метаконгломератов. Средняя часть разреза начинается маркирующим горизонтом карбонатных валунных конглобрекций, переходящих выше в серые крупнозернистые песчаники на карбонатном цементе. Завершают разрез толщи алевролиты с нечетко выраженными прослоями кварцевых мелкозернистых песчаников, здесь присутствует пачка черных углеродистых сланцев. Конгломераты в обломочной части содержат плохоскатанные гальки гранит-порфиоров, кварцевых и плагиоклазовых порфиоров, яшмоидов, микрогранитов, кристаллических туфов. Южнее Окинского надвига в бассейнах рек Улзыта-Урик на водоразделе рек Ока, Дибин в нижней части разреза свиты появляются двуслодяные гранат-кварц-плагиоклазовые сланцы. Мощность свиты 250–800 м. Контакт свиты с нижележащими отложениями неясен. Переход к метабазитовым сланцам вышележающей хурэнской свиты постепенный. Характерна фациальная невыдержанность разреза: по латерали происходит быстрое выклинивание карбонатных осадков, замещение грубообломочных фаций на мелкозернистые.

Породы свиты подверглись региональному метаморфизму зеленосланцевой фации с образованием устойчивых минеральных парагенезисов – кварц-альбит-хлоритового с серицитом, парагонитом. В зоне Окинского надвига степень метаморфизма пород свиты достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Хурайжалгинскую толщу на основании определений отпрепарированных органических остатков в верхней части ее разреза – водорослей *Renalcis devosicus* Na s l.; граптолитов *Dictyonema* sp. indet. и мшанок «фенопоровой фауны» предлагалось датировать поздним силуром–нижним девоном [438]. Радиологически определенный возраст долеритов из силлов, прорывающих толщу, составляет U-Pb – 753±6 млн лет, Sm-Nd – 736±43 млн лет [93]. Таким образом, возраст свиты, по-видимому, значительно древнее и определяется поздним рифеем, «инситуальность» органики – не установлена.

Хурэнская свита (RF₃hr) сложена метаморфизованными (в фации зеленых сланцев) валунно-терригенными породами и вулканитами

основного и среднего состава. В разрезах переслаиваются эффузивы, туфы, туффиты основного состава. На отдельных участках отмечаются горизонты гематитовых кварцитов, тяготеющих к контактам эффузивов и туффитов.

Стратотипический разрез свиты составлен по правому борту р. Хурэн. Нижняя часть разреза терригенно-вулканогенная: алевролиты, алевропесчаники с прослоями углеродисто-глинистых, кварц-слюдистых сланцев, метавулканиты с прослоями алевропесчаников, мелкогалечные гравелиты, рассланцованные и алевро-глинистые сланцы, мощность 370–1100 м. Верхняя часть разреза представлена основными вулканитами с линзами комковатых известняков, слоями белых известняков и пластовых тел долеритов. Завершает разрез свиты горизонт туфопесчаников и туфоалевролитов, мощность 530–1900 м. Породы слабо дислоцированы, структуры пологие брахиформные (Яхошопская синклиналь) и только на отдельных участках смяты в мелкие плейчатые складки. Нижняя граница с отложениями хурайжалгинской толщи в основном проводится условно по появлению в разрезе метавулканитов, и лишь на отдельных участках по кровле маркирующего горизонта кварц-карбонатных брекчий (при наличии последних). По простиранию разрез свиты невыдержан, что выражается в различных количественных соотношениях вулканических и терригенных пород, значительных вариациях мощности свиты – от 900 до 3000 м.

Возраст долеритовых силлов, прорывающих хурэнскую свиту и хурайжалгинскую толщу окинской серии, определенный Sm-Nd методом, составляет 736 ± 3 млн лет, U-Pb (по цирконам) – 753 ± 6 млн лет [93], что соответствует позднему рифею.

В органогенных известняках свиты установлены девонские формы *Dentochitina* sp. [424], на основании чего свита была датирована девоном. Это противоречит полученным радиологическим данным для субвулканитов, комагматичных вулканитам хурэнской свиты, приведенным выше, чем обоснована её рифейская датировка.

З у с а л а н т а й с к а я т о л щ а (RF₃zs) завершает разрез окинской серии, занимает значительную площадь (от р. Тисса на западе до бассейнов рек Ботогол и Хончин). Стратотипический разрез отсутствует. Наиболее полный разрез толщи изучался по левому борту р. Даялык, правому притоку р. Тустук. Толща флишоидная, представлена ритмичным чередованием регрессивного типа в пачках среднезернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, в подчиненном количестве среди них присутствуют конгломераты, гравелиты, углеродисто-серицит-кварцевые сланцы и комковатые аргиллиты. Ритм обычно начинается тонкозернистыми разностями и через переходные разности заканчивается грубозернистыми. Породы подвержены интенсивным дислокациям, рассланцеванию. Нижняя граница толщи с хурэнской свитой проводится по исчезновению в разрезе горизонтов вулканогенных пород и характеризуется постепенным переходом. Наблюдаемые контакты с вышележащими породами – тектонические. Отложения свиты прорываются гранитоидами урикского (ордовик) и таннуольского (кембрий) комплексов.

Возраст флишоидной толщи определяется [424] комплексом фауны, полученной при растворении пород из разреза по р. Даялык, где

верхняя часть толщи охарактеризована находками фрагментов граптолитов *Acanthograptus*, хинитозой силурийско-девонского возраста, а также остатков челюстей полихет мокиелидного типа силурийского возраста, отпрепарированных из углеродисто-глинистых сланцев (возможно, переотложенных?). Однако положение свиты в составе единой окинской серии, возраст нижних составляющих которой (хурайжалгинская толща, хурэнская свита) устанавливается по отношению с хурэнскими субвулканитами, позволяет датировать ее возраст также поздним рифеем, что не противоречит наблюдаемым прорываниям образований толщи гранитоидами ордовикского урикского комплекса.

Свита фациально изменчива как по латерали, так и вкрест простирания. Мощность свиты трудноопределима из-за отсутствия маркирующих горизонтов и разрозненности разрезов. Предварительно оценивается в 1150 м. Судя по минеральным парагенезисам, региональный метаморфизм толщи отвечает зеленосланцевой фации.

Окинская серия нерасчлененная (RF_{3ok}) представлена серией ксенолитов площадью до 4×15 км среди гранитоидов таннуольского, огнитского комплексов по бортам р. Сенца и в верховьях рек Хайт и Айнак-Бурун. Необходимость выделения нерасчлененной серии обусловлена невозможностью сопоставления разреза этих блоков к какой-либо из свит серии, из-за отсутствия маркирующих горизонтов. Насыщенность разрезов субвулканитами хурэнского комплекса указывает на причастность их к низам окинской серии. Разрезы серии представлены переслаиванием мелкозернистых известняков биотит-кварцевых, хлоритовых, слюдисто-карбонатных, кварц-карбонатных, слюдисто-кварцевых сланцев, метапесчаников и метаалевролитов, хлоритовых сланцев и метаэффузивов, гематитовых кварцитов. В целом для отложений нерасчлененной серии характерна фациальная неустойчивость. Мощность серии 2300–3000 м. Степень регионального метаморфизма соответствует фации зеленых сланцев. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в крутые асимметричные линейные складки, иногда запрокинутые. Контакты с ниже- и вышележащими отложениями осложнены разрывными нарушениями.

Отложения окинской серии прорываются субвулканитами хурэнской свиты (верхнего рифея), гранитоидами таннуольского (кембрийского), урикского (ордовикского) комплексов с проявленными контактово-метасоматическими преобразованиями (скарнирование).

Позднерифейский возраст серии устанавливается по факту подобия этих отложений с хурэнской свитой и хурайжалгинской толщей, возраст которых установлен по отношению с хурэнскими субвулканитами (см. выше).

Дибинская свита (RF_{3db}) [54] рассматривается как возрастной аналог средней и верхней частей окинской серии в Боксон-Сархойской СФЗ. Она представляет собой сероцветную толщу кварц-серицитовых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков.

Нижняя часть разреза – массивные или грубоплитчатые алевролиты, содержащие до 50% карбонатного материала, кварц-серицитовые, углесто-кремнисто-глинистые сланцы, песчаники с маломощными прослоями мергелей, калькарениты, мелкогалечные конгломераты. Верхи разреза – су-

щественно карбонатного состава и представлены слоистыми известняками, известковыми доломитами. Мощность свиты 3500 м. Породы дислоцированы. Характерна горизонтальная, ленточная слоистость. По плоскостям напластования хорошо выражены знаки ряби.

Контакты с вышележащей по разрезу сархойской свитой как тектонические, так и стратиграфически несогласные. Налегание сархойской свиты (позднерифейский возраст которой определен радиологически) на верхи дибинской с базальными конгломератами в основании описано в разрезе по р. Бульгэ-Гол [54].

По р. Шибит в известняках определены водоросли *Epiphyton* sp. и *Siabellina* sp., характерные для нижнего кембрия. В сланцах и известняках лектостратотипа установлены единичные акритархи *Leiposophsphaera minutissima* (N a u m.) и др. [54] ордовикско-раннедевонского возраста, что противоречит представлению о рифейском возрасте свиты. Н. К. Гелетий, С. А. Анисимовой [39] из проб карбонатных пород дибинской свиты Rb/Sr методом получены датировки 800–1300 млн лет, что подтверждает позднерифейский возраст отложений.

Заканчивая описание верхнерифейских стратиграфических подразделений, прорванных синорогенными гранитами сумсунурского комплекса, можно отметить, что суммарная мощность низов верхнего рифея различных СФО АССО не превышает 9000 м (без учёта хайтинской толщи, сведения о мощности которой не приводятся).

Средняя часть верхнерифейского разреза АССО представлена только в Ашкасокской СФЗ (ашкасокская, ортинская и чатырлыгская свиты) [480, 482, 499], а также в сопредельной Утхумской СФ (утхумская свита).

Ашкасокская свита (RF_{3a5}) [291, 296, 386, 480, 496] залегает со скрытым тектоническим несогласием на раннепротерозойских породах Дербинского выступа.

Разрез ашкасокской свиты в береговых обнажениях в истоках Кижихема начинается с переслаивания известняков алевритистых и песчанистых (185 м мощностью); выше залегают микросланцы амфибол-биотитовые, пироксен-амфиболовые, полосчатые, углеродистые сланцы, псаммитовые амфибол-биотитовые сланцы, которые перекрывает толща псаммитовых и слюдистых алевритовых сланцев с частыми прослоями углеродсодержащих кварцито-сланцев, серицит-углеродисто-кремнистых сланцев с повышенной радиоактивностью, высоким содержанием урана, ванадия, молибдена, биотитовые углеродистые алевросланцы. Мощность этой части разреза более 550–770 м (неполная). На левобережье р. Кижихем, разрез наращивается горизонтом известняков, вышележащей толщей переслаивания серицит-углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнистых сланцев с маломощными прослоями известняков, микрокварцитов; мощность по разрезу более 520 м. Общая мощность разреза ашкасокской свиты – до 3000 м.

Региональный метаморфизм свиты соответствует эпидот-амфиболитовой фации. В породах широко распространены реликты осадочных структур и текстур. На водоразделе рек Таежный Казыр и Левый Казыр отмечается увеличение степени регионального метаморфизма, соответствующее условиям амфиболитовой фации. Здесь появляются в разрезе

свиты плагиогнейсы, гранат-биотитовые гнейсы, графитистые кварциты, известняки мраморизованные.

Геохимической особенностью углеродистых сланцев является высокая концентрация V ($K_k = 13$), Mo ($K_k = 25$), что подчеркивает их минерагеническую специализацию. Магнитное поле над породами свиты спокойное, напряженностью до 100 нТл. Отмечается повышенная радиоактивность над углеродистыми сланцами, участками до 40–94 мкР/ч (урановой природы).

Рифейский возраст ашкасокской свиты устанавливается по находкам в известняках перекрывающей ортинской свиты микрофитоцитов и строматолитов рифейской фитемы [416, 480].

Ортинская свита (RF_{3or}) согласно залегает на ашкасокской свите. По составу свита существенно карбонатная. Низы разреза сложены мраморизованными известняками, иногда – доломитистыми мелко- и среднезернистыми, отмечаются редкие прослои слюдисто-кварц-карбонатных сланцев. Среди доломитистых известняков отмечаются прослои микрокварцитов (представляющие собой маркирующие горизонты). Известняки часто графитизированы. Завершают разрез доломиты, доломитистые известняки с прослоями углеродистых, часто графитистых сланцев. Мощность свиты 1200–2100 м. Метаморфизм пород соответствует условиям эпидот-амфиболитовой фации, сохраняются первичные псаммитовые структуры в сланцах.

Породы свиты прорываются габброидами казырского комплекса рифея.

Магнитное поле над породами ортинской свиты спокойное, интенсивностью до 250 нТл. Радиоактивность пород 5–10 мкР/ч, в углеродистых разностях – до 30 мкР/ч. В последних также повышены содержания Mo и V ($K_k = 10$ и более).

Возраст ортинской свиты определяется как поздний рифей на основании выявленных в известняках в бассейне р. Кизи-Хем микрофитоцитов *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Osagia* sf. *Libidinosa* и строматолитов *Saralinskiavesiculosa* Ship [416, 480].

Чатырлыгская свита ($RF_{2чт}$) [428] залегает согласно на ортинской свите. В стратотипическом разрезе (руч. Чатырлыг-Ой, а также бассейн р. Кадыр-Ос) низы свиты сложены мелкозернистыми амфиболитами, сланцеватыми амфиболитами, присутствуют редкие горизонты мраморизованных известняков (мощность ~ 600 м); выше залегает толща переслаивания амфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев, биотитовых и амфиболовых гнейсов с мощными горизонтами амфиболовых гнейсов, биотит-амфиболовых, гранат-двуслюдяных гнейсов (около 1200 м мощностью); завершает разрез толща переслаивания полосчатых биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов с прослоями амфибол-биотитовых гнейсов (мощность ~ 600 м). Общая мощность ~ 2440 м. В бассейне р. Хаактыг-Хан, Улуг-Бырчатыг, Черный Хан мощность чатырлыгской свиты (при аналогичном характере разреза) достигает 5500 м [415]. В амфиболитах и амфиболсодержащих сланцах устанавливаются признаки ортопород. По химическому составу эти породы близки к базальтам, лейкократовым базальтам [245].

Метаморфизм пород отвечает условиям эпидот-амфиболитовой, участками – амфиболитовой фации. При прослеживании свиты с востока на

запад метаморфизм пород постепенно падает; в бассейне р. Казыр четко диагностируются вулканиты, главным образом основного, реже – среднего (андезиты) состава, сохраняются псаммитовые структуры, фация метаморфизма – зеленосланцевая.

Магнитное поле над породами чатырлыгской свиты спокойное отрицательное – минус 150 нТл. Радиоактивность гнейсов составляет 12–16 мкР/ч, амфиболитов и амфиболсодержащих пород – 8–10 мкР/ч.

Породы чатырлыгской свиты прорываются рифейскими габброидами казырского комплекса и палеозойскими интрузиями.

Рифейский возраст свиты определяется по находкам рифейских микрофитолитов и строматолитов в известняках низов чатырлыгской свиты [415].

Утхумская толща (RF₃ut) [391] рассматривается как возрастной аналог ашкасокской и ортинской свит. Отложения толщи в виде отдельных небольших по площади (до 1000 км²) блоков, ксенолитов и провесов кровли в интрузиях таннуольского, хойтоокинского и огнитского комплексов наблюдаются в бассейнах рек Утхум, Ия, верховьях р. Хойто-Ока (Утхумская структурно-формационная зона). Стратотипический разрез отсутствует. Характеристика свиты приводится по серии частных разрезов в отдельных выходах свиты в бассейнах рек Даялык и Утхум, Ия, Соруг. Низы разреза толщи сложены амфиболитами, сланцами эпидот-амфиболовыми с реликтами диабазовой структуры, амфибол-пироксеновыми, карбонатно-пироксеновыми, мраморами, биотит-амфиболовыми, амфибол-пироксеновыми сланцами; верхняя – сланцевая, часто сложена в основном биотитовыми, амфибол-биотитовыми, биотит-актинолитовыми сланцами. Завершает разрез горизонт углеродисто-слюдистых сланцев в переслаивании с известняками, содержащий прослой туфопесчаников, туфов кислого состава. Отмечается косяя слоистость. Породы свиты, обнажающиеся в многочисленных ксенолитах, при частом падении в южных румбах, обнаруживают запрокинутость, мелкую складчатость, что, при общем наращивании разреза на юг, не позволяет достоверно установить мощность. Последняя при ГС-50 определена в объеме до 4500 м [391]. Региональный метаморфизм соответствует условиям зеленосланцевой, участками – эпидот-амфиболитовой фации.

Контакты с развитыми в Утхумской СФЗ стратифицированными образованиями или тектонические, или уничтожены прорывающими интрузиями гранитоидов огнитского, таннуольского комплексов и хойтоокинских габброидов.

Позднерифейский возраст утхумской толщи принимается на основании корреляции ее с ашкасокской свитой по литологическому составу и близкому пространственному положению (несмотря на залегание в разных, однако соприкасающихся структурах).

Суммарная мощность средней части верхнерифейского разреза АССО составляет 10 600 м. Эти отложения прорываются дунит-гарцбургитами актовракского комплекса и со стратиграфическим несогласием перекрываются образованиями сархойской свиты и безымянной толщи, завершающими рифейский разрез в Гарганско-Боксон-Сархойской СФО. К самому верхнему уровню рифея отнесена также харальская свита Окинско-Харальской СФО.

Сархойская свита (RF_{3sr}) [211]. Стратотипический разрез отсутствует. В составе свиты отчетливо картируются две толщи: нижняя – терригенная, верхняя – сложенная вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Терригенная и вулканогенные толщи сархойской свиты на значительном протяжении контактируют по разлому, однако сохранились участки, где вулканогенные породы согласно залегают на осадочных. Основной разрез терригенной толщи наблюдается в верховьях р. Муя-Гол и излучины р. Забит. Большая часть его сложена пестроцветными песчаниками, переходящими в гравелиты, реже в алевролиты. Песчаники грубослоистые. Среди песчаников присутствуют горизонты и линзы конгломератов. Мощность терригенной толщи возрастает с запада на восток, в бас. р. Забит составляет не более 500 м. Верхняя, вулканогенная часть разреза свиты, в пределах площади состоит из нижней зеленокаменной и верхней «ингимбритовой» частей. Зеленокаменная толща, согласно залегающая на терригенной, наиболее полно обнажена в бассейне р. Муя-Гол, сложена лавами и туфами среднего и основного состава. Породы окрашены в зеленые и зеленовато-серые, реже – в фиолетово-серые тона. Лавы представлены слабодисланцованными андезитами и базальтами. Количество прослоев туфов увеличивается вверх по разрезу толщи. В бассейне р. Муя-Гол в верхней части отмечаются прослои алевролитов и известняков. Завершается разрез зеленокаменной пачкой – маркирующим горизонтом глыбовых туфов и андезитов. Мощность зеленокаменной части разреза свиты составляет 950–1050 м. Контакт зеленокаменной и верхней пестроцветной «ингимбритовой» частей разреза вулканогенной толщи во многих случаях тектонический. Начинается разрез «ингимбритовой» пачки красными полимиктовыми конгломератами, постепенно вверх по разрезу сменяющимися косослоистыми «белозернистыми песчаниками», гравелитами. Кислые пепловые туфы – преобладающая вулканическая фация ингимбритовой толщи в бассейне р. Забит, мощность которой до 1500 м. Общая мощность свиты более 3000 м.

Разрез сархойской свиты фациально не выдержан, что выражается в быстрых изменениях по простиранию соотношений осадочных и вулканогенных пород.

Вулканиты сархойской свиты образуют непрерывную дифференцированную вулканическую серию и включают все разновидности от базальтов до риолитов, при преобладании кислых разностей. По химизму породы умеренно- и низкокалиевые известково-щелочной серии.

Породы сархойской свиты со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях дибинской свиты и окинской серии [447] и в свою очередь несогласно перекрываются образованиями боксонской серии (V–С).

В 1980 г. в пестроцветных песчаниках сархойской свиты были определены ордовикские мшанки рода *Ceramopora*, получены многочисленные определения палеозойских спор [251]. По мнению А. Б. Кузмичева [93], мшанкоподобные желваки могут представлять собой перекристаллизованные глинисто-карбонатные конкреции. Возраст сархойской свиты определяется фактом перекрывания ее образований осадками боксонской серии (V–С) и

имеющейся радиологической датировкой вулканитов 718 ± 30 млн лет (Rb-Sr метод) [94], соответствующей позднему рифею.

Безымянная толща (RF₃bz) – возрастной аналог низов сархойской свиты. К этой толще отнесены вулканогенно-терригенные отложения, залегающие на рифейских породах офиолитовой ассоциации и перекрывающиеся горлыкской свитой венд-кембрийского возраста. Толща изучена и детально описана [93], разрез ее имеет двучленное строение. Низы представлены пестроцветными обломочными породами, залегающими с разрывом и несогласием на офиолитах и оспинской свите. В основании залегают конгломераты и валунные конгломераты с валунами габбро, галькой серпентинитов, карбонатных пород, черных сланцев оспинской свиты. Основная часть разреза сложена чередованием разнообразных сланцев, песчаников, конгломератов с линзами карбонатных пород. В терригенных породах присутствует офиолитокластический материал в виде прослоев серпентинитовых песчаников, хлоритовых и тальк-хлоритовых сланцев, хлорит-альбит-актинолитовых сланцев; значительную часть разреза низов толщи составляют плитчатые черные и желто-бурые плитчатые алевролиты. Отмечаются прослои кварцевых порфиров, риолитов, туфов риолитов, лавобрекчии мощностью до 10 м. Верхи разреза безымянной толщи имеют сравнительно однородный состав – известковистые песчаники, доломиты, мергели, в меньшем количестве встречаются плитчатые песчаники, алевролиты, серицитовые сланцы. Мощность безымянной толщи до 1500 м.

Породы толщи смяты в крутые складки с падением пород в крыльях до $75\text{--}80^\circ$. Датирование толщи поздним рифеем основывается на ее положении ниже венд-кембрийской горлыкской свиты.

В отложениях безымянной толщи локализованы проявления золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной формаций.

Харальская свита (RF₃hl) – возрастной аналог сархойской свиты. В её составе на площади листа N-47 преобладают различные сланцы. В низах разреза наблюдаются серицит-хлорит-кварцевые, хлоритовые, хлорит-актинолит-кварцевые сланцы, слюдястые кварциты, среди которых залегают невыдержанные пачки актинолитовых, актинолит-эпидот-хлоритовых сланцев с реликтами миндалекаменных структур, рассланцованных туфов, альбит-кварцевых сланцев. В верхней части разреза свиты появляются углеродистые сланцы и кварциты. Метаморфизм пород отвечает фации зеленых сланцев. Мощность свиты более 2000 м.

Породы свиты смяты в сложные, нередко изоклинальные складки.

Нижняя граница харальской свиты на площади листа не вскрыта. За пределами его проводится по смене терригенных пород демиржинской свиты позднего протерозоя метаморфизованными андезибазальтами порфировыми харальской свиты [316]. Граница с вышележащей охемской свитой проводится по подошве горизонта валунных и крупногалечных конгломератов. Образования свиты повсеместно прорываются среднекембрийскими гранитоидами таннуольского комплекса. Совокупность этих фактов позволяет датировать харальскую свиту поздним рифеем. В целом, возраст свиты дискуссионный [316, 348].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения венда широко распространены на площади листа, участвуют в строении платформенного чехла, структур Алтае-Саянской складчатой области и Удинско-Колбинской зоны (краевого шва Сибирской платформы). К венду отнесены: в платформенном чехле – карбонатно-терригенные отложения мотской серии и устьтагульской свиты, чорская свита; в Удинско-Колбинской рифтовой зоне – существенно терригенные оклерская, сарапсульская свиты; в Алтае-Саянской складчатой области – терригенно-черносланцево-карбонатная айлыгская серия, терригенно-вулканогенно-карбонатная охемская свита; терригенно-кремнисто-карбонатная забитская свита основания разреза боксонской серии.

Венд чехла платформы. Мотская серия на территории листа представлена хужирской, шаманской, иркутской свитами; выделяются также объединенные хужирская и шаманская, шаманская и иркутская свиты и нерасчлененная мотская серия. Мотская серия залегает со стратиграфическим несогласием на рифейских отложениях чехла, либо на породах кристаллического фундамента.

Хужирская свита ($V_1h\check{z}$) обнажена в бассейнах рек Онот, Бол. Белая, Икей. Она сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами красноцветными, конгломератами от мелко- до валунно-галечных с прослоями гравелитов. В опорном разрезе по р. Онот в основании свиты залегает горизонт красноцветных разногалечных конгломератов, с размывом перекрывающий рифейские отложения чехла и архейские образования фундамента [277]. Низы разреза сложены средне- и крупнозернистыми песчаниками, сменяющимися стратиграфически вверх переслаиванием гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, слагающих серию мелких трансгрессивных ритмов. Завершает разрез толща переслаивания красно-бурых разнозернистых песчаников с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 90–180 м.

Ранневендский возраст хужирской свиты определяется ее залеганием на позднерифейских отложениях оселковой серии. Верхней границей служит подошва кварцевых песчаников шаманской свиты.

Шаманская свита ($V_1\check{z}m$) согласно залегает на хужирской, сложена коричнево-красными, белыми, светло-желтоватыми и темно-серыми кварцевыми, аркозовыми песчаниками с маломощными прослоями гравелитов, аргиллитов, алевролитов и доломитов. Свита хорошо узнается по характерным белым, светло- и желто-серым кварцевым песчаникам (парфеновский нефтегазоносный горизонт), залегающим в основании разреза свиты, мощность которых колеблется от 17 до 48 м. В основании разреза по р. Онот наблюдается маломощный (10 м) горизонт мелкогалечных конгломератов. Нижняя граница свиты проводится по подошве пласта белых, желто-серых кварцевых песчаников, согласно залегающих на вишневых песчаниках хужирской свиты. Верхняя граница картируется по подошве песчаниково-доломитовой пестроцветной пачки мощностью до 50 м в основании иркутской свиты. Мощность свиты колеблется от 170 до 310 м.

Возраст шаманской свиты определяется как ранневендский по положению в разрезе ниже биостратиграфически охарактеризованной иркутской свиты.

Хужирская и шаманская свиты объединенные ($V_1h\check{z}+\check{s}m$) наблюдаются в междуречье Бол. Белой и Хор-Тагны в виде полосы выходов пород северо-западного направления шириной 100–150 м и протяженностью 20 км. Малая площадь выходов, слабая обнаженность обусловили невозможность расчленения разреза.

В составе объединенного разреза наблюдаются песчаники полимиктовые, алевролиты, прослои гравелитов, аргиллитов, доломитов, в основании – конгломератов красновато-бурых, отделяющихся Передовым взбросо-надвигом системы Присаянского разлома от архейских образований таргазойской свиты и китойского комплекса. Мощность разреза объединенных свит до 750 м.

Шаманская и иркутская свита объединенные ($V_1\check{s}m+V_2ir$). Отложения шаманской и иркутской свит, объединенных из-за технической невозможности их раздельного отображения в масштабе карты, узкой полосой (0,5–1 км) прослеживаются в междуречье Урика (правый приток р. Уда) и Мал. Ильмига (левый приток р. Кирей). Разрез свит представлен серыми массивными доломитами (100–150 м) с редкими маломощными прослоями песчаников (2–15 м) желтовато-серых слюдистых, алевролитов, известняков. На нижележащие отложения хужирской свиты шаманская и иркутская ложатся согласно пластом серых песчаников, перекрываются с размывом черемховской свитой. На отдельных участках (правый борт р. Орлик, правый борт р. Одер) наблюдается согласный контакт с известняками усольской свиты. Мощность отложений 305–570 м.

Иркутская свита (V_2ir) завершает разрез мотской серии в пределах центральной части Ангаро-Тасеевской впадины, в междуречье Онота, Урика, Бол. Белой. Свита сложена желто-зелеными, темно-серыми и коричнево-красными доломитами, реже – известняками и карбонатными брекчиями с прослоями мелко- и среднезернистых полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В стратотипическом разрезе по р. Иркут (гора Шаман) низы разреза сложены темно-серыми, коричнево-красными доломитами, реже известняками с прослоями пестроцветных алевролитов, аргиллитов, песчаников. Выше разрез наращивается пестроцветными доломитами с редкими маломощными прослоями песчаников, алевролитов. В основании пачки залегает горизонт (20 м) доломитовых брекчий. Мощность свиты в целом в центральных районах Ангаро-Тасеевской впадины (реки Онот, Оса) достигает 136–260 м [277].

Находки строматолитов *Boxonia allahunica* Kom. et Semilch., *Collinella sigularis* Kom., *Jurisia sibirica* (Jak.), *Columnaefasta minuta* Dol. и микрофитолигов *Osagia condata* Kor., *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus norridis* Z. Zhur. др., обнаруженных в обнажениях по р. Иркут (5 км выше д. Моты), определяют возраст пород как поздний венд [277]. Нижняя граница свиты проводится по подошве песчаниково-доломитовой пестроцветной пачки, согласно налегающей на песчаники шаманской

свиты. Граница с усольской свитой проводится в основании последней по подошве брекчиевидных доломитов с глиптоморфозами гипса.

Мотская серия нерасчлененная (V_{1-2mt}). Отложения мотской серии нерасчлененной узкой полосой 1,0–2,5 км прослеживаются от бассейна р. Огной на юго-востоке до бассейна р. Бол. Ильмига на западе, закартированы в зоне Присаянского взбросо-надвига, частично срезаны последним, пликвативно дислоцированы. Эти особенности, наряду с незначительной шириной выхода отложений на поверхность, а также мелким масштабом ГК, обусловили невозможность расчленения их и необходимость выделения мотской серии нерасчлененной.

Основанием разреза серии служат крупногалечные конгломераты (10 м), сменяющиеся выше крупнозернистыми песчаниками вишневого цвета с горизонтами гравелитов (30 м). Выше по разрезу наблюдается пачка желтовато-серых (120 м) и красно-бурых плитчатых песчаников (30–35 м) с пропластками вишневых, серых доломитов (3–4 м). Завершают разрез карбонатные среднезернистые песчаники (30 м). Мощность серии до 500 м. Отложения серии трансгрессивно с размывом залегают на породах удинской свиты (верхний рифей) и в свою очередь согласно перекрываются скрытокристаллическими доломитами усольской свиты (нижний кембрий).

Устьтагульская свита (V_{1-2ut}) – возрастной аналог мотской серии. Она распространена в междуречье Уды и Туманшета в виде полосы выходов пород северо-западного направления шириной 200–300 м и протяженностью 90 км. Стратотипический разрез ее находится в приустьевой части р. Тагул и соответствует полному трансгрессивному мезоритму.

В основании разреза залегают валунно-крупногалечные конгломераты, в которых гальки и валуны (0,3–0,5 м) состоят из кварцитов, жильного кварца, реже – из песчаников, алевролитов вишневых, цементом служат буро-коричневые, светло-серые гравелитистые песчаники. Присутствуют линзы, прослой (до 1 м) песчаников и гравелитов полимиктовых, редко – кварцевых. Мощность отложений до 45 м. Выше залегают: 1) песчаники крупнозернистые полимиктовые буровато-красные, массивные или косолоистые с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда с включением мелких галек – 42 м; 2) алевролиты вишнево-коричневые, вишневые, зеленовато-серые тонкополосчатые с прослоями вишневых песчаников крупнозернистых – 24,5 м; 3) переслаивание доломитов, алевролитов, песчаников пестроцветных – 14 м; 4) доломиты пестроцветные со строматолитами *Stratifera assueta* Dol., *Colleniella* sp. – 10 м; 5) переслаивание пестроцветных алевролитов, песчаников, прослой доломитов – 18,5 м; 6) переслаивание алевролитов и доломитов розовато-серых – 24 м; 7) алевролиты вишневые с прослоями песчаников – 28 м. Мощность этой части разреза по р. Тагул – 161 м. Мощность свиты в стратотипе составляет 206 м и достигает на площади листа 240 м.

Контакт устьтагульской свиты с перекрывающей ее усольской свитой вскрыт скважиной на глубине 250 м, где было установлено согласное налегание серых кавернозных доломитов усольской свиты на тонкоплитчатых доломитах верхов устьтагульской свиты.

Ранне-поздневендский возраст устьягульской свиты геологически обоснован наличием стратиграфического контакта с перекрывающими доломитами усольской свиты, раннекембрийский возраст которой установлен по находкам водорослей рода *Renalcis*, и залеганием с размывом на красноцветных алевролитах айсинской свиты позднего рифея.

В разрезе к ГК-1000/3 обозначены вендские отложения чорской свиты венда–кембрия, не имеющие выхода на дневную поверхность, перекрытые кембрийскими отложениями чехла платформ.

Чорская свита (*Včr*) залегает с размывом на рифейских отложениях, переходит по простиранию в толщу объединенных свит венда хужирскую и шаманскую. Разрез чорской свиты представлен переслаиванием красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов; в основании – горизонт песчаников. Мощность свиты до 500 м.

В верхах разреза выделяется горизонт кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников, соответствующий парфеновскому нефтегазоносному горизонту, из которого за пределами листа N-47 получены притоки нефти. Вендский возраст свиты обоснован находками акритарх, микрофитолитов, микрофоссилий.

Венд рифтовой зоны Присаянского краевого шва. Оклерская свита (*V_{1ok}*) слагает линейный грабен в пределах Удинско-Колбинской рифтовой зоны (верховья р. Тайба). Разрез свиты характеризуется как крупный трансгрессивный ритм: низы представлены зеленоцветными грубообломочными отложениями (300–400 м), состоящими из гравелитов (50–60%), конгломератов (30–35%), песчаников, кварцито-песчаников; средняя часть пестроцветная (300–500 м), сложена песчаниками, полимиктовыми песчаниками, гравелитами; верхняя (100–300 м) также пестроцветная – сложена алевролитами, туфоалевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность до 800 м. Контакты с окружающими образованиями тектонические. Возраст свиты определяется наличием в зеленых и красноцветных алевролитах комплекса акритархов *Rifenites* *N a u m.*, *Leiomarginata* *N a u m.*, *Archaeofavosina minuta* *N a u m.*, *Leiosphaeridia* *E i s e n.*, низших грибов, коллоидальных скоплений с невыраженной структурой [125].

Сарапульская свита (*V_{1sr}*) – возрастной аналог оклерской свиты. К ней отнесены красноцветные конгломерато-песчаниковые отложения бассейна р. Мал. Тагул со стратотипом в приустьевой части ее левого притока р. Сарапуль. Свита слагает серию линейно-вытянутых грабенов северо-западного простирания в междуречье Инжигей–Бол. Янгозы и Хорой-Дыры, ограничивающих Канскую глыбу. Разрез свиты начинается разногалечными конгломератами (130 м), сменяющимися выше косо-слоистыми разнозернистыми песчаниками (40 м) с прослоями гравелитов (2,5 м). Характерны красноцветность пород, карбонатность цемента, наличие в песчаниках косой, перекрестной, веерообразной слоистости а также резкой невыдержанности мощностей отдельных слоев и их пакетов. Мощность свиты 200–570 м.

Налегание конгломератов сарапульской свиты на отложения янгозинской свиты установлено в приустьевой части р. Сарапуль, верхний ее

контакт повсеместно тектонический. Метаморфизм пород свиты отвечает хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

Возраст отложений принимается вендским на основании вероятной корреляции их с отложениями оклерской свиты, биостратиграфически охарактеризованной.

Венд Алтае-Саянской складчатой области. Айлыгская серия в структурном отношении приурочена к Харальской структурно-формационной зоне. В её составе в пределах исследуемой площади выделяются (снизу): кыштагская, хоремногская, кушвенская свиты.

Кыштагская свита (*Vkt*) существенно карбонатного состава, составляет ядро Айлыгской антиклинали, наблюдается в верховьях р. Айлыг и на водоразделе рек Дугду и Улуг-Кадыр-Ой. Непрерывный разрез свиты составить невозможно из-за напряженной разрывной тектоники, поэтому сводный разрез составлен из фрагментарных по водоразделу рек Кушвен–истоки Айлыг. Представлена свита в основном метаморфизованными светло-серыми известняками грубополосчатыми (360 м), известняками песчанистыми (270 м). В подчиненном количестве присутствуют доломиты (10%), известняковые конгломераты (12%), сланцы серицит-полевошпат-хлоритовые, серицит-кварцевые (20–25 м), составляющие незначительную часть разреза свиты. На левобережье р. Айлыг в районе в. о. 1491,1 в нижней части разреза свиты обнажаются два горизонта известняковых конгломератов (65 м, 335 м). В гальке присутствуют диоксидовые скарны, мраморы, реже кварциты, гнейсо-граниты. Мощность свиты в целом – до 1100 м. Мраморы кыштагской свиты несогласно перекрывают сланцы билинской свиты рифея. Контакт с вышележащей хоремногской свитой согласный.

Возраст отложений кыштагской свиты определяется на основании находок в них микрофитоцитов, характерных для венда [208], прорывания интрузиями можалыкского пироксенит-габбрового комплекса раннего кембрия.

Хоремногская свита (*Vhr*) карбонатно-сланцевого состава, развита в бассейнах рек Айлыг, Бий-Хем, составляет крылья Айлыгской антиклинали, а также отдельные тектонические блоки. Непрерывный разрез свиты отсутствует. Сводный разрез составлялся по отдельным фрагментам частных разрезов по р. Кушвен, истоков р. Айлыг (в. о. 2219,3).

Представлена свита сланцами, составляющими 85% разреза (снизу): серицит-плаггиоклаз-кварцевыми (153–660 м), кварц-плаггиоклаз-актинолитовыми (60 м), кварц-эпидот-хлоритовыми (265 м), черными углеродисто-кварцевыми (110–250 м), кварц-полевошпат-биотитовыми (25 м), андезитами рассланцованными (60 м). Характерной особенностью свиты является наличие в ее составе закатанных в тонкослоистых кварц-эпидот-хлоритовых сланцах гальки и валунов, глыб карбонатного и вулканогенного состава. Размер их от первых сантиметров до 200–300 м в поперечнике. Известняки углеродистые черные (5–10 м), темно-серые с кремнистыми прослоями (20 м), доломиты составляют до 15% разреза свиты. Отложения свиты характеризуются резкой фациальной изменчивостью, изменчивой по площади мощностью. С вышележащей кушвенской и нижележащей кыштагской свитами контакты согласные. Мощность свиты до 1600 м.

Возраст свиты определяется находками микрофитоцитов вендского возраста [208].

Кушвенская свита (*Vkš*). Существенно карбонатные отложения кушвенской свиты развиты на крыльях Айлыгской антиклинали в истоках р. Айлыг и в бассейне р. Кушвен в ядре Кушвенской синклинали. Единый разрез свиты отсутствует, сводный составлен по серии фрагментарных. Известняки явно преобладают (до 95% разреза), верхняя часть – часто сланцевая (около 5%). Среди известняков наблюдаются темно-серые до черных за счет тонкорассеянного углеродистого вещества, тонкослоистые, тонкоплитчатые (130 м) и темно-серые тонкополосчатые разности (110–170 м). Сланцы углеродистые (10 м), кварц-полевошпат-биотитовые (5 м) наблюдаются в верхней части разреза свиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве толщи известняков, согласно залегающих на сланцах хорменогойской свиты. Верхний контакт свиты неизвестен. Мощность свиты 580–650 м.

Возраст свиты определяется вендским на основании находок микрофитоцитов: *Glebosites* sp., *Vesicularites* sp. [290]. Описанные отложения прорываются расслоенными интрузиями можалькского пироксенит-габбрового комплекса раннего кембрия.

Айлыгская серия нерасчлененная (*V_{1al}*) пользуется незначительным распространением и закартирована на водоразделе рек Сювюр-Ары-Хем и Тоймас. Существенно карбонатный разрез толщи (95%), большая мощность (2300 м), тектонические контакты с кушвенской и кыштагской свитами, отсутствие корреляции с их разрезами, обособленность выходов определяют выделение этих образований в составе нерасчлененной айлыгской серии.

Единый послыйный разрез составить невозможно. Сводный разрез нерасчлененной серии представлен известняками (56%), мраморами (43%), углеродисто-кремнистыми сланцами (1%). Низы его (1200 м) сложены мелкозернистыми сахаровидными мраморизованными известняками с редкими маломощными прослоями седиментационных брекчий. Выше залегает пачка (150 м) тонкого переслаивания (первые метры) мраморизованных и темно-серых графитистых доломитистых известняков. Завершают разрез серии пятнисто-полосчатые мраморы (1000 м). Общая мощность отложений 2300 м. Контакты с нижезалегающими кушвенской и кыштагской свитами тектонические. В бассейне р. Айлыг (западнее изученной площади) описано несогласное (угловое и азимутальное) залегание на гнейсах билинской свиты позднего рифея [208]. Верхний контакт отсутствует. Вендский возраст нерасчлененной серии определяется сбором микрофитоцитов *Vesicularites* sp. в мраморизованных известняках. Мощность нерасчлененной айлыгской серии составляет 2350 м.

Охемская свита (*Voh*) – возрастной аналог кыштагской и хорменогойской свит в Харальской и Хамсаринской СФЗ. Распространена в бассейнах рек О-Хем, Баш-Хем и Серлиг-Хем, где слагает крылья Бий-Хемской антиклинали [192, 267].

Разрез свиты имеет двучленное строение. Низы разреза представлены серыми темно-зелеными полимиктовыми метапесчаниками, грубозернистыми

песчаниками, метаконгломератами на карбонатно-хлоритовом цементе с галькой пород харальской свиты (мраморизованные известняки, хлоритовые сланцы, альбит-кварцевые сланцы), рассланцованными алевролитами, переслаивающимися с алевритистыми хлорит-серицитовыми сланцами, углеродистыми сланцами, мощностью более 2000 м. Верхи разреза сложены известняками с маломощными прослоями алевролитов, известковистых алевролитов, мраморизованными известняками (150 м). Несколько отличен разрез свиты в Хамсаринской СФЗ: нижняя часть сложена кварц-плагиоклаз-актинолитовыми сланцами (100–150 м), биотит-амфиболовыми сланцами (300 м), углеродистыми сланцами, филлитовидными сланцами (100 м) с редкими прослоями метаэффузивов основного и среднего состава, туфов (50 м); верхняя часть представлена кварц-карбонатными сланцами и мраморизованными известняками. Мощность свиты более 2500 м.

Метаморфизм отложений соответствует в целом зеленосланцевой фации, на участке междуречья Казас–Кудургалык–Чазаг–Кадыр-Ос возрастает до эпидот-амфиболитовой фации.

Породы охемской свиты согласно залегают на осадочных образованиях харальской свиты. За нижнюю границу принимается подошва первого горизонта конгломератов (водораздел Ана-Хем–Шенелик). Отложения свиты повсеместно прорываются среднекембрийскими габброидами хойтоокинского и гранитоидами таннуольского комплексов с образованием экзоконтактовых зон ороговикования.

Вендский возраст свиты определяется положением ее образований между фаунистически охарактеризованной туматтайгинской свитой (\mathcal{C}_1) и верхнерифейскими образованиями харальской свиты. В охемской свите обнаружены остатки вендских водорослей: *Vesicularites* sp., *Gleocopsella gincingeri* P o s p. и др., а также *Renalcis* sp., *Botominella*(?) sp. [316].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА – КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Алтае-Саянская складчатая область. К венд-нижнекембрийским образованиям отнесены горлыкская свита, развитая в Ильчирской СФО, чибижекская свита (Ашкасокская СФЗ), дабанжалгинская свита (Окинская СФЗ, Гарганско-Боксон-Сархойская СФО). В возрастном интервале венд-кембрий находится боксонская серия, где венд представлен забитской свитой, выше залегающие свиты датированы кембрием.

Боксонская серия ($V-\mathcal{C}_2$), включающая бокситоносные и фосфоритоносные карбонатные отложения, выделена в 1951 г. А. Ф. Калмыковым и А. П. Габеевым в бас. р. Боксон. Согласно Ангаро-Енисейской СЛ, она объединяет пять свит (снизу): забитскую, табинзуртинскую, хужиртайскую, нюргатинскую и хютенскую. В пределах исследуемой площади полные разрезы боксонской серии наблюдаются в Боксон-Сархойской и Окинской СФЗ (в Окинской зоне отсутствуют низы разреза – забитская свита). Породы серии слабо дислоцированы в линейные складки с пологими

падениями на крыльях – 20–40°. Отложения боксонской серии прорываются ордовикскими гранитоидами урикского комплекса.

Забитская свита (*Vzb*) выделена как нижняя доломитовая свита боксонской серии со стратотипическим разрезом на левобережье р. Хойто-Боксон. Разрез начинается невыдержанным горизонтом полимиктовых конгломератов и конглобрекчий (100–110 м), выше залегает горизонт переслаивания конгломератов, гравелитов, пестроцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов (до 150 м). Основная часть его сложена серыми мелкозернистыми доломитами, насыщенными микрофитолитами, онколитами с редкими, маломощными (40 м) прослоями желтовато-серых доломитов с послонными выделениями кремней, аллитов, сланцев углеродисто-кремнистых. В средней части разреза наблюдается горизонт (30–36 м), состоящий из переслаивания зернистых фосфоритов и фосфорсодержащих доломитов. В пределах Харанурского месторождения мощность фосфатоносной продуктивной пачки колеблется от 46 до 112 м. Доломиты забитской свиты через пестроцветную толщу (верхнее течение р. Сархой) с угловым несогласием перекрывают сархойскую свиту. Пачка терригенных пестроцветных пород выделяется в составе хушатайской свиты [93], согласно залегающей с доломитами нижней части разреза забитской свиты. Верхняя граница свиты установлена в том же разрезе по р. Хойто-Боксон, где на закартированную поверхность темно-серых доломитов налегает бокситоносный горизонт табинзуртинской свиты. Мощность свиты в стратотипическом разрезе составляет 1000 м.

По латерали свита чрезвычайно изменчива фациально: в восточном направлении от Боксонского месторождения количество доломитов в нижней части разреза уменьшается. Здесь разрез представлен переслаиванием темно-серых доломитов, доломитовых песчаников и конгломератов. Мощность свиты в пределах площади 450–1500 м.

Наиболее убедительно докембрийский возраст доказывается находкой в бокситовом пласте медузоидов эдиакарского типа [54].

С фосфоритоносными уровнями забитской свиты на территории листа связаны месторождения и проявления фосфоритов (Боксонское, Харанурское и др.).

Табинзуртинская свита (*С₁tb*) выделена А. П. Самбургом в 1959 г. в составе графитисто-бокситовой и верхней доломитовой подсвиты на ручье Табин-Зурта – левом притоке р. Боксон, присутствует в разрезах боксонской серии Окинской СФЗ (водораздел рек Тисса и Бол. Енисей, Бол. Белая и Урик) и Боксон-Сархойской СФЗ (бассейн рек Улзыта – Урик). Стратотипическим является разрез по р. Хойто-Боксон и его левого притока – р. Хужиртай-Гол; стратотип верхней и нижней стратиграфической границ свиты находится в бассейне р. Хужиртай-Горхон. Начинается разрез свиты горизонтом бокситов-аллитов (10 м), сменяющихся выше пачкой перемежающихся (110–540 м) серых и темно-серых мелкозернистых доломитов с послонными выделениями кремней с маломощным прослоем кварцевых песчаников, сланцев, переходящих по простиранию в доломитовые брекчии. Доломиты насыщены микрофитолитами, столбчатыми, пластовыми строматолитами, онколитами. Характерна латеральная выдержанность

разреза как литологически, так и по мощности отложений, составляющей до 1300 м. Табинзуртинская свита в бассейне р. Боксон залегает с перерывом на доломитах забитской свиты и начинается бокситоносным горизонтом. С вышележащей хужиртайской свитой граница нечеткая и проводится по смене доломитов специфическими слоями «диагенетически пятнистых» доломитовых известняков основания хужиртайской свиты.

Кембрийский возраст доломитов верхней половины табинзуртинской свиты подтвержден находками в них окремнелых археоциат в междуречье Сархой и Хужиртай-Горхона [56].

К отложениям табинзуртинской свиты приурочены проявления бокситов (проявления Боксонское и Улыгинское).

Хужиртайская свита ($\text{Є}_1\text{h}\dot{z}$). Совместно с табинзуртинской свитой отложения хужиртайской свиты прослеживаются по правобережью Уланты (водораздел рек Улзыты и Ока и по водоразделу р. Бол. Белая, Хайта и Шебелик). Стратотипической местностью служит Сархой-Хужиртай-Горхонское междуречье. Наиболее представительным является разрез на водоразделе рек Сархой и Хужиртай-Горхон в 5,5 км севернее устья р. Хараганта [54].

Разрез сложен светлыми массивными известняками, доломитовыми, водорослевыми известняками с линзами карбонатных брекчий, в низах — доломитовые известняки. Облик известняков по всему разрезу и по простиранию свиты в Сархой-Хужиртай-Горхонском междуречье устойчив. Существование некоторых фациальных изменений намечается лишь по редким линзовидным телам карбонатных брекчий и доломитов в нижней части хужиртайской свиты. Количество и мощность линз таких пород в разрезе возрастает в южном направлении. Остатки археоциат в известняках содержатся по всему разрезу свиты, начиная с контакта с доломитами. «Иногда они настолько обильны, что вмещающие их известняки можно рассматривать как археоциато-водорослевые купола» [54]. Несмотря на значительную мощность фаунистически охарактеризованных известняков Сархой-Хужиртай-Горхонского водораздела, изменения в составе комплекса археоциат по разрезу на этом участке не установлены. В целом комплекс археоциат: *Archaeolynthus* aff. *naliokini* Vol'ogd. *Rabus tocyathus* sp. соответствует алданскому надъярису нижнего кембрия. Нижняя граница хужиртайской свиты проводится по подошве светлых доломитовых известняков.

Мощность свиты по схематическим графическим построениям составляет не менее 1000 м [56]. Известняки соответствуют сорту, пригодному для использования в глиноземном производстве [438].

Нюргатинская и хютенская свиты объединенные ($\text{Є}_1\text{--}\text{Є}_2\text{nr}+\text{ht}$) [252] выделены из состава ранее палеонтологически немых известняковых отложений, которые до находок трилобитов ленского и амгинского надъярисов рассматривались как синхронные хужиртайской свите. Отложения, относимые к нюргатинской и хютенской свитам, пользуются значительным распространением в пределах Окинской и Боксон-Сархойской структурно-формационных зон, литологически своеобразны, имеют постепенные переходы с подстилающими и четкие границы

с перекрывающимися породами. В стратотипической местности – Боксон-Сархойской СФЗ (район излучины р. Забит и ее правых притоков – рек Саган-Гол и Сахюрта) *нюргатинская свита* (до 650 м) представлена чередованием пачек темно-серых (75–150 м) и светлых (50–140 м) грубо-слоистых массивных известняков, в отдельных прослоях глинистых и брекчиевидных с трилобитами ленского подъяруса; *хютенская свита* (до 300 м) сложена переслаиванием (до ритмичного) темных, средне- и тонкоплитчатых известняков (142 м), слоистых, глинистых и алевролитистых, с прослоями алевролитов и песчаников, аргиллитов, в т. ч. углеродистых, с отдельными маломощными (0,7 м) прослоями известняков светлых органических с фрагментами трилобитов и брахиопод амгинского надъяруса.

Карбонатные породы в этом разрезе слагают моноклираль с падением слоистости на северо-восток (60–70°) при углах падения 10–15°. На других участках Боксон-Сархойской СФЗ и в пределах Окинской СФЗ отличия между нюргатинской и хютенской свитами, в связи с фациальной изменчивостью и малой мощностью, становятся нечеткими, что делает невозможным раздельное картирование их в масштабе карты, поэтому свиты выделены как объединенное подразделение (бассейн рек Боксон, Улзыта, излучина р. Бол. Белая в истоках реки). Нижняя граница нюргатинской свиты с отложениями хужиртайской проводится условно и устанавливается на основе палеонтологических исследований. В стратотипическом разрезе по р. Забит стратиграфически выше известняки хютенской свиты согласно перекрываются пачкой часто перемежающихся известковистых, глинисто-алевритистых сланцев и алевросланцев, относимых к мангатгольской свите. По латерали мощность отложений нюргатинской и хютенской свит изменяется от 300 до 950 м.

Датировка объединенных нюргатинской и хютенской свит в интервале ранний–средний кембрий дана на основании определений В. А. Далматовым брахиопод и трилобитов видов: *Kutorgina lenaica* Z e r m o n t o v a, *Olenoides* sp., *Kootenia siberica* Z e r m o n t o v a, *Erbia* sp., *Erbia mirabilis* T a m a s c h o l s h a g a, обнаруженных Ю. П. Бутовым [252] в нижнем течении р. Улзыта.

Боксонская серия нерасчлененная (V–C₂bk) выделена в Хайт-Тиссинском междуречье в северной части Окинского плоскогорья, где слагает небольшие по площади поля и мелкие блоки. Представлена палеонтологически охарактеризованными венд-кембрийскими карбонатными отложениями, которые фациально и литологически отличаются от классического разреза Боксон-Сархойского междуречья. В разрезе нерасчлененной серии в северном крыле Окинской СФЗ отсутствуют отложения, принадлежащие к забитской свите.

Разрез серии существенно карбонатный, низы его слагает пачка черных известняков, сменяющаяся выше толщей белых доломитов и далее археоциатовой известково-доломитовой, доломитовой пачкой. Завершает разрез слюдисто-сланцево-известняковая и темносланцевая пачки. Породы слабо дислоцированы, имеют устойчивое восточное моноклиральное падение. Контакты с нижележащими отложениями не вскрыты. Известняки боксонской серии имеют горизонтальную слоистость, согласную контакту

и сланцеватости пород окинской серии, что свидетельствует о согласном положении этих серий (левый борт р. Хайт, в 3 км ниже излучины [259]). Мощность нерасчлененной серии более 2000 м [282, 438]. Малая мощность, слабая обнаженность не позволяют определиться с принадлежностью блоков к какой-либо из свит серии, чем объясняется выделение нерасчлененной серии.

Возраст отложений боксонской серии определяется наличием археоциат: *Robus to cyathus* ex gr. *Salenbrosus* (Vologd.), *Rob.* sp., *Ayacicyathus* cf. *speransrii* (Vologd.), *Ethmophyllidae* sp., характерных для верхов алданского, низов ленского надъярусов нижнего кембрия [93]. В Ангаро-Енисейской СЛ к ГК-1000/3 возраст боксонской серии принят венд-среднекембрийский.

К отложениям боксонской серии нерасчлененной приурочены проявления фосфоритов Бельское, Сорокское.

Горлыкская свита (V-C_{1gr}) выделена в бассейне одноименной реки М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым в 1959 г. В стратотипической местности по р. Горлык-Гол (Ильчирская СФО) выходы свиты не образуют сплошного разреза. Наиболее полный разрез свиты наблюдается на р. Шумак.

Разрез свиты трехчленный. Нижняя часть, мощностью до 1300 м, сложена светло-серыми массивными доломитами, насыщенными онколитами, мелко столбчатыми строматолитами с прослоями сланцев глинисто-карбонатно-кремнистых, завершается ее разрез двумя фосфоритоносными пачками карбонатного состава (фосфориты и аллиты); в среднем течении р. Горлык-Гол в основании свиты отмечены конгломераты (мощностью десятки метров). Средняя часть (до 800 м) – существенно доломитовая с маломощными прослоями известняков, кварцевых песчаников на карбонатном цементе (20–30 м), глинистые и алевроитистые хлоритоидные сланцы (мощностью первые метры) ограничивают разрез средней части свиты снизу и сверху, содержание Al₂O₃ в них достигает 30%. Верхняя часть разреза свиты (более 1000 м) состоит из переслаивающихся серых и темно-серых слоистых и рассланцованных доломитов с кремниевыми конкрециями (15–20 см) и послойными линзами кремней, мощностью 20–30 см. Фациальные изменения и изменения мощностей свиты происходят вкрест простирания отложений (с юга на север) – резко уменьшаются мощности отмеченных подразделений и происходит смена пород более мелководными отложениями. Мощность свиты колеблется в пределах 3000–3500 м.

Образования горлыкской свиты слабо дислоцированы, образуют крупную брахиантиклинальную структуру в Ильчирском прогибе с падением на крыльях 40–70°, с угловым несогласием залегают на сланцах безымянной свиты позднего рифея. В верховьях р. Горлык-Гол установлен верхний контакт свиты – на размытой поверхности доломитов с резко выраженным азимутальным несогласием залегают грубообломочные отложения сагансайрской свиты (девон–карбон).

Комплекс органических остатков: *Vesicularites compositus* Z. Zhur, *Osagia tenuilamellata* Reitl.; строматолиты *Jurusania* cf. *Yudomica* Kom. et Semikh., *Linella shumak* Dolnik, брахиоподы *Kutorgina*, позволяет датировать горлыкскую свиту вендом–нижним кембрием [437].

В разрезе горлыкской свиты присутствуют горизонты химически чистых известняков, пригодных для использования в качестве химического сырья.

Чибижеская свита (V–Є₁čb) выделена А. Л. Додиним в бассейне р. Чибижек в Казыр-Кизирской СФЗ на территории листа N-47, несогласно залегает на отложениях ортинской и чатырлыгской свиты, с разрывом перекрывается балахтисонской свитой раннего кембрия. Нижнюю часть разреза слагают доломиты серые, окремненные с онколитами и с прослоями массивных кремней (500 м); выше – с известняковыми конгломератами и брекчиями в основании (до 50 м) залегают переслаивающиеся светло-серые и темно-серые доломитистые известняки массивного и обломочного сложения, сахаровидные доломиты (до 300 м). В гальках и обломках присутствуют только подстилающие органогенные доломиты, кремни. Свита фациально выдержана, мощность более 800 м. Вендский возраст свиты обосновывается присутствием микрофитоцитов *Mubecularites antis* Z. Zhur, *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur, *Volvatella* aff. *Zonalis* Nar. *Vesicularites artus* Yarsch. и др., фитодериватов *Algotactis kabirsaensis* Rosr. западносибирского горизонта [13].

Полезные ископаемые в связи с чибижеской свитой не известны.

Дабанжалгинская свита (V–Є₁dž) [424] выделена в пределах Окинской СФЗ. Отложения свиты прослежены на значительной территории по бортам Окинского «синклинория», наиболее значительные площади картированы в бассейнах рек Хончин и Тустук. Стратотипической местностью для дабанжалгинской свиты является район верховьев рек Бол. Белая и Дабан-Жалга. Стратотипический разрез составлен в истоках р. Дабан-Жалга – левого притока р. Тустук [424].

Разрез свиты имеет двучленное строение. Нижняя его часть представлена преимущественно известняками битуминозными, насыщенными детритовым материалом (300–400 м). Среди известняков встречаются маломощные линзы карбонатных песчаников и брекчий, а также линзы и желваки черных кремниевых пород. Верхняя часть разреза сложена в основном лидитами (фтанитами), углеродисто-кремнистыми сланцами (30 м), отмечаются маломощные прослои яшмоидов, туфов, туффитов, эффузивов кислого состава. Характерными элементами верхней части разреза являются ванадиеносные углеродисто-кремнистые сланцы, фосфориты – доломитовые и кремнистые фосфориты, локализующиеся на контактах доломитов с ванадиеносными сланцами. Карбонатные горизонты сложены линзовидно переслаивающимися (мощностью от 1 см до метров) серыми неравнозернистыми известняками с углистыми примесями и мелко- и тонкозернистыми кремнисто-карбонатными породами. Известняки обычно тектонизированы, углеродистый материал распределен как внутри зерен, так и по отдельным плоскостям развальцевания.

Согласные взаимопереходы с выше- и нижележащими образованиями, описанные А. М. Рогачевым [424], Ю. В. Шуляком [493], не нашли подтверждения в работах Н. Л. Добрецова [54], А. Б. Кузьмичева [93], В. Г. Скопинцева [438]. «Все контакты стратоподразделений закрыты» – утверждает Н. Л. Добрецов.

Дискуссионен и возраст свиты. Находки и определения в углеродисто-карбонатно-кремнистых сланцах хитинозой видов *Conochitina minue soteusis* Stauffer, *Desmochitina erinacea* Eisenack и др., в доломитах – хитинозой *Conochitina* ex gr. *elegans* Eis., позволяет определять возраст дабанжалгинской свиты в широком интервале – от ордовика до силура включительно [423].

В легенде Ангаро-Енисейской серии дабанжалгинская свита датируется венд-кембрием, что поддерживается В. В. Беззубцевым [13], А. Б. Кузьмичевым [93], который подвергает сомнению достоверность палеонтологических определений Ю. П. Катюхи и А. М. Рогачева, указывая при этом на неоднозначность палеонтологических характеристик, а также схожесть фосфатоносных отложений с таковыми венд-кембрийской боксонской серии, возраст которой установлен более надежно. Породы дабанжалгинской свиты прорываются ордовикскими гранитоидами урикского комплекса.

Отложения свиты фациально не выдержаны. По латерали в восточном направлении от месторождения Боксонского до Харанурского происходит замещение известняково-силицитовых фаций на кремнисто-сланцевые, в этом же направлении известняковая толща выклинивается. Мощность свиты колеблется в пределах 430–800 м. В поле дабанжалгинской свиты по р. Хайт мощность нижней сланцевой толщи увеличивается в северо-западном направлении, в этой части разреза появляются два фосфатоносных уровня мощностью 1,0–1,2 м (проявления Хончин и Тустук). С дабанжалгинской свитой кроме месторождений фосфоритов связаны проявления V, U, Mo в углеродистых сланцах.

Венд-кембрий чехла платформы. Тэтэрская свита (V–Є₁tt) выделена на р. Тэтэра – правому притоку р. Подкаменная Тунгуска, стратотип описан за пределами листа по скв. С-278. Свита обозначена только на разрезе к ГК-1000/3, где перекрывает объединенные хужирскую и шаманскую свиты венда, коррелируется по литологии с иркутской свитой и низами усольской. Тэтэрская свита сложена доломитами, часто ограногенными, известковистыми доломито-ангидритами, иногда – соленосными, присутствуют прослои мергелей, песчаников. Мощность свиты 55–90 м. Возраст ее принят в соответствии с Ангаро-Енисейской СЛ венд-раннекембрийским. В отложениях присутствуют водоросли *Renalcis* (Masl). За пределами листа (в глубь Сибирской платформы) с доломитами тэтэрской свиты связаны нефтегазопроявления.

ПАЛЕЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В чехле платформы к нижнему отделу отнесены усольская, бельская, булайская, ангарская свиты, выделены также объединенные бельская и булайская свиты. В Алтае-Саянской складчатой области – хамсаринская,

колпинская, балахтисонская, свиты боксонской серии – табинзуртинская и хужиртайская. В Удинско-Колбинской зоне – негодкинская и миричунская свиты. Свиты боксонской серии описаны в разделе «Венд–кембрий, нижний отдел», поскольку серия в целом датируется как V–Є₁.

Нижний кембрий чехла платформы. Усольская свита (Є_{1us}) залегает в основании разреза нижекембрийских отложений. Стратотипический разрез свиты вскрыт скважинами вблизи г. Усолье-Сибирское (лист N-48). Свита сложена ритмично чередующимися пластами каменной соли, ангидритов и доломитов и повсеместно залегает согласно на вендских отложениях. Разрез начинается пачкой (152 м) каменной соли с подчиненными прослоями и пластами ангидритов и доломитов. Выше, после пачки доломитов (44 м), залегает второй горизонт каменной соли (125 м), затем наблюдается чередование каменной соли с пластами ангидритов и доломитов (240 м). Разрез заканчивается доломитами и доломитовыми мергелями с тонкими прослоями ангидрита и каменной соли (210 м). Суммарная мощность свиты по данным бурения в районе г. Усолье-Сибирское – 770 м.

В отложениях свиты по р. Тагул обнаружены водоросли *Renalcis ex gr. polymorphus* Masl., *Renalcis* sp. [237], позволяющие отнести вмещающие породы к усольскому горизонту томмотского и атдабанского ярусов нижнего кембрия. В разрезе свиты установлены пласты химически чистых доломитов. Залежей каменной соли в связи с усольской свитой на поверхности не обнаружено. Однако обилие соляных источников в приустьевой части р. Соляная, по правому борту р. Туманшет подтверждает ее присутствие на более глубоких горизонтах. За нижнюю границу усольской свиты принята подошва пласта доломитов с глиптоморфозами гипса, верхняя граница проведена по подошве коричневато-серых и темно-серых массивных битуминозных известняков бельской свиты.

Характерно присутствие йода, брома в составе подземных вод, дренирующих усольские доломиты, вкраплений флюорита и целестина в доломитах. В доломитах свиты повышены содержания элементов (Кк): V – 2, Cu – 12, Ba – 40, Ti – 6, Co – 20, Li – 11, B – 5. Магнитная восприимчивость их $\chi = 1,5 \times 10^{-6}$ ед. СГС.

Степень дислоцированности отложений усольской свиты более интенсивна в предгорных районах Присаянья, где они участвуют в образовании линейных складок.

Минералогия свиты определяется ее солёностью. Из солёных горизонтов свиты на листе N-48 производится добыча соли на Усольском, Тыретском и Зиминском месторождениях.

Бельская свита (Є_{1bs}) согласно залегает на усольской. На поверхности выходы пород бельской свиты отмечены в Туманшетско-Бирюсинском и Окинско-Урикском междуречьях Присаянья. В Окинско-Урикском Присаянье свита сложена известняками, в т. ч. битуминозными, доломитами глинистыми и известковистыми, доломито-ангидритами, ангидритами, доломитовыми мергелями, брекчиями, в подчиненном количестве – глинистыми сланцами, песчаниками. В этом разрезе преобладают доломиты чистые и глинистые, встечаются ангидрито-доломиты полосчатые, линзовидно-полосчатые разности водорослевых доломитов

микро-тонкозернистой структуры, часто наблюдается сгустковая, сгустково-ооидная и обломочно-ооидная структуры. Брекчии осадочные состоят из угловатых обломков доломитов, известняков, кремней, сцементированных известково-глинистым, известково-доломитовым, песчаным материалом. Присутствуют горизонты каменной соли в верхах разреза. Из аутигенных минералов в карбонатных породах встречаются флюорит, целестин, халцедоновидный кварц.

Спецификой литологии свиты в Бирюсинском Присянье является ее существенно доломитовый состав, в то время как в стратотипическом районе – в Иркутском Присянье основную роль играют известняки. Низы свиты обнажены на левобережье в устье Тагула и на правобережье Бирюсы, напротив д. Талая, сложены преимущественно доломитами с прослоями водорослевых доломитов и песчаников. Верхи разреза обнажены на правобережье Бирюсы, напротив д. Талая, где преобладают песчаники светло- и желтовато-серые, переслаивающиеся с доломитами, песчанистыми доломитами и водорослевыми доломитами. Мощность свиты колеблется от 400 до 650 м с заметным сокращением ее в предгорных и примыкающих к ним районах.

Карбонатные породы бельской свиты характеризуются накоплением элементов (Кк): Cu – 10,5–50; Ba – 10; Ti – 10; Co – 70; Li – 5; B – 10; Be – 10; Ni – 25; Y – 5; Zn – 5; Zr – 5. Содержания битума – 0,01–0,25%. Нижняя граница бельской свиты внутреннего поля Иркутского амфитеатра однозначно устанавливается по смене мощного горизонта каменной соли усольской свиты, согласно с залегающими в основании бельской свиты доломитами, доломито-ангидритами. В предгорье и близких к ним районах граница проводится по смене окремненных и глинистых доломитов кровли усольской свиты коричневато-серыми битуминозными известняками бельской свиты. Дислоцированность свиты обусловлена участием ее вместе с усольской свитой в платформенной складчатости с образованием брахиформных структур.

В отложениях свиты на правобережье р. Соляная обнаружены археоциаты *Archaeocythus angaricus*, на правобережье Бирюсы, напротив д. Талая – трилобиты *Bulaiaspis prima* L e g m., *B. vologdina* L e g m., *B. limbato* R e p., *B. sp.* [237] – фауна толбачанского горизонта атдабанского яруса нижнего кембрия.

В составе бельской свиты выделяются два горизонта: христофоровский – нижний и атовский – верхний, с которыми связаны нефтегазопроявления. В породах свиты локализуются минерализованные воды.

Булайская свита (*С₁bl*) залегает согласно на бельской, обнажена в Присянье в районе слияния рек Бол. Белая и Урик и Тагул и Бирюса, во внутренних районах Иркутского амфитеатра вскрыта скважинами. В разрезах нижнего кембрия она является маркирующим горизонтом, однозначно интерпретируемым по электрокаротажу. Строение разреза двучленное. Нижняя часть представлена доломитами с прослоями известняков, мергелей, песчаников и глинистых сланцев (до 70 м); и верхняя – чисто доломитовая (до 90 м). В разрезе по рекам Тагул и Тымбыр свита согласно залегает на бельской, основанием ее служит подошва горизонта массивных

доломитов, налегающих на песчаники бельской свиты. По правобережью р. Бирюса, напротив д. Талая, разрез представлен доломитами серыми с коричневато-фиолетовым оттенком с подчиненными прослоями доломитов глинистых, песчанистых, кварцевых песчаников (21–25 м). Выше залегают доломиты темно-серые с коричневатым оттенком, массивные, толстоплитчатые, местами с бугристой поверхностью напластования (45–48 м). Общая мощность булайской свиты здесь 66–69 м.

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра в доломитах нижней части разреза увеличение количества ангидрита и глинистого вещества с образованием ангидрито-доломитов и глинистых доломитов. Периферийные разрезы представлены доломитами, участками окремненными и брекчированными. Мощность свиты в целом по площади 70–135 м.

В доломитах свиты повышены содержания элементов (Кк): V – 2; Cu – 10; Ba – 10; Zr – 8; Co – 40; Li – 10; Ni – 4. Магнитная восприимчивость пород $\chi = (1-2) \times 10^{-6}$ ед. СГС, плотность 2,68–2,8 г/см³.

В водорослевых доломитах верхней части булайской свиты определены трилобиты *Bathyriscellus robustus* Ter m., *Tungusella cf. obero* Rер., что отвечает олекминскому и урикскому горизонтам ботомского яруса.

В соленосном типе разреза нижнего кембрия внутренних районов Иркутского амфитеатра граница свиты проводится по кровле пласта каменной соли, на котором лежат согласно серые плитчатые доломиты с прослоями ангидрито-доломитов, мергелей, алевролитов булайской свиты. В Присяянье нижняя граница устанавливается по смене серых мелкозернистых доломитов бельской свиты тонкозернистыми доломитами светло- и темно-серого цвета с прослоями аргиллитов. Верхняя граница проводится по кровле массивных доломитов. В полном объеме отложения свиты отвечают бирнинскому продуктивному горизонту накопления углеводородов. Доломиты булайской свиты пригодны в качестве огнеупоров, флюсов и для производства гидравлической извести.

Бельская и булайская свиты объединенные (Є₁bs+bl) выделены в Присяянье в районе слияния рек Тагул и Бирюса и Бол. Белая и Урик. В качестве объединенных свит отложения обособлены ввиду невозможности расчленения их в масштабе карты 1 : 1 000 000. Разрез подразделения сложен преимущественно доломитами, в основании – горизонт известняков. Доломиты серые, массивные, плитчатые, отмечаются известковистые доломиты, глинистые, прослои известняков битуминозных, доломито-ангидритов, мергелей, редко – осадочных доломитовых брекчий, алевролитов, песчаников; мощность до 700 м.

Ангарская свита (Є₁an) залегает на доломитах булайской свиты и сложена доломитами, известняками, известковистыми доломитами с пластами мергелей, глинистых сланцев, кварцевых песчаников, реже ангидритов, гипса и каменной соли. Местами встречаются прослои кремнисто-карбонатных брекчий. На поверхности отложения свиты распространены незначительно, отдельные небольшие выходы отмечаются в районе р. Бол. Белая в составе ангарской и ангарской–литвинцевской свит объединенных, а также в районе слияния Тагула и Бирюсы. В направлении к внутренним районам Иркутского амфитеатра разрез постепенно приобретает

соляно-ангидрит(гипс)-доломитовый состав (сульфат-карбонатный тип). Мощность свиты во внутренних районах колеблется в пределах 400–680 м, а в Присаянье сокращается до 200–270 м.

Нижняя граница свиты проводится по резкой смене массивных коричнево-кремовых полосчатых доломитов булайской свиты ангидритами и ангидрито(гипсо)-доломитами, засолоненными доломитами или брекчированными доломитами ангарской свиты. Верхней границей служит подошва кавернозных серых доломитов литвинцевской свиты. Свита отвечает чарскому горизонту тойонского стратиграфического яруса. В слабоизвестковистых водорослевых доломитах верхней части свиты были определены ядра трилобитов *Pseudoeteraspis angarensis* N. Tchern., в известняках – остатки трилобитов *Parapoliella obrutchevi* Legm. Минерагению свиты определяет наличие в разрезе горизонтов каменной соли мощностью до 50 м во внутренних районах Иркутского амфитеатра.

Кембрий перикратонного прогиба, Удинско-Колбинская зона. Негодкинская свита (*Єng*) распространена в Негодкинско-Миричунском прогибе, в Удинско-Колбинской зоне разломов, прослеживается прерывистой полосой северо-западного направления от р. Бирюса до р. Агул, слагая отдельные тектонические блоки. Основание свиты неизвестно, границы ее с другими геологическими образованиями в основном тектонические, и только в верховьях ручья Хорой-Зий наблюдается стратиграфическое несогласие туфоалевролитов негодкинской свиты с более молодыми алевритистыми доломитами миричунской свиты. Породы сложнодислоцированные, иногда запрокинуты, что затрудняет корреляцию частных разрезов. Голостратотипический разрез составлен в бас. р. Негодка по горным выработкам и коренным обнажениям. Разрез имеет трехчленное строение. Нижняя часть (350 м) представлена измененными порфиroidными долеритами, ортоамфиболитами, андезитами, риолитами (210 м), базальтами, туфами и туффитами (до 150 м). Средняя часть существенно карбонатная (400–590 м), состоит из известняков (30–100 м), доломитов, содержащих прослойки органогенных разностей (40 м) с фитолитами плохой сохранности. Низы этой части разреза содержат прослойки туфов и туфоалевролитов. Венчает разрез свиты пачка пород пестрого состава (до 800 м), состоящая из чередования сланцев углеродисто-кремнистых (8 м), углеродисто-глинистых (18 м), филлитовидных, туфов, туфоалевролитов (27 м), известняков и, реже, доломитов и вулканогенных пород. По латерали в юго-восточном направлении карбонатность разреза свиты и мощность возрастают. Мощность свиты до 2100 м. Метаморфизм отложений соответствует зеленосланцевой фации.

Негодкинская свита сопоставляется с бахтинской свитой Манского синклиория, возраст которой в настоящее время определен палеонтологически (по археоциатам) как раннекембрийский [245], что позволяет датировать отложения негодкинской свиты нижним кембрием. Последний косвенно подтверждается прорыванием свиты ультрабазитами покровского (*Є_{1р}*) комплекса.

В разрезе негодкинской свиты залегают молибден-ванадиеносные сланцы, локализуются проявления золото-адуляр-кварцевой формации.

Миричунская свита (\mathcal{C}_1mr) в бассейне р. Сухой Миричун, в Удинско-Колбинской зоне разломов прослеживается в виде прерывистой полосы северо-западного простирания. Свита представлена химически чистыми известняками и доломитами с прослоями известняков и доломитов песчаных, алевролитовых песчаников, алевролитов, реже мергелей. Свита обладает литофациальной выдержанностью, согласно(?) перекрывает отложения сарапусульской свиты венда и со скрытым стратиграфическим несогласием перекрывается киченской свитой среднего кембрия. Мощность отложений миричунской свиты в бассейне р. Сухой Миричун 2100–2500 м. В стратотипическом районе, в бассейне р. Сухой Миричун свита слагает Миричунский грабен, в пределах которого образует моноклинал с юго-западным падением пород, осложненную складками и флексуобразными горизонтальными изгибами пластов по простиранию.

Переслаивающиеся в разрезе свиты известняки и доломиты образуют горизонты мощностью от нескольких десятков до 300 м. В составе известняков содержание CaO – 48–52%, SiO_2 – 0,1–1,0%, в доломитах MgO – до 21%.

Карбонатные породы характеризуются содержаниями (%) Be – 0,0001–0,001; в филлитовидных сланцах – Li – 0,05 и 0,01–0,02 – в доломитах; Ti – 0,1–1,0; Mn – 0,04–0,25; Co – 0,001–0,008; Ni – 0,001–0,003; Cu – 0,001–0,02; Mo – 0,003; Sn – 0,0006, иногда 0,001–0,005; Ba – 0,02–0,2; V – 0,001–0,01. Содержание Pb и Zn в породах колеблется от 0,001 до 0,01%.

Палеонтологически свита охарактеризована хиолитами *Orthothecida* *Magek* в средней части разреза и водоросли *Epiphyton* *Вогп.* – в верхней [14].

Нижний кембрий Алтае-Саянской складчатой области. Тумат-тайгинская свита ($\mathcal{C}_1\text{RF}_{3tt}$) в пределах исследуемой площади распространена в Хамсаринской и Харальской СФЗ, наибольшее распространение получила в Тоджинской котловине (бассейн р. Ий-Хем) и по левому борту р. О-Хем и ее правого притока р. Ак-Хем. Стратотипический разрез отсутствует. Наиболее полный разрез свиты представлен на юге исследуемой площади – в Улуг-Ойской зоне [316] (руч. Кара-Адыр). Здесь она состоит из трех толщ. Нижняя, существенно терригенная, представлена переслаиванием горизонтов афировых и порфиристых базальтов и андезибазальтов, алевролитовых и псаммитовых туфов основного и среднего состава, алевролитов и известняков, в верхах ее появляются агломератовые туфы, прослой углеродистых сланцев и яшмоидов. В составе средней толщи преобладают порфиристые базальты и андезиты, туфоконгломераты с горизонтами риолитов. Верхняя толща свиты сложена в основном базальтами афировыми и порфиристыми, андезибазальтами с прослоями псаммитовых туфов основного и среднего состава. В западном и юго-западном направлениях в составе средней и верхней толщ свиты увеличивается содержание риолитов и дацитов [125]. На северо-востоке Тоджинской котловины (бассейн р. Ий-Хем) нижняя часть разреза свиты сложена метатрахитами (40–70 м) и ортосланцами карбонат-хлорит-эпидот-слюдисто-кварц-полевошпатового состава (150 м). Верхняя часть представлена метаэффузивами основного состава (65–150 м) в переслаивании с ортосланцами актинолит-

плагиоклаз-эпидот-хлорит-карбонатного состава (40 м) и метатуфами с обломками эффузивов основного состава. Мощность свиты 2600–4300 м, до 7000 м (согласно Ангаро-Енисейской СЛ).

Образования свиты в Харальской СФЗ практически не метаморфизованы, в Хамсаринской СФЗ метаморфизм достигает фации зеленых сланцев.

Свита залегает с конгломератами в основании на породах охемской свиты(?) венда [125]. Отмечается налегание андезитов и кислых туфов без видимого несогласия на известняки и хлорит-карбонатные алевросланцы [192]. Образования свиты прорываются габброидами хойтоокинского комплекса среднего кембрия. Установлено наличие археоциат раннекембрийского возраста в образованиях туматтайгинской свиты на соседних площадях [315].

Вместе с тем в 2004 г. непосредственно к югу, на листе М-46 (Кызыл) по породам туматтайгинской свиты Rb-Sr методом полураспада цифра радиоиотопного возраста (не моложе 810 ± 14 млн лет). По пробам из района Кызыл-Таштыгского месторождения Rb-Sr методом получена изохрона 719 ± 9 млн лет [125].

По предложению главного редактора ГК-1000/3 листа N-46 Е. П. Миронюка, ввиду противоречивости датировок и невозможности расчленения туматтайгинской свиты в поле ее распространения на рифейскую и нижнекембрийскую части, свита индексируется как верхнерифейская или нижнекембрийская (что отражено в Объяснительной записке к изданной ГК-1000/3 N-46) [125].

Хамсаринская свита (\mathcal{E}_1hm) распространена в Утхумско-Хамсаринском прогибе, прослеживаясь субширотной полосой от р. Ока на востоке до западной рамки листа. Вулканогенный состав разреза свиты, сложное блоковое строение поля распространения, обилие крупных массивов магматических образований осложняет корреляцию частных разрезов. В целом разрез свиты представлен двумя осадочно-вулканогенными пачками, разделенными известняками, органогенными известняками на востоке площади – бассейны рек Алым, Бедий, Сухой Хан [386, 415] и карбонатными, карбонат-кварц-слюдистыми сланцами – на западе (р. Кутургалык) [268]. Мощность карбонатных пород крайне невыдержана, резко возрастает с востока (реки Кара-Бурень, Урагай) от нескольких десятков метров до 1000 м и более на западе площади. Нижняя часть разреза представлена эффузивными образованиями основного и среднего состава с редкими прослоями кислых эффузивов. В ее составе присутствуют потоки порфировидных андезитов мощностью 30–400 м, базальтов – 150–400 м, платобазальтов до 60 м, дацитов – 60 м, кластолав 70–100 м, редко – риолитов мощностью до 70 м. Завершается нижняя часть разреза карбонатными образованиями. Андезибазальты верхней части хамсаринской свиты на отдельных участках (реки Сухой Хан, Чангыс-Ама) перемежаются с кислыми вулканогенными породами: риолитами с мощностью потоков до 100 м, игнимбритами – 20–50 м, горизонтами кремнистых сланцев (50 м). Наличие в разрезе пирокластических образований кислого состава (общей мощностью 750 м) [386] позволяет предполагать проявление на исследуемой площади излияний центрального типа. Эффузивы свиты соответствуют

щелочноземельному ряду с повышенной известковистостью, нормальному и низкощелочному ряду калиево-натриевой серии (при преобладании Na), принадлежат к базальт-андезит-риолитовой формации. Свита фациально не выдержана, общая мощность отложений около 5300 м.

Породы смяты в линейные складки с крутым падением на крыльях (60–70°). Метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации. Контактный метаморфизм, проявленный на контакте с интрузивными породами (таннуольский, огнитский комплексы), представлен маломощными зонами (10 м) скарнирования карбонатных пород, ороговикования мусковит-роговиковой фации по эффузивам. В зоне Кандатского разлома породы свиты испытали интенсивный динамометаморфизм и участками преобразованы в амфиболиты и сланцы плагиоклаз-актинолитового и кварц-плагиоклаз-биотит-амфиболового состава. В тектонических зонах эффузивы пропилитизированы. Вулканиты хамсаринской свиты перекрывают рифейские гранитоиды сумсунурского комплекса, прорываются гранитоидами таннуольского комплекса.

Возраст свиты обосновывается комплексом органических остатков в карбонатных породах – археоциат *Ajacyathus cf. jennisseicuc* Vologd., *Coscinocyathus aff. subtilis* Vologd. и др.

В отложениях свиты локализовано оруденение медноколчеданной, молибден-медно-порфировой, медно-кварц-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Колпинская свита (Є₁kl) выделена А. З. Кониковым в 1959 г. по р. Колпа (бассейн р. Шинда, правый борт р. Чибижек). Представлена серией незначительных по площади выходов в бассейне р. Луговая, на водоразделе реки Томская, Казыр, по р. Левый Казыр и в истоках р. Катун в пределах Казыр-Кизирской СФЗ. В строении разреза свиты принимают участие песчаники (90 м), известковистые песчаники (120 м) с линзами конгломератов на известковом цементе (20 м) в нижней части разреза, кремнисто-углеродистые сланцы (70 м), глинистые и глинисто-карбонатные сланцы. Верхняя часть разреза свиты представлена ритмичным чередованием алевролитов, карбонатных сланцев и известняков (400 м). Мощность свиты по неполному разрезу по р. Лев. Казыр составляет 700 м.

Соотношения с подстилающими отложениями в большинстве случаев тектонические, на водоразделе рек Звериный и Таежный Казыр свита залегает с песчаниками в основании на вулканитах чатырлыгской свиты, согласно перекрывается балахтисонской свитой нижнего кембрия.

Раннекембрийский возраст свиты определяется фауной *Renalcis* sp., трилобитами, брахиоподами, хиолитами [13]. Она прорывается габброидами ольховского и гранитами беллыкского комплексов.

Балахтисонская свита (Є₁bh) в пределах исследуемой площади наблюдается на водоразделе рек Томская и Казыр, в устье Левого Казыра и по Звериному Казыру, где слагает несколько разобщенных фрагментов среди гранитоидов таннуольского комплекса, в результате чего сложный, фациально изменчивый разрез свиты зачастую неоднозначно интерпретируется. Как и осиновская свита, балахтисонская развита только в пределах Кизирской зоны Казыр-Кизирской СФО. Состав свиты однообразен – это

водорослевые известняки с примесью терригенного материала, распределенного крайне неравномерно, что осложняет корреляцию разрезов. Балахтисонская свита согласно сменяет колпинскую (граница между свитами условная – по появлению светло- и темноокрашенных известняков), верхняя граница неизвестна. Мощность свиты до 700 м.

Раннекембрийский возраст свиты определяется находками брахиопод *Bicia sibirica* (A k s), трилобитов *Solontzella* sp. (определения Т. В. Чечель), археоциат *Archaeocyathus kurmini* (Vo l) (И. Т. Журавлева) в массивных темноокрашенных известняках в разрезе по р. Звериный Казыр [13].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ КЕМБРИЯ

К указанному возрастному уровню относится литвинцевская свита и ряд подразделений, представляющих объединенные свиты – ангарская и литвинцевская, бельская–литвинцевская, нюргатинская–хютенская свиты, изображение которых посвитно на некоторых участках в силу мелкого масштаба карты невозможно. Нюргатинская и хютенская свиты объединенные описаны при характеристике боксонской серии как единого стратиграфического подразделения, формировавшегося во временном интервале V–Є₂.

Нижне-среднекембрийские отложения чехла платформ. Литвинцевская свита (Є₁₋₂lt) обозначена только на разрезе, не нашла отражения на геологической карте ввиду мелкого ее масштаба и малой мощности. Свита сложена доломитами, водорослевыми доломитами, кремнистыми, глинистыми доломитами, известняками; присутствуют прослои карбонатных брекчий, мергелей, аргиллитов, песчаников. Мощность свиты 100–330 м.

Свита охарактеризована биостратиграфически: в низах разреза в однородной пачке известняков определены нижнекембрийские трилобиты *Namanoia*, в верхней части – среднекембрийские трилобиты *Proasaphiscus* и *Schistocephalus* [237].

Ангарская и литвинцевская свиты объединенные (Є₁₋₂an+lt) обнажены на небольших участках в районе слияния рек Тагул и Бирюса и в верховье р. Залари. Объединенное подразделение сложено преимущественно карбонатными породами: в низах разреза – это доломиты, большей частью глинистые, реже известковистые, песчанистые от светло-до темно-серых с коричневатым оттенком с прожилками кальцита, с прослоями водорослевых доломитов, брекчий, состоящих из обломков доломита и песчаника, сцементированных глинисто-доломитовым материалом; присутствуют прослои кварцевых песчаников разнозернистых и мергелей; отмечаются доломиты со стилолитовыми швами, прослойки оолитовых известняков, окремненные доломиты, водорослевые с прослоями брекчий доломитовых; в верхах разреза залегают доломиты, местами кавернозные, окремненные с прослоями известняков, брекчий и маломощными прослойками мергелей, аргиллитов загипсованных, песчаников. Мощность отложений до 800 м.

Рассматриваемые отложения сопоставляются по их стратиграфическому положению в разрезе и литологии с ангарской и литвинцевской свитами,

фаунистически охарактеризованными. Это позволяет отнести объединенные подразделения к чарскому и наманскому горизонтам тойонского яруса раннего кембрия и зелеевскому горизонту амгинского яруса среднего кембрия.

В районе с. Новый Акульшет Тайшетской опорной скважиной в разрезе ангарской свиты вскрыты пласты (до 40 м) и прослои каменной соли. В долине рек Соляная, Бирюса и Туманшет отмечены многочисленные соляные источники.

Бельская, булайская, ангарская и литвинцевская свиты объединенные ($\text{C}_{1-2}bs+lt$). Объединенные образования нижнего и нижнего—среднего кембрия прослеживаются полосой в зоне Тымбырского разлома северо-западного простирания в междуречье Туманшета (верховья р. Сухая, правого притока) и Бол. Бирюсы (приустьевая часть рек Ердей и Ямная) на протяжении 65 км при ширине 1–4 км. Необходимость объединения этой части разреза кембрийских образований в единое подразделение обусловлена монотонностью разреза, отсутствием четких маркеров и незначительной площадью выходов отдельных свит, что делает невозможным выделение на этом отрезке каждой из них в масштабе карты.

Разрез объединенных образований характеризуется преимущественно доломитовым составом. Доломиты темно-серые, коричневые глинистые, песчанистые, известковистые с бугристой, узловатой поверхностью напластования образуют горизонты мощностью от 40 до 120 м. Среди них присутствуют прослои водорослевых разностей. В нижней части разреза среди доломитов картируется горизонт песчаников грубозернистых серых на карбонатном цементе (30 м). В верхней части разреза наблюдаются прослои доломитовых брекчий (20–26 м), оолитовых известняков (13 м) и редкие прослои мергелей, песчаников мелкозернистых и аргиллитов, загипсованных песчаников (51 м). Мощность объединенного разреза до 1300 м.

Объединенные образования согласно залегают на усольской свите, согласно перекрываются вышележащими отложениями верхоленской свиты, перекрываются с размывом залегающими на них отложениями павловской свиты (девон).

Раннекембрийский возраст низов объединенного подразделения устанавливается находкой археоциат на правом берегу р. Соляная, определенных А. И. Журавлевой как *Archaeocyathus angaricus*; на правом берегу р. Бирюса, напротив д. Талая, В. С. Галимовой обнаружены и определены трилобиты *Bulaiaspis prima* L e r m., *B. vologdini* L e r m., *B. limbato* R e p. [372], что свидетельствует о принадлежности низов разреза отложений к нижнему кембрию.

Доломиты могут быть использованы в качестве огнеупоров, флюсов и для производства гидравлической извести. Многочисленные соляные источники в долинах рек Соляная, Бирюса, Туманшет свидетельствуют о соленосности этой части разреза на участках, где они перекрыты толщей вышележащих отложений.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЯ

Среднекембрийские отложения чехла платформы. Верхоленская свита ($\text{Є}_2v/l$) выделена В. А. Обручевым в верхнем течении р. Лена. На территории листа распространена в южной части Иркутского амфитеатра, где выходы ее находятся на левобережье р. Ока и в районе слияния рек Бирюса, Тагул и Туманшет; на глубине свита вскрыта опорными скважинами – Тулунской и Нижнеудинской.

Во внутренних районах Иркутского амфитеатра по данным бурения в основании разреза свиты залегают мергели с базальным горизонтом брекчий, состоящих из угловатых и полуокатанных обломков доломитов, сцементированных глинистым материалом, с несогласием налегающих на карбонатные породы ангарской свиты. При прослеживании свиты от внутренних районов Иркутского амфитеатра в сторону горного обрамления, где отложения ее выходят на поверхность, отмечается фациальный переход с замещением сероцветных существенно карбонатных пород на пестро- и красноцветные мергели, терригенные породы. Разрез свиты представлен переслаиванием алевролитов, песчаников, мергелей, в прослоях – аргиллитов; отмечаются прожилки белого гипса. Мощность свиты 720–840 м.

Геохимической особенностью пород является обогащенность алевролитов и песчаников (Кк): кобальта – 46–62, стронция – 14–34, молибдена – 14–16 и никеля – 10–15. В физических полях описываемые породы характеризуются слабо дифференцированным магнитным полем от $(\pm)30$ до $(\pm)50$ нТл и низкими содержаниями урана – $(2-3) \times 10^{-4}\%$, тория – $4 \times 10^{-4}\%$, калия – 0,5–1,0%.

Фаунистических остатков в свите не обнаружено. Среднекембрийский возраст свиты определяется ее положением между ранне-среднекембрийскими породами литвинцевской свиты и фаунистически охарактеризованными отложениями илгинской свиты позднекембрийского возраста.

Средний кембрий перикратонного прогиба, Удинско-Колбинская зона. Киченская свита ($\text{Є}_2?k\check{c}$). Отложения свиты распространены в Удинско-Колбинской зоне разломов, где слагают несколько узких тектонических блоков, прослеживающихся из бассейна р. Агул в бассейн р. Уда. Наиболее широко развита свита в бассейне р. Мал. Бирюса, где на р. Кичень находится ее стратотип. Здесь свита слагает два крупных тектонических блока – Киченский (25×6 км) и Удинский (30×4 км).

В разрезе по р. Мал. Бирюса киченская свита залегает на миричунской свите раннего кембрия; от расположенной стратиграфически выше нерхинской свитой раннего девона или позднего ордовика отделена разломами. В составе киченской свиты принимают участие конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфоалевролиты, сланцы филлитовидные, углеродистые, известняки. В Киченском блоке отложения свиты образуют симметричную грабен-синклиналиную структуру, центральная часть которой на всем протяжении блока сложена типичными молласовыми, а крылья – псаммито-пелитовыми, пелитовыми, мергелистыми и карбонатными отложениями. Такая же структура наблюдается и в Удинском блоке. Для свиты характерен регрессивный тип строения разреза: низы сложе-

ны алевролитами, пелитовыми и карбонатными сланцами; выше залегают существенно псаммитовые отложения; завершается разрез псаммито-псефитовыми, псефитовыми осадками. В алевроито-песчанистых отложениях распространена косая слоистость, характерная для осадков прибрежно-морского и дельтового типов. Трансгрессивный характер осадконакопления с увеличением роли грубообломочных пород в верхах разреза позволяет рассматривать отложения в качестве молассы. Мощность отложений киченской свиты до 1900 м. Первичные осадки киченской свиты подверглись преобразованиям в условиях диагенеза и метagenеза, в зонах разломов отмечен дислокационный метаморфизм. В экзоконтакте интрузий огнитского комплекса породы ороговикованы, скарнированы.

Над киченской свитой наблюдается слабо дифференцированное магнитное поле со значениями от -200 до $+200$ нТл, по данным аэрогаммаспектрометрии радиоактивность свиты $2-3$ мкР/ч, содержание калия $0,7-1,5\%$, урана $(3-4) \times 10^{-4}\%$, тория $(3,4-4,4) \times 10^{-4}\%$. Радиоактивность пород составляет $7-8$ мкР/ч. Породы практически немагнитны: χ от 0 до 30×10^{-6} ед. СГС.

Отложения свиты со скрытым стратиграфическим несогласием перекрывают породы миричунской свиты нижнего кембрия и перекрываются вулканидами нерхинской свиты нижнего девона или верхнего ордовика. Возраст киченской свиты условно принят среднекембрийским в соответствии с Ангаро-Енисейской СЛ (ГК-1000/3).

Конгломераты свиты пригодны в качестве камнеоблицовочного сырья.

Алтае-Саянская складчатая область. Осиновская свита (\mathcal{C}_{2os}). В пределах исследуемой площади слагает три пространственно разобщенных выхода: рек Томская, Катун и левый борт р. Кизи-Хем в Казыр-Кизирской СФО. В основании свиты наблюдаются базальные конгломераты (от мелкогалечных до валунных) пестрой окраски, туфоконгломераты, туфогравелиты. В составе обломков отмечаются водорослевые известняки, основные эффузивы, риолиты, плагиограниты ольховского комплекса(?). Галька составляет до 80% объема пород, в том числе интрузивных – $20-25\%$. Галька плохой сортировки средней окатанности. Мощность конгломератов в районе рек Перевальная–Хуннуг составляет 105 м. В разрезе р. Томская мощность конгломератов 670 м. Выше по разрезу они сменяются ритмичным чередованием глинисто-кремнистых сланцев с песчаниками, с прослоями кремнистых известняков и, реже, конгломератов, андезитов. Окраска пород пестроцветная.

Свита со структурным несогласием залегают на породах нижнего кембрия и верхнего рифея и несогласно перекрывается ордовикскими вулканидами имирской свиты. Возраст определяется как условно среднекембрийский на основании присутствия обломков пород среднекембрийского ольховского комплекса и присутствия раннекембрийских археоциат в гальке известняков базальных конгломератов. Свита фациально неустойчива как по составу, так и по мощности. Последняя в пределах площади составляет 1800 м. Образования свиты прорываются гранитами беллыкского (O_2) и сиенитами сайбарского (D_1) комплексов.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ КЕМБРИЯ

Верхний кембрий чехла платформы. Илгинская свита (Є_3il) [441] в стратотипическом разрезе по р. Илга (лист N-48) состоит из мелкозернистых кварцевых песчаников с прослоями водорослевых и оолитовых известняков, доломитов, аргиллитов, мергелей и алевролитов (120–140 м). Для илгинской свиты характерны пестрый литологический состав и пестрая окраска пород, для средней ее части – наличие в водорослевых и оолитовых известняках, песчаниках и алевролитах медного оруденения в виде вкрапленности сульфидов и вторичных минералов меди. Мощность пластов с медной минерализацией до 5 м. В отложениях, вскрытых по рекам Нотай и Ханда, обнаружены трилобиты *Kuraspis* sp., *K. similis* N. Tchern., которые подтверждают позднекембрийский возраст илгинской свиты. На листе N-47 выходы пород свиты имеют ограниченное распространение, прослеживаются на отдельных небольших участках по правобережью Камышлеевки (правого притока р. Туманшет, в районе устья) и в среднем течении р. Соляная. Разрез свиты здесь представлен частым переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников, присутствуют мергели, известняки и доломиты водорослевые и оолитовые; породы в низах разреза – зеленовато-серые, к верхам окраска пестроцветная. Мощность свиты 40–315 м. Позднекембрийский возраст отложений илгинской свиты установлен по находкам в верхах разреза (обнаруженным в скв. 13), руководящих для нганасанского горизонта трилобитов *Kuraspis parvula* Kutchk., *Kuraspis* sp. [237].

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Кембрий-ордовикские отложения Алтае-Саянской складчатой области. Мангатгольская свита ($\text{Є}_2\text{—Omn}$) [259]. В разрезе по р. Хужиртай-Гол (стратотипическом) в низах свиты залегают песчаники полевошпатово-кварцевые, гравелиты, сменяющиеся вверх сланцами черными филлитовидными, глинисто-карбонатными с маломощными прослоями песчаников; завершает разрез тонкое ритмичное переслаивание глинисто-карбонатных, известково-глинистых сланцев и карбонатных песчаников; в подчиненном количестве присутствуют алевролиты, аркозовые песчаники, редкие линзы известняков. Характерна изменчивость разреза по простиранию – от фациальных условий прибрежно-морских до континентального склона, чем обусловлено изменение мощностей свиты – 140–1700 м. Карбонатные породы, отнесенные к мангатгольской свите, наблюдаются в глыбах, часто развалцованных; присутствие их объясняется насыщением разреза олистолитами разнообразных пород, в том числе боксонской серии [54]. Следует отметить наличие в гравелитах мангатгольской свиты остроугольных обломков черных сливных кремней, характерных для разреза дабанжалгинской свиты, чем обосновано положение мангатгольской свиты в стратиграфической колонке выше дабанжалгинской. Нижний стратиграфический контакт мангатгольской свиты описан в районе излучины

р. Забит, где сланцы ее залегают на отпрепарированной поверхности карбонатных пород боксонской серии [54]. Верхняя стратиграфическая граница неизвестна. В маломощных линзах известняков в бассейне р. Билюта, по данным М. М. Язмира [54], содержатся водоросли *Epiphyton* sp., *Renalcis* sp., *Tubophillum* sp., *Anomalophycus*. Возраст мангатгольской свиты определяется как майский ярус среднего кембрия–ордовика.

Полезных ископаемых в связи с мангатгольской свитой не известно.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ордовикские отложения чехла платформы. Усть-кутская свита (O_{1uk}) выделена В. А. Обручевым в 1892 г. как усть-кутский ярус, в СЛ вошла в качестве свиты. На территории листа N-47 разрезы свиты вскрыты скважинами Тайшетской, Шелеховской. В основании разреза залегают толща песчаников от мелко- до крупнозернистых полевошпатово-кварцевых зеленовато-серых, отмечаются линзы конгломератов. Далее разрез наращивается пачкой переслаивающихся известковистых песчаников, алевролитов, известняков, песчаных доломитов. Мощность отложений 60–535 м. В направлении от предгорий в глубь платформы конгломераты выклиниваются, замещаются песчаниками. Контакт с подстилающей илгинской свитой согласный стратиграфический с базальным горизонтом песчаников с линзами конгломератов. Граница с вышележащей ийской свитой проводится по кровле пласта известняков мощностью 3 м.

Из элементов-примесей во всех разновидностях пород усть-кутской свиты отмечаются повышенные против кларка в 15–30 раз содержания меди (0,001%), бария (до 0,06%) и стронция (0,04–0,06%), а в песчаниках и алевролитах – также никеля (до 0,005%) и кобальта (до 0,01%). Магнитное поле над отложениями свиты спокойное, слабо дифференцированное. Магнитная восприимчивость пород $(2-4) \times 10^{-6}$ ед. СГС, радиоактивность 6–10 мкР/ч.

Возраст усть-кутской свиты определяется раннеордовикским по находкам трилобитов *Ljcephalus convexus* O g., *Apatoccephalus nyaucus* R o s. мансийского и лопарского горизонтов тремадокского яруса [375].

С ороговикованными аргиллитами и алевролитами, образующимися в экзоконтактах долеритовых силлов, связаны проявления поделочных камней.

Ийская свита (O_{1is}) распространена в бассейнах рек Ока, Ангара внутренних районов Иркутского амфитеатра, в Присяянье образует выходы в виде прерывистой полосы северо-западного направления в бассейнах рек Туманшет, Бирюса, Уда. Наиболее полный разрез отложений ийской свиты изучен по керну скв. 3-С у с. Леоново у восточной рамки листа. Свита представлена переслаиванием песчаников разнозернистых пестроцветных, красноцветных полимиктовых, иногда с галькой кремнистых пород, с алевролитами. Песчаники известковистые, доломитистые, иногда – с глауконитом; присутствуют линзы аргиллитов, редко конгломератов. Характерны косослоистые текстуры. Общее строение разреза ритмичнослоистое

(трансгрессивные ритмы). Мощность наращивается в глубь платформы, минимальна в предгорной части и составляет 30–320 м. Породы ийской свиты согласно залегают на образованиях усть-кутской свиты с горизонтом красноцветных песчаников в основании и перекрываются бадарановской свитой. В песчаниках отмечается повышенное содержание кобальта (0,0016–0,0027%) ($K_k = 47-92$), свинца (до 0,0037%) ($K_k = 3,6-8,0$), цинка (до 0,01%) ($K_k = 3,0-6,3$), титана (0,7–0,82%) ($K_k = 4,6-5,5$), никеля (0,008–0,05%) ($K_k = 9,5-18$), стронция (0,0118–0,0148%) ($K_k = 5,0-7,4$).

Магнитное поле над породами ийской свиты спокойное, слабо дифференцированное интенсивностью от (\pm)20 до (\pm)100 нТл. Содержания РАЭ низкие: U – $2 \times 10^{-4}\%$, Th – $4 \times 10^{-4}\%$, K – 0,5%. Принадлежность свиты к угорскому горизонту аренигского яруса нижнего ордовика определяется находками на левобережье Туманшета в песчаниках нижней пачки водорослей *Nuja sibirica* Marl., фауны брахиопод *Obolus* sp., трилобитов *Protoplimerops* sp. [56].

Ордовикские отложения Алтае-Саянской складчатой области. Яматинская свита (Ojam) [423] распространена в пределах Гарганской и Окинской структурно-формационных зон. Стратотипической местностью является правобережье р. Забит, выше устья р. Ямата. В Окинской структурно-формационной зоне низы разреза яматинской свиты представлены (300–400 м) туфогенной псефито-псаммитовой пачкой переслаивающихся пестроцветных серо-зеленых, красных, лиловых, вишневых вулканомиктовых песчаников, разнообломочных туффитов–туфогравелитов, кристалло- и витрокластических туфов, андезит-дацитовых порфиров, реже туфов и туфопесчаников андезит-базальтового состава, приуроченных к верхней части разреза. Подчиненную роль играют маломощные пакеты алевролитов, туфоалевролитов, глинистых сланцев в переслаивании с туфопесчаниками. Спорадически отмечаются лавы миндалекаменных порфировидных андезитов, риолитов и прослой яшмовидных кремниевых пород, участками появляются линзы плохосортированных конгломератов с гальками и валунами эффузивов и вулканогенно-терригенных пород. Завершается разрез пачкой ритмичного переслаивания красных, зеленых песчаников и алевролитов, включающих прослой туфогенных пород. В кровле залегает линзующийся горизонт известняков и доломитов. Мощность свиты 500–800 м.

Контакт с подстилающими сланцами мангатгольской свиты (средний кембрий–ордовик) резкий, несогласный. Ордовикский возраст свиты устанавливается по обнаруженным [78] обломкам сколекодентов семейства *Polychaetaspidae* K.–*Jaworowska* ордовик–силурийского возраста [78].

Яматинская свита сопровождается субвулканическими образованиями – силлами, дайками гранофировых плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, риодацитов. Мощности силлов от 2 до 50 м при протяженности до 3 км, дайки при мощности 2–10 м прослеживаются на 100–150 м. Силлы образуют пластины, конформно вписанные в слоистую структуру яматинской свиты. Отмечаются также изометрично-куполовидные экструзивные тела. Образования яматинской свиты в экзоконтактах силлов ороговикованы. Субвулканиды характеризуются пониженными магнезиальностью и

железистостью, в плагиогранитах и риодацитах выше кларковых содержания Zn, Ag, Zr, несколько повышена щелочность. Возраст субвулканитов определяется возрастом комагматичной ему яматинской свиты и соответствует, таким образом, ордовикскому.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ОРДОВИКА

Чехол платформы. Бадарановская свита (O_2bd) широко распространена на севере площади, слагая водораздельные пространства в бассейнах рек Ия, Уда, Бирюса. В Присянье выходы пород свиты образуют прерывистую полосу, прослеживающуюся в юго-восточном направлении от р. Туманшет до р. Уда на расстояние около 200 км при ширине 2–6 км. К бадарановской свите отнесена толща красно- и сероцветных песчаников с прослойками алевролитов и аргиллитов, залегающая согласно на породах ийской свиты. В бассейнах рек Бирюса и Туманшет разрез свиты сложен песчаниками желтыми, желтовато- и буровато-серыми от мелкозернистых до гравелистых, иногда с включением мелкой гальки песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнисто-кварцевых пород, содержит прослойки алевролитов вишнево-коричневых, светло-зеленых, аргиллитов и линзы конгломератов. Мощность свиты увеличивается в направлении от предгорий в сторону платформы и составляет 135–250 м.

Повышенные содержания в песчаниках имеют: кобальт (0,006–0,01%) ($K_k = 22–23$), стронций (0,011–0,018%) ($K_k = 5,5–9,0$), никель (0,0014–0,0017%) ($K_k = 6,5–8,5$); в пестроокрашенных разновидностях песчаников повышены в 2–3 раза марганец (0,01–0,20%), никель (0,003–0,006%), кобальт (до 0,006%), хром (0,02–0,03%). Магнитное поле пород спокойное, слабо дифференцированное от (–30) до (\pm)50–100 нТл. Содержания РАЭ низкие, плотность пород 2,45 г/см³, магнитная восприимчивость (3–5) $\times 10^{-5}$ ед. СГС, радиоактивность 6–18 мкР/ч.

Возраст свиты обоснован находками брахиопод, характерных для арегского и лланвирнского ярусов среднего ордовика, фауной брахиопод *Angarella lopatini* A s s., трилобитов *Hystericurus mirabilis*, H. sp. nov., брахиопод *Tolmachovia concentric* K o b., гастропод *Bellerophon* sp. [237, 375].

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ОРДОВИКА

Алтае-Саянская складчатая область. Узинская и устьхамсаринская свиты объединенные ($O_{1uz}+O_{2uh}$) слагают основание систигхемской серии, обозначены у западной рамки листа в верховьях р. Арт-Чол в Хамсаринской СФЗ, где выполняют небольшой грабен. В низах разреза залегают пестроцветные песчаники, гравелиты с линзами конгломератов; выше разрез наращивается сероцветными песчаниками, алевролитами, туффитами, кислыми туфами. Мощность отложений более 950 м.

Узинская свита залегает несогласно на отложениях туматтайгинской свиты (правобережье р. Арт-Чол); перекрываются отложения объединенных свит кендейской свитой девона. За западной рамкой листа в разрезе

устьхамсаринской свиты встречаются известняки с фауной трилобитов и брахиопод среднего ордовика [125].

Кугарская свита (O_3kg) завершает разрез систигхемской серии, распространена в междуречье Хамсары и Арт-Чола, где слагает небольшой блок среди отложений кендейской свиты и прорывается ее субвулканитами. Свита сложена красноцветными, реже – сероцветными песчаниками, гравелитами с прослоями туффов, туфов. Мощность свиты до 1300 м.

Возраст кугарской свиты устанавливается ее положением в разрезе – залегают она согласно на устьхамсаринской свите, за пределами листа прекрывается отложениями ордовика–силура [125].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ ОРДОВИКА

Чехол платформы. Мамырская свита (O_{2-3mm}) представлена терригенной алевролито-песчаниковой толщей пород, с размывом и стратиграфическим несогласием залегающей на разных горизонтах бадарановской свиты, отвечающей муктэйскому, волгинскому, киренско-кудринскому и чертовскому горизонтам. В пределах листа разрез свиты начинается пачкой ярко-зеленых, зеленовато-серых алевролитов песчанистых, слюдистых с маломощными прослойками зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и аргиллитов (25–40 м, до 60 м). В кровле пачки находится горизонт (мощностью 7 м) песчаников кварцевых, желтовато-серых разнотернистых, косослоистых, слабосцементированных с линзочками гравелитов и редкими железистыми конкрециями. На песчаниках залегают пачка (до 30 м) вишневых, вишнево-бурых, красно-бурых алевролитов с маломощными прослойками алевролитов, аргиллитов и песчаников желтовато-зеленого, желтовато-серого, фиолетового цвета. Завершает разрез пачка (70–80 м) желтовато-серых песчаников кварцевых, мелко- и разнотернистых, слабосцементированных, с марганцовисто-железистыми конкрециями и желваками фосфоритов, с линзами гравелитов, маломощными прослоями серозеленых и красно-бурых алевролитов и аргиллитов. Отмеченные завершающие разрез свиты песчаники вскрыты только в районе руч. Мал. Терсиби, на большей части территории они выпадают из разреза и породы братской свиты верхнего ордовика ложатся с размывом на отложения низов мамырской свиты. Мощность мамырской свиты 25–90 до 165 м.

Средне-позднеордовикский возраст отложений мамырской свиты установлен предшественниками по многочисленным находкам фауны на описываемой и смежных территориях – брахиоподы, трилобиты [56].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ОРДОВИКА

Чехол платформы. Отложения, отнесенные к верхнему отделу ордовика, распространены в северной части площади в междуречье Оки и Бирюсы в пределах Присяяно-Ангарского района, где они представлены отложениями братской свиты и по объему отвечают баксанскому горизонту карадокского яруса, нирундинскому, бурскому и долборскому горизонтам ашгиллского яруса верхнего ордовика.

Братская свита (O_3br). Отложения свиты распространены в северной, северо-восточной части листа в бассейнах рек Бирюса, Уда, в районе Братского водохранилища. К братской свите отнесена красноцветная алевролитно-аргиллитовая толща, с размывом и стратиграфическим несогласием залегающая на разных горизонтах мамырской и бадарановской свит.

Разрез свиты представлен чередованием красноцветных пятнистых алевролитов и аргиллитов с голубовато-серыми песчаниками и зеленовато-серыми мергелями, преобладают алевролиты. В основании свиты, как правило, залегают горизонт (до 35–60 м) известковисто-кварцевых песчаников белого цвета, разнородных с хорошоокатанными гравелинами кварцами, мощностью от 0,5 до 6–7 м. Выше лежит монотонная толща (до 150–180 м) алевролитов кирпично-красных, красно-бурых с голубовато-серыми «глазками», с редкими маломощными прослойками аргиллитов зеленовато-серых, красно-бурых, гипса и песчаников кварцевых мелко-крупнозернистых серых, зеленовато-серых, голубовато-серых. В нижней части разреза свиты на плоскостях наслаения отмечаются глиптоморфозы по каменной соли. Вверх они исчезают, появляются прослой мергелей, часто доломитовых, наблюдаются прослой гипса. Мощность отложений свиты до 240 м.

В бассейнах рек Туманшет, Бирюса, Уда свита прослеживается в виде полосы шириной 1–8 км в юго-восточном направлении на расстояние 170 км. Братская свита здесь залегают на бадарановской (при отсутствии размытой мамырской свиты) со стратиграфическим несогласием. Контакт между ними проводится по смене окраски пород и присутствию в основании братской свиты разнородных песчаников с мелкой галькой (район д. Серафимовка) и конгломератов мелкогалечных (р. Бирюса). Разрез здесь представлен однородной толщей песчаников вишнево-коричневых, зеленовато-серых, серых, часто косослоистых, иногда гравелистых с редкой галькой, с маломощными прослоями конгломератов, с прослоями и линзами вишнево-коричневых, зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов. Общая мощность свиты здесь 235 м.

Наличие в осадках эвапоритов и отсутствие фауны указывают на повышенную соленость бассейна, который, по-видимому, представлял в то время лагуну, частично или полностью отшнурованную от других бассейнов. Фаунистически отложения братской свиты в пределах описываемой площади не охарактеризованы; за пределами площади по р. Чуна в отложениях найдены брахиоподы, пелециподы и др. [56].

Позднеордовикский возраст отложений братской свиты на территории листа определяется их положением в разрезе между фаунистически охарактеризованными среднеордовикскими отложениями мамырской свиты и отложениями кежемской свиты нижнего силура.

Отложения братской свиты завершают разрез ордовика на описываемой территории.

Полезных ископаемых в связи с братской свитой не известно.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Силурийские отложения платформенного чехла. Силурийские образования представлены отложениями кежемской и балтуринской свит и отвечают мойероканскому горизонту лландоверийского яруса нижнего отдела.

Кежемская свита ($S_1kž$) имеет ограниченное распространение – в северо-восточном углу площади на вершинах небольших гор – Шедриных, Камешек, Масленка, Малореченская, Рудничная в районе Братского водохранилища. Низы разреза свиты сложены песчаниками желтовато-серыми, иногда кавернозными, с друзами кальцита, присутствуют прослои алевролитов, аргиллитов серо-зеленых, иногда – вишневых алевролитов. Завершают разрез песчаники кварцевые серые, серовато-белые с гравием, прослоями гравелитов; участками породы окремнены, ожелезнены. Мощность свиты 50–70 м. Песчаники кежемской свиты согласно залегают на породах братской свиты, контакт между свитами в большинстве случаев отчетливый, проводится по резкой смене литологического состава, преимущественно глинисто-алевролитового (братской свиты) на песчаный, а также изменение красноцветной окраски нижележащих пород на сероцветную, иногда постепенный.

На территории листа среди пород свиты фауны не обнаружено. Раннесилурийский возраст кежемской свиты определяется по находкам на смежной с севера территории брахиопод *Camarotoecia ramoza* Andr., табулят *Palaeofavosites* sp., ругозы *Streptelasma* sp. [375].

Балтуринская свита (S_1bl) распространена незначительно, на крайнем севере исследуемой территории в междуречье Бирюсы и Оки. Свита является стратиграфическим аналогом кежемской свиты Ангаро-Илимского района. Породы слагают низкие плоские водоразделы и пологие склоны речных долин. На отложениях братской свиты породы балтуринской свиты ложатся без видимого несогласия. Контакт братской и балтуринской свит определяется по резкой смене окраски пород. Литологически отмечается постепенный переход от алевролитов и аргиллитов отложений братской свиты к карбонатно-песчаным породам балтуринской свиты.

Разрез свиты в бассейнах рек Уда, Ия начинается переслаиванием серых песчаников с красноцветными аргиллитами и алевролитами. Выше следуют песчаники серые и желтовато-серые неравномернозернистые кварцевые и кварцевые с карбонатным цементом, переслаивающиеся с известняками, мергелями, доломитами с прослоями алевролитов, аргиллитов. В песчаниках часто встречаются лимонитовые конкреции округлой формы до 3 см в диаметре. Верхняя часть разреза свиты представлена слабо сцементированными песчаниками со значительным количеством лимонитовых конкреций и известковистыми стяжениями с пустотами, выполненными друзами кальцита. Мощность свиты до 100 м. В бассейнах рек Туманшет, Бирюса свита сложена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов; в основании редко отмечаются линзы конгломератов.

Раннесилурийский возраст пород балтуринской свиты определяется на основании ее литологического сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями соседних районов, отвечающих мойероканскому био-стратиграфическому горизонту лландоверийского яруса. В конгломератах балтуринской свиты по р. Бирюса иногда отмечается аномальная радиоактивность ториевой природы (до 90 мкР/ч), обусловленная повышенным содержанием в них цирколита, циркона, монацита и торийсодержащего мартита.

Ярская свита (*S₁jar*) распространена в северо-восточном углу листа, где занимает весьма незначительную площадь, сохраняется на вершинах водоразделов, часто залегающая непосредственно под пластовыми интрузиями долеритов. Она представлена толщей красно-бурых алевролитов, реже – аргиллитов и мергелей, переслаивающихся с желтыми раззернистыми песчаниками, с прослоями песчано-алевритистых известняков, перекрывает стратиграфически согласно песчаники кежемской и балтуринской свит; граница с последними проводится по появлению и постепенному увеличению вверх по разрезу красно-бурых алевролитов. По составу породы ярской свиты сходны с отложениями братской свиты и отличаются от нее более мощными слоями песчаников, достигающими здесь 8–10 м, наличием незначительного количества голубых пятен в красноцветных глинистых прослоях. Мощность свиты до 110 м.

Породы ярской свиты био-стратиграфически на территории листа охарактеризованы недостаточно. Раннесилурийский их возраст определяется находками за пределами листа (Илимский район, АЕСЛ) фауны брахиопод, гастропод [375].

Полезных ископаемых в связи с ярской свитой не выявлено.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, ИЛИ ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К девонской или ордовикской системам на площади листа отнесены образования вулканоплутонических ассоциаций, включающие осадочно-вулканические образования нерхинской и кендейской свит и коагматичные им интрузии огнитского и бреньского комплексов (описанные в гл. «Магматизм»), а также породы имирской и илейской свит. Породы перечисленных подразделений формировались в процессе тектоно-магматической активизации, выполняют прогибы, депрессии, наложенные на структуры досреднепалеозойской консолидации.

Первоначально вулканы нерхинской, кендейской свит датировались ранним девоном [404]. В 1990-х годах Rb-Sr методом получены ордовикские датировки по нерхинской и имирской свитам [148, 149]. Вместе с тем, по вулканическим кендейской свиты, формационным аналогам нерхинской свиты, проведены радиоизотопные исследования, подтвердившие девонский возраст вулканических пород [125]. Согласно утвержденным предложениям по совершенствованию Ангаро-Енисейской СЛ, принятым редакцией легенды, датировка нерхинской, илейской, имирской, кендейской свит, формировавшихся в сходных условиях в различных структурах, но связанных с одним

этапом ТМА, принимается как раннедевонская или позднеордовикская ($D_1:O_3$). Это соответствует имеющимся датировкам и стратиграфическим соотношениям с подстилающими и перекрывающими образованиями (что изложено ниже).

Среднепалеозойские отложения перикратонного прогиба. Нерхинская свита ($O_3:D_1nr$) выполняет Агульскую вулканотектоническую депрессию, в бассейне р. Уда – ее притоков Нерха, Черный Огнит – Нерхинская депрессия, ряд мелких прогибов, проявлена в структурах чехла платформы и в Удинско-Колбинской зоне. С вулканитами связаны субвулканиты, завершающие проявление нерхинского вулканизма.

Свита несогласно налегает на разные по возрасту породы – архейские, карельские, раннепалеозойские, расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита ($O_3:D_1nr_1$) сложена лавами базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов; в нижней части разреза – прослой туффитов, туфопесчаников, туфобазальтов, туфоалевролитов, туфоконгломератов; в основании – местами конгломераты. Мощность отложений 330–1200 м.

Лавовые и лавокластические породы образуют потоки и покровы, пирокластические и осадочно-вулканогенные образования залегают в форме линзовидных, быстро выклинивающихся покровов. Углы падения пород 5–12°, достигают 20–40° в прикратерных (околожерловых) зонах и 70–90° в жерловых.

Верхняя подсвита ($O_3:D_1nr_2$) сложена дацитами, трахиандезитами, риолитами, трахириолитами, туфолавами дацитов, прослоями туфоалевролитов, лавами, туфами, игнимбритами риолитов, в верхах разреза – прослой туфов базальтов, андезибазальтов. Мощность до 850 м. В трахиандезитах присутствуют щелочной амфибол и эгирин. Характерной особенностью подсвиты является резкая фациальная изменчивость состава пород, как в разрезе, так и по латерали – типично частое выклинивание отдельных пачек и фациальное замещение лав туфами.

С вулканитами нерхинской свиты связаны субвулканические образования, представленные штоками, дайками трахитов, риолитов, трахириолитов, трахидацитов, дацитов, сиенит-порфиоров, андезитов, андезибазальтов. Субвулканиты имеют рвущие контакты с вмещающими породами, различную ориентировку тел, секут границы лавовых потоков, различных фаций вулканитов, но за пределы вулканических структур не выходят.

Гидротермально-метасоматические преобразования пород выражены в образовании зон вторичных кварцитов и участков пропилитизации пород.

Петрохимически породы нерхинской свиты принадлежат к нормальному и умереннощелочному рядам, характеризуются натриевой щелочностью в ранних дифференциатах, до калиево-натриевой и калиевой – в поздних (умереннощелочных). Отмеченные особенности химизма пород свиты близки к таковым в комагматичных им гранитоидах огнитского комплекса. Геохимической особенностью пород нерхинской свиты является кларковый уровень большинства микроэлементов и низкие дисперсии содержаний. Аномальные содержания тех или иных элементов появляются только в гидротермально и метасоматически измененных породах. Так, в

сульфидизированных, окварцованных игнимбригах верхней подсвиты присутствует золото (0,03–0,06 до 1,0 г/т). В физических полях повышенной магнитностью выделяются эффузивы и субвулканы основного состава (до +2000 нТл). Магнитная восприимчивость пород от 0 до 6000×10^{-6} ед. СГС. Для пород среднего и основного состава содержание радиоактивных элементов: К = 1,0%, U = $4,4 \times 10^{-4}$ %, Th = $(9-10) \times 10^{-4}$ %, для кислых и щелочных лав: К = 1,7–2,0%, U = $5,6 \times 10^{-4}$ %, Th = $(11-12) \times 10^{-4}$ %.

Радиологический возраст свиты укладывается в интервал поздний ордовик–ранний девон (Rb-Sr от 416 ± 12 до 449 ± 10 млн лет [148]).

Среднепалеозойские отложения Алтае-Саянской складчатой области. Кендейская свита (O_3-D_1kn) распространена в Хамсаринской СФЗ АССО. Свита представлена эффузивами среднего и основного состава, в подчиненном количестве присутствуют риолиты и туфы. В нижней части разреза (левый борт р. Додот) отмечаются горизонты туфоконгломератов.

Контакты с железжащими отложениями хамсаринской свиты несогласные. На левобережье р. Додот (против устья р. Када-Нянгота) наблюдается налегание грубообломочных конгломератов кендейской свиты на осадочно-вулканогенные отложения хамсаринской свиты. Кендейская свита перекрывается атакшильской свитой среднего девона, прорывается гранитоидами бреньского комплекса (D_1-O_3) с образованием мощных ореолов ороговивания в зоне экзоконтакта (правый борт р. Тооргу-Оос-Хем).

Все разрезы северо-востока Тувы палеонтологически не охарактеризованы. Определения возраста, выполненные калий-аргоновым методом в лаборатории СНИИГГиМС (хр. Улуг-Тайга и каньон р. Улуг-Кадир-Ос), соответствуют 366 и 266 млн лет [125].

Мощность свиты в Тоджинской впадине на правом берегу р. Хамсара, вблизи пос. Тоора-Хем составляет 1500–1700 м, достигая 2300–2500 м в бассейне р. Систиг-Хем (у западной рамки площади). Общая мощность сводного разреза Алымской мульды [415] составляет 3800–10 000 м. Скорее всего здесь возможно удвоение разреза за счет включения субвулканических фаций. Мощность свиты, в пределах площади листа, составляет 3400 м.

Субвулканические образования, сопровождающие эффузивы кендейской свиты, имеют разнообразный состав. Это габбро, габбро-долериты, кварцевые порфиры, риолитовые и риодацитовые порфиры. Породы образуют дайки, штоки, экструзии. Площадь штоков $0,5 \times 0,25$ до $2,5 \times 1$ км, в отдельных случаях достигает 15×10 км. Контакты с вмещающими эффузивами резкие, четкие, с незначительными маломощными экзоконтактовыми изменениями. В экструзиях наблюдается порой постепенный переход от штока к вмещающим вулканикам. Возраст субвулканических пород устанавливается по фактам развития этих тел в полях эффузивов, а также по наблюдаемым постепенным переходам из экструзивных тел в пластовые эффузивные разности.

С эффузивами кендейской свиты связаны проявления меди, приуроченные к тектоническим зонам и зонам скарнирования.

И л е й с к а я т о л щ а (O_3-D_1il). Эффузивные образования толщи выполняют ряд впадин среди гранитов таннуольского и огнитского комплексов в

пределах Утхумской структурно-формационной зоны (от верховьев р. Сан-Гас на западе до р. Ока, устье р. Улзыта на востоке). Стратотипический разрез отсутствует, составлен по серии частных разрезов в бассейне р. Сан-Гас. В низах толщи преобладают эффузивы кислого состава (риолиты, риолитовые порфиры, их туфы, игнимбриты с редкими прослоями трахитов, трахиандезитов, андезитов, туфоконгломератов). Верхи разреза представлены риолитами и агломератовыми туфами кислого состава. Мощность толщи 400–500 м. Мощность и фациальный состав толщи не выдержаны: на южных частях р. Сан-Гас увеличиваются мощности потоков основных эффузивов, а на хр. Адыр-Баштыг-Тайга образования толщи представлены риолитами и их туфами.

Возраст илейской толщи устанавливается по факту налегания ее с угловым несогласием на породы хамсаринской свиты (нижний кембрий) и перекрытием ее образований терригенными осадками сангаской свиты нижнего девона, а также на основании формационной близости с радиологически охарактеризованными кендейской и нерхинской свитами.

С вулканитами илейской толщи проявлены субвулканические образования – дайки, некки, силлы гранит-порфиров, сиенит-порфиров, кварцевых сиенитов; контакты рвущие. С вулканитами связано орудование золото-полиметаллической и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Имирская свита (O_3-D_{1im}) в составе двух подсвит выделена впервые Е. А. Шнейдером в 1956 г. на хребте Имир, Северо-Минусинской котловины. В пределах исследуемой площади свита представлена нижней частью (более основной) разреза, на территории листа N-46 – нижней подсвитой. Однако крайне незначительный объем – свита образует мелкий блок (3×7 км) в верховьях р. Луговская (Кизирская структурно-фациальная зона), отсутствие представительного разреза – позволяют выделить характеризуемый комплекс пород в составе имирской свиты нерасчлененной. Отложения представлены преимущественно андезибазальтами, базальтовыми порфиритами и базальтами (до 200 м), дацитами, риолитами, риолитовыми порфиритами (100–300 м), трахидацитами, туфами смешанного состава.

Контакты с выше- и нижележащими образованиями тектонические. Мощность свиты в пределах площади составляет 1400 м. Возраст ее определяется радиоизотопными датировками Rb-Sr методом (за пределами площади): 430 млн лет (гора Имир), и 447 ± 6 млн лет и 436 ± 6 млн лет (реки Крутая Кача, Караульная) [125].

Полезных ископаемых в связи с отложениями имирской свиты в пределах исследуемой площади не выявлено.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система на территории листа представлена отложениями нижнего, среднего и верхнего отделов, проявлена в структурах чехла, краевого шва Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Девонские отложения чехла платформы. Карымовская свита (D_{1kr}) выделена Н. Я. Коганом в 1955 г. в Агульско-Рыбинской впадине в чехле Сибирской платформы. На территории листа N-47 отложения свиты слагают небольшой фрагмент прогиба у западной рамки листа в верховьях р. Тайба и мелкий грабен в Канской глыбе. Свита сложена красноцветными конгломератами (до 60%), гравелитами, песчаниками (до 30%), эффузивами основного и умереннощелочного состава, туфами, отмечаются редкие прослои алевролитов. Вулканиды приурочены к верхам разреза. Мощность отложений 600–800 до 1500 м. Свита несогласно залегает на вулканитах нерхинской свиты нижнего девона или верхнего ордовика и более древних породах и содержит их обломки, среди которых резко преобладают вулканиды кислого состава, реже основного, и гранитоиды. Перекрывается карымовская свита несогласно павловской свитой среднего девона. Возраст свиты определяется находками в верхней части ископаемой флоры пражского–эмского ярусов [125, 403].

Девонские отложения перикратонного прогиба. Хальтинская свита (D_{1hl}) выделена В. П. Рудневым в 1958 г. в бассейне р. Уда, распространена в Удинско-Колбинской зоне. Осадочно-вулканогенные отложения свиты обнажаются в долинах рек Нерха и Тальма, где ими выполнены два кулисообразно расположенных грабена – Нерхинский и Тальминский в Удинско-Колбинской зоне разломов. Сложена свита валунно-галечными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, туфоконгломератов, туфов и эффузивами различного состава. Для всех пород характерна красная и вишнево-красная окраска.

В Нерхинском грабене породы залегают моноклинально с падением слоистости на северо-восток под углами 20–7°. В юго-западной части структуры вдоль зоны ограничивающего разлома падение пород северо-восточное под углами 45–30°. В Хальтинском грабене породы слагают моноклираль с падением слоистости на юго-запад под углами от 15 до 50°, слабо дислоцированы. Низы разреза – валунные и галечные конгломераты, туфоконгломераты с редкими маломощными линзами андезибазальтов, трахитов, риолитов. Выше залегают вишнево-бурые среднегалечные полимиктовые конгломераты, гравелиты с очень редкими линзами андезитов, присутствуют игнимбриты. Завершают разрез пестроокрашенные мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями алевролитов. В составе галек из конгломератов присутствуют эффузивы нерхинской свиты, гранитоиды огнитского комплекса. Мощность свиты до 800 м. Терригенные отложения хальтинской свиты в радиоактивном поле характеризуются низкими значениями содержаний: $U = 3,2 \times 10^{-4}\%$, $Th = 4,1 \times 10^{-4}\%$, $K = 0,7\%$; трахириолиты содержат $U = 6,2 \times 10^{-4}\%$, $Th = 6,7 \times 10^{-4}\%$, $K = 1,9\%$.

Девонские отложения Алтае-Саянской складчатой области. Сангасская свита (D_{1sn}). Терригенные отложения свиты образуют несколько небольших (5×5 км) грабеноподобных блоков среди гранитоидов огнитского и таннуольского комплексов и образований хамсаринской свиты в пределах Хамсаринской структурно-формационной зоны (бас-

сейны рек Кара-Бурень, Холба-Кадыр-Ос и Сан-Гас). Стратотипический разрез отсутствует, характеристика свиты приводится по серии разрезов. Состав свиты преимущественно терригенный: низы сложены красноцветными и фиолетовыми крупнозернистыми и гравелитскими полимиктовыми, реже – кварцевыми песчаниками, нередко с плавающей галькой (260–540 м) в переслаивании с гравелитами (12 м), мелкогалечными конгломератами (10–75 м), туфами кислого состава (38–60 м), отмечаются прослойки аргиллитов. В низах разреза отмечаются известняки с обломками эпидотовых сланцев, кварцитов [391]. В верхней части разреза, наряду с терригенными породами, появляются горизонты риолитовых порфиров (50–270 м), андезитов (50 м). Мощность свиты до 900 м.

Внутренняя структура блоков, сложенных породами свиты, представляет собой серию широких асимметричных складок с крутопадающими крыльями.

Сангасская свита залегает на породах илейской свиты с конгломератами в основании, без видимого углового несогласия, прорывается дайками верхнепалеозойского дарлыкского комплекса; известняки сангасской свиты налегают на пропиллитизированные андезиты хамсаринской свиты [388]. Возраст свиты определяется раннедевонским на основании приведенных фактов соотношений со стратифицированными и магматическими образованиями.

Полезных ископаемых в связи с отложениями свиты не выявлено.

Толтаковская свита (D_1t) на территории листа закартирована в мелком выходе (площадью 5–6 км²) в бассейне р. Томская в Кизирской СФЗ, широко распространена на смежном листе N-46. На площади работ она сложена ритмично переслаивающимися красноцветными конгломератами, песчаниками, гравелитами, залегает с несогласием на породах колпинской свиты раннего кембрия с базальными конгломератами в основании, а также налегает на гранитоиды беллыкского комплекса. Отложения толтаковской свиты лишены надежной палеонтологической характеристики. На смежном листе N-46 установлено отсутствие предтолтаковского перерыва, отложения свиты рассматриваются в качестве раннедевонской красноцветной молассы [125].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНА

Чехол платформы. Павловская свита (D_2pv). В Агульско-Рыбинской впадине в низах разреза залегает толща конгломерато-песчаниковая с прослоями алевролитов и известняков (до 70 м); средняя часть – алеврито-песчано-известняковая (до 60 м), в которой известняки составляют до 50%; верхи – известняково-песчаные отложения с алевролитами (до 30 м). Общая мощность свиты 100–160 м. Свита с глубоким размывом залегает на палеозойских отложениях фундамента платформы, вулканах нерхинской свиты и гранитоидах раннего девона: ордовика, перекрывается кунгусской свитой (D_3). Фациально разрез изменчив, особенно его низы. В обломочном материале терригенных пород появляются пиропы. В направлении по простиранию с северо-запада на юго-восток происходит

огрубление материала. Павловская свита, учитывая ее послеогнитский возраст, датируется средним девонем, как это обозначено Ангаро-Енисейской СЛ [375].

Средний девон Алтае-Саянской складчатой области. А т а к ш и л ь - с к а я свита (D_{2at}) в пределах исследуемой площади распространена ограниченно, картируется на разобщенных участках по р. Хуннуг (правый приток р. Казас) и на водоразделе рек Ак-Суг и Биче-Кадыр-Ос в пределах Хамсаринской СФЗ. Разрез свиты представлен монотонно окрашенными в лиловые тона гравелитами и песчаниками (80%), конгломератами (15%) и алевролитами (5%). Наблюдаются редкие прослои брекчиевидных известняков. На участке по р. Даштыг-Ой породы свиты интенсивно дислоцированы и тектонизированы. Атакшильская свита несогласно залегает на кендейской свите с конгломератами в основании. Среднедевонский возраст определяется по растительным остаткам и многочисленным миоспорам, определенным в породах стратотипической местности [125]. Мощность свиты до 350 м.

У ю к с с к а я свита (D_{2uk}) распространена в юго-западной части площади на правобережье р. Бол. Енисей, где слагает грабен северо-западного простирания. Свита представлена красноцветными косослоистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, гравелитов, известняков. Мощность до 1250 м. Возраст свиты определяется верхами живетского яруса на основании окаменелостей ракообразных и растительных остатков [125]. На смежной с запада площади свита с несогласием залегает на подстилающих древних породах и согласно перекрывается бегрединской свитой [125].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНА

Верхний девон активизированного фундамента платформы. К у н г у с с к а я свита (D_{3kn}) сложена алевролитами пестроцветными, часто известковистыми с прослоями песчаников, известковистых гравелитов, известняков, конгломератов красновато-бурых, буровато-коричневых. Разрез свиты охарактеризован по данным бурения [442]. В основании свиты залегает горизонт известковистых гравелитов, налегающий согласно на коричневые аргиллиты павловской свиты. В низах разреза преобладают аргиллиты при незначительном участии мергелей, гравелитов, алевролитов и известковистых песчаников. Средняя часть разреза характеризуется полным отсутствием песчаников, незначительной ролью мергелей и гравелитов и абсолютным преобладанием аргиллитов. Завершает разрез толща переслаивания гравелитов–песчаников–аргиллитов с прослоями мергелей при преобладании в верхах разреза аргиллитов. Мощность свиты до 250 м. Отложения кунгусской свиты перекрываются породами чаргинской свиты нижнего карбона [442].

Возраст кунгусской свиты определяется широким спектром остатков франской ихтиофауны, собранной Лесгафтом (1949), Никульченко (1962), Врублевичем (1971) и др. [442]. По известнякам Pb-Pb методом определен

возраст свиты в значениях 366 ± 18 млн лет, 352 ± 69 млн лет, 378 млн лет [403], что позволяет датировать ее поздним девонном.

Верхний девон Алтае-Саянской складчатой области. Комиссаровская толща (D_3km) [423]. Выходы её отложений закартированы на Хорё-Монгошинском водоразделе и в долине р. Хорё. Они выполняют Комиссаровский грабен на западном фланге Гарганской СФЗ на периферии офиолитового пояса. Стратотипом является разрез горы Комиссар в левом борту р. Хорё. Толща представлена (снизу): конгломератами полимиктовыми (до 140 м), гравелитами граувакковыми, полимиктовыми (до 200 м), песчаниково-алевритовой толщей (до 320 м), вулканомиктовыми песчаниками с прослоями фосфатных брекчий и сидеритовых песчаников (до 100 м), со значительным перерывом и угловым несогласием залегающих на подстилающих образованиях боксонской серии [423]. Породы характеризуются плохой сортировкой обломочного материала, полимиктовым составом, косослоистой и неотчетливо-косослоистой текстурами. В основании толщи отмечаются линзы грубообломочных доломитовых брекчий. Мощность отложений варьирует от 300 до 760 м [423].

Девонский возраст комиссаровской толщи геологически обоснован залеганием ее на породах боксонской серии венд-кембрийского возраста и прорыванием пород толщи габбродолеритами урдагарганского комплекса карбона, а также находок в стратотипе характерных микрофоссилий, конхострак, усоногих раков и водорослей верхнего девона [423].

Полезных ископаемых в связи с комиссаровской толщей не выявлено.

Бегрединская свита (D_3bg) распространена в Хамсаринской зоне, закартирована на правобережье р. Бол. Енисей в Тоджинско-Уюкской «впадине» (грабене), на большей его части перекрытой ледниковыми отложениями. На территории листа полный разрез свиты отсутствует. Свита сложена красноцветными, реже – сероцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов, мощность ее до 600 м. За пределами листа бегрединская свита согласно залегает на уюкской с конгломератами в основании. На изученной территории контакты свиты тектонические. Возраст определен поздним девонном по редким находкам рыб [14].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ– КАРБОНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К указанному возрастному интервалу отнесены отложения сагансайрской и шибитской свит, закартированных, соответственно, в Ильчирском и Утхумско-Хамсаринском прогибах (СФО).

Девон–карбон Алтае-Саянской складчатой области. Шибитская толща (D_2-C_1sb). Разрез свиты подразделяется на две части: нижнюю – красноцветную, сложенную мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов с редкими прослоями гравелитов серого цвета, верхнюю – сероцветную – конгломераты,

гравелиты, песчаники, алевролиты, присутствуют прослои углеродистых сланцев. Отложения свиты составляют в целом трансгрессивный цикл, состоящий из серии мелких (первые метры) циклов. Мощность свиты до 120 м.

Характерна полимиктовость состава отложений, слабая окатанность обломочной части. В гальке конгломератов отмечаются розовые граниты (огнитского? комплекса), песчаники, порфириты.

Отложения шибитской толщи с угловым и азимутальным несогласием залегают на сланцах утхумской свиты (верхний рифей), кембрийских гранитоидах таннуольского комплекса и перекрываются верхнечетвертными моренными отложениями.

В отложениях шибитской толщи выявлен спорово-пыльцевой комплекс девона [122], установлены также споры *Osmunda ceal*, *Acatotriletes comferal* и близких к птеридиоспермам нижнего–среднего карбона *Hophotriletes trichacantus* [391, 242]. На основании этого принимается девон-карбоновый возраст свиты. С отложениями свиты связаны проявления сидеритовых руд и горючих сланцев.

Сагансайрская свита (D_1-C_{1ss}) выделена М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым в 1939 г. в бассейне р. Саган-Сайр, где выполняет Сагансайрский грабен. Наиболее полный разрез представлен на водоразделе р. Таборный и верховьях р. Саган-Сайр [437]. В основании свиты (300 м) залегают конгломераты с прослоями грубозернистых серо-зеленых песчаников (0,1–2,0 м), алевролитов. Отмечаются единичные прослои доломитов вишневого окраски (13 м), органогенной комковатой структуры. Цемент песчаников и конгломератов карбонатный. Нередко в цементе наблюдаются органогенные структуры. Верхи разреза (до 850 м) представлены в основном полимиктовыми серо-зелеными метапесчаниками с прослоями и линзами, алевролитов, туфов, риолитов, метаандезитов, андезидацитов, металавобрекчий, известняков, конгломератов. Общая мощность отложений до 1050 м. В верховьях р. Саган-Сайр вблизи выхода ультрабазитового массива в зоне Ильчирского разлома песчаники и алевролиты верхов разреза свиты обогащены углеродистым веществом, приобретают черную окраску. В конгломератах преобладают гальки пород офиолитовой ассоциации.

Мощности и литологический состав отложений свиты непостоянны. При прослеживании от стратотипической местности (бассейн р. Саган-Сайр) на восток мощность ее увеличивается, увеличивается роль грубообломочных фаций – разрез сложен в основном конгломератами. В бассейнах рек Арлык-Гол – Самарта песчаники верхов разреза сменяются вулканитами – дацитами, андезидацитами, андезитами, содержащими прослои туфопесчаников, лавобрекчий.

В верховьях р. Горлыг-Гол отчетливо устанавливается несогласное наложение сагансайрской свиты на горлыкскую свиту ($V-C_1$) и гранитоиды сархойского комплекса (O_2). С гипербазитами ильчирского комплекса контакт тектонический, часто затушеван наложенными метасоматическими процессами. Метаморфизм пород достаточно низкий, проявлен не повсеместно, отвечает хлорит-серицитовую ступени зеленосланцевой фации. Для

пород характерны метасоматические преобразования, в результате которых сформировались листвениты, серпентиниты, тальковые, тальк-карбонатные, серпентин-карбонатные породы. Предполагается, что данная группа пород сформировалась в результате проявления позднепалеозойских гидротермально-метасоматических процессов, наложенных как на породы сагансайрской свиты, так и на гипербазиты офиолитовой ассоциации, причем в зоне тесного сопряжения тех и других исходная порода определяется не всегда однозначно.

Особенностью минерального состава различных пород свиты является присутствие в них акцессорного хромита, для которого установлено их гетерогенное происхождение – кластогенная и метасоматическая природа [437]. Последние сформировались одновременно с лиственитами, серпентинитами и тальковыми породами. Хромиты могли кристаллизоваться из обогащенных хромом растворов, о чем свидетельствует повышенное содержание хрома в кварцевых жилах, несущих золото, серебряное оруденение.

Позднедевонско-карбонный возраст свиты обосновывается флорой плохой сохранности, обнаруженной в алевролитах основания свиты, принадлежащей членистостебельным типа *Archaeocalamites*–*Paracalamites* или *Phoenicopsis*; спорово-пыльцевым анализом в кварц-карбонатном цементе конгломератов были выделены и определены акритархи рода *Dictyotidium*, *Leiosphaeridia*, относящиеся к визейскому ярусу каменноугольного возраста [437].

Сагансайрская свита сопровождается субвулканитами, представленными штоками, дайками риолитов, порфировых риолитов, монцодиоритов порфировидных, прорывающих отложения свиты, а также вмещающие отложения горлыкской свиты в зоне контакта с породами сагансайрской свиты.

С вулканогенными породами сагансайрской ассоциации связано золото-сульфидно-кварцевое, золото-кварцевое, золото-серебряное оруденение, локализующееся в зонах дробления и расщепления вмещающих пород сагансайрской и горлыкской свит. Конгломераты описанной свиты вмещают оруденение урановой формации в зонах несогласия.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения карбона слагают наложенные впадины в пределах платформенного чехла – Рыбинскую, Алзамайско-Топорокскую, Тымбырскую.

Нижнекарбонные отложения платформенного чехла. В нижнем отделе выделены отложения турнейского яруса – чаргинская, баероновская и топорокская свиты.

Чаргинская свита (С₁чр). В Агульско-Рыбинской впадине представлена кварцевыми песчаниками, известняками с халцедоном, алевролитами и мергелями с прослоями туфов, туфовых мергелей и туффитов. Свита залегает с разрывом с конгломератами в основании на кунгусской свите верхнего девона, перекрывается юрскими отложениями. Низы разреза свиты существенно терригенные (алевролиты, песчаники), средняя часть – карбонатная (алевролит-известняковая), верхняя – карбонатно-терригенная

(известняк-песчаная). Мощность свиты 250–300 м. Фациальные изменения свиты выражаются в увеличении в разрезе количества песчаников, как на запад, так и на восток от центральной части впадины (в направлении береговой линии палеобассейна). Раннекарбонный возраст отложений определяется по спорово-пыльцевому комплексу и кораллам [442, 14].

Полезных ископаемых в связи с чаргинской свитой не выявлено.

Бае ро но в с к а я с в и т а (C_1br) выделена М. М. Одинцовым в 1937 г. на р. Бае ро но в к а, закартирована на севере площади работ в бассейне р. Топорок. Свита залегает с размывом на различных горизонтах бадарановской, братской свит ордовика, балтуриной свиты силура, согласно перекрывается одновозрастными отложениями топорокской свиты и со стратиграфическим несогласием перекрывается отложениями черемховской свиты юры. Соотношение с чаргинской свитой не установлено. Возможно, чаргинская и бае ро но в с к а я свиты близки по возрасту, но выполняют различные впадины, наложенные на фундамент (чаргинская свита) и чехол (бае ро но в с к а я свита) платформы.

Разрез низов свиты для разных участков территории различен, что может свидетельствовать о наличии разрозненных мелких водоемов в начале раннекарбонного времени. В большинстве случаев низы свиты сложены алевролитами, переслаивающимися с песчанистыми известняками, оолито-подобными песчанисто-известковистыми образованиями, крепкими сахаровидными песчаниками, единичными прослоями трепелов. В ряде случаев разрез свиты начинается рыхлыми белесыми песчаниками с включениями редких галек. В районе д. Бае ро но в к а и у ст. Разгон в основании разреза нижнекаменноугольных отложений залегают конгломераты, состоящие из галек зеленовато-голубого аргиллита, цементированных песчано-известковистым материалом. Средняя часть разреза свиты сложена белесыми мелкозернистыми известковистыми кварцевыми песчаниками с небольшим количеством тонких прослоев окремненных песчаников. Завершает разрез частое переслаивание известковисто-кварцевых белесых и желтовато-серых песчаников с песчанистыми известняками и вишнево-бурыми сизоватыми аргиллитами и алевролитами. Мощность свиты 180–220 м.

Раннекарбонный возраст бае ро но в с к о й свиты (турнейский ярус) определяется по ископаемой флоре [14].

С корами выветривания, наложенными на терригенные породы основания бае ро но в с к о й свиты, связаны проявления урана.

То по ро к с к а я с в и т а (C_1tp) имеет весьма ограниченное распространение, закартирована у северной рамки листа в бассейне р. Топорок, где, залегая на отложениях бае ро но в с к о й свиты, сохраняется на наиболее возвышенных участках водоразделов в междуречье Топорка и Бае ро но в к а, занимая площадь около 30 км². Сложена свита пестроцветными мергелями, алевролитами, аргиллитами, часто переслаивающимися между собой. Мощность прослоев от нескольких десятков сантиметров до 3–4 м. В небольшом количестве в виде маломощных прослоев присутствуют песчаники. Мощность отложений свиты до 50 м. Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевому комплексу [14].

Средне-верхнекарбонные отложения платформенного чехла. Листвяжинская свита ($C_{2-3}ls$) на территории листа развита незначительно – только у северной его рамки, где отложения ее сохранились от размыва на небольшом водоразделе в междуречье Тина–Талая (левых притоков р. Тайшетка) на площади ~ 12 км² и у западной рамки листа в вершине р. Акша – площадью ~ 5 км². В строении разреза принимают участие песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, отмечаются прослои известняков, редко – конгломератов, сидеритов. Мощность отложений до 90 м. Листвяжинская свита со стратиграфическим несогласием залегает на нижнекарбонной чаргинской свите и перекрывается с размывом юрскими отложениями. В углистых сланцах установлен спорово-пыльцевой комплекс среднего-позднего карбона, обнаружены створки брахиопод, пелеципод [35]. За пределами изученного листа с листвяжинской свитой связаны проявления каменного угля.

МЕЗОЗОЙ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Предъюрская кора выветривания (kvT_3-J_1) установлена практически на всех образованиях, подстилающих юрские отложения: это карбонатные породы раннего кембрия, терригенные отложения раннего и среднего ордовика, терригенно-карбонатные и туфогенные образования раннего карбона, долериты ангаро-гасеевского комплекса.

Сохранность образований предъюрской коры выветривания определялась условиями ее захоронения и консервации в отрицательных формах доюрского рельефа. Профиль коры выветривания в общем виде представлен двумя зонами: дезинтеграции и глинистого структурного элювия. Площадь распространения, состав и мощность коры выветривания в значительной степени различаются в зависимости от исходного субстрата материнских пород. На карбонатных породах раннего кембрия (C_1bs) остаточные продукты предъюрского корообразования, представленные кремнистыми брекчиями и кремнисто-глинистой мукой, изучались в юго-восточной части площади на водоразделе рек Инга и Мал. Бурдук [239]. Кремнистые брекчии залегают в виде линз длиной до 1 км, шириной от 50 до 200 м и мощностью до 15 м. Нередко они выполняют карстовые полости в подстилающих карбонатных породах. Обломочный материал брекчий представлен кремнями (халцедон), цементирующий материал – кремнисто-карбонатной мукой с примесью каолинита. Залегающая выше кремнисто-каолинистая тонкодисперсная глина мощностью до 3 м имеет химический состав (%): SiO_2 – 47,1–51,3; Al_2O_3 – 34,9–38,1; Fe_2O_3 – 0,41–0,62; TiO_2 – 0,42–0,72; CaO – 1,1–1,9; MgO – 0,12–0,35; K_2O – 0,16–0,18; Na_2O – 0,11; ппп – 12,1–13,4.

Кора выветривания по песчаникам и алевролитам раннего и среднего ордовика (O_1is , O_2bd) широко распространена по северо-западной периферии Иркутской предгорной

впадины, выполненной юрскими отложениями. Она представлена пятнисто-осветленными разрушенными до дресвяно-щелнистого состояния, сохраняющими первичную структуру материнскими породами, переходящими выше в песчано-глинистые отложения желтовато- и коричневатого-серого, зеленоватого цвета. По результатам термического анализа, глинистая часть состоит из гидрослюда, монтмориллонита, каолинита. В глине отмечается значительная примесь терригенного материала, в основном кварца [124].

Кора выветривания на терригенно-карбонатных и туфогенных породах раннего карбона ($C_1\check{c}r$) имеет ограниченное распространение в северо-западной части площади в бассейне р. Тайшетка и представлена лишь зоной дезинтеграции с неясной реликтовой структурой оглиненных коренных пород. Глинистая составляющая – гидрослюдисто-монтмориллонитового состава [35].

Кора выветривания по долеритам изучалась на р. Тымбыр [124], где она сохранилась в виде пятен по контуру небольшой впадины, выполненной юрскими отложениями ($J_1\check{c}r$). Профиль коры выветривания имеет следующее строение (снизу): обломки выветрелых щелнистых долеритов с бурой железистой коркой, скрепленные охристым дресвяным материалом с реликтами долеритовой структуры мощностью 1–2 м. Залегающий выше маломощный пласт глин (0,3–0,7 м) плотных пластичных пестрой окраски, по данным термического анализа, имеет минеральный состав: хлорит, гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. Химический состав (%): SiO_2 – 45,65; Al_2O_3 – 18,75; FeO – 9,55; Fe_2O_3 – 4,4; TiO_2 – 3,74. В образованиях коры выветривания установлено повышенное содержание ильменита – до 20 кг/м^3 [124].

Период выветривания и денудации пород, предшествовавший юрскому осадконакоплению, был длительным, начиная с позднего триаса, и завершился в ранней юре. Это позволяет сделать вывод о рэт-геттанг-синемюрском возрасте предъюрской коры выветривания.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Юрскими отложениями выполнены наложенные впадины в чехле и фундаменте платформы и в Алтае-Саянской складчатой области.

Черемховская свита ($J_1\check{c}r$) выделена М. К. Коровиным в 1922 г. на Черемховских угольных копях со стратотипом в угольных разрезах близ г. Черемхово. Подразделяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю (угленосную) и верхнюю. Черемховская свита залегает на подстилающих образованиях с угловым несогласием и разрывом. Нижние части свиты фациально неоднородны и представлены тремя типами разрезов (даурским, заларинским и трошковским), до 1964 г. выделявшимися как свиты либо пачки. В современной стратиграфической схеме юрских образований они занимают нижние части разреза нижнечеремховской подсвиты.

Нижняя подсвита ($J_1\check{c}r_1$) сложена преимущественно песчаниками полевошпатово-кварцевыми, кварцевыми с прослоями алевролитов и

аргиллитов. В разрезе нижней подсвиты, в зависимости от условий осадконакопления, морфологии погребенного рельефа и области сноса, выделяются на уровне возрастных аналогов заларинская, трошковская и даурская фации.

Отложения *заларинской фации* обнажены в окраинных частях Иркутской впадины на плоских крутосклонных водоразделах в бассейнах рек Уда, Ия, Ока. В центральной части впадины они подсечены скважинами на глубинах от 150 до 400 м. Породы заларинской впадины залегают на размытой расчлененной поверхности предъюрского рельефа и нивелируют его неровности. Заларинская фация сложена преимущественно конгломератами, гравелитами, песчаниками кварцевыми, неравномернозернистыми, кремневыми брекчиями с прослоями алевролитов и аргиллитов, мощность 10–50 м. Литологический состав заларинской фации для различных частей территории листа различен. В нижней части разреза в бассейнах рек Уда–Икея залегают конгломераты, гравелиты в переслаивании с крупно- и грубозернистыми песчаниками. Местами под базальными отложениями юры сохранилась доюрская кора выветривания и продукты ее переотложения (светло-коричневые, желтовато-бурые и белые глины, суглинки и кварцевый песок). В основании свиты нередко присутствуют переотложенные продукты предъюрской коры выветривания палеозойских пород следующего состава: каолиновые глины, кварцевые пески, огнеупорные монтмориллонитовые и сухарные глины и высокоглиноземистые аргиллиты, выделяемые как *трошковская фация*. Они явились объектом для поисково-оценочных работ на каолиновые глины и высокоглиноземистые аргиллиты. Мощность 19–24 до 50 м. С ними связаны проявления глин огнеупорных, керамических.

Даурская фация имеет ограниченное распространение и преимущественно развита в Тулунском Присянье, где юрская толща перекрывает песчаники ийской свиты нижнего ордовика и траппы ангаро-гасеевского комплекса. Отложения фации содержат почти чистый кварцевый материал и нередко значительное количество (до 20 кг/т) ильменита. Толща имеет ритмичнослоистое строение, мощность до 40 м. В составе песчаников отмечаются окатанные обломки кремнисто-карбонатной брекчии. В конгломератах «даурской фации» локализованы проявления древних титаноносных россыпей. Мощность нижней подсвиты 10–140 м.

В составе спорово-пыльцевого комплекса нижнечеремховской подсвиты преобладает пыльца голосеменных (65%), представленная пыльцой хвойных *Pseudopicea* – 10%, *Pseudopinus* – 4%, *Piceapollenites* – 8%, ногоплодника (*Podocarpus* – 3%) и древних хвойных – 3%. Из гинкгоцикадовых несколько больше беннеттитов (8–14%), чем гинкго (5–13%), присутствует пыльца подозамитов, араукариевых и неопределенного систематического положения *Aletes*. Среди спор больше *Bolchovitinaesporites* – 6%, *Stereisporites* – 8%, *Cuathidites* – 4%, *Selaginella*, *Camptotriletes* – 5% и др. [237].

Средняя подсвита ($J_1\check{c}r_2$) распространена широко в центральной части Иркутской впадины, в бассейнах рек Уда, Ия, Зима. Она сложена ритмичным чередованием кварцевых и полимиктовых песчаников,

слоистых и углистых алевролитов и аргиллитов, каменного угля, редкими прослоями конгломератов. Отличительной чертой отложений средней подсвиты является высокая степень угленасыщенности, в результате чего она является продуктивной угленосной. С ней связана промышленная угленосность Иркутского бассейна. Число пластов и пропластков углей достигает 50, а их суммарная мощность – 34,2 м. Мощность средней подсвиты до 180 м в Присяянье, где также увеличивается мощность песчаных прослоев.

Верхняя подсвита ($J_1\check{c}r_3$) имеет значительное распространение в центральной части Иркутской впадины, в бассейнах рек Ия, Зима. Разрез подсвиты представлен переслаиванием песчаников с алевролитами, аргиллитами, содержатся прослой углей (мощностью до 0,8 м); в основании – линзы, прослой конгломератов. Мощность подсвиты 20–170 м.

Средняя и верхняя подсвиты объединенные ($J_1\check{c}r_{2+3}$) распространены незначительно в юго-восточной части площади, в районе левобережья Бол. Белой, более развиты на смежной площади – листа N-48. Выделение объединенных подсвит объясняется фаціальным однообразием разреза при недостаточной изученности бурением. Подразделение представлено переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, содержатся прослой конгломератов, каменных и бурых углей, линзы туффитов. Мощность объединенных подсвит 40–350 м.

Отложения черемховской свиты охарактеризованы остатками фауны и флоры, а также содержат богатые спорово-пыльцевые комплексы. Наиболее богатые спорово-пыльцевые спектры получены из отложений верхнечеремховской подсвиты. В пыльцевой части спектра доминирует пыльца хвойных, содержание пыльцы гинкго преобладает над пыльцой беннеттитов или находится в равных количествах; единично отмечаются древние хвойные. В составе спор преобладают *Osmundacidites* (10–26%), *Licopodium* (14%), отмечаются *Selaginella*, *Tripatina variabilis* [56, 237]. Возраст фауны насекомых, типичных для усть-балейского горизонта, следует считать среднеюрским. Отпечатки древних растений, среди которых наибольшее значение имеют папоротники – кладофлебисы, а в составе голосеменных – гинкговые, характеризуют флору, идентичную плинсбаху Кузбасса [56].

Сопоставление приведенных и ранее изученных спорово-пыльцевых комплексов из отложений черемховской свиты с разрезами Канско-Ачинского бассейна и Вилюйского прогиба подтверждает их идентичный возраст. Таким образом, на основании совокупных данных возраст черемховской свиты принимается нижнеюрским, поздний плинсбах–ранний тоар.

Минерагения черемховской свиты определяется ее угленосностью.

Переясловская свита (J_1pr) представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, углистых алевролитов и аргиллитов; присутствуют прослой и единичные пласты бурых углей неустойчивой мощности. Она с угловым несогласием залегает на разновозрастных образованиях и с размывом перекрывается иланской свитой нижней юры. В основании разреза свиты иногда отмечаются слабо сцементированные песчано-конгломератовые отложения. На водоразделе рек Тайшетка и Боровая переясловская свита залегает на породах кунгусской свиты верхнего девона. Низы ее сложены

алевролитами, в отдельных прослоях – углисто-глинистыми, углистыми темно-серыми, зеленовато-серыми, темно-бурыми, черными с прослоями песчаников, иногда гравелитистых, в основании – с «плавающей» галькой кварца, халцедона, красного кремня. Выше залегает пласт (10,6 м) углисто-сажистых пород с прослоями (до 2 м) бурого угля и маломощными прослоями углистых алевролитов. Верхи разреза сложены алевролитами зеленовато-желтовато-серыми до ярко-ржаво-желтых и песчаниками светло-желтовато-серыми среднезернистыми, в отдельных линзах – гравелитистыми с тонкими прослоями каолиновых глин светло-серых. Мощность до 100 м. Возраст свиты установлен по спорово-пыльцевому комплексу как геттангский–раннетоарский, по флористическим остаткам – раннеюрский [237, 375, 14]. С переясловской свитой связаны проявления бурых углей.

Иланская свита (*J_{1il}*) залегает в верхней части разреза раннеюрских отложений Рыбинской впадины. Выходы пород свиты развиты незначительно в бассейне р. Пойма (правого притока р. Агул), залегая на водоразделах. Свита представлена в основном песчаниками, алевролитами, углистыми алевролитами, местами развиты аргиллиты, гравелиты и конгломераты. Соотношение их в разрезе по латерали изменяется в широких пределах. Породы свиты отличаются зеленоватыми, табачно-зелеными тонами окраски, скудностью растительных остатков. Мощность отложений меняется в различных впадинах от 12 до 120 м. Иланская свита залегает согласно, иногда с размывом, на переясловской свите и перекрывается с размывом камалинской свитой, охарактеризована спорово-пыльцевым комплексом ксерофитных форм тоарского яруса, флорой нижней юры и фауной юрского возраста [14]. Полезных ископаемых в связи с иланской свитой не выявлено.

Нарингольская свита (*J_{1nr}*). Терригенные образования свиты заполняют серию впадин (40×10, 7×2 км), расположенных вдоль Главного Саянского разлома в Утхумской, Кизирской структурно-формационных зонах, а также Гарганско-Боксон-Сархойской СФО. Наиболее полно свита представлена в Айнакской впадине (левый борт р. Урда-Ока, выше устья р. Тэргэтэ), где она характеризуется серией частных разрезов: р. Ока (устье р. Тэргэтэ), рек Айнак и Бузар-Жалга. В разрезе свиты ритмично переслаиваются гравелитистые песчаники, конгломераты, алевролиты (1–20 м). В алевролитах имеются маломощные прослои углистых сланцев, углей с остатками флоры. В основании разреза обычно залегают конгломераты (40–50 м). Мощность свиты до 1450 м. Породы характеризуются плохой сортировкой, слабой окатанностью обломочного материала, наличием косяной слоистости. Отложения свиты слабо дислоцированы, образуют крупную мульдообразную складку северо-западного простирания с пологими падениями (10–15°) на крыльях. В приустьевой части р. Айнак конгломераты налегают на предъюрскую кору выветривания (дезинтегрированные граниты и габброиды) мощностью 1,5 м, развитую по магматитам хойтоокинского и огнитского комплексов. Раннеюрский возраст свиты определен отпечатками флоры и наличием спорово-пыльцевого комплекса песчаников и алевролитов: *Clathropteris* sp., *Cladophlebis* sp., *Phoenicorsis* sp., *Pitiopteris Nardeus kioldi* Natt., *Carpolithus einitus* Natt., *Nexalamites* sp.

В Кизирской СФЗ и Гарганско-Боксон-Сархойской СФО в юрских впадинах (площадью до 20 км²) развиты преимущественно конгломерато-гравелито-песчаниковые отложения мощностью 150–200 м [13, 56], залегающие несогласно на доюрских образованиях.

Полезных ископаемых в связи с нарингольской свитой на площади листа не выявлено.

Нижне-среднеюрские отложения наложенных впадин. При саянская свита (J_{1-2ps}) со стратотипом в бассейне р. Голуметь – притоке р. Бол. Белая широко распространена на площади работ, слагает центральную часть Иркутской впадины в бассейнах рек Ия, Зима, Ока, залегает с размывом на отложениях черемховской свиты, сложена в низах разреза ритмичным переслаиванием песчаников полимиктовых и полевошпатово-кварцевых, гравелитов, конгломератов; алевролитами, реже – прослои аргиллитов, углей. В верхах разреза в толще переслаивания песчаников, гравелитов с прослоями конгломератов, алевролитов, аргиллитов присутствуют линзы и маломощные прослои углей и туффитов. Мощность свиты до 320 м. Возраст отложений определяется находками двустворок, флоры, палинокомплексов нижней–средней юры [237]. Минералогия присаянской свиты определяется проявлением каменных углей.

Камалинская свита (J_2km) завершает разрез юрских отложений в Рыбинской впадине. Отложения свиты закартированы в небольших по площади (до 15–18 км²) выходах на вершинах водоразделов. Разрез ее представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, бурых углей, редко – в основании – конгломераты и гравелиты. Камалинская свита залегает согласно, участками – с небольшим размывом на отложениях иланской свиты, мощность до 100 м.

Возраст свиты обоснован палинокомплексом ааленского яруса, флорой среднеюрского возраста [14]. С камалинской свитой связаны проявления бурых углей.

КАЙНОЗОЙ

Кайнозойские отложения территории листа N-47 представлены осадками терригенной и вулканогенной фаций. Генезис осадков, их фациальный и литологический состав находится в тесной связи с палеоландшафтными особенностями территории, спецификой проявления процессов новейшей тектоники, а также климата и палеорельефа. В зависимости от направленности и амплитуды новейших движений, характера осадконакопления выделены: Средне-Сибирский морфофациальный район Сибирской платформы (бассейн р. Ангара) и Восточно-Саянский морфофациальный район сводового поднятия Алтае-Саянской складчатой области [143]. Морфофациальный район Сибирской платформы представляет собой равнинно-всхолмленную часть территории, где наибольшее развитие имеют аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные осадки. Восточно-Саянский, в свою очередь, представляет горную часть листа, занимающую практически три четверти территории. Осадки представлены, в большей части, ледниковыми, флювиогляциальными, озерно-ледниковыми

отложениями, а также аллювиальными, делювиальными, коллювиальными, элювиальными, делювиально-солифлюкционными, озерно-аллювиальными. В пределах горной части, особенно на юге развиты вулканогенные образования базальтов – неогеновых и четвертичных.

Пограничной зоной между двумя крупными морфофациальными районами является Предсаянский мезокайнозойский прогиб, который, в силу специфики своего положения, несет в себе информацию их соотношений, в плане большой разницы амплитуд новейших движений и соответственно характера осадконакопления. Пограничная зона включена в описание отложений морфофациальной зоны Сибирской платформы.

Средне-Сибирский морфофациальный район (бассейн р. Ангара)

Морфофациальный район бассейна р. Ангара включает в себя бассейны рек Бирюса, Уда, Зима, Ия, частично Ока, начиная от выхода их из Восточного Саяна в Предсаянский прогиб и до рамки листа.

Осадки представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, болотными отложениями миоцен-плиоценового и четвертичного возраста. «Покровные» озерно-аллювиальные, болотные, золотые отложения с карты «сняты». Отложения пойм, низких и высоких террас в низовьях рек Ия, Илир, Ангара затоплены Братским водохранилищем. Их наличие отмечалось при специализированных геолого-геоморфологических работах [411].

МЕЛОВАЯ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ПОЗДНИЙ МЕЛ–ПАЛЕОЦЕН

Позднемеловые–палеоценовые образования ($k\text{v}K_2\text{--}P_1$) установлены главным образом в центральной части Присаянского краевого прогиба, в междуречье Бирюсы–Уды–Ии. Они представлены продуктами остаточных кор химического выветривания, развитыми по коренному субстрату изверженных и осадочных пород. Коры имеют линейно-площадной характер, связаны с реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания и зонами разрывных нарушений.

В профиле коры выветривания выделяются зоны дезинтеграции, гидрослюдистая и каолининовая. Зоны дезинтеграции распространены практически во всех типах пород, представлены дресвяно-щебнистыми образованиями материнских пород и наиболее интенсивно развиты по зонам разломов. Глубина гипергенной проработки составляет от нескольких до 10 м, граница с коренными породами нечеткая и определяется по появлению зеленовато-желтых пятен и полос по трещиноватости. Образование зон дезинтеграции сопровождается выщелачиванием и переотложением рудных компонентов (уран, железо, марганец) по трещинам и полостям выщелачивания. С процессами дезинтеграции связаны участки уранового оруденения, обогащенные вторичной минерализацией (торбернит, урано-

фан) и выходы радиоактивных источников в пределах известных месторождений Столбовое, Ансах.

С долей условности к мел-палеогеновым корам выветривания можно отнести погребенную линейную кору на Белозиминском редкометалльном месторождении. Здесь вдоль широтного разлома по карбонатитам сформировалась зона гидрослюдистого элювия, обогащенная пирохлором в количествах, имеющих промышленное значение.

Гидрослюдистая зона сменяет по вертикали зону дезинтеграции, совмещена с ней в пространстве и связана постепенными переходами.

На породах среднего–верхнего рифея (шангулежская, тагульская свиты) она представлена главным образом рыхлой глинисто-алевритовой массой белого, желтого, вишнево-бурого цвета с обломками выветрелых доломитов, песчаников, кварца, кремнистых пород с пятнами и стяжениями гидроокислов железа и марганца, иногда с гнездами, линзами железомарганцевых порошковатых и сливных руд.

Процессы выветривания, развивающиеся по карбонатно-терригенным отложениям среднего–верхнего рифея, сопровождаются дезинтеграцией, химическим разложением минералов, их гидратацией и выщелачиванием. Процесс выщелачивания приводит к выносу подвижных компонентов, в частности, кальция. При этом происходит обогащение породы инертными компонентами: кремнекислотой, железом и марганцем. Вынос карбоната приводит к увеличению пористости в породе, что в свою очередь сопровождается усилением обменных инфильтрационных процессов, миграцией и образованием марганцевых и железомарганцевых скоплений. К этому типу кор выветривания относятся месторождения Николаевское (Рудное), Красное и др., где глубина проработки составляет первые десятки метров. На Шангулежском железомарганцевом месторождении, расположенном в зоне Медэско-Мангаражского разлома, она достигает, по материалам бурения, 150 м.

Коры выветривания по терригенным породам карбонового и юрского возраста (бассейн Тымбыра и Игнита) представлены в основном каолиновой зоной, сложены каолинит-гидрослюдистыми глинами белой, желтой, коричнево-бурой окраски, песчанистыми глинами с мелкой галькой кварца, кварцитов, кремней и ожелезненных песчаников. Мощность коры выветривания обычно не превышает 10–12 м.

Мел-палеогеновый возраст остаточной коры выветривания линейного типа однозначно определяется в линейных депрессиях Западного Прибайкалья (на листе N-48), где она погребена под палеогеновыми осадками.

Возраст плащевидных кор выветривания на водоразделах, представляющих собой реликтовые фрагменты древней поверхности выравнивания, определяется косвенно по степени зрелости глинистого компонента и корреляции с корами линейного типа.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Голуметская свита ($N_1-N_2^{2gl}$) озерного, озерно-аллювиального генезиса. Выделена В. Г. Рыбаковым в 1991 г. в южной части Иркутского амфитеатра.

Осадки закартированы в пределах Предаянского кайнозойского прогиба, где они находятся преимущественно в погребенном состоянии под толщей (от 20 до 53 м) четвертичных отложений. На дневную поверхность выходы их отмечены в бассейне р. Малый Ингашет (левые террасы р. Бирюса), в междуречье Тымбыра и Топорка, на правом берегу р. Курзанка на выложенных водораздельных поверхностях с абс. отм. от 550 до 580 м, на выровненной поверхности в междуречье Ии и Тулунчика, в междуречье Курзанки и Тубы. Разрезы изучались шурфами, в карьерах и дорожных выемках [431].

Свита сложена галечниками, песками, присутствуют торфяники, глины зеленовато-серые каолинит-бейделлит-гидрослюдистые. Наиболее детально изучен и палинологически охарактеризован разрез в Хор-Тагнинской впадине [105]. У с. Георгиевское на юрских алевролитах залегают: 1) глины серо-зеленые, песчаные – 6 м; 2) галечник в ржавом полевошпат-кварцевом песке (галька – гнейсы, граниты, сиениты, кремни) – 5 м; 3) песчаник темно-серый с кусками обугленной древесины – 1,0 м; 4) торфяник буровато-черный, рассланцованный, слабо углефицированный – 7 м; 5) глины каолинит-бейделлит-гидрослюдистые серовато-зеленые, пластичные с тонкими прослоями алеврита в кровле слоя – 11,0 м; мощность свиты – 30 м. Выше залегают четвертичные валунно-галечные отложения. Детальное палинологическое изучение показало, что преобладает пыльца хвойных, разнообразных тсуг, ели, сосен, меньше пыльцы болотного кипариса, пихты, ногоплодника. Лиственные породы представлены березой, ольхой, лещиной, грабом, буком, грецким орехом, единично – пыльца ильмы, сумаха, ниссы, трав и спор папоротника сем. *Polypodiaceae*. Несколько иное соотношение пыльцы в торфянике, что отражает местный биоценоз, стадию низинного болота, окруженного лиственными лесами [105].

В районе горы Тулун, рек Курзанка, Туба, Ия отложения представлены, соответственно, мелковалунно-галечной толщей (окатанность III–IV класс) с рыжевато-коричневым песчаным наполнителем и песчанистой красно-коричневой глиной; мощность – 9 м; глины от черных, плотных, вязких, жирных до белых, красных, коричнево-бурых, плотных, жирных; мощность – 8,3 м; валунно-галечные отложения, где размеры валунов 25–30 см составляют 50–60% объема, представлены вишневыми, серыми эффузивами, кварцем. Галька, валуны в железо-марганцевой рубашке, наполнитель – несортированный средне-крупнозернистый песок пропитан гидроокислами железа и марганца, мощность 1,0–1,5 м. Залегают отложения на породах выветривания.

В междуречье Тымбыра и Топорка отложения голуметской свиты заполняют серию небольших вытянутых и изометричных депрессий в поле

развития долеритов, на высоте относительно русла р. Тымбыр 180–200 м. Свита представлена горизонтальнослоистыми глинами и песками с остатками растительного детрита, иногда углефицированного с включениями щебня и дресвы. Глина буро-желтая, зеленовато-серая, черная, плотная, вязкая. Мощность прослоев от 1,2 до 4,1 м. Песок мелко-среднезернистый. Общая мощность отложений 7 м.

В крайней северо-западной части листа N-47 миоцен-плиоценовые отложения были вскрыты на 70-метровой террасе руч. Мал. Ингашет и в карьерах левого борта руч. Бол. Ингашет (левые притоки р. Бирюса) [36, 38]. Представлены они светло-желтыми, бурыми, средне-мелкозернистыми глинистыми песками с мелкими валунами и галечником, слабо сортированы. Галечно-валунные отложения составляют 4% массы, глина – 30–35%, пески – 20–25%, мощность толщи 8 м. Залегают отложения на коре выветривания вишневых песчаников кембрия, мощностью до 2–2,5 м, иногда с размывом.

Таким образом, в миоцене территория представляла собой пологонаклонную к северу, северо-востоку озерно-аллювиальную поверхность, обеспечивающую сток крупных рек (Бирюса, Уда, Ия) к северу и покрытую множеством озер и болот. Следует отметить что среди неогеновой пыльцы отмечена пыльца мезозойских растений *Benettitales*, *Coniferae*, *Cycadales*, *Picea*, *Pinus* в долине р. Ия на 100–130-метровых террасах и по р. Ингашету, переотложенная из юрских отложений [411, 271].

ПЛИОЦЕН

Отложения, отнесенные к плиоцену, представлены а л л ю в и е м д е в я т о й т е р р а с ы ($a^9N_2^{2?}$), распространены в среднем течении р. Ия и по р. Уда. Они залегают на разных стратиграфических уровнях ордовикских и силурийских отложений, слагают пологие уступы в долинах рек на абс. отм. 320–440 м [343]. Высота террасы от уреза воды 115–135 м.

По данным А. А. Немирова [381], неогеновые (плиоценовые) отложения распространены в пределах древней озерно-аллювиальной равнины. Фрагментами древних долин являются высокие террасы рек Уда, Андоcha, Тарей, Мындадуй. Выражены они в виде долинообразных понижений на водоразделах. Разрез представлен суглинками, супесями с переслаиванием глинисто-илистых отложений с прослоями кварцевых песков. В нижней части преобладают глинисто-песчаные отложения в основании – горизонт валунно-галечных отложений с галькой кварца, кремней, роговиков, яшмы, сильно выветрелых траппов с лимонитовыми корочками. Отдельные гальки кварца маршаллитизированы. Цвет отложений серовато-бурый до желто-бурого. Общая мощность 3–8 м. Залегают они на сильно ожелезненных выветрелых песчаниках братской свиты.

Минералогическим анализом устанавливается присутствие (%) амфибола + пироксена – до 40, граната – 30, ильменита – 18, магнетита – 9, сфена, рутила, турмалина – до 1. В знаковых количествах – корунд, муассонит, оранжевый гранат, редко – пироп, золото, графит. Судя по составу

минералов, пески дальнеприносные, т. е. с Восточных Саян, где обширно представлены магматические комплексы.

В распределении плиоценовых осадков отмечается четко выраженная зональность с юга на север, отражающая тектоническое состояние неогеновой озерно-аллювиальной равнины. В пределах бассейна р. Ия (IX цокольная терраса) отложения в основном представлены суглинками, тяжелыми суглинками, подстилаемыми галечником с глинистым песком. Общая мощность 3 м. По ходу к северу (приустьевые части рек Илир, Ия) преобладают песчано-глинистые осадки; в бассейне рек Уда, Чукша на рамке листа – мелкозернистые, илистые кварцевые пески с примесью мелкой гальки устойчивых к выветриванию пород. Мощность отложений в среднем от 3–5 до 8 м. Нередко днища древних долин незаметно переходят в придолинные поверхности, что свидетельствует об их совместном образовании.

Следует отметить, что сохранность СПС в отложениях плохая, так же как и степень изученности их. Авторы множества отчетов и публикаций в основном ссылаются на датировки террас на р. Ангара. Так, отложения террас VIII и IX р. Ия по аналогии с р. Ангара, где были найдены кости *Cervus (Megareros)*, и по степени минерализации, определенные В. И. Громовым как плиоценовые, отнесены к плиоцену [411].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В рамках рассматриваемой территории отложения четвертичной системы представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, болотными, делювиально-пролювиальными, делювиально-солифлюкционными и террасовыми отложениями. Большая часть их с карты «снята» ввиду невозможности отражения их в масштабе 1:1 000 000.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К эоплейстоцену отнесен аллювий объединенных седьмой–восьмой надпойменных террас ($a^{7-8}Q_E$), распространенных по право- и левобережью р. Бирюса, в приустьевой части р. Туманшет (у северной рамки площади). Высота террас 92–115 м.

В основании объединенные террасы сложены щебнем, гравием, галькой, валунами (до 20 см) кварца, кварцитов с темно-бурым песчано-глинистым заполнителем (2–4 м). Перекрываются они красно-бурыми, серовато-желтыми с редкой галькой кварца и гнездами песка суглинками (6 м). Верхний горизонт – бурые суглинки с прослоями буровато-серых, местами обохренных гидроокислами железа глин (7 м). Мощность отложений VIII террасы 15–18 м. Мощность аллювия VII надпойменной террасы от 11–15 до 27 м. Общая мощность до 45 м.

В СПС четвертичная пыльца представлена в единичных находках [411], большая же часть ее – переотложенная пыльца неогеновой растительности.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено неоплейстоцена представлено аллювиальными отложениями пятой–шестой надпойменных террас ($a^{5-6}Q_1$) высотой 45–92 м, двучленного строения. В нижней части, от 1,8 до 9,0 м, преобладают хорошоокатанные (III–IV классы) галечно-валунные отложения (в гальке – кварцевые песчаники, кварц, кремни, граниты, гнейсы, долериты с песчано-глинистым или песчаным заполнителем; в верхней части (до 21 м) – аллювиальные суглинки или переслаивающиеся суглинки, глины, пески. Террасы распространены в основном вдоль северной рамки листа в долинах крупных рек Бирюса, Уда, Ия, где на современном этапе преобладают процессы эрозионного вреза. По р. Ия террасы в основном затоплены водами Братского водохранилища. Мощность отложений объединенных террас до 30 м. Возраст отложений устанавливается по аналогии с террасами р. Ангара. В СПС доминирует пыльца хвойных растений, среди которых 62–64 % сосны обыкновенной, 17–19% кедровой, иногда сосны Сибирской, пыльца широколиственных и мелколиственных пород 7–9 %, спор и пыльцы трав – единичные зерна, элементы субтропической флоры отсутствуют или отмечаются единично. Хвойные и широколиственные леса характеризуют условия умеренного климата, изменяющегося от сухого к более влажному. Отмечаются редкие зерна палеозойского (*Tirrisporites sibiricus*) и мезозойского (*Cyathidites australes* и *Coniperaceae*) облика, очевидно переотложенные [372] (определения М. Я. Ляминой).

Нижнее–среднее звенья неоплейстоцена нерасчлененные представлены аллювиальными отложениями третьей–пятой террас ($a^{3-5}Q_{I-II}$) высотой 25–45 м, которые сохранились в пределах выступов фундамента платформы, незначительно – в Присаянском прогибе, распространены по долинам крупных рек Бирюса, Уда, Ия. В среднем мощность составляет от 11,2 до 25,0 м. Они представлены гравийно-галечными осадками на песчаном буровато-желтом заполнителе (9 м), перекрытыми пылевато-бурыми суглинками иногда бурыми, зеленовато-серыми глинами (16 м). Галечный материал не сортирован – преобладают сиениты, сиенит-порфиры, граниты, кислые эффузивы, кварц, кварциты.

В отложениях террасы в верховьях левого притока р. Бирюса (р. Ванькина) найдена лучевая и локтевая кости крупного бизона *Bisonpriscus Voj*, присутствие которых характерно для среднего неоплейстоцена. В СПС преобладает пыльца темнохвойных – ели, пихты, а также березы.

В бассейнах рек Уда, Ия, Илир отложения представлены галечно-песчано-глинистыми суглинистыми осадками. Галечный горизонт (0,8–1,5 м) приурочен к плотнику, залегает чаще всего на маломощных корах выветривания (1,5–2 м), перекрывается (снизу вверх) суглинками (2,5 м), песками серыми средне-мелкозернистыми (3 м). Общая мощность до 6–8 м.

Для СПС (определения С. А. Абрамовой) характерны *Pinus Diploxylon*, *Betula*, *Brialls*, *Polipodiaceae*, *Yraminae*, *Ramenculaceae*, *Umbelliferae*.

Среднее звено неоплейстоцена. К данному временному интервалу отнесены аллювий третьей–четвертой надпойменных

террас ($a^{3-4}Q_{II}$) высотой 25–32 м; аллювий четвертой надпойменной террасы (a^4Q_{II}) высотой 32 м; аллювий первой–четвертой террас ($a^{1-4}Q_{II-H}$) высотой 6–32 м. Распространены отложения в долинах рек Агул, Бирюса, Уда, Чукша, Ия и в прибортовой части по юго-западному ограничению Предсаянского прогиба. Характерно двучленное строение рыхлой толщи. В нижней части, как правило, русловые фации – галька, мелкие валуны, окатанность III–IV класса, со средне-мелкозернистым бурым, буровато-коричневым песчаным заполнителем (3,0–4,0 м). Галечный материал составляет до 80% объема, петросостав – кварц, кварцит, диабаз, песчаник кварцевый. Перекрывающаяся, верхняя толща – песчано-глинистая, песчано-илистая, существенно песчаная с мелкозернистыми серыми, желтовато-серыми песками (10 м). Суммарная мощность отложений третьей–четвертой террас 13–15 м, четвертой террасы – до 20 м, первой–четвертой – 8–10 м.

По предположениям А. А. Немирова [381], поверхности III, IV террас Уды, Чукши, Андочи перекрыты суглинками, песками, характерными для перигляциальной зоны максимального самаровского оледенения.

В отложениях IV террасы близ пос. Акульшетка найдены по рекам Ия, Андоча: *Equus* типа *mosbachesis*, *Elephas primigeium* (ранняя форма) *Rhinogorax Bos (Bison) priscus*, *Randifer tata ranchy*, *Cervus* sp., *Elephas trogonteria* (определения Л. Н. Иваньева) [411, 381].

Верхнее звено неоплейстоцена. Отложения представлены аллювием второй надпойменной террасы (a^2Q_{III}) высотой 12–15 м, распространенной повсеместно вдоль зоны Предсаянского прогиба, в долинах крупных рек и их притоках. Прослеживается довольно узкой полосой, чаще всего цокольная – в долинах рек Бирюса, Уда, аккумулятивная – по рекам Ия, Ока. Мощности отложений варьируют от 4–6 до 10–12 м. Строение аллювиальной толщи двучленное. В нижних горизонтах – галечники: галька, мелкие валуны кварца, кварцитов, песчаников, долеритов, окатанность III–IV класса, со средне-мелкозернистыми кварцевыми песками, гравием (до 2 м). Верхние горизонты – преимущественно разнозернистые пески, с примесью и линзами глин (7,5–8 м). Нередко поверхности террас перекрыты слоем (до 2–5 м) делювиальных красных, зеленовато-серых глин и суглинков. В ряде разрезов по рекам Ия и Уда аллювий II надпойменной террасы полностью сложен песками средне-мелкозернистыми [340].

В отложениях второй надпойменной террасы в долине р. Бирюса около с. Костомарово обнаружены кости *Bison priscus* и *Equus* sp. [340], в косо-слоистых серых разнозернистых гравелитистых песках и бурых глинах разреза в устье кл. Березовый (левый приток р. Бирюса) найден зуб мамонта (*Mammutus primigenius*) – определение А. А. Хамзиной (ИЗК и ФАН); в разрезе по р. Бирюса (выше устья р. Соленая) найдены кости шерстистого носорога, дикой лошади, ископаемого зубра, мамонта (*Elephas primigenius* Bl.) [372].

По находкам вышеприведенной ископаемой фауны отложения второй надпойменной террасы соответствуют каргинскому горизонту верхнего неоплейстоцена и сопоставляются с таковыми р. Ангара.

Среднее–верхнее звенья неоплейстоцена–голоцена нерасчлененные представлены аллювием первой–третьей террас ($a^{1-3}Q_{II-H}$) высотой 6–20 м, выделенных в долинах рек Ока, Зима, Уда на юге Иркутского амфитеатра в Предсаянском прогибе; в составе отложений – галечники, пески, супеси, суглинки, присутствуют линзы илов, торфа общей мощностью до 33 м. Возраст отложений устанавливается по находкам остатков млекопитающих моллюсков в осадках отдельно взятых террас (I, II, III) за пределами площади в бассейне р. Ангара.

Верхнее звено неоплейстоцена–голоцена нерасчлененные. Временной этап включает в себя различные генетические осадки: аллювий первой–второй надпойменных террас ($a^{1-2}Q_{III-H}$), сложенный галечниками, песками, супесями, линзами илов болотных, торфами – мощность до 17 м; аллювий первой надпойменной террасы (a^1Q_{III-H}) высотой 6–8 м; озерно-болотные (Ipl) и делювиально-солифлюкционные (dsQ_{III-H}) прибортовой части Предсаянского прогиба, пролювиально-делювиальные и коллювиальные. Последние не нашли отражения на карте в силу малых размеров распространения.

Аллювий первой террасы (a^1Q_{III-H}) распространен в долинах крупных рек и их притоков. Мощность осадков соответственно от 10–12 м (Бирюса, Уда, Топорок и др.) до 6 м (Чукша, Андоча, Мындадуй и др.). Отложения северо-восточной части площади представлены в нижней части неотсортированным галечно-песчано-гравийным материалом бурого цвета, в верхней части – глинами слабо запесоченными, зеленовато-серыми с пятнами охристо-желтого цвета. Мощность 4 м. В северо-западной и центральной частях (снизу вверх) – гравийно-галечные отложения на песчаном заполнителе (3,5–6 м), пески желтые мелкозернистые, линзующиеся (от 0,5 до 1,3 м), суглинки серые мягкопластичные (2–4 м).

В отложениях I террасы по р. Уда найдены нижний и верхний зубы ископаемой лошади (*Equus caballus* Z). В СПС преобладают пыльца березы, сосны обыкновенной и сибирского кедра [372]. Минералогическими анализами устанавливается однообразие минеральных ассоциаций, присутствуют главным образом устойчивые минералы (магнетит, ильменит, монацит, циркон, рутил, лимонит, лейкоксен, апатит).

Делювиально-солифлюкционные отложения (dsQ_{III-H}) распространены довольно широко в пределах платформы и прибортовой части Предсаянского прогиба на склонах от 10 до 30°. Солифлюксий представлен суглинками, супесями с мелким щебнем и неокатанными глыбами (15 м). Делювиальные образования северо-западной части площади сосредоточены в средних и нижних частях пологих склонов. Отложения имеют супесчаный и суглинистый состав с небольшой примесью дресвы, щебня (более 15 м). В северо-восточной части площади делювиальные осадки представлены супесями, суглинками мощностью 0,5–0,8 м на плоских водоразделах, крутых склонах и 8–15 м на пологих склонах. Наибольшие масштабы приобретают на легко поддающихся разрушению юрских и силурийских осадочных породах.

Пролувиально-делювиальные отложения (pdQ_{III-H}) представлены осадками конусов выноса при выходе речных долин в пределы

Предсаянского прогиба, а также притоков, мелких распадков, деллей со склонов. Сложены несортированным, слабоокатанным галечно-обломочно-песчано-глинистым материалом. Сливаясь воедино, разрозненные конусы выноса образуют предгорный шлейф. Мощность отложений до 40 м.

Озерные (IQ_{III-H}), озерно-болотные ($IplQ_{III-H}$) отложения широко развиты в долинах рек, реже на водоразделах. Они формируются в верховьях и низинных болотах, на широких поймах (2–4 км), зарастающих озерах и меандрах, подпрудных притоках. Особенно характерны для бассейнов рек в присклоновой части Предсаянского прогиба Уда, Икей, Ильминга, Тагна и др. по р. Ия, Ока в северо-восточной части площади. Верховые болота выполнены торфяно-сфагновыми отложениями мощностью 2–4 м, низинные – торфяно-илисто-сфагновыми. В районе д. Евдокимово на правом берегу, где пойма достигает 7 км ширины, развит обширный болотный массив ($S = 60-70 \text{ км}^2$), где мощность озерно-болотных отложений превышает 6–7 до 10 м. Аналогично, у д. Гадалей. К северной рамке болота в основном подпрудные, переходящие на водоразделы.

Озерные отложения (IQ_{III-H}) прослеживаются на пойменных террасах вдоль тылового шва. Развиваются, как останцовые, после крупных наводнений.

В пределах Насэртэнкол-Тарейской тектонической впадины (к северо-западу от р. Ия) и далее к северу, на пологих склонах рек Чукша, Тарей, Таргыза, Индикен развиты глинистые образования, залегающие как на коренных породах, так и на аллювии террас высокого уровня – «покровные суглинки» мощностью от 2–3 до 10 м. Представлены суглинками и коричневыми глинами, плотными с линзовидной слоистой текстурой. Отмечается присутствие в них мелкой гальки кварца, кремния, реже обломков местных пород. Мощность 6–7 м. Возможно, это уровень древнего озера, заполнявшего заболочивающиеся впадины.

ГОЛОЦЕН

Аллювиальные отложения (aQ_H) развиты широко и слагают низкую и высокую поймы крупных рек, а также днища всех водотоков. Пойменный и русловой аллювий представлены песчано-галечными, илистыми, песчано-глинистыми и песчаными осадками. Аллювий пойм имеет, как правило, двучленное строение. Базальный горизонт представлен красновато-коричневыми галечно-валунно-песчаными образованиями (1–3 м), верхний – песчаными, песчано-илистыми, песчано-глинистыми (6–7 м). В бассейнах рек Бирюса, Уда базальный горизонт достигает мощности 7–8 м. Отложения несортированы, размеры галечников 1–8 см, валунов 12–15 см, окатанность III–IV класса, заполнитель – голубовато-серые пески с примесью глины. Верхний горизонт – глина серовато-бурая, слюдястая, иловатая (2 м). Общая мощность осадков до 8 м.

Характерно, что состав галечно-валунного материала для всей площади в основном одинаковый – кварциты, кварц, кварцевые песчаники, эффузивы, граниты, при пересечении долиной трапповых массивов – долериты. Поверхности пойм (низкой и высокой) чаще всего заболочены, особенно в

присклоновой части, на участках отшнурованных меандр. Для последних характерны осадки старичных фаций – торф, илы, супесь мощностью до 2,5 м.

Широко распространены элювиальные и элювиально-делювиальные отложения. На песчаниках, аргиллитах силура развиты соответственно светло-серые и желтовато-серые пески и супеси, плотные, вязкие темно-вишневые, красно-бурые зеленые глины. Мощность их не превышает 2–3 м. На юрских песчаниках наблюдаются чистые кварцевые пески, мощность 3–5 м. Практически все виды юрских отложений на водоразделах перекрыты суглинками. В ряде случаев под суглинками выходы каолинистых кор выветривания (> 10 м). В горной части элювий крупноглыбовый и в зависимости от состава пород образует крупные, средние или мелкие обломки – глыбы, щебень, дресву. Часть подстилается суглинисто-супесчаным материалом с мелкой щебенкой.

Техногенные образования (tQ_H) распространены в пределах городов, авто- и железных дорог, на территориях промышленных предприятий, угольных разрезов, карьеров отработки строительных материалов.

Восточно-Саянский морфофациальный район

Район представляет собой сложнопостроенную горную часть листа, специфика кайнозойского литогенеза которой обусловлена новейшими тектоническими движениями и климатом. В пределах высокогорной части наиболее широко развиты отложения: ледниковые, флювиогляциальные, озерно-ледниковые среднего неоплейстоцена, верхнего неоплейстоцена и аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, озерные, делювиально-солифлюкционные нижнего плейстоцена–верхнего неоплейстоцена, верхнего неоплейстоцена–голоцена, голоцена.

Вулканогенные образования представлены базальтами временных интервалов миоцена, плиоцена, плейстоцена и голоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

К **нижнему неоплейстоцену** отнесены аллювиальные отложения четвертых – пятых террас ($a^{4-5}Q_I$) высотой 40–120 м. Фрагменты их закартированы в долинах рек Уда, Кара-Бурень [480], где они сохранились в неглубоких западинах цоколей террас. Представлены хорошоокатанной галькой (15–20%) размером до 10 см, мелкими (0,2 м) окатанными валунами (30–40%), супесью с примесью дресвы и щебня. Мощность отложений 10–40 м.

К **среднему звену неоплейстоцена** с определенной долей условности отнесены осадки Кахемского и Улугхемского оледенений, в пределах Окинского плато, в верховьях притоков рек Тисса, Ока, Хан, Кадыр-Ос, Хайлама, Бий-Хем, Хамдала, Азасс и др. Представлены они ледниковыми и флювиогляциальными отложениями (gQ_{II}). В составе ледниковых преобладают галька, валуны, щебень, супесь, суглинки, отсутствует сортированность, окатанность II–III класса. Флювиогляциальные

осадки представлены (снизу вверх) плотными зеленовато-серыми суглинками (2–5 м) светло-серыми, переслаивающимися с зеленовато-серыми суглинками, песками, содержащими обломки пород (4 м); валунно-галечными отложениями с песком (8 м); желтовато-серыми разнозернистыми песками с плохоокатанной галькой и прослоями суглинков (2 м).

На Окинском плато моренные отложения также размывы, сохранились лишь их корни. В целом мощность морены северо-восточного склона Восточного Саяна – до 30–70 м. Практически по всей территории юго-западного склона Восточного Саяна отмечены эрратические валуны, являющиеся экзотами для тех или иных территорий [428, 50]. Состоят они только из устойчивых пород – гнейсов, габбро, мелкозернистых гранитоидов. Валуны достигают 1–1,5 м и даже 2–4 м в диаметре. Форма их всегда округлая, хотя следов ледниковой обработки не наблюдается. На меридиональном отрезке р. Харал (левый приток р. Бол. Енисей) в выработках также встречены валуны диаметром до 1 м. Расположены они на 30–40 м выше поверхности террасы, отложения которой включают остатки фауны верхнего палеолитического комплекса. На юго-восточном склоне Серлигхемской котловины (на юге от южной рамки листа), на 100 м выше поверхности озерной террасы и в 11 км западнее ареала Азасского ледника, были обнаружены базальтовые галька и валуны, несомненно принесенные из восточных частей Тоджинской котловины.

Флювиогляциальные отложения среднеплейстоценового оледенения отмечены на самых нижних участках рек Хамсара, Чаваш и на правом берегу р. Бол. Енисей в 4,5 км выше устья р. Хамсара (за пределами площади). Высокие террасы полностью слагаются валунно-галечниковым материалом, крупность которого возрастает вверх по разрезу. Продольный уклон террас явно более крутой, чем современного русла. Террасы примыкают к внешней зоне распространения эрратических валунов [50].

В северо-западной части площади среднеплейстоценовые осадки представлены валунно-галечно-песчаным, реже глинистым материалом, залегающим на эрозионных террасах высотой 60–100 м. В низовьях рек Казыр, Киж-Хем, Ак-Суг, а также в верховьях рек Биче-Казыр-Ос, Хамсара, Азас, Соруг по СПС отложения определены как среднеплейстоценовые [50]. С поверхности отложения перекрываются излияниями долинных базальтов, на которые в свою очередь налегает морена Азасского ледника позднеплейстоценового возраста [449]. На Окинском плато отложения среднего неоплейстоцена налегают на неогеновые базальты и частично перекрываются моренами более молодых оледенений.

Среднее–верхнее звено неоплейстоцена нерасчлененные–голоцен. В их составе присутствуют ледниковые, флювиогляциальные, озерно-аллювиальные и аллювиальные образования высоких террас III–V северо-восточного склона Саян и I–III – юго-западного – Тоджинская котловина.

Аллювиальные отложения террас четко стратифицируемые: нижняя часть валунно-галечная, верхняя галечно-песчаная. **В ы с о к и е т е р р а с ы** ($a^{1-3}Q_{II-H}$) отмечены по рекам Бирюса, Уда, Ия, Ока, Урик, зафиксированы в виде малопротяженных узких полос, мощность отложений до 40 м.

Третья надпойменная терраса (a^3Q_{II-III}) (высота 20–40 м) также характерна только для крупных долин. Мощность отложений до 20 м. В нижней части толщи – валунно-галечный материал, вверх сменяется серыми перемытыми речными песками. Размер валунов нередко достигает 0,5–0,7 м в диаметре. Степень окатанности галек и валунов от I до III класса. По мере удаления от центров оледенения состав материала, его сортированность изменяются, появляются линзы мелкозернистых песков, песчано-гравийные и глинистые фракции.

Палинологическим анализом были опробованы 23 м разреза. Отчетливо прослежено изменение климата и растительности снизу вверх: от единичных спор и пыльцы внизу (0,5 м), что свидетельствует о ее малом накоплении в холодное время, до значительного увеличения содержания пыльцы древесно-кустарниковых на глубине 16,6 м, в основном сосны и березы (потепление).

Озерные и аллювиально-озерные отложения (laQ_{III-n}) средне-позднеплейстоценового времени отмечены в краевой части Кахемского ледника, где были вскрыты по Большому Енисею ниже устья левого притока О-Хем. Они представлены толщей тонкопереслаивающихся алевритов, песков, глин. К верху разреза наблюдается укрупнение состава – гравий, пески, галька, валуны. Мощность свыше 10–20 м.

Верхнее звено неоплейстоцена. Отложения верхнего звена представлены ледниковыми, флювиогляциальными осадками Азасского и Башхемского оледенений, имеющих максимальное распространение в Тоджинской котловине, вдоль осевой части Большого Саяна его юго-западного и северо-восточного склонов.

Ледниковые отложения (gQ_{III}) представлены каровыми, боковыми, основными, конечными моренами в вершинах каров, вдоль троговых долин и в конечно-моренных валах. Морена, как правило, состоит из грубообломочно-валунной неслоистой толщи с песчано-илисто-глинистым заполнителем и щебнем. Мощности осадков колеблются от 10–30 м – в боковых моренах до 70–100 м – в конечных. Мощность ледниковых отложений более 100 м характерна для депрессивных форм рельефа (Улзытинская впадина) минимальные мощности (4–5 м) приурочены к водораздельным участкам и склонам [438]. Состав отложений конечно-моренного вала в различных частях района неодинаков. Преобладают бурые, желто-бурые, красноватые глинистые супеси и пески с галькой, валунами и глыбами, объем которых достигает 3–4 м³. «Моренный мелкозем» представлен главным образом песчаными фракциями (55–60%), алевритами (24–27%), глиной (15–17%).

Флювиогляциальные отложения отмечены повсеместно, являются аккумулятивными; они развиты обычно в контакте с конечно-моренным валом, формируют террасы в трогах северо-восточного склона и задровые поля на участках резких расширений долин. Так, в районе оз. Олон-Нур (лист N-47-XXXV) флювиогляциальные отложения залегают среди морен на абсолютных высотах 2000–2100 м. Камы высотой не более 20–30 м сложены песчано-гравийным материалом с примесью слабоокатанной

гальки и прослоями песчано-алевритистых горизонтов мощностью до 5 м. Отдельные камовые холмы отмечаются в реках Сорок, Адарэй, Ботогол, Улзыг и др. Они представляют собой конусовидные образования эллипсоидной формы. Высота холмов 10–15 м, длина до 50 м. Сложены они в основном песком и алевритами с примесью гравийного материала. Мощность отложений 20–30 м. В Тоджинской котловине флювиогляциальные отложения имеют масштабное развитие в виде террас высотой от 10 до 20 м и зандровых полей. В их разрезе ведущую роль играют галечники и валунники, заполнителем служат плохосортированные глинистые пески. С поверхности флювиогляциальные толщи, почти повсеместно, встречаются слоями лессовидных суглинков, состоящих из серо-желтого высокопористого карбонатного алеврита. Мощность чехла 1,7–1,8 до 2–3 м.

Возраст отложений определяется по данным СПС и находкам остатков шерстистого носорога и мамонта (*Rinoceras tichorius*, *Elephas primigenius*) [50, 438, 437]. В долинах рек Бирюса, Уда найдены обломки большой берцовой кости дикой лошади, обломки бивня мамонта [456].

Следует отметить, что в целом, особенно в Тоджинской котловине, где ледники во все периоды достигали максимальных размеров, характерны озерные, озерно-аллювиальные, озерно-ледниковые отложения. Представлены они преимущественно ленточными глинами с галькой и щебнем. Судя по характеру СПС возраст их может датироваться от среднего до поздненеоплейстоцен-голоценового времени [423, 191].

Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен нерасчлененные. Представлено аллювием первой–второй надпойменных террас ($a^{1-2}Q_{III-H}$), озерными, озерно-болотными, озерно-аллювиальными, делювиально-солифлюкционными, пролювиально-делювиальными отложениями.

В аллювиальных отложениях найдены кости *Bison priscus* В о j, зубы и кости мамонта (определение В. А. Вангенгейм). В СПС установлена пыльца древесных пород, споры и пыльца травянистых растений [444]. Фаунистические и растительные остатки указывают на поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст формирования террас, начавшегося в верхнем плейстоцене и закончившегося в верхах верхнего звена неоплейстоцена–голоцена (по Средне-Сибирской шкале каргинское межледниковье, начало сартанского оледенения).

По СПС террас р. Урик (выше 1,5 км устья р. Халартой) сверху вниз наблюдается изменение соотношений пыльцы от холодных спектров, представленных травяно-кустарниковыми растениями (63%), до появления (интервал 0,7–0,8 м) пыльцы широколиственных – *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp. Впрочем, можно предполагать, что эта пыльца переотложена из более древних уровней террас [423]. Радиологический возраст первой террасы р. Ока и др. составляет 15100 ± 3900 лет. При больших наводнениях на поверхностях террас появляются валунные, крупновалунные скопления в виде прирусловых валов. В среднем мощность толщи первой террасы 5–8 м, в случае, если терраса цокольная – 3,5–4 м. По р. Агул (руч. Рваный) на первой террасе найдены кости *Elephas primigenius*, *Bison priscus* В о j, по-видимому переотложенные с размываемой II или III надпойменных террас [442].

Озерные отложения, озерно-болотные, озерно-аллювиальные наиболее представительны в Тоджинской котловине, в Окинской котловине, в верховьях речных долин, где отмечены каровые озера.

Озерные отложения (IQ_{III-H}) широко развиты в древнеледниковой области и генетически связаны с деятельностью ледниковых вод, с влиянием мертвого льда, подпрудами и неотектоникой. В их разрезе наблюдаются преимущественно суглинки серые, тонкие, иногда переходящие в серовато-синюю ленточную глину с редкими маломощными прослоями тонкозернистого буровато-серого песка и мелкой галькой. Видимая мощность отложений 25 м. В современном рельефе они сохранились в виде небольших участков террас (озера Кадыш, Моюн и др.).

Озерно-аллювиальные (IaQ_{III-H}), озерно-болотные ($IplQ_{III-H}$) отложения наиболее широко распространены в Тоджинской котловине в полях развития отступающего ледника. Озерно-аллювиальные отложения отмечаются чередованием горизонтов галечно-гравийных с песчано-глинисто-илистыми, что связано с явлениями подпруживания, прорыва и нового стока. Характерно для задровых полей по р. Бий-Хем ниже устья левого притока О-Хем, по рекам Хамсара, Соруг, Жом-Болок, Тисса. Озерные отложения рек Урик, Онот, Нарин характеризуются значительной мощностью и однородным составом. Представлены серыми, светло-серыми алевритами с редкими прослоями песков с дресвой сланцев и гнейсов, отмечается переслаивание алевролитов серого и черного цвета. В основании пачки в алевритах содержится примесь мелкозернистого песка (до 10–15%). Мощность отложений 22 м. По СПС растительность была представлена сосново-еловыми лесами с участием березы, тсуги, ногоплодника, эфедры, широколиственных лесов. Открытые пространства сохранились и были заняты осоково-полынными ассоциациями [437].

Озерно-болотные осадки ($IplQ_{III-H}$), как правило, формировались в подпрудных, отмирающих озерах Тоджинской котловины, в озеровидных расширениях рек Тисса, Урик и др. В разрезе террасы по правобережью р. Тисса (сверху вниз): почвенно-растительный слой – 0,3 м; ниже по разрезу чередуются (сверху вниз): заиленные светло-коричневые супеси, песок мелко-тонкозернистый, черная глина, суглинок, заиленные мелко-тонкозернистые пески, иссиня-черные илы, супесь желтовато-коричневая, песок крупнозернистый с примесью гравия (15%), гальки (3–5%). Нижний горизонт – гравийно-галечно-песчано-валунный, вниз по разрезу переходит в валунно-галечный хорошей окатанности (III кл.). Галька округлая, измененная. Общая мощность отложений до 10 м. Поверхности, как правило, заболочены. В разрезе озерно-болотных отложений левого борта Бий-Хема отмечены три почвенных горизонта. Верхний горизонт – торфяники, два нижних – погребенные почвы с остатками древесины.

Делювиально-солифлюкционные отложения (dsQ_{III-H}) имеют довольно широкое распространение на пологих склонах в верхней части водоразделов, на выположенных верховьях распадков, склонах северной экспозиции. Отложения представлены щебнисто-суглинистыми образованиями с песком и глыбами. Мощность отложений 1,5–10 м.

Поверхность сползающей массы осложнена мелкоструйчатым рисунком течения. Мощность 1,5–10 м.

Проллювиально-делювиальные отложения (pdQ_{III-H}) распространены в среднем течении р. Даялык, в долинах рек Урик, Сорок, Хойто-Улзыта, в участках расширения р. Тисса, долинах рек Бирюса, Уда, верховьях р. Хамсара, Бий-Хем, Соруг, по границам разноамплитудных блоков. Они образуют широкие предгорные шлейфы с относительными отметками над поймами рек 100–150 м. Сложены суглинисто-песчаным материалом с примесью щебня, дресвы, глыб. Мощность 40 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения представлены аллювием русел, низкой и высокой пойм, покровными элювиальными, элювиально-делювиальными, проллювиальными, проллювиально-коллювиальными, коллювиальными отложениями склонов и верховьев долин, долинными базальтами рек Жомболок, Бий-Хем, Бол. Енисей. Покровные отложения с карты «сняты».

Аллювий русел и пойм (aQ_H) развит в долинах основных крупных рек. В крупных водотоках отмечены два уровня: пойма – низкая и высокая, высота которых колеблется (~5 м). Представлены валунно-галечниковыми неяснослоистыми отложениями (реки Хамсара, Соруг, Тисса, Бий-Хем и др.). В мелких водотоках обычно отмечен один уровень поймы с галечно-валунно-песчаным составом, отложения несортированные.

На северо-восточном склоне (реки Агул, Ахтармей и др.) поймы двух уровней. Сложены галечно-гравийно-песчано-глинистыми перемежающимися горизонтами, перекрытыми покровными суглинками со щебнем и глыбами местных пород, мощностью 0,7 м. Общая мощность пойменных отложений 2,9–7,2 м. Поверхности пойм большей частью заболочены. Реки, дренирующие алевролиты, мергели, аргиллиты, известняки, содержат в руслах илы, глины, суглинки, песок, редкие обломки гальки. Для рек высокогорной части в руслах характерны валунно-галечные, нередко с примесью плоскоокатанного грубообломочного материала, отложения с грубозернистым песком, линзами илов, супесей. Мощности от 1,5–2 до 3–4 м.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Кайнозойский базальтовый вулканизм широко проявлен на площади листа N-47 и представлен двумя ареалами – Тункинским (северной его частью) и Тувинским (Восточно-Тувинским). В целом территория проявления кайнозойского вулканизма определяется областью рекуррентного Восточно-Саянского сводово-глыбового поднятия. Находящийся к востоку от Большого Саянского хребта Тункинский ареал представлен вулканитами неогенового возраста. Тувинский ареал – преимущественно четвертичными базальтами, сформировавшими Восточно-Тувинское вулканическое поле площадью до 2000 км². По результатам последних детальных радиологических исследований, ранее установленный западный пространственно-

временной тренд развития и максимумов проявления вулканизма осложняется серией циклов и импульсов, имеющих собственную, тектонически обусловленную, пространственную миграцию активности. Основная часть вулканических извержений сосредоточена в пределах контура и пограничных зон Тувино-Монгольского рифейского массива [131, 136]. Тувинский ареал пространственно размещается на северо-западном фланге массива, в зоне сочленения массива и обрамляющих его каледонид. К восточной, приплатформенной, границе массива приурочивается Урикское поле миоценовых базальтов Тункинского ареала. На территории листа, согласно радиоизотопным определениям возраста, выделяется 12 основных временных этапов базальтового вулканизма.

Раннемиоценовые вулканиды (βN_1^1) образуют на территории листа два дискретных вулканических поля: Кадырос-Кижихемское и Ия-Удинское, картируемых в запад-северо-западной фланговой зоне Тувино-Монгольского массива. Ия-Удинское поле расположено в кратонной области – в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы. Кадырос-Кижихемское поле приурочивается к Хамсаринской и, частично, Кизирской зоне каледонид в полосе разделяющего их Кандатского разлома. Предполагается [131], что выделяемые базальтовые поля объединяются в единую дугообразную полосу северо-восточного простирания с Уюк-Улуг-О-Кундусской группой вулканических полей, расположенной на территории Тувы за рамками листа. По тефритам Улуг-О-Кундуса определены наиболее древние датировки вулканических извержений (28–23 млн лет [173]). В составе вулканидов Кадырос-Кижихемского и Ия-Удинского полей преобладают умереннощелочные и щелочные оливиновые базальты. Радиологическим датированием охарактеризованы только базаниты Ия-Удинского поля – $20,3 \pm 0,9$ млн лет [132]. Объединяет вулканические поля «вершинное» положение останцов лавового плато.

Сорокская свита (βN_1^{1-2sr}) выделена, как и ниже описываемые подразделения Тункинского ареала, С. В. Расказовым [132]. Широко распространена в северной и восточных частях Тувино-Монгольского массива и знаменует собой ранний и наиболее масштабный этап вулканических извержений в Окинском районе в диапазоне возрастных датировок 23,7–15,3 млн лет. Базальты свиты слагают вершинные останцы единого обширного по площади (более 1000 км^2) покрова на водоразделе рек Тисса и Сенца – в вершинном поясе осевой части хребта Большой Саян в Шутхулайской части массива. Отметки подошвы фиксируются от 2400–2100 м – в вершинном поясе, опускаясь к востоку – в бассейн среднего течения р. Тисса – до 1500–1430 м. Здесь же, в наиболее сохранившейся части покрова, отмечаются максимальные мощности лавовой толщи до 400–500 м. В составе толщи картируется перемежаемость пакетов оливинтолеитовых базальтов и прослоев гавайитов. В верхних частях отмечаются лейкобазальты, часто пористые. На правом берегу р. Ока в окрестностях д. Сорок вершинный базальтовый останец (стратотип сорокской свиты) мощностью до 120 м находится на отметке 1540 м. Калий-аргоновый возраст – $19,4 \pm 1,5$ млн лет [136]. Южнее, в приустьевой части р. Боксон, для магмовыводящего канала толеитовых лав определен $Ar-Ar$ возраст –

17,81±0,2 млн лет [136]. В восточной части Окинского района базальты сорокской свиты формируют Урикское вулканическое поле. Возраст лав по профилю – 17–15 млн лет [202].

Улуг-Аргинская вулканогенная толща (βN_1^{2ua}) является, по существу, временным аналогом сорокской свиты в Тувинском вулканическом ареале, отличаясь от нее петрохимическими особенностями. Слагает вершинный останец массивных оливин-толеитовых лав мощностью до 200 м на отметках 1800–2000 м хр. Улуг-Арга, резко, по широтному ограничению, выступающему над южной частью Тоджинской котловины. Последние К-Аг датировки пород – в интервале 17,7–16,2 млн лет [131]. Толща представляет начальный импульс вулканизма в зоне каледонид, прирывающих к западному внешнему флангу Тувино-Монгольского массива (Окинской СФЗ).

Среднемиоценовые вулканиды (βN_1^2) выделяются авторами в Окинском районе по выраженной временной и пространственной плотности калий-аргоновых и аргон-аргоновых датирований на правобережье р. Ока, в бассейнах Дибь, Балакты, Забита. Время излияния лавовых потоков по результатам датирования по разрезу укладывается в короткий интервал 11,94–10,55 млн лет [136]. Подошва лавовых накоплений располагается здесь на отметках от 2000 до 1700 м – в русле Дибь. Мощность до 270 м. Разрез в правом борту р. Забит начинается потоком базанитовых гавайитов и представлен перемежающимися пакетами оливиновых толеитов и гавайитов. Эти вулканиды формируют Дибь-Забитское плоскогорье, субмеридионально протягиваясь по правобережью Оки, вдоль долины Дибь до устья р. Тисса и бассейна р. Орлик. Здесь, на правобережье Оки, базальтовый поток с Аг-Аг датировкой 11,98±0,21 млн лет приурочивается к древней эрозионной долине с отметками 1360 м. В пределах Верхнеокинской впадины (Южноокинское вулканическое поле) в интервале времени 12–10 млн лет была сформирована нижняя часть лавовых накоплений, покрывающих площадь более 600 км².

Хирписинская свита (βN_1^3hr). Стратотип позднемиоценовых вулканидов располагается в правом борту долины р. Тиссы вблизи оз. Шутхулай-Нур – гора Дозорой-Урда-Хирписа. Лавы покоятся на цоколе фундамента с отметкой 2150 м. В нижней части разреза отмечаются мало мощные прослои позднемиоценовых осадков и пирокластического(?) материала. Состав лав в основном гавайитовый, отмечаются прослои лейкобазальтов. Разрез венчается потоком оливиновых толеитов. Общая мощность разреза до 290–300 м. К-Аг датировка – 7,9±0,7 млн лет [136, 134]. Основная масса базальтовых покровов свиты приурочена к Южноокинскому вулканическому полю. В бассейне рек Забит–Дибь–Боксон–Хоре в разрезах вулканогенной толщи по К-Аг датированию и составу спор из подбазальтовых и межбазальтовых отложений выделены позднемиоценовые пакеты лав с возрастом 6,9–5,4 млн лет, образующие значительные по площади покровы, мощностью до 350 м, формирующие среднюю часть лавовых накоплений, выполняющих Верхнеокинскую впадину. В лавовых пакетах, сложенных преимущественно оливиновыми умереннощелочными базальтами, насчитывается до 38 потоков, мощностью от 2 до 18 м. Отмечаются

маломощные (до 1 м) подбазальтовые грубообломочные отложения и межбазальтовые алевриты. Общая мощность покрова до 270 м [438].

Хирбэсинская свита (βN_2hb) представляет плиоценовый и завершающий этап вулканических извержений в Тункинском ареале и в Окинском районе – в частности. Картируемые проявления этого этапа с датировками 3,4–1,9 млн лет [136] в основном сосредоточены в пределах Южноокинского вулканического поля. В составе преобладают лейкобазальты, гавайиты, отмечаются базаниты с мантийными включениями. Лавовая толща заполняет эрозионные врезы в лавах хирписинской свиты. В валунных подбазальтовых галечниках в большом количестве представлены базальты хирписинской свиты. Видимая мощность лавовых плиоценовых накоплений – до 350 м. При изучении точечных фрагментов «долинных» базальтов на террасах р. Ока (скалы Хирбэс) и подушечных лав долины р. Табин-Зурта по радиологическому датированию и палеогеоморфологическому анализу выявлено два эпизода вулканической деятельности в плиоцене: нижний – в интервале 5,15–4,75 млн лет и верхний – 2,9–1,9 млн лет. После излияния гавайитов и оливиновых базальтов скал Хирбэс предполагается эрозионное углубление речных долин, заполнение их обломочным материалом. Подушечные гавайитовые лавы и гиалокластиты с возрастом 2,9–2,8 млн лет перекрывают обломочный материал [136]. Такой характер вулканических продуктов может свидетельствовать как об излиянии базальтов в водный бассейн [438], так и о значительном похолодании в вершинной части Восточного Саяна в верхнем плиоцене. Смена климатической обстановки в регионе зафиксирована в интервале 2,82–2,48 млн лет при анализе осадочной толщи оз. Байкал. Базанитовые лавовые извержения в бассейне р. Забит с датировками 2,15–1,9 млн лет [136] были последними в Верхнеокинской впадине. Полученный спектр датировок свидетельствует о длительном накоплении лав в пределах Окинского нагорья на протяжении ~ 18 млн лет с раннего миоцена до позднего плиоцена. Временной и пространственный тренд вулканической деятельности в среднем миоцене сместился в придолинную область рек Ока–Дибь, в позднем миоцене и плиоцене имел выраженный южный вектор с локализацией вулканизма в Верхнеокинской впадине и образованием Южноокинского вулканического поля. Заключительный этап базанитовых извержений здесь совпадает с началом продуктивного этапа вулканизма в Восточно-Тувинском районе и перемещением центра вулканической активности на запад, в шовную зону Тувино-Монгольского рифейского массива и каледонид.

Шивит-тайгинская вулканогенная толща (βN_2^3st) как подразделение с привязкой к данному временному этапу занесена в легенду АЕС-1000. Распространена в пределах Тувинского ареала, где позднеплиоценовые вулканические толщи формируют нижнюю часть Восточно-Тувинского лавового плато. Представлена преимущественно массивными афировыми толеитовыми базальтами, оливиновыми толеитами. Картируется в бассейне р. Азас, в приустьевой части р. Хаактыг-Хем, где видимая мощность лавовой толщи составляет 30 м [290] – в северной, приазасской, зоне вулканического поля, а также в бассейне р. Мондаш-Хем и вдоль правого борта рек Бий-Хем и Шивит – в юго-восточном секторе поля, выполняя наиболее

ранние депрессии и впадины постмиоценового Азасского грабена [200]. В разрезах юго-восточного сектора через подножие вулкана Саган [131] оливин-толеитовый лавовый пакет с К-Аг датировкой $1,87 \pm 0,11$ млн лет, мощность до 180–200 м залегает на цокольной террасе долины р. Бий-Хем на высотных отметках 1700–1540 м и перекрывается пакетом гавайитовых лав, в т. ч. через прослой и линзы гиалокластитов. Северо-восточнее, в выходах нижней лавовой толщи в приустьевой части р. Шибит К-Аг возраст базальтов составляет $2,07 \pm 0,15$ и $2,14 \pm 0,20$ млн лет [200]. В отличие от четвертичных, позднеплиоценовые базальты имеют выраженную обратную полярность намагниченности, преимущественно нормальный по щелочности и кремнезему состав и отражают последний доледниковый этап вулканических проявлений в Восточном Саяне. Следует отметить, что в легенде АЕС-1000 в шивит-тайгинскую толщу объединена вся совокупность лавовых накоплений Восточно-Тувинского лавового плато, общей мощностью до 500 м, включая и ниже описываемые эоплейстоценовые вулканиды. Последние отделены от неогеновых импульсом тектонической активизации, выразившемся в значительном расчленении неогеновых базальтов и совпадающем с резким изменением климатических условий.

Эоплейстоценовые вулканиды (βQ_E) представляют этап обширных по площади базальтовых излияний, в процессе которых было окончательно сформировано лавовое плато в пределах Азасского грабена, площадью до 2000 км². В составе раннечетвертичных вулканидов доминируют, в отличие от неогеновых, гавайиты, умереннощелочные оливиновые базальты, базанитоидные гавайиты. Они слагают верхнюю часть Восточно-Тувинского лавового плато, перекрывая почти полностью неровности резко расчлененного рельефа и вулканиды нижней толщи. Мощность лавовых накоплений крайне не выдержана, достигая 200–230 м в долине р. Азас, близ устья р. Хаактыг-Хем и на правом берегу р. Бий-Хем, 320–350 м – на правом берегу р. Мон-Даш-Хем – в центральной части вулканического поля. Структурно лавовая толща представлена пакетами многочисленных потоков мощностью от 4,5 до 12 м. Преобладающее направление потоков северо-западное, отражающее общий наклон плато на северо-запад под углами 1–2° с уменьшением отметок подошвы от 2000–2100 м – в восточной части до 1250 м – в долине р. Азас [290]. Среди лав картируются редкие тела агломератовых туфов [208] или, наиболее вероятно, гиалокластитов, протяженностью до 1,5 км, мощностью до 30 м. В составе верхней части лавовой толщи между вулканами Дерби-Тайга и Шивит-Тайга в истоках р. Шибит зафиксированы [200] относительно мощные (до 15 м) покровы массивных, хорошо раскристаллизованных оливиновых долеритов в ассоциации с маломощными потоками оливиновых базальтов и гавайитов. Мощность покровов составляет 120 м. К-Аг возраст, определенный по гавайитам, $1,21 \pm 0,08$ млн лет. Эоплейстоценовые базальты слагают также пьедесталы и нижние лавовые пакеты вулканов Чараш-Даг и Соруг-Чушку-Узу в восточной части поля (К-Аг = $1,42 \pm 0,11$ млн лет [131]). В басс. р. Азас в разрезе правого борта долины последняя К-Аг-датировка – $1,36 \pm 0,15$ млн лет по образцу базальтов из основания порфириновых лав [131] подтверждает широкий ареал раннечетвертичных базальтовых излияний: от заполнения

палеодолин рек Бий-Хема, Одурума, Сарикты, Тиссы (1,73–1,65 млн лет [200]) до формирования перевального плато Сариктын-Дабан между истоками рек Бий-Хем, Тисса, Билин-Бажен ($1,1 \pm 0,05$ млн лет [131]). Здесь лавы юго-восточной части Восточно-Тувинского вулканического поля Тувинского ареала пространственно сближаются с лавами северо-западной части Окинского района (Тункинский ареал). Важной особенностью вулканогенных толщ раннезоплейстоценового возраста является присутствие гиалокластитов в нижних частях разреза, маркирующих первое в этом районе карабалыкское горно-долинное оледенение [23].

Нижнезоплейстоценовые вулканы (βQ_1). С началом неоплейстоценового этапа увязывается формирование в Тувинском ареале вулканических построек центрального типа. В пределах Восточно-Тувинского вулканического поля – крупнейшей вулканической постройки – вулкана Дерби-Тайга, или Старого вулкана, возвышающегося как горный массив над лавовым плато на 600–700 м. Вулкан сильно разрушен и глубоко расчленен последующими ледниковыми процессами. Основной объем вулкана слагает вулканокластический комплекс мощностью более 550 м. В его составе, по данным В. В. Ярмолюка [200] – преимущественно гиалокластиты, шаровые лавы, лавобрекчии, лахары, продукты перемыва вулканического материала с фрагментами лавовых потоков и отдельных лавовых тел с неотчетливыми контактовыми границами, маркирующих, вероятно, выводящие каналы лавовых излияний. Наиболее вероятно, что накопление мощной вулканокластической толщи происходило в подледных условиях Дербинского покровного оледенения с мощностью ледникового чехла более 700 м. Время финальных излияний лав, определенное по дайкам гавайит-базанитового состава (K-Ar), составляет $0,76 \pm 0,05$ и $0,725 \pm 0,05$ млн лет [200]. Приведенная С. В. Рассказовым [131] K-Ar датировка ($1,05 \pm 0,11$ млн лет) позволяет автору считать заложение вулкана в конце эоплейстоцена с завершением его формирования в нижнем неоплейстоцене. Кроме того, он не отрицает, как В. В. Ярмолюк, присутствия в составе пирокластического материала и, тем не менее, однозначно признает сходство вулкана Дерби-Тайга с подледными вулканами Исландии. Калий-аргоновые датировки в интервале 0,85–0,72 млн лет приводятся также С. В. Рассказовым для лавовых потоков долинных базальтов р. Бий-Хем ($0,72 \pm 0,07$ млн лет), бассейна р. Хамсара ($0,85 \pm 0,11$ млн лет), пьедестала вулкана Плоский ($0,82 \pm 0,10$ млн лет). Следующий импульс вулканической активности в нижнем неоплейстоцене проявился в интервале времени (K-Ar) 600–565 млн лет [131] формированием по восточному флангу Восточно-Тувинского поля (в восточном обрамлении вулкана Дерби-Тайга, в юго-восточном подножии вулканического массива Шибит-Тайга в урочище Кадыр-Суг) щитовых вулканов, сложенных лавами базанитового состава. Мощности лавовых пакетов 60–70 м. В составе нижних лавовых потоков отмечаются гиалокластиты и закаленные стекловатые лавы, маркирующие незначительное по масштабу кадырсугское оледенение. Покровные лавы щитовых вулканов изливались уже в межледниковых условиях и представлены мелкозернистыми, хорошо раскристаллизованными

разновидностями базанитов с многочисленными ксенолитами мантийных пироксенитов и лерцолитов.

Средне-неоплейстоценовые вулканы (βQ_{II}). Средне-неоплейстоценовый этап знаменателен проявлением аномальной продуктивности и разнообразием вулканической деятельности по всему Тувинскому ареалу. В его пределах и в рамках, прежде всего, Восточно-Тувинского вулканического поля за этот временной период фиксируется несколько энергетически емких импульсов вулканизма с формированием целой серии вулканических построек центрального типа по восточному флангу поля, а также с заполнением лавовыми потоками палеодолин бассейнов рек Бий-Хем–Ка-Хем, Бий-Хем–Хамсара и межгорных впадин. Характер, формы проявления вулканизма и его продуктов во многом определяются и увязываются с масштабными, преимущественно покровными на территории Восточной Тувы, среднечетвертичными оледенениями – улугхемским, кахемским и ондумским оледенением, фиксируемым в регионе на рубеже нижнего и среднего неоплейстоцена [23]. Причем, формирование вулканов центрального типа приурочивается к завершению фаз оледенения. Наиболее крупные вулканы фиксируют, вероятно, наиболее крупные ледяные. В строении разновозрастных и разных по размерам вулканов много общего со строением вулкана Дербит-Тайга – эталоном подледных извержений в Восточной Туве. В основании средне-неоплейстоценовых вулканов – также мощная (до 200–400 и до 500 м) вулканокластическая толща, представленная гиалокластитами, лавокластитами, лахарами, агломератовыми и пепловыми туфами. Лавовые покровы, «бронирующие» плоскокупольные вершинные поверхности и излившиеся сразу после дегляциации ледника, характеризуются значительно меньшими мощностями (50–80, реже до 200 м). Мощность лавового чехла щитовых вулканов не превышает 100 м. Площадь до 20 км². Долинные лавовые потоки, проявленные в разных временных циклах, отличает монотонный гавайитовый состав, представленный оливиновыми и оливин-пироксеновыми их разновидностями. Отмечается общность строения береговых уступов, образованных долинными лавами. В нижней части картируется столбчатая отдельность массивных, хорошо раскристаллизованных базальтов. В верхних частях потоков обычно проявлены зоны сильнопористых лав. В целом, лавовые долинские потоки не имеют признаков закалки, что свидетельствует об их излиянии в межледниковые паузы. Картирование в основании отдельных фрагментов долинных потоков маломощных (до 1,2 м) бурых лавобрекчий и гиалокластитов (Буламбукский останец [267]) может быть обусловлено наличием подпрудных постледниковых озер.

В привязке к данным К-Аг датирования в период ондумского, самого масштабного на востоке Тувы оледенения [23], в интервале времени 450–350 млн лет произошло заложение наиболее крупной по площади вулканической постройки – вулкана Шивит-Тайга на северо-восточном фланге и вулкана Саган – самого южного вулкана центрального типа на доколе лавового плато в пределах Восточно-Тувинского вулканического поля. В результате на рубеже и в начальную фазу вулканической активности в среднем неоплейстоцене возник вулканокластический пьедестал

гигантской, двояной, судя по равной гипсометрии его подошвы, с вулканом Соруг-Чушку-Узу, постройки вулкана Шивит-Тайга и гиалокластитовый конус вулкана Саган. Сразу после дегляциации ледника, в привязке к датировкам [131], произошло излияние гавайитовых лав вулкана Шивит с образованием лавового плато Сой-Тайга. Плато с мощностью лав 50–80 м сформировано к северу от вершины вулкана на отметках 2400–2450 м с погружением подошвы, как и подошвы вулканокластического основания, на северо-запад. Предполагается одновременное формирование гавайитового лавового пакета вулкана Соруг-Чушку-Узу [200], определяющего, частично, его «столовую» морфологию.

К нижней части среднего неоплейстоцена, в интервале времени 350–290 тыс. лет, совпадающем с первым межледниковым его этапом, приурочивается образование небольших щитовых щелочных вулканов Юрдава и Саган, базанитовые лавы последнего облекают его гиалокластитовый конус. В составе лав преобладают пористые оливиновые базаниты. В магмовыводящей зоне вулкана Юрдава, образовавшемся на южном фланге вулканической постройки Шивит-Тайга (истоки р. Шивит), картируется экструзивный купол (шток) тефритов, значительно насыщенный ксенолитами пироксенитов, верлитов и мегакристами пироксена и санидина. В этот же межледниковый этап среднего неоплейстоцена, достаточно длительный по времени 350–250 тыс. лет, при снятии гляциостатической нагрузки, усилившем рост сводового поднятия, произошло значительное эрозионное углубление палеодолин бассейнов рек Бий-Хем–Ка-Хем (включая реки Кыштыг, Айлыг, Серлиг-Хем, Харал) с заполнением их базальтовыми лавами с К-Аг возрастом $280-260 \pm 40$ тыс. лет [199]. Лавовая толща долинных базальтов картируется в виде прерывистых береговых уступов высотой до 50–80 м. Отметка подошвы изменяется от 1400–1200 м в бассейне р. Айлык до 1000 м и менее – в долине р. Бий-Хем в приустьевой части р. Харал, где подошва находится ниже уреза реки. Вполне вероятно, что здесь могут быть долинныя излияния более молодого возраста, перекрывающие среднееоплейстоценовые.

С интервалом времени 225–110 тыс. лет, совпадающим с фазами улугхемского и кахемского оледенений, сопоставляется формирование серии вулканических построек центрального типа как в пределах Восточно-Тувинского лавового плато, так и на его восточном фланге, где цепочка небольших вулканов (Кок-Хем, Приозерный, Чараш-Даг, Кара-Балык, Плоский) образовалась как на лавовом пьедестале (N_2-Q_E), так и на цоколе коренных пород Шутхулайской глыбы. Морфологически чаще – это горные массивы, высотой от 300 до 400 м, площадью от 5 до 25 км² с куполовидной и плоской вершинной поверхностью, но имеются, как и вулкан Саган, вулканы конической формы: Чараш-Даг, Альбине-Болдок, в строении которых отмечается перемежаемость гиалокластитов и лав гавайит-базанитового состава, а вершины бронируют жерловые фации массивных плотных лав, агглютинатов. В верхней части вулканов, в центре извержений сформированы небольшие шлаковые конусы высотой до 50 м, диаметром до 300 м, сложенные красными сильнопористыми нелитифицированными породами – вулканическими бомбами, лапиллиевыми туфами.

Со временем улугхемского оледенения сопоставляется возобновление вулканической активности вулкана Шивит, проявившееся в образовании воронки взрыва и шлакового конуса высотой до 200 м, диаметром до 500 м, вероятном наращивании мощности вулканокластитов и лавового чехла в южной, привершинной части вулкана. К-Аг датирование материала воронки взрыва составляет $220 \pm 0,04$ тыс. лет [131].

С завершением улугхемской фазы, в пределах Азасского лавового плато увязывается образование вулкана Альбине-Болдок (К-Аг = $0,195 \pm 0,05$ тыс. лет) [200] и, вероятно, небольших вулканов Мон-Даш-Хем, Безымянный [95], образующих единую щитовую вулканическую постройку к западу от горного массива Дерби-Тайга площадью до 50 км^2 . Лавовый чехол, образуемый этими вулканами, мощностью 50–80, в карманах – до 200 м, залегающий на отметках плато 2000–2100 м, формировался в основном в фазу второго среднелепистоценового межледникового. В пользу этого свидетельствует нахождение и термлюминесцентное датирование подбазальтового аллювия в долине р. Шошпак-Холь-Танма, являющейся западным ограничением вулканической постройки. Из обожженной кровли подбазальтового аллювия получена ТЛ-датировка – $0,16 \pm 0,035$ тыс. лет [23]. В верхней части разреза аллювия отмечается переслаивание аллювиальных отложений с прослоями лав, что говорит об одновременности накопления шошпакхольтанминского аллювиального межледникового комплекса (почти полностью перекрытого верхнелепистоценовыми моренными отложениями) и излияний лав вулканов Альбине-Болдок, Мон-Даш-Хем, Безымянный.

Одинаковый с этим К-Аг возраст ($0,16 \pm 0,01$ тыс. лет [131]) получен для гавайитовых лав бассейна р. Соруг, заполняющих Хамсаринскую впадину в северо-западном секторе Восточно-Тувинского вулканического поля и формирующих «Хамсаринский лавовый поток». Базальтовое плато северо-западного сектора (междуречий Хамсара-Соруг-Азас) очень слабо датировано в отношении абсолютного возраста, значительно удалено от вулканокластических горных массивов и занимает низкое положение в рельефе (отметки от 1400–1200 м – в верховьях р. Хамсара до 1100–1000 м – в приустьевой части р. Кизи-Хем). Разлом, ответвляющийся от Азасско-Жомболоского в северо-восточном направлении до оз. Чойган-Холь, отсекает с юга-юго-востока этот сектор от Восточно-Тувинского (Азасского) лавового плато. По этой границе отмечается резкое изменение направлений потоков лав с северо-западного – в Азасском грабене на юго-западное и западное – в Хамсаринской впадине [290, 95]. Это свидетельствует о наличии независимых источников питания Хамсаринского лавового потока в виде мелких, вероятно, короткоживущих аппаратов, в т. ч. в нижнем течении р. Дотот, в долинах рек Хамсара, Азас, нижнем течении р. Хаактыг-Хем, регистрируемых редкими телами субвулканитов (прежде всего даек) среди лав без ярко выраженных вулканических построек [290, 95]. Общая протяженность Хамсаринского, почти непрерывного, лавового потока составляет 50–60 км по долине р. Хамсара, по долине р. Азас, с перерывами, достигает 75 км. Ширина потока – 10–12 км. Мощность лавовой толщи в междуречье Хамсара-Соруг составляет 60–100 м, постепенно уменьшаясь

к западу до 30–40 м. Относительное увеличение мощности отмечается в пологих покровах (водораздел р. Хамсара – потоки оз. Нойон-Холь), причем базальты с плоских междуречий постепенно, без уступов, переходят в днища долин и уже далее с перерывом наблюдаются только как «долинные» в долинах рек Хамсара и Азас.

В целом лавы Хамсаринского потока не имеют выраженных признаков закалки, что свидетельствует об их излиянии в межледниковый период как на цокольную поверхность коренных пород, так и на поверхность лав, заполнивших эрозионно-тектонические понижения в верховьях Хамсары еще на рубеже эоплейстоцена–неоплейстоцена (К-Аг датирование $0,85 \pm 0,01$ млн лет [131]).

Завершающее среднеоплейстоценовый этап кахемское оледенение фиксируется очередным и финальным импульсом активности вулкана Шивит-Тайга (130–110 тыс. лет [200]). Отличием этого крупнейшего по площади и не уступающего по высоте горному массиву Дерби-Тайга вулкана от других «столовых» вулканов с вершинными поверхностями, бронированными лавовыми покровами, является наличие вершинных вулканокластитов, представленных валунными туфами, агломератовыми брекчиями мощностью до 100 м, возвышающимися над лавовым плато. Не исключено, что фазы активности, причем первая была наиболее обширна по площади, проявились наращиванием мощности вулканокластитового чехла и лавовой толщи непосредственно под конической вершиной горы Шивит в южной привершинной части вулканической постройки, соответственно до 550 и 250–300 м. Здесь же по южному флангу отмечается налегание вулканического чехла, вероятно, последней фазы вулкана Шивит на базанитовые лавы щитового вулкана Юрдава ~ 295 тыс. лет [200]. Все это свидетельствует о полициклической и полигенной природе вулкана Шивит-Тайга, как и спаренного с ним вулкана Соруг-Чушку-Узу площадью до 42 км² на самом северо-восточном фланге Азасского плато, в составе которого М. Г. Гросвальд [50] выделял три отдельные постройки. Вулканические массивы Шивит-Тайга и Соруг-Чушку-Узу разделены узкой троговой ледниковой долиной и значительно экзарированы ледниками азасского и башхемского оледенений.

Верхнеоплейстоценовые вулканы (βQ_{III}) проявлены на территории Тувинского ареала локально и формируют вулкан Улуг-Арга на восточном фланге Восточно-Тувинского вулканического поля в междуречье Шивита и Дулаа-Холь-Танма. Вулкан возник на склоне ледникового кара азасского оледенения (К-Аг возраст определен как 48 ± 20 тыс. лет [200]) и, частично, перекрыт мореной последнего, башхемского оледенения. В строении вулкана выделяются крупный шлаковый конус высотой до 150 м, диаметром около 800 м, сложенный красными насыпными шлаками и шлаково-бомбовым материалом, и лавовая мантия у его подножия, мощностью более 50 м. Лавовые потоки заполняют долины рек Шивит, Дулаа-Холь-Танма до долины р. Бий-Хем. Лавы вулкана Улуг-Арга представлены наиболее щелочными разновидностями базанитов в пределах Восточно-Тувинского нагорья с содержанием нормативного нефелина в них более 10%. Позднеоплейстоценовые К-Аг датировки с большой долей

погрешности (более 50%) приводятся для лав вулкана Приозерный и базанитов вблизи воронки взрыва в южной части вулкана Соруг-Чушку-Узу.

Голоценовые вулканические образования (βQ_H) представлены на территории листа долинными базальтовыми потоками рек Жомболок и Бий-Хем. Долинный поток р. Жомболок – крупнейшее проявление современных базальтовых излияний в Восточном Саяне – приурочивается к зоне Азасско-Жомболокского разлома. Базальты заполняют долину эрозионно-тектонического происхождения, экзарированную ледниками азасского и башхемского оледенений. Истоки лавовой реки жомболокских базальтов находятся в пади Хи-Гол (р. Хикушка), врезанной на глубину 800 м в древнюю поверхность выравнивания. Здесь располагается ряд шлаковых конусов и других по морфологии вулканических центров. Эти вулканические аппараты известны еще с середины XIX века, неоднократно обследованы, изучены и детально описаны в ряде публикаций [2, 51, 96, 201, 68].

Все вулканические центры пади Хи-Гол имеют выраженный тектонический контроль по зоне разломов северо-восточного простирания (Оросойский разлом – по В. И. Пелепгину [122]). Этот разлом является проявлением единой северо-восточного простирания Бий-Хем-Саган-Жомболокской зоны разломов, к которой приурочивается вся совокупность четвертичных кратерных центров Восточно-Тувинского вулканического поля. От истоков пади Хи-Гол вдоль всего ее меридионального отрезка картируется цепь шлаковых валов, конусов, включая реликты и руины старых вулканов, разрушенных последующими лавовыми абразиями, и молодых (Кропоткина, Перетолчина, Аткинсона, Тройной [68]). Образование их связано с трещинными каналами и происходило в несколько этапов, на что указывает наличие везувияльного молодого конуса в центре соммы вулкана Старый, налегание шлакового материала конусов на лавовое основание (вулкан Кропоткина), так и обтекание их отдельными потоками лавы.

Вулкан Тройной находится на замыкании меридионального отрезка долины Хи-Гол, откуда базальтовая река по участку северо-восточного плана сочленяется с падью оз. Хара-Нур – истоки р. Жомболок и устремляется далее по долине Жомболока до его устья и по долине р. Ока до пос. Хужир. Протяженность лавовой реки составляет ~80 км при ширине около 2 км. Мощность меняется от ~200 м в истоке до 10–5 м на выклинивании.

Потоки лав представлены чаще пористыми, особенно в верхней части разреза, умереннощелочными оливиновыми базальтами (гавайитами) и, в меньшем объеме – более щелочными базанитовыми разновидностями. По составу и степени щелочности в строении потока лав выделяются две серии [201]. Морфология поверхности лавовой реки осложнена горнитосами, торосами, лавовыми вздутиями и провалами и поперечными уступами. Последние соответствуют границам потоков различных импульсов, что также свидетельствует о многократности вулканической активности при формировании лавовой реки Жомболок. Возраст лавовой реки и породивших ее вулканов оценивался со времен П. А. Кропоткина (1856 г.) как послеледниковый позднечетвертичный. Данные радиогеологических исследований отсутствовали, за исключением термоллюминесцентной оценки возраста

подбазальтового аллювия (<12 тыс. лет, [132]). По результатам последних исследований [68] с посещением вулканов Перетолчина и Аткинсона среди перемежающихся шлаколавовых потоков этих вулканов были обнаружены древесные обгоревшие фрагменты деревьев и кустарников, залегающие между пеплами начальной стадии извержений и более поздними шлаковыми отложениями. Радиоуглеродное датирование по древесным остаткам показало возраст $C^{14} = 6240 \pm 120$ и 875 ± 30 лет. Это свидетельствует о непрекращающейся вулканической деятельности в регионе, но со значительным ослаблением ее активности в позднем неоплейстоцене–голоцене.

Обзор динамики развития кайнозойского вулканизма на территории листа свидетельствует о том, что кроме основных временных этапов отмечается до 10 самостоятельных фаз и импульсов (в т. ч. в среднем неоплейстоцене – пять) со специфическими для каждого фациями продуктов. Это является основанием считать регион Большого Саяна наряду с сейсмически активным – вулканически активным и вулканически опасным. Регион является типичным проявлением внутриплитного магматизма этапа неотектонической активизации с характерным для него относительным однообразием продуктов вулканической деятельности. Вещественная специфика его определяется прежде всего лавами основного состава с полным отсутствием кислых дифференциатов, незначительным количеством пирокластического материала. Петрографический состав пород также достаточно однообразен. Это – преимущественно оливиновые базальты серые, темно-серые до черных, с офитовой структурой, афировые (чаще) и порфиоровые, с вкрапленниками оливина, реже клинопироксена (титан-авгита). Основная масса представлена мелкими лейстами неизмененного плагиоклаза, присутствуют кристаллы оливина, авгита, магнетита, титаномагнетита. Химический состав вулканитов также характеризуется незначительными вариациями петрогенных элементов. Но в сравнении с базальтами СОХ отмечается их повышенная щелочность натриевого и калиево-натриевого типа. По сумме щелочей (3–5 и >5%) они соответствуют гавайитам. По уровню щелочей и степени насыщенности кремнеземом отмечается определенный временной и пространственный тренд. В составе базальтов миоценового возраста, слагающих Окинское нагорье и хребет Улуг-Арга, доминируют кварц-нормативные оливиновые толеиты, только здесь присутствуют лейкобазальты с содержанием SiO_2 до 52%. Усиление щелочности отмечается вверх по разрезу неогеновых вулканитов.

В Окинском районе щелочные разновидности базальтов концентрируются в Верхнеокинской впадине. Лавы Азасского плато характеризуются большей магнезиальностью (7–8 и >8% MgO) в отличие от состава лав вулканов, имеющих более высокие содержания глинозема (>16–18%), (до 8% и более) суммы щелочей, в т. ч. K_2O и уровень нормативного нефелина до 10% и более. Лавы вулканов наиболее недосыщены кремнеземом (до 46%). Геохимический состав вулканитов, в отличие от базальтов СОХ, характеризуется несколько сниженными значениями большинства редких элементов. Но для базальтов Восточно-Тувинского нагорья, в т. ч. и миоценовых (улуг-аргинская толща), отмечается относительная, по сравнению с базальтами Окинского района, обогащенность Sr, Li, Ba, Nb, Ta и

устойчивые повышения свинца. Изотопный состав в координатах Nd-Sr свидетельствует об участии в формировании вулканической области умеренно деплетированных мантийных источников типа PREMA и относительно обогащенных источников типа EM-1 и EM-2.

На площадях развития комплексов, специализированных на уран и сопутствующие элементы: Mo, Re, Sc, V и др. – ураноносных гранитов сангиленского комплекса, углеродистых сланцев дабанжалгинской свиты – покровы базальтов могут служить экранами, концентрирующими рудную минерализацию при инфильтрационных процессах, связанных с деятельностью подземных вод и термальных поствулканических растворов в рудоформирующий плиоцен-голоценовый этап.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Магматические породы широко проявлены на территории листа – в чехле и фундаменте платформы, в складчатой области и областях активизации разнообразными формационными комплексами. Время проявления магматизма – от раннего архея до кайнозоя (рис. 5, 6). В этой главе, помимо магматических комплексов, охарактеризован единственный метаморфический комплекс – гарганский.

АРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди архейских магматических образований выделяются ранне- и позднеархейские. К первым относятся комплексы: онотский мигматит-плагиогранитовый, бельский метагаббро-метаультрамафитовый, грядинский чарнокитоидов, а также гарганский метаморфический. Ко вторым относятся комплексы малотагульский анортозит-метагаббровый, арбанский метапироксенит-ортоамфиболитовый, арашигнинский ортоамфиболитовый, китойский и хадаминский мигматит-гранитовые, тукшинский и даштыг-хемский мигматит-плагиогранитовые.

Раннеархейские магматические и метаморфические образования

Алтае-Саянская складчатая область

Онотский комплекс мигматит-плагиогранитовый ($m\gamma AR_{10}$) является наиболее древним образованием на площади листа, распространен ограниченно в единственном массиве в бассейне р. Онот, выделен в 1957 г. П. И. Шамесом. На территорию листа N-47 заходит лишь его западная окраина площадью около 8 км². Массив представляет собой «ксенолит» среди мигматит-гранитов китойского комплекса позднего архея, сложен в основном мигматит-плагиогранитами. Особенностью комплекса является тоналит-трондьемитовый состав с высоким содержанием олигоклаз-андезина – 65–75%, образующего порфиробласты, часто изометричной формы. Радиоактивность пород 6–12 мкР/ч. Гранитоиды комплекса микроклинизированы, что, вероятно, связано с воздействием мигматит-гранитов китойского комплекса, и контакты между этими комплексами нередко расплывчатые. По химическому составу (прил. 2) гранитоиды комплекса в

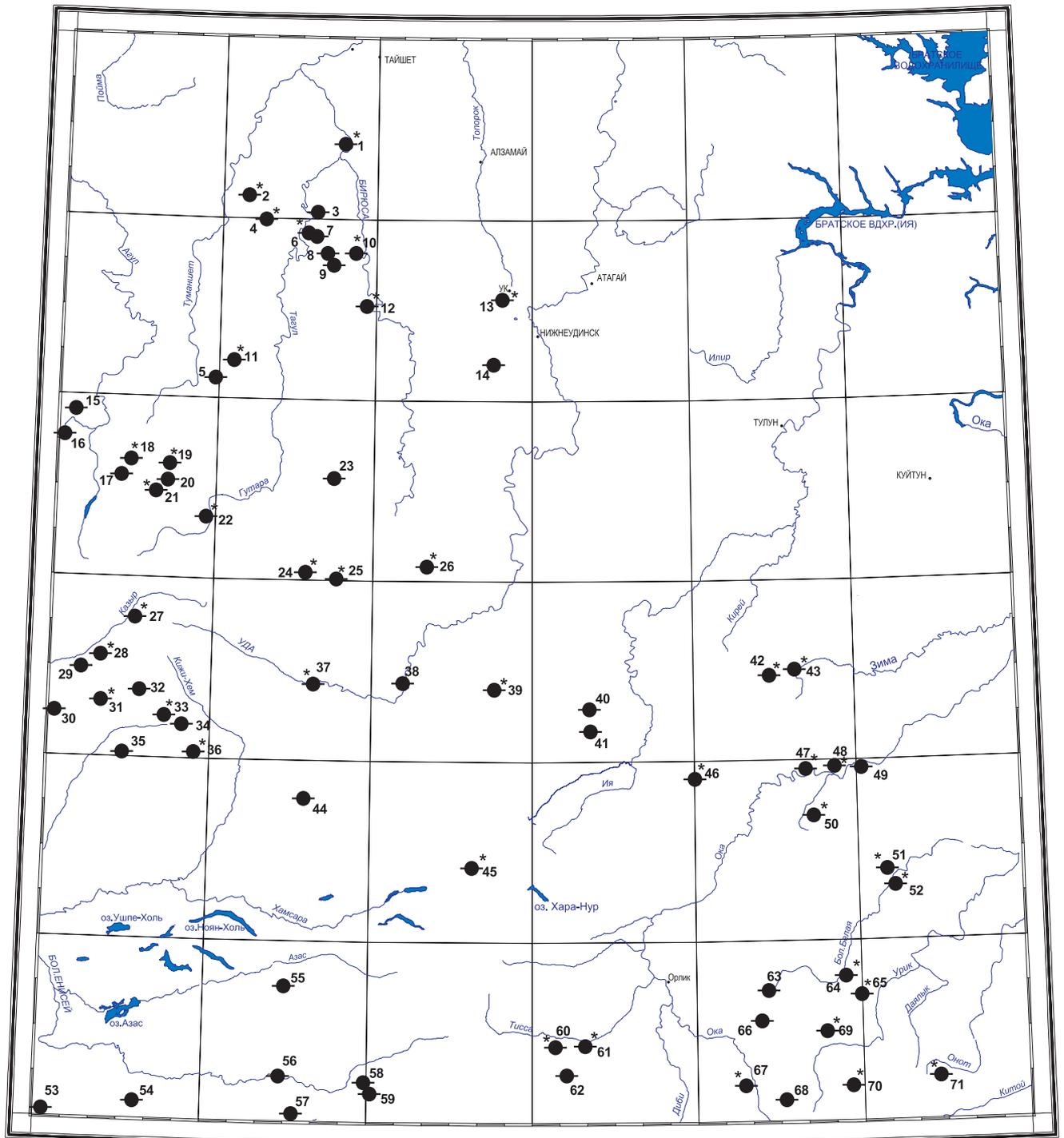
основном принадлежат к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,47-2,6$), редко – натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 5,4$), высокоглиноземистые ($\text{al}' - 2,3-2,6$) и весьма высокоглиноземистые ($\text{al}' - 7,29$).

Датировка онотозского комплекса ранним археем основывается на имеющихся определениях радиологического возраста (за пределами листа N-47) плагиогранита (циркон) р. Олот, Онотский грабен, Rb-Sr – 3250 ± 100 млн лет [18], гнейсо-гранит (циркон) U-Pb – $3415 \pm 6, 3396 \pm 14$ млн лет [17].

Гарганский метаморфический комплекс ($m\gamma\text{AR}_{1gr}$) распространен в бассейнах рек Самарта, Хойто и Урдо-Улзыта, Иркутный Гарган и Урик, где слагает Гарганскую глыбу – выступ древнего кристаллического фундамента Тувино-Монгольского массива. В 1960-х годах предпринимались попытки расчленения комплекса кристаллических пород (как первично-осадочных) на свиты. Затруднения в этом направлении связаны со слабостью сохранности элементов стратификации в строении подразделений вследствие проявления двух этапов метаморфизма – раннего гранулитовой фации (следы которого сохранились в реликтовых парагенезисах), а также более поздних метаморфических преобразований, в частности – площадного высокотемпературного диафтореза и последующей гранитизации в амфиболитовой фации.

Описываемые породы в качестве гарганского метаморфического комплекса были включены в опорную рабочую легенду к ГК-50 Решениями Межведомственного совещания ВостСибНПС и СибПМСК (Монды, 1990). Комплекс представлен гнейсоплагиогранитами, гнейсогранитами биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гнейсогранодиоритами, мигматитами, амфиболитами, принимающими участие в строении Гарганской глыбы, для которой характерно наличие мигматит-гранитовых, гранито-гнейсовых куполов, окруженных межкупольным пространством, выполненным метаморфическим субстратом в составе гранат-двопироксеновых, пироксеновых, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов [438]. В указанной работе образования Гарганской структуры подразделены на комплекс ядер гранито-гнейсовых куполов и комплекс межкупольных зон окаймления.

С учётом купольного строения гарганского метаморфического комплекса и при предположении, что мигматиты в его составе сформировались в результате плавления исходного субстрата, В. Г. Скопинцев [438] в пределах Гарганской глыбы выделил три группы пород (подкомплекса), имеющих временную последовательность и условные границы. Образования первого подкомплекса (первой группы) – гранито-гнейсы и амфиболиты преобладают в структуре комплекса и представляют собой исходный субстрат глыбы, на фоне которого развиваются мигматитовые купола. Гранито-гнейсы – биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, гнейсо-диориты, амфиболиты картируются от верховий р. Самарта до верховий р. Урик и Урда-Гарган. Амфиболиты сохранились в небольших телах (скиалитах) среди полей гнейсо-гранитов. Полосчатые и очковые мигматиты, образующие вторую группу пород, слагают изометричные по форме участки или полосы ($1,5 \times 4$; 4×6 км) в бассейне рек Иркут, Дундо-Гарган, Лев. Самарта.

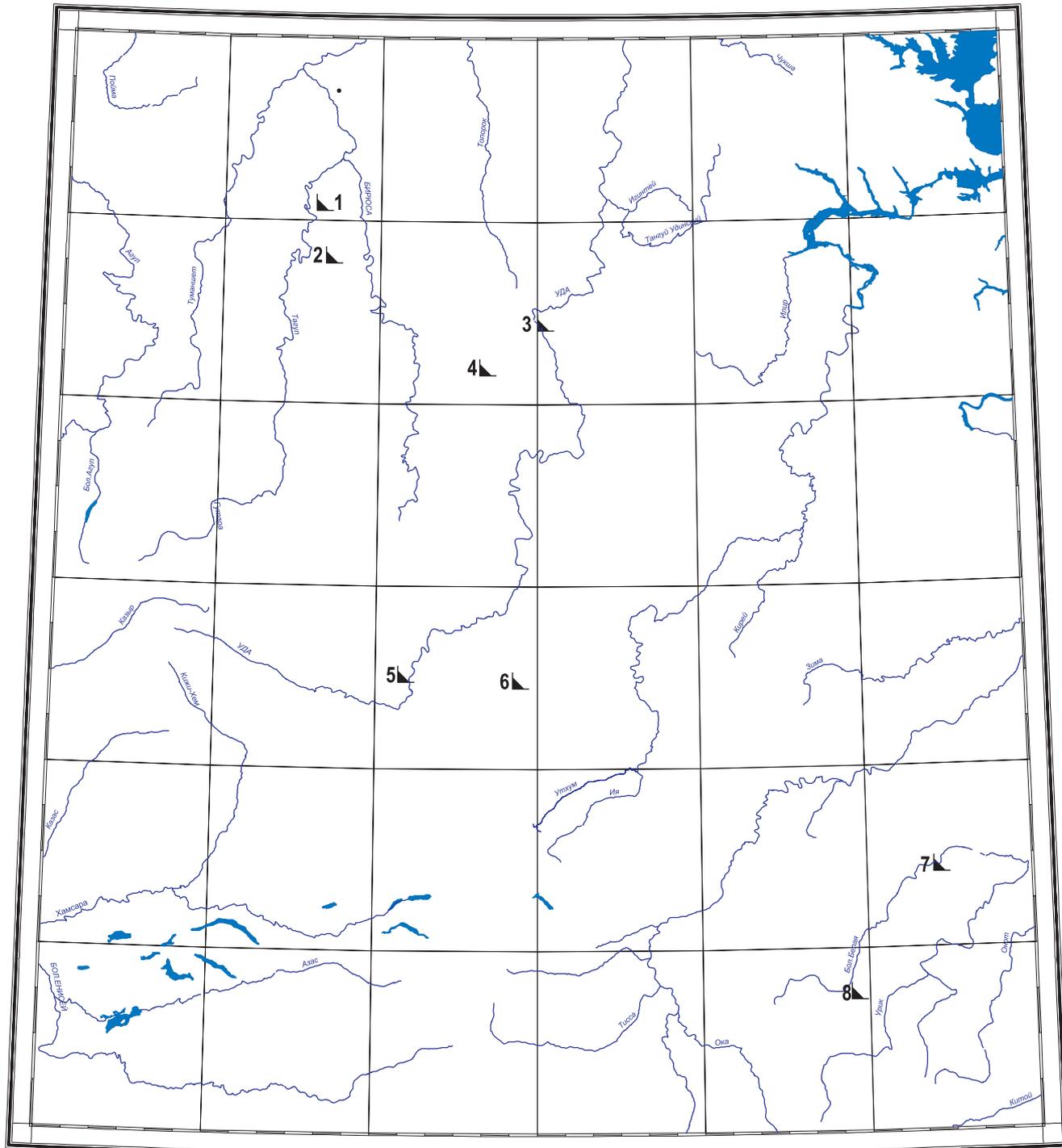


Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 5. Схема расположения петротипов и точек определения химического состава магматических пород

Примечание. Номера точек на схеме соответствуют таковым в приложениях 1 и 2, где обозначены состав и принадлежность их к определенным геологическим подразделениям

* – местонахождение петротипа



Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 6. Схема расположения пунктов отбора проб на радиологические исследования

Границы куполов, сложенных мигматитами, осложнены складкообразными структурами. Третья группа пород (третий подкомплекс) – агматитовые (глыбовые) мигматиты закартированы в верховьях левого борта р. Барун-Холбо, по правому борту р. Урик, в верховьях Урдо-Улзыта, левый борт р. Хойто-Улзыта.

Этап наиболее глубокого (позднеархейского по изотопным данным) метаморфизма фиксируется реликтами гранулитового парагенезиса (зональные клинопироксены состава салит-авгит-субкальциевый салит, равновесные с паргаситовыми амфиболами) [438]. Следующие два этапа высоко-температурного метаморфизма амфиболитовой фации – этапы гранито- и мигматитообразования: минеральные парагенезисы – биотит–плагиоклаз–калишпат–кварц, кварц–биотит–плагиоклаз–амфибол; и этап с образованием гранатов второй генерации в парагенезисе с плагиоклазом и амфиболом, связанные с карельским и байкальским этапами тектогенеза; 3-й этап, отвечающий мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, связан с каледонским тектогенезом. Таким образом, породы гарганского метаморфического комплекса сформировались в результате многоэтапных проявлений метаморфизма.

Уран-свинцовыми изотопными исследованиями цирконов установлены три группы цифр в гнейсо-диоритах комплекса (из верховьев р. Онот): 2160 млн лет, 1950 млн лет, 1020 ± 13 , 1300 ± 2 млн лет, 645 ± 8 млн лет [423]. По амфиболитам, амфиболовым гнейсо-гранитам рек Барун-Холбо, Иркутный Гарган, Урда-Улзыта Rb-Sr методом определен возраст 3153 ± 53 млн лет [437], на основании чего гарганский комплекс датирован ранним археем.

Породы гарганского комплекса прорываются гранитоидами сумсунурского комплекса рифея, перекрываются иркутной свитой рифея (с аркозовым контактом).

Раннеархейские магматические комплексы фундамента платформы

Бельский комплекс метагаббро-ультрамафитовый ($v'-v\sigma'AR_1b$) выделен П. И. Шамесом в 1956 г. на р. Бол. Белая, представлен субсогласными залежами апоперидотитовых сланцев, ортоамфиболитов, габбро-амфиболитов, амфиболовых ортосланцев, залегающих среди раннеархейских образований ерминской толщи и таргазойской свиты, слагающих Булунский блок фундамента Сибирской платформы.

Ранее ассоциация амфиболитов апоперидотитовых, алопироксенитов и других метагипербазитов, которая широко распространена среди пород Булунского блока (ерминская толща и таргазойская, онотская свиты), относилась различными исследователями к еловскому, ильчирскому [436, 302] или ийскому [205] комплексам. Интрузивное происхождение этих пород доказывается наличием в них ксенолитов вмещающих биотитовых гнейсов и реликтами магматических структур и текстур. Повсеместно наблюдается прорывание образований бельского комплекса гранитоидами китойского комплекса позднего архея.

Ортоамфиболиты комплекса имеют форму согласных пластовых тел, обычно небольшой мощности (10–12 м), редко – более. Макроскопически – это плотные сланцеватые (редко с реликтами массивной текстуры) породы. Наиболее широко метаультрабазиты комплекса распространены в районе водораздела рек Гихей, Куркавка, Тагна Черная, Бурекита, по рекам Закалейная, Средний Нарин и в других районах Булунского блока. Метаультрабазиты представлены серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, а также различными апоперидотитовыми сланцами – актинолит-тремолит-тальковыми, тальк-хлоритовыми, серпентин-хлоритовыми. Породы образуют линзообразные, дайкообразные межпластовые тела протяженностью от сотен метров до первых километров и мощностью от нескольких до 30–40 м.

Соотношение ортоамфиболитов и метагипербазитов определяется в большинстве случаев наличием сорванных контактов с появлением зон рассланцевания и минеральных новообразований. В частности, наблюдались переходы от ортоамфиболитов к метагипербазитам через зоны сланцев актинолит-тремолитовых, сменяющихся тальк-хлоритовыми, серицит-хлорит-антофиллитовыми, карбонатсодержащими серпентинитами с магнетитом и серпентинитами. На контакте метаультрабазитов и гнейсо-гранитов китойского комплекса по первым развивается мусковитизация, иногда с образованием мусковит-хлорит-кварцевых пород. В последовательности членов от апоперидотитов к ортоамфиболитам (метагаббро) содержания Co, Mg, Cr, Ni снижаются, а Ca, Ti, V увеличиваются. Магнитное поле на участках развития ортоамфиболитов и метагипербазитов комплекса характеризуется наличием связанных с ними высокоинтенсивных аномалий со значениями от 200 до нескольких тысяч нТл. Магнитная восприимчивость $(20\text{--}3090) \times 10^{-5}$ ед. СИ при средней 750×10^{-5} ед. СИ. Плотность 2,89–3,1 т/м³. Радиоактивность пород не превышает 7 мкР/ч.

Возраст бельского комплекса принят раннеархейским на основании общности структурного плана его интрузий с вмещающими образованиями булунской серии и, в свою очередь, прорыванием его пород гранитоидами китойского комплекса позднего архея.

Грядинский комплекс чарнокитоидов ($\text{с}\gamma\text{AR}_1\text{g}$) выделен В. В. Брынцевым в 1982 г. в бассейне р. Бирюса, представлен Грядинским массивом, расположенным в зоне Бирюсинского разлома в Мангатгольском выступе. Массив простирается в северо-западном направлении от р. Тагул до верховьев р. Тегур, имеет линейную форму – длину 25 км, ширину 2,5–5,5 км. Вмещающими породами служат гнейсы мангатгольской толщи. В составе комплекса преобладают эндербиты, чарнокиты и мончочарнокиты, мангероэндербиты. Лейкократовые и пегматоидные разности чарнокитоидов залегают обычно в виде шлировых выделений в мезократовых породах. Массив окружен по периметру гнейсо-гранитами хадаминского комплекса, с которыми он слагает горст линейной формы северо-западного простирания. Тектоническая сланцеватость гнейсо-гранитов хадаминского комплекса конформна линейности массива чарнокитоидов и обычно имеет крутое падение на юго-запад.

Строение Грядинского массива неоднородно, в нем присутствуют многочисленные включения (скиалиты, округлые ксенолиты) пород гранулитовой фации – окварцованных гиперстеновых кристаллосланцев, гиперстен-биотитовых плагиогнейсов мангатгольской толщи. Контакты чарнокитоидов с ксенолитами чаще резкие. Крупные ксенолиты бывают насыщены жильными телами сиеночарнокитов, а в зоне перехода к чарнокитоидам отмечаются в них послойные и линзовидно-полосчатые, теневые мигматиты. Характерно пологое залегание гнейсовидности в чарнокитоидах, что отражает, по-видимому, куполовидную структуру массива. Породы сложены общей для всех равновесной ассоциацией, включающей в различных соотношениях феррогиперстен, плагиоклаз-антипертит, микроклин, кварц, биотит, клинопироксен. Иногда присутствуют роговая обманка, гранат-пироп-альмандин. Эндербиты и чарноэндербиты соответствуют по минеральному составу плагиогранитам и гранодиоритам. Мангероэндербиты соответствуют гиперстеновому, двупироксеновому тоналиту. Наиболее богаты акцессорными минералами мангероэндербиты (г/т): ильменит – до 16 500, апатит – до 1280, циркон – до 990. В мончочарнокитах повышено содержание монацита до 4400 г/т. Структуры большинства разновидностей пород бластические: гранобластовая, пойкилобластовая, в эндербитах и чарноэндербитах проявлена гипидиоморфнозернистая. Породы массива имеют повышенную железистость, которая резко возрастает в мончочарнокитах (до 81,3%). По щелочности чарноэндербиты соответствуют натриевому типу, чарнокиты – калиево-натриевому типу (прил. 2). Для всех разновидностей чарнокитоидов характерны нижекларковые уровни содержаний лития, ниобия, тантала. Пегматоидные разности жильного типа, сиеночарнокиты обогащены рубидием (0,0256%) и свинцом (до 0,0077%) [244]. В породах проявлены процессы протоклаза, выраженные пластическими деформациями плагиоклаза, биотита, редко – гиперстена, что связано с проявлением напряжений во время резкого возрастания объема гранитизируемого (чарнокитизируемого) субстрата. Поздние деформации в чарнокитоидах фиксируются бластезом, катаклазом, милонитизацией. Магнитное поле слабо дифференцированное, интенсивностью до 200 нТл, содержания калия 0,5–1,0%, урана – $(2-4) \times 10^{-4}\%$, тория – $(4-9) \times 10^{-4}\%$.

Возраст пород, определенный по монациту мончочарнокитов U-Pb изохронным методом, составляет от 1830–2300 до 2670 млн лет [244]. Последняя цифра, по-видимому, отвечает возрастному рубежу чарнокитообразования, первые – фиксируют проявления этапа метаморфизма, гранитообразования. U-Pb методом [18] получена датировка чарнокитоидов (циркон) – 3250 млн лет [1].

С чарнокитоидами комплекса связаны проявления монацита (Грядинское). Они являются также россыпеобразующими в современном аллювии р. Подпорожная.

Позднеархейские магматические образования

Фундамент платформы

Малотагульский комплекс анортозит-метагаббровый ($v'AR_2m$) выделен Г. Я. Абрамовичем в 1989 г., представлен метагаббро, габбро-амфиболитами, анортозитами, лабрадоритами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитовыми и рудными габбро. Породы комплекса слагают два крупных массива – Малотагульский (петротипический), Большереченский и несколько мелких тел на юго-западном фланге Бирюсинской глыбы. Интрузии однофазные, не сопровождаются дайковой фацией, располагаются среди архейских пород хайламинской свиты.

Малотагульский массив занимает площадь более 150 км², слагает водораздел рек Мал. Тагул и Мал. Белая, имеет неправильные очертания, лополитообразную форму, зональное строение и занимает конформное положение по отношению к структуре вмещающей толщи. Краевые части сложены гранатовыми амфиболитами (иногда эклогитоподобными), которые по направлению к центру сменяются ортоамфиболитами (метагаббро), а затем амфиболитизированным габбро; в восточной и юго-восточной частях массива группируются тела ильменит-магнетитовых руд. Присутствуют небольшие линзы апопироксенитовых амфиболитов. Мигматит-граниты хадаминского комплекса насыщают Малотагульский массив в виде мелких тел, придают ему сетчатое в плане строение. Восточный контакт с хайламинской толщей – рвущий, субсогласный с падением на запад-северо-запад, сопровождается эпидотизацией и амфиболитизацией вмещающих гнейсов; с алхадырской свитой – контакт тектонический. На западе породы массива перекрыты вулканитами нерхинской свиты девона. Полосчатые текстуры метаморфизованных габбро и ортоамфиболитов ориентированы согласно удлинению массива и простираению контактов. Поздние дислокации в массиве проявлены системой субмеридиональных разломов, сопровождающихся диафторезом, катаклазом габброидов.

Магнитное поле резко дифференцированное, преимущественно положительное, интенсивностью до 9000 нТл; отдельные аномалии отрицательного знака и спокойного магнитного поля обусловлены телами мигматит-гранитов. Общая радиоактивность над полями ортоамфиболитов 4–10 мкР/ч, содержания калия 0,5–1,2%, урана $(0–2) \times 10^{-4}\%$, тория $(0–4) \times 10^{-4}\%$.

В метагабброидах отмечаются высокие содержания ильменита – до 14 375 г/т, магнетита – до 32 000 г/т. По химическому составу ортоамфиболиты и метагаббро соответствуют толеитам, принадлежат к калиево-натриевому типу (Na_2O/K_2O – 2–4), низко- и умеренноглиноземистым (al' – 0,5–0,6 до 0,8–0,9, редко более). Характерна высокая железистость пород, преобладание закисного железа над окисным. В породах комплекса повышены содержания халькофильных элементов (Cu, Pb, Zn – Кк = 1,5–2,0), а также Mo Zr.

Малотагульский комплекс датирован поздним археем на основании прорывания метагабброидов мигматит-гранитами хадаминского комплекса с радиологическим возрастом (Pb-Pb) 2640 млн лет. С метагабброидами комплекса связано Малотагульское железо-титановое месторождение.

Арбанский комплекс метапироксенит-ортоамфиболитовый ($v'-v\sigma'AR_2ar$) сложен метагаббро, ортоамфиболитами, метапироксенитами, метаперидотитами, выделен Г. Я. Абрамовичем в 1960 г. на горе Арбан. Петротипический массив расположен на смежном N-48 листе, в пределах Онотского грабена. На исследуемой территории арбанский комплекс незнательно распространен в виде мелких пластообразных, дайкообразных тел в Булунском блоке, залегающих субсогласно в метаморфических породах хайламинской толщи и онотской свиты раннеархейского возраста. Породы комплекса представляют собой в различной степени метаморфизованные габбро, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты. Степень метаморфизма пород соответствует амфиболитовой фации. В петротипическом Арбанском массиве степень метаморфизма пород достигает местами гранулитовой фации. Породы комплекса характеризуются низкой железистостью, низкой глиноземистостью ($al' - 0,44-0,49$), принадлежат к калиево-натриевому типу; в метаультрабазах повышена (против кларка) концентрация хрома, никеля, ванадия, кобальта, меди. На породы арбанского комплекса наложена мигматизация в связи с мигматит-гранитами позднеархейского китойского комплекса, на основании чего возраст комплекса принимается позднеархейским. По габброидам Арбанского массива определен Rb-Sr методом возраст – 2180–2200 млн лет [101], что, по-видимому, отражает протерозойскую эпоху тектоно-магматической активности.

Тукшинский комплекс мигматит-плаггиогранитовый ($m\gamma AR_2t$) выделен Н. В. Межеловским в 1960 г. в бассейне р. Тукша, представлен мелкими послынными телами (мощностью десятки и первые сотни метров) мигматит-плаггиогранитов, мигматит-гранодиоритов, мигматит-диоритов, расположенными среди метаморфических пород караганской серии в пределах Канской глыбы. Тела (площадью от первых сотен метров до 4 км²) сложены мелкозернистыми гнейсовидными породами, сменяющимися в центральной части более крупнозернистыми массивными их разновидностями. Породы принадлежат к калиево-натриевому ряду, обладают повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 10,5-10,9$) и меланократовостью ($M = 5,7-6,6$), характеризуются вышекларковыми содержаниями свинца, цинка, меди, серебра, сурьмы, кадмия, висмута и золота. Среди акцессорных минералов установлен апатит, циркон, сфен и магнетит [13, 14].

Позднеархейский возраст комплекса принимается на основании того, что его породы установлены только среди метаморфических пород караганской серии, возраст которой, определенный Sm-Nd методом, составляет 2438 млн лет, и нигде не прорывают более молодые отложения [13].

Китойский комплекс мигматит-гранитовый ($m\gamma AR_2k$) позднего архея распространен в Шарыжалгайском выступе кристаллического фундамента Сибирской платформы, в пределах Булунского, Андотского и Онотского блоков, внутри которых образует складчатые, согласные с вмещающими породами залежи, мигматит-плутоны, бескорневые интрузии, жильные тела, преимущественно северо-западного простирания; тела имеют, как правило, инъекционные контакты с постепенными переходами во вмещающие образования архея через зоны мигматитов. В бассейне р. Онот в массиве китойских мигматит-гранитов обособлен «ксенолит» плаггиограни-

тов онотского комплекса раннего архея. Комплекс представлен гнейсоплагиогранитами, мигматит-гранитами, гнейсогранитами двуполевошпатовыми лейкократовыми, жилами аляскитов, пегматитов, кварцевыми жилами. В Онотском блоке биотитовые гнейсоплагиограниты в верховьях р. Савина мигматизируют гнейсы и кристаллические сланцы китойской толщи позднего архея.

Наиболее широко гранитоиды китойского комплекса развиты в Булунском блоке (30–35% площади), где равномерно насыщают разновеликими массивами и жильными телами образования булунской серии раннего архея. Площадь отдельных тел китойского комплекса варьирует от 0,10–0,20 до 80–100 км². В сложении интрузий принимают участие разновидности от гнейсоплагиогранитов до нормальных гранитов, лейкократовых, микроклиновых гранитов с гнейсовидной текстурой, нередко с очковой текстурой. В крупных массивах центральная часть сложена гранитами массивной текстуры, периферийная – гнейсо-гранитами с постепенными переходами во вмещающие породы с обширными зонами мигматитов, теневых, послонных. В телах гранитоидов присутствуют в большом количестве ксенолиты вмещающих пород, с разной степенью их ассимилированности, что обусловило неоднородное пятнисто-полосчатое строение массивов. Структура гранитоидов гранобластовая, лепидогранобластовая, участками гипидиоморфнозернистая, бластопорфировая.

Петрохимические характеристики гранитоидов отражают неоднородность их состава: от нормальных умереннощелочных до богатых щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,5\text{--}9,1\%$) разновидностей с преобладанием Na_2O в низкощелочных гнейсогранитах и K_2O – в лейкократовых гранитах ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6,9 \div 0,35$). Общим для пород являются повышенные железистость, глиноземистость, которые по мере увеличения степени гранитизации (к лейкократовым гранитам) существенно снижаются. Для всех разновидностей гранитов комплекса характерны вышекларковые содержания (Кк): W (3,0), Sn (2,9), Yb (2,6) < U(1,8), Th, В, Y (1,6); понижены – Co, La, Ba (0,7–0,9). На карте аномального магнитного поля гнейсоплагиограниты, гнейсо-граниты комплекса характеризуются дифференцированным положительным полем интенсивностью от 20 до 180 нТл, магнитной восприимчивостью 150×10^{-5} ед. СИ; плотностью 2,77 г/м³. Радиогеохимический тип поля ториевый с общей радиоактивностью 0,5–1,0 мкР/ч, содержание U = (1–2)10⁻⁴%, Th = (4–6)10⁻⁴%, K = 0,5–1,0% до 4,5% в лейкогранитах.

Гранитоиды китойского комплекса прорываются гранитами саянского комплекса. Возраст комплекса радиологически определен в бассейне р. Онот по цирконам из плагиогранитов: ТИЭ Рb-Рb – 3024±35 млн лет [18], U-Рb (циркон) – 3250±100 млн лет [18], что соответствует позднему архею.

С пегматитами китойского комплекса связана редкоземельная минерализация.

Хадаминский комплекс мигматит-гранитовый ($m\gamma AR_2h$) представлен мигматит-гранитами, гнейсоплагиогранитами, гнейсотоналитами, гнейсо-гранитами, жилами пегматитов. Комплекс развит в Мангатгольском блоке в пределах Бирюсинского гранито-гнейсового пояса, прорывается гранитоидами саянского комплекса. Крупные массивы находятся в верховье

р. Огнит (4×10 км), в приустьевой части р. Мал. Бирюса (4×20 км), в среднем течении р. Хайлама (5×2 км), на водоразделе рек Кезег-Пи́га и Бол. Хокач (до 10 км^2); массивы представляют собой сближенные пластообразные тела, соединяющиеся между собой перемычками, либо объединяющиеся полями мигматитов. Контакты тел с вмещающими породами – через зоны теневых и послонных мигматитов. Сложены массивы биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами, реже гнейсоплагиогранитами. Наиболее крупный – Подпорогский массив расположен на северо-восточном замыкании Бирюсинского пояса, ограничен с северо-востока Грядинским, с юго-запада – Бирюсинским разломом. В массиве развиты преимущественно биотитовые гнейсо-граниты, реже – гнейсоплагиограниты, гнейсотоналиты, отмечаются пироксен-биотитовые граниты, амфибол-биотитовые. Ядерную часть массива слагают средне-крупнозернистые массивные порфириовидные граниты, постепенно сменяющиеся к периферии гнейсо-гранитами, что характерно для строения гнейсогранитовых куполов. Падение в них гнейсовидности на северо-восток и юго-запад под углами $70\text{--}80^\circ$. Состав гнейсо-гранитов изменчив, соответствует разновидностям от плагиогранитов и гранодиоритов до низкощелочных гранитов. Состав гранитоидов комплекса зависит от состава пород субстрата: в биотитовых гнейсах – это, как правило, двуполевошпатовые гнейсо-граниты; в пироксеновых, амфиболовых гнейсах, амфиболитах – гнейсоплагиограниты и тоналиты. По химическому составу гранитоиды хадаминского комплекса отвечают ряду плагиогранит – низкощелочной гранит – гранит. Изменения химического состава гранитоидов массива от внешних зон к внутренним происходят с возрастанием содержаний SiO_2 , K_2O , железистости (от 56,9 до 67,5) и калиево-натриевого отношения (от 0,51 до 1,2).

Геохимическая специализация гранитоидов (по данным количественного анализа) [25] проявлена в повышенных концентрациях (%) рубидия (до 0,029), олова (до 0,0017), циркония (до 0,031), гафния (до 0,0006), свинца (0,003), хрома (до 0,0053), никеля (до 0,00195), скандия (0,00144) и пониженных – лития, бария, стронция, бериллия ($K_k = 0,2\text{--}0,5$); повышены концентрации циркона (до 900 г/т), монацита (до 1000 г/т). Гранитоиды хадаминского комплекса отчетливо фиксируются в физических полях по ториевому каналу – содержание Th до $20 \times 10^{-4}\%$ на фоне $(8\text{--}10) \times 10^{-4}\%$, магнитное поле однородное отрицательное (-75 нТл). Жильными производными комплекса в Мангатгольском блоке являются редкоземельные кварц-плагиоклаз-биотитовые, кварц-плагиоклаз-мусковит-биотитовые пегматиты, образующие согласные жилы среди гнейсов мангатгольского комплекса и в виде шлиров среди плагиогранитов и гранит-мигматитов (верховья р. Хойхон-Жалга). Состоят пегматиты (%) из олигоклаз-альбита (до 80–85), бурого биотита (до 10), мусковита (до 5), ортита (3). Породы характеризуются повышенной радиоактивностью. В пегматитах полуколичественным спектральным анализом установлено содержание (%): Y – 0,001–0,006, Yb – 0,001–0,004, La – 0,01–0,03, Ce – 0,01–0,20.

Возраст хадаминского комплекса определен термоизохронным Pb-Pb методом в значении 2670 ± 30 млн лет [245], что соответствует позднему архею.

Позднеархейские магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области

Арашигнинский комплекс ортоамфиболитовый (aAR_2a) выделен В. Г. Скопинцевым в 1998 г. на р. Ара-Шигна в Онотско-Бельском грабене. Ортоамфиболиты и метадолериты слагают небольшое (1500×700 м) линзообразное тело на левобережье р. Ара-Шигна. Интрузия приурочена к участку флексурного перегиба пород хулгарэжалгинской свиты, залегает субсогласно гнейсовидности вмещающих пород. Отмечается прорывание вмещающих мраморов с образованием в экзоконтакте интрузии гигантокристаллических мраморов. Ортоамфиболиты, метадолериты имеют гнейсовидную или массивную текстуры; структура в реликтах – гипидиоморфно-зернистая; состав пород – плагиоклаз (андезин) (60–70%), роговая обманка (15–20%) (замещается хлоритом), биотит (5–7%), моноклинный пироксен в реликтах, аксессуарные – магнетит, сфен.

Позднеархейский возраст пород арашигнинского комплекса определяется по прорыванию их гнейсогранитами позднеархейского китойского комплекса. Косвенным указанием на древний возраст пород является субсогласное залегание интрузии во вмещающих породах, интенсивный метаморфизм.

Даштыгхемский комплекс плагиогранитовый ($m\gamma AR_2d$), выделенный Е. Н. Алтуховым на р. Даштыг-Хем, распространен только в поле развития даштыгхемской толщи нижнего архея, структурно приурочен к локальному выступу раннеархейского основания рифейского Ашкасакского прогиба. Комплекс представлен мелкими субпластовыми интрузиями (первые метры) плагиогранитов, мигматит-гранитов и гнейсо-плагиогранитов, согласно залегающими с вмещающими их отложениями. Отмечаются постепенные переходы от гнейсов до плагиогранитов через промежуточные разности. Породы относятся к плагиогранитовой формации, ввиду малых размеров тел и ограниченного их распространения комплекс изучен слабо. На АФС и в физических полях тела плагиогранитов не выделяются. Возраст плагиогранитов определен по циркону U-Pb термоизохронным методом: $T = 2480$ Ма [13], что близко к границе архея и раннего протерозоя. В легенде возраст условно принят поздним археем.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Карельские магматические образования

Ранний карелий

Фундамент платформы

Урдаокинский комплекс метаперидотит-метагаббровый ($v'-v\sigma'KR_1u$) выделен П. В. Дубиным в 1956 г. Широко распространен в Бирюсинской глыбе, представлен дифференцированными и простого строения интрузивными залежами, силлами, мелкими телами метагаббро, габбро-амфиболитов и ортоамфиболитов, метагаббро-долеритов, метапироксенитов,

метAPERИДОТИТОВ, СТРУКТУРНО ПРИУРОЧЕННЫХ К РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИМ ПРОГИБАМ – ТУМАНШЕТСКОМУ, НЕРОЙСКОМУ, ИЙСКО-КУКШЕРСКОМУ И ДР. ЗАЛЕГАНИЕ ТЕЛ СОГЛАСНОЕ И КОСОСЕКУЩЕЕ ПО ОТНОШЕНИЮ К ВМЕЩАЮЩИМ МРАМОРНО-КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫМ ОБРАЗОВАНИЯМ АЛХАДЫРСКОЙ И ТУМАНШЕТСКОЙ СВИТ. РЕДКО ОТМЕЧАЕТСЯ ПРОРЫВАНИЕ ИМИ АРХЕЙСКИХ ГНЕЙСОВ ХАЙЛАМИНСКОЙ ТОЛЩИ И МАНГАТГОЛЬСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА.

Петротипическая интрузия комплекса расположена по правобережью р. Урда-Ока, где образует продольное пластовообразное тело вдоль Главного Саянского разлома шириной 3–5 км и протяженностью около 50 км. Исходные породы – долериты, диориты, горнблендиты, перидотиты сохранились на небольших участках, в основном же замещены с образованием ортоамфиболитов, метадолеритов и зеленых сланцев, милонитов хлоритово-эпидотово-кварцевого, кварц-карбонат-плаггиоклаз-хлоритового состава. Внутри интрузии – останец пород алхадырской свиты.

В Ийско-Кукшерском прогибе залегает лакколитообразная Монкресская интрузия, в плане имеющая эллипсовидную форму и концентрически-зональное строение. Центральную часть массива слагают габбронориты, роговообманковые габбро, к периферии сменяющиеся метагаббро, габбро-амфиболитами, ортоамфиболитами, гранатовыми амфиболитами, актинолитовыми сланцами. Интрузия окаймлена мощной (более 100 м) зоной инъекционных гранитов, тектонических брекчий и милонитов. Габброиды прорываются интрузиями гранитов саянского, бугульминского и огнитского комплексов. Внутри интрузии (р. Монкресс) обособляется несколько тел серпентинизированных пироксенитов.

Дифференцированные силы урдакинского комплекса, распространенные в Туманшетском прогибе, образуют пояс сближенных субсогласных тел мощностью от 100 до 650 м, протяженностью от нескольких до нескольких десятков км, участвуют в складчатости. Силлы сложены в основном метадолеритами, метагаббро-долеритами, в подошве которых часто залегают пластообразные тела метаморфизованных пород пироксенитового и перидотитового состава. Значительное количество базит-ультрабазитовых массивов сосредоточено в Ийско-Кукшерском прогибе, расположение и ориентировка которых согласны границам и внутренней структуре прогиба, сложенного породами алхадырской свиты. Наиболее крупные из этих массивов – Мантагырский, Желосский, Токтыойский. Массивы, как правило, дифференцированы, сложены метаморфизованными габброидами, вмещающими тела метаультрабазитов; иногда состав их ультрабазитовый без участия габброидов (Токтыойский массив). Породы комплекса участвуют в складчатости вместе с вмещающими породами алхадырской свиты, в связи с чем в рамках отдельных массивов (Мантагырский) отмечается нарушение сплошности, где со складчатостью связано частое чередование гнейсов и магматических субпластовых тел, относительно легко сминаемых в складки. Ультрамафиты часто залегают среди ортоамфиболитов, имеют субпластовую форму, мощность до 70 м, но могут локализоваться и во вмещающих породах. Откартировано несколько десятков тел (не все вынесены на карту). Отмечается грубая рассланцовка пород в массивах. Перидотиты серпентинизированы, оталькованы, амфиболитованы. Амфиболиты

роговообманково-плагиоклазовые средне-крупнозернистые с реликтами первично-магматических структур – офиолитовой и пойкилоофитовой, представленных лейстами основного плагиоклаза (№ 40–65), призмами пироксена, погруженные в замещающий нематобластовый, порфиробластовый, пойкилобластовый агрегат зеленой роговой обманки (25–85%), раскисленного плагиоклаза (10–20%). Ультраосновные породы в реликтах (метапериidotиты, метапироксениты) сложены диопсидом (до 50%), замещающимся роговой обманкой, серпентином и тальком (по оливину) (15–70%). Присутствуют также вторичные – куммингтонит, тремолит. Наиболее изменены – до пропицитов и эпидозитов – породы Зеленокаменной интрузии (вершина р. Черная, правого притока р. Туманшет) и Тегурской пластовой интрузии в Туманшетском прогибе.

Характерна высокая железистость пород, преобладание закисного железа над окисным (прил. 2). Метагаббро обогащены хромом, никелем, молибденом, бериллием ($K_k = 3,0-9,5$), менее – цирконием, иттрием, иттербием, титаном (до 1,5). В перидотитах часто проявлена сульфидная минерализация – максимальная в кровельной части субпластовых тел. Выделяются сульфиды как первично-магматические, так и эпигенетические. В сульфидизированных перидотитах повышены содержания Ni, Cu, МПГ, Au, Ag. В физических полях перидотиты фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью до 4000 нТл. Сульфидизированные породы характеризуются отрицательными аномалиями естественного электрического поля – до 300–600 мВ [155].

Раннепротерозойский (раннекарельский) возраст пород урдаокинского комплекса определяется по геологическим данным: метагаббро-метапериidotитовые массивы прорывают раннекарельские образования алхадырской свиты и прорываются, в свою очередь, позднекарельскими гранитоидами саянского комплекса.

В серпентинизированных перидотитах урдаокинского комплекса локализовано медно-никелево-сульфидное оруденение.

Ийский комплекс аподунит-перидотитовый ($\text{v}\sigma'\text{KR}_{1i}$) выделен Г. В. Пинусом и Ю. Н. Колесником в 1966 г. в бассейне р. Ия, на площади листа распространен незначительно, только в Бирюсинской глыбе – в междуречье Голумбея и Отбойной, по правобережью р. Агул в районе устья р. Мал. Кеса, по левобережью р. Уда (по р. Тартай), в истоках р. Эльдран и других местах, структурно приурочен к раннепротерозойским прогибам, выполненным отложениями алхадырской свиты. Комплекс включает дуниты, аподунитовые и апопериidotитовые серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, пироксениты, горнблендиты, менее распространены ортосланцы хлорит-серпентинитовые, хлорит-тремолитовые. Ультрабазиты комплекса образуют удлинено-линзовидные тела, пластино- и щитообразной формы, расслоенные интрузии площадью в первые км². Контакты с вмещающими гнейсо-сланцами, кварцитами, мраморами согласно-секущие, обычно тектонизированы с хлоритизацией, серпентинизацией, оталькованием в эндоконтактах. Строение тел чаще однородное. В наиболее мощных телах (Эльдранская, Тартайская интрузии) намечается вторичная зональность: в центральной части сохраняются реликты исходных ультрабазитов,

периферия сложена серпентин-тремолит-хлоритовыми ортосланцами. В зонах тектонических нарушений ультрабазиты превращены в хлорит-актинолитовые и актинолит-плагиоклазовые породы.

В физических полях интрузивы ультрабазитов фиксируются зонами градиентов силы тяжести. Наиболее крупные тела ультраосновных пород отражаются в магнитном поле контрастными положительными аномалиями интенсивностью до 1000 нТл.

В составе пород в качестве реликтовых присутствуют оливин, клино- и ортопироксены, акцессорные – шпинель, ильменит, магнетит, хромит (до 280–1200 г/т). Из вторичных минералов широко развиты: серпентин (антигорит, лизардит), тремолит, антофиллит, тальк, хлорит, карбонат. Структуры пород – панидиоморфнозернистая, в дунитах – петельчатая, в серпентинитах – лепидобластовая. Отмечается высокое содержание магнетита (от 4000 до 24000 г/т), ильменита (до 3000 г/т), могут присутствовать гранат, сфен, рутил, апатит.

Петрохимические особенности комплекса определяются высокой магнезиальностью дунитов: $MgO/\Sigma FeO = 4,6-5,9$, что превышает аналогичные отношения в ультрабазитах урдаокинского комплекса, а также обедненностью легкоплавкими компонентами – Ca, Ti, щелочами, содержания окислов которых, а также глинозема в несколько раз ниже, чем в ультрабазитах урдаокинского комплекса. Геохимической особенностью их, в отличие от урдаокинских, являются кларковые содержания никеля, нижекларковые – кобальта, превышающие кларк содержания меди, а в дунитах – хрома (в 2–3 раза) и ванадия (на порядок).

Раннепротерозойский возраст комплекса принят в связи с прорыванием его пород позднекарельскими пегматитами саянского комплекса (в районе Эльдранской интрузии) и прорыванием ультрабазитами отложений алхадырской свиты раннего карелия.

Минерагения комплекса определяется рудной формацией хромитовой в расслоенных интрузиях и хризотил-асбестовой формацией – в апогипербазитах.

Идарский комплекс аподунит-апоперидотитовый ($\nu\sigma'KR_{1id}$) выделен Н. Г. Дубининым в 1964 г. Петротип – Идарский массив находится в Канской глыбе. В пределах исследуемой площади закартировано несколько тел размером от 1×5 до $5 \times 1,5$ км. Форма тел линзовидная, пластинчатая, эллипсовидная, контакты с вмещающими породами караганской серии – рвущие. Мелкие тела сложены аподунитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами, гарцбургитами. Самый крупный из них – массив Горелый имеет зональное строение. В центральной части его выделяется два линзовидных тела серпентинизированных дунитов, кулисообразно расположенных размерами 0,5 и 0,15 км². Периферию тела слагают пироксениты. Соотношения между этими образованиями не изучены. Структуры пород гранобластовая, лепидогранобластовая, петельчатая с участками реликтовой панидиоморфнозернистой. Характерно отсутствие кумулятивных структур. Текстуры полосчатые, часто сланцеватые. Среди серпентинитов по составу выделяются антигоритовые, антигорит-лизардитовые, антигорит-хризотилитовые, хризотил-сернофитовые, хризотил-антигоритовые разновидности.

Серпентиниты нередко оталькованы. Серпентинизированные дуниты массива Горелый имеют гранобластовую структуру. Минеральный состав их (%): оливин – 10–90, серпентин – 10–65, тремолит – до 20, брусит – до 5, рудные минералы – до 10. Хромшпинелиды образуют мелкую вкрапленность мелких субизометричных зерен размером 0,1–0,3 мм. Отмечаются кальцит, хлорит.

Близкие по петрохимическому составу реститовые дуниты идарского комплекса в сравнении с интрузивными дунитами кингашского комплекса существенно обеднены легкими редкоземельными элементами Rb, Sr, Hf, а также Zr при близком уровне Yb, Al и Sc. Для пироксенитов (массив Горелый) идарского комплекса характерны более высокое содержание Mn, Ti, V, Co, Zn, Cu, Pb, Sn, Mo и пониженные содержания Co (0,006%), Ni (0,015%), Cr (0,09%) в сравнении с породами того же состава покровского комплекса. Образования идарского комплекса принадлежат к дунит-гарцбургитовой формации. Возраст комплекса определяется как раннекаральский на основании прорывания им пород караганской серии позднего архея.

В гипербазитах комплекса локализуется оруденение титан-железородной мафитовой формации, в рудах которой повышенные содержания платины (0,3–1,3 г/т), хрома.

Раннекаральские магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области

Эденский комплекс метаперидотит-метагаббровый ($v'KR_{1e}$) выделен В. В. Федотовым в 1987 г. по р. Эден. Комплекс представлен мелкими массивами и дайками площадью от 0,4 до 8 км² (ширина 0,5–1,0 км, протяженность до 8 км) и распространен в пределах Дербинского блока. Форма большинства тел пластинообразная, линзовидная, мощностью до 1 км. Контакты с вмещающими образованиями дербинской свиты согласно-секущие, крутые без видимых контактовых изменений с незначительным по мощности (10–20 м) ороговикованием на контакте с наиболее крупными массивами (массив по р. Дзун-Эзерлиг). Массивы структурно приурочены к ядерным частям антиклинальных и синклинальных структур и зонам разлопанных разрывных нарушений и образуют ксенолиты в гранитоидах дербинского и сиенитах гутарского комплексов.

В составе эденского комплекса выделяются биотит-амфиболовые, биотит-пироксен-амфиболовые диориты и метадиориты, метагаббро амфибол-биотит-пироксеновые, пироксениты, горнблендиты, верлиты. Взаимопереходы между фациальными разностями внутри массивов постепенные. Так, в массиве расслоенного габбро по р. Дзун-Эзерлиг [483], состоящего из чередования «горизонтов» габбро и лейкогаббро, наблюдаются послойные шпирь диоритов амфиболовых, пироксенитов и габбро-пегматитов, контакты между которыми и основным габбровым субстратом постепенные.

Комплекс относится к габбро-долеритовой формации. Петрохимически магматиты принадлежат к натриевой серии (Na_2O/K_2O – 1–2,7; 0,9–2,0),

умеренно- и высокоглиноземистым разностям. Содержание редких элементов характеризуется превышением Mo, Zr, Y, Yb в 5,6 раза выше кларковых величин, значительно выше – в 8–20 раз превышают кларк содержания Be, Sr, Ba. Характерной особенностью эденского комплекса является присутствие зонального апатита, содержания которого составляют до 5%. Содержание P_2O_5 – 2,6% [483]. Полезных ископаемых с эденским комплексом не отмечено.

Дербинский комплекс диорит-гранитовый (γKR_1d) выделен П. В. Дубинным в 1954 г. по р. Дербина в северо-западной части Дербинского блока (за пределами листа).

Гранитоиды комплекса слагают ареалы сближенных согласных, субсогласных и секущих тел площадью от первых сотен m^2 до 500 km^2 (Иденский массив) и массивов, сопровождающихся жилами пегматитов (мощность от нескольких см до 16 м, протяженность – до сотен метров) в отложениях алыгджерской, дербинской и эденской свит. Это конформные, пластообразные, линзообразные согласные структурам вмещающих пород тела, участвующие в складчатости. Контакты согласные с элементами залегания полосчатости и гнейсовидности вмещающих пород. Такую же ориентировку имеет гнейсовидность в гранитах эндоконтактных частях массивов, обусловленная ориентировкой слюд и амфибола (темноцветных минералов) и чередованием лейко- и меланократовых участков пород.

В одних случаях контакты с вмещающими породами постепенные, сопровождающиеся зонами мигматизации мощностью до сотен метров (на контакте с вмещающими гнейсами), в других – интрузивные резкие. В контакте с мраморами появляются экзоконтактные зоны скарнов гранат-диопсидового состава мощностью до нескольких метров. Скарнирование развивается в основном в зоне экзоконтакта лейкократовых гранитов. Эндоконтактные изменения проявлены чаще в образовании гнейсовидности. Массивы наполнены разновеликими линзовидными ксенолитами вмещающих пород, ориентировка гнейсовидности в которых обычно согласна ориентировке контактов массивов.

Гранитоиды комплекса представлены преимущественно микроклино-олигоклазовыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, реже – диоритами, плагиогранитами, пегматитами. Крупные массивы гранитоидов имеют, как правило, зональное строение (Иденский массив). Центральная часть сложена биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, участками гнейсированными, промежуточная зона – гранитами мелко-среднезернистыми со шширами мелкозернистых плагиогранитов и гранодиоритов. Краевая часть 1,5–5 км сложена гранитами биотитовыми мелкозернистыми, иногда порфировидными, переходящими в мелкозернистые плагиограниты и гранодиориты. По периферии массив распадается на серию мелких тел и апофиз. Жильные образования представлены пегматитами.

Микроструктура гранитоидов гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, реже микрографическая. Основные породообразующие минералы: решетчатый микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит; аксессуарные минералы – сфен, циркон, апатит, пирит. Амфибол-биотитовые диориты состоят из плагиоклаза (70–75%), биотита (10–12%), роговой обманки (3–5%),

кварца (5–7%). Акцессорные минералы – апатит, циркон, ортит, гранат в плагиогранитах и в диоритах – сфен. По химическому составу гранитоиды комплекса относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,49\text{--}3,6$), весьма глиноземистым разностям ($a_1' = 2,68\text{--}9,7$), характеризуются повышенной известковистостью ($\text{CaO} > 1,5\%$), пониженными содержаниями Rb, высокими Sr, Ba, Pb. Содержания U превышают кларковые в 1,4 раза, Th – в 8 раз.

Вопрос о возрасте дербинских гранитоидов не решен однозначно, несмотря на имеющиеся радиологические датировки. Самая древняя из них – 1655 ± 96 млн лет [148] установлена Rb/Sr термоизохронным методом. Pb-Pb методом устанавливается преобладание в породах цирконов двух возрастов: вендского – 600–690 млн лет и раннепалеозойского – 400–500 млн лет [482]. Определения U-Pb методом (по цирконам – SHRIMP) установлен возраст $499 \pm 3,1$; 479 ± 11 млн лет [авторы, 2010 г.]. Все эти несоответствия в возрастах, возможно, свидетельствуют о проявлении наложенных процессов в гранитоидах дербинского комплекса.

Поздний карелий

Позднекарельский магматизм фундамента платформы

Часовенский комплекс метаперидотит-метагаббровый ($v'KR_2\check{c}$) выделен В. И. Ершовым в 1979 г. в бассейне р. Тагул, распространен в Тагул-Бирюсинском горсте в междуречье Тайшетки и Мальцевки, близок по возрасту и формационно к урдаокинскому комплексу Бирюсинской глыбы. Комплекс представлен силлами, массивами, штоками, лополитами, сложенными метагаббро, габбро-амфиболитами, метадолеритами, ортоамфиболитами, габбродиоритами, диоритами, в подчиненном количестве развиты перидотиты серпентинизированные, апопироксениты. Выделяются массивы – Мальцевский, Тагульский и ряд мелких тел, структурно приуроченных к зонам разломов и залегающих дискордантно или субсогласно с вмещающими породами мальцевской и часовенской свит. Интрузии прорываются гранитами, пегматитами саянского комплекса. Массивы выделяются сложно дифференцированным магнитным полем ΔT интенсивностью от 200–500 до 5000–8000 нТл. В экзоконтактовых ореолах местами развиты андалузит-куммингтонит-биотитовые и хлоритовые роговики.

Породы комплекса претерпели региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой–начала амфиболитовой фации, а также локальный динамометаморфизм. В них сохраняются реликты габбровой и призматически-зернистой структур. Реликтовые минералы – плагиоклаз (раскисленный) и клинопироксен (замещающийся амфиболом). Основной породообразующий минерал – сине-зеленая роговая обманка, вторичные – актинолит, биотит, эпидот, хлорит, олигоклаз и др. В горнблендитах исходная роговая обманка замещает также и пироксен (авгит), реликты которого иногда составляют до 30%.

По петрохимическим характеристикам габброиды принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям с калиево-натриевым типом

щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,0-2,7$) при несколько повышенной сумме щелочей (от 2,5 до 4,5%). Глиноземистость низкая и умеренная ($a_l' - 0,3-1,0$; редко до 1,1-1,2). По соотношению К и Тi метагабброиды соответствуют базальтам континентальных рифов.

Ультрабазиты представлены плагиоклазовыми перидотитами (верлитами) и клинопироксенитами. В серпентинизированных ультрамафитах присутствуют (г/т): магнетит (26181-46615), ильменит (до 870), пирит (4-180), лимонит (до 52); в метабазитах – ильменит (400-2400), пирит (до 130), магнетит (до 1600), апатит (18-130). Для ультрамафитов Мальцевского массива характерна рассеянная сульфидная минерализация (пирит, пирротин, халькопирит), а также повышенные по сравнению с кларками содержания титана, ванадия, меди, цинка, высокое содержание свинца и сравнительно низкое – никеля, кобальта, хрома.

Геохимической спецификой габброидов являются повышенные против кларковых в 1,5-5 раз содержания (%) Yb, Zn (0,013-0,019); Pb (до 0,004), Ba (до 0,059), Mn (0,16-0,23), а также Be (0,0005-0,0008), в ультрамафитах повышены содержания Ti (0,33-0,78), V (до 0,013), Cu (до 0,007), Zn (до 0,010-0,017), Pb (0,0005-0,0011), Ba (0,02-0,028), Sr (до 0,018).

Возраст комплекса устанавливается фактом прорывания габброидов гранитоидами саянского комплекса, раннепротерозойская датировка которого радиологически подтверждена.

Породы часовенского комплекса, как и вулканы часовенской свиты, служат вмещающей средой для редкометалльных пегматитов саянского комплекса.

Зимовнинский комплекс метаперидотит-метагаббровый ($v'KR_{2z}$) выделен Г. Я. Абрамовичем в 1978 г. К комплексу отнесены дайки и силлообразные тела основных и ультраосновных пород, развитые в структуре Урикско-Ийского грабена на площади, расположенной восточнее Ерминско-Горхонского разлома, на левобережье р. Ока, в бассейне р. Ингаши. Дайки и силлы образуют поля северо-западного простирания. Мощность тел от первых до 300 м, протяженность – до 30 км. Простирание даек северо-западное, субсогласное залеганию вмещающих пород сублукской серии, которые они прорывают. Дайковые поля и крупные тела зимовнинского комплекса фиксируются в аэрогеофизическом поле линейными положительными аномалиями интенсивностью от 100 до 1000 нТл. В радиогеохимических полях характерны пониженные содержания урана, тория, калия; радиоактивность 6-13 мкР/ч. Метаморфизм пород соответствует условиям зеленосланцевой фации, участками (верховья рек Кирей, Ярма) – эпидот-амфиболитовой, сохраняются первичные структуры – офитовая, порфиоровая, габбро-офитовая. Породы комплекса относятся к калиево-натриевой серии, редко – к калиевой, подотряду нормальнощелочных, низкоглиноземистых пород. Ранее эти породы при ГС-50 картировались в составе ангаульского, метаморфизованные – в составе арбанского комплексов. В составе зимовнинского комплекса выделяются дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-долериты, долериты. Встречаются также слабо метаморфизованные породы.

Позднекарельский возраст зимовнинского комплекса обосновывается прорыванием им пород сублукской серии и, в свою очередь, прорыванием

их гранитоидами саянского комплекса. Радиологическая датировка из габбро-долерита в левом борту р. Ока ниже устья р. Ингаши [350] получена по цирконам (U-Pb SHRIMP) и составляет 1913 ± 24 млн лет. С метасперидотитами комплекса связано оруденение асбестовой апотеридотитовой формации.

Кулибинский комплекс пироксенит-габбровый (νKR_2kl) выделен А. Н. Смагиным в 1983 г. в верхнем течении р. Кирель. В пределах листа комплекс представлен двумя расслоенными массивами удлиненно-линзовидной формы, прорывающими метаморфические образования караганской серии (архей) в пределах Канской СФЗ. Петротип – Кулибинский массив – расположен за пределами площади. Лейкогаббро, меланогаббро, анортозиты слагают более крупный массив (48 км^2), мелкий Агульский массив (20 км^2), расположенный на водоразделе рек Агул, Бол. Янгоза, сложен габбро-диоритами, диоритами роговообманковыми. Магматиты, слагающие интрузии, связаны между собой постепенными взаимопереходами. Экзоконтактовые изменения представлены незначительным ороговокованием. Габбро, габбро-диориты, диориты ($\text{SiO}_2 - 48,8-56,2$) относятся к натриевой, калиево-натриевой сериям ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 2,1-5,8$). Содержания элементов-примесей и редкоземельных элементов в породах данного типа – на уровне кларковых, повышены в 2 раза содержания Co, Mo, Be.

Позднекареельский возраст комплекса устанавливается по прорыванию им образований гнейсов караганской серии (AR_2) и по присутствию габброидов комплекса в гальках конгломератов янгозинской свиты (RF_3).

Полезных ископаемых в связи с кулибинским комплексом не установлено.

Саянский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta-\gamma KR_2s$) выделен П. В. Дубиным в 1954 г. Широко распространен на площади листа в фундаменте Сибирской платформы – в Бирюсинской глыбе и Мангатгольском блоке, менее – в блоках Китойском, Булунском, Тагул-Туманшетском выступе, Тагул-Бирюсинском горсте и Урикско-Ийском грабене. В составе комплекса выделяются две фазы. Первая фаза представлена биотитовыми плагиогранитами роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Вторая фаза – гранитами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми, лейкократовыми, двуслюдяными гранитами, реже гнейсогранитами. Гранодиориты и диориты этой фазы в большинстве случаев слагают краевые части интрузивных массивов и, вероятно, образовались в результате ассимиляции вмещающих пород. Жильная фация – аплиты, пегматиты. Между фазами установлены рвущие контакты. Форма интрузивных тел гранитоидов, их состав и степень дифференцированности различаются в зависимости от положения массива в той или иной из перечисленных выше структур.

Саянский комплекс в Бирюсинской глыбе представлен интрузивными массивами, образующими пояс шириной 30–40 км, протяженностью до 300 км и приуроченными к зоне Бирюсинского разлома. Гранитоиды глубоких уровней становления участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов и валов в зоне Бирюсинского разлома, представлены гнейсо-гранитами, гнейсо-плагиогранитами и имеют с вмещающими гнейсами хайламинской толщи обычно постепенные переходы. Не исключено, что в центральной

части таких массивов могут сохраниться реликты гранитоидов хадаминского комплекса позднего архея. Первая фаза в этой структуре представлена аллохтонными гнейсоплагиигранитами, порфиробластическими гранитами, биотитовыми роговообманковыми гнейсогранитами. Вторая фаза выделяется только в интрузиях мезоабиссального уровня становления и представлена средне-крупнозернистыми биотитовыми, реже – роговообманково-биотитовыми гранитами, лейкократовыми и биотит-мусковитовыми с турмалином, гранитами, аплитами, пегматитами, в том числе керамическими мусковитоносными. Становление гранитных массивов в Бирюсинской глыбе, по-видимому, происходило в условиях средних–больших глубин, о чем свидетельствует слабость проявления контактового метаморфизма, иногда инъекционный характер контактов. Помимо охарактеризованных массивов в Бирюсинской глыбе на западе листа N-47 выделяются крупные структуры: Малотагульский, Ульяновский и массив в истоках р. Телегаш, левого притока р. Агул, расположенные среди гнейсов хайламинской толщи.

В Тагул-Туманшетском выступе кроме мелких тел закартировано два крупных массива – Говоровский и Нерсинский с преимущественным развитием второй фазы биотитовых гранитов порфиroidными со шлирами биотит-мусковитовых пегматитов. К этой фации гранитоидов приурочен пояс жил пегматитов, секущих как граниты, так и породы скиалитов.

В Тагул-Бирюсинском горсте саянский комплекс представлен двухфазными Тенишетским и Яшкинским массивами. На правобережье р. Тагул массивы сопровождаются множеством мелких тел. Интрузии сложены биотитовыми мелкозернистыми гранитами второй фазы и гнейсогранитами первой фазы с секущими контактами между ними. Со второй фазой здесь связаны жилы редкометалльных, керамических и оловоносных пегматитов, образующих поля, пояса и отдельные жилы в раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщах Елашского грабена, а также в архейских и гранитоидах саянского комплекса в обрамлении грабена.

В Мангатгольском блоке гранитоиды саянского комплекса принимают участие в строении Бирюсинского гранитоидного пояса, занимают около 30–35% площади. Крупные интрузии имеют двухфазное строение. Гранитоиды первой фазы характеризуются значительной дифференцированностью, среди них выделяются биотитовые граниты, иногда порфиroidные, роговообманковые, биотит-роговообманковые, двуслюдяные, гранодиориты, диориты. В краевых частях массивов или вблизи региональных разломов породы имеют гнейсовидную текстуру. Вторая фаза представлена интрузиями розовых гранитов, в меньшей мере – плагиигранитов, тяготеющих к зоне Бирюсинского разлома. Жильными производными фазы являются аплитовидные граниты, аплиты, пегматитовые и кварцевые жилы. Порфиroidные граниты в зонах разломов превращены в очковые ортосланцы. Двуслюдяные граниты преобладают в истоках р. Бол. Зимовная и по правобережью р. Ока, ниже устья р. Урда-Ока, они лейкократовые, светло-серые мелко- и среднезернистые, часто разгнейсованные. Наряду с биотитом в них присутствуют мусковит, реже – турмалин, образование которых обусловлено процессами грейзенизации. С двуслюдяными гранитами связаны многочисленные пегматитовые жилы.

В пределах Урикско-Ийского грабена, на его юго-восточном фланге саянский комплекс представлен несколькими крупными массивами гранитоидов и полями редкометалльных пегматитов. Комплекс также слагает полосу интрузий вдоль Бельско-Окинского разлома, вдоль границы грабена и Мангатгольского блока. Первая фаза здесь представлена биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранитами, гранодиоритами и диоритами, двуслюдяными гранитами. Породы часто разгнейсованы. Ко второй фазе относятся биотитовые, биотитово-роговообманковые, аплитовидные лейкокрастовые граниты, порфирировидные граниты, гранодиориты, граносиениты и сиениты. Большинство интрузий в пределах грабена соответствуют мезоабиссальному уровню становления. Вдоль полосы интрузий по разлому вмещающие породы большебереченской и урикской свит испытали регионально-контактовый зональный метаморфизм с преобразованием полимиктовых песчаников и сланцев в андалузитовые, двуслюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты. Ширина зоны контактового метаморфизма от нескольких сот метров до 3–4 км. Наиболее сильно контактовый метаморфизм проявлен вблизи интрузий гранитов первой фазы. Двуслюдяные и турмалинсодержащие граниты возможно являются следствием процессов грейзенизации, которые здесь широко проявились. Жильными производными саянского комплекса в описываемой структуре являются пегматиты, аплиты и кварцевые жилы. Пегматиты распространены среди отложений большебереченской и урикской свит. С ними связаны Бельское оловянно-литиевое, Гольцовое литиево-бериллиево-Белореченское литиево-танталовое и Урикское литиевое месторождения. Кварцевые жилы распространены обычно в зоне экзоконтакта интрузий. Мощность их колеблется от нескольких сантиметров до 5–6 м, протяженность от нескольких десятков до первых метров. Изредка жилы содержат пирит, халькопирит и арсенопирит. По химизму граниты саянского комплекса в целом принадлежат к семействам нормальных умереннощелочных гранитов, лейкогранитов и относятся преимущественно к калиево-натриевой и калиевой сериям, высокоглиноземистым. Геохимической спецификой гранитоидов комплекса является тенденция к накоплению Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ba, Zn, Hf в процессе дифференциации.

Возраст саянского комплекса устанавливается как позднекареельский по имеющимся многочисленным радиологическим датировкам, выполненным различными методами и лабораториями в различные годы (прил. 4). Некоторые из них приводятся ниже: U-Pb (изотоп) 1870 ± 30 млн лет [18]; Pb-Pb (мусковит) 1940 ± 30 млн лет [305]; Rb-Sr (мусковит) 1730 ± 30 (авторы, 2010 г.; ВСЕГЕИ) и др.

Канский комплекс гранодиорит-гранитовый (γKR_2k) выделен В. Я. Хильтовой в 1964 г. в верхнем течении р. Кан среди плагиогнейсов и амфиболитов караганской серии архея. Петротипический Канский массив находится за пределами исследуемой территории, в непосредственной близости от ее западной рамки. Единственный на площади массив комплекса Катарминский ($S - 7 \text{ км}^2$) находится в правом борту р. Катарма. Массив имеет удлиненно-овальную форму северо-западного–юго-восточного простирания. Южный контакт его с молодыми образованиями Чатыгойского

грабена тектонический. С вмещающими гнейсами караганской серии контакты четкие, извилисто-волнистые. Экзоконтактовые изменения представлены слабым ороговикованием и несколько реже – образованием гибридных пород. Массив сложен равномернoзернистыми биотит-амфиболовыми гранитами, сопровождается жилами аплитов. Гранитоиды имеют гипидиоморфнозернистую с элементами бластической структуру, равномернoзернистую, участками гнейсовидную текстуру. Породы высокоглиноземистые, принадлежат к нормальному ряду натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – 6,18–6,90% и относятся к низкокаллевой плагиогранит-гранитовой формации. Средние содержания элементов-примесей близки к кларковым.

Протерозойский возраст комплекса радиологически определен на листе N-46, где получены датировки: Rb-Sr – 2064 ± 62 млн лет; Sm-Nd – 824–1035,7 млн лет [125].

Каких-либо полезных ископаемых, связанных с образованиями комплекса, не выявлено.

Гуникский комплекс умереннощелочных гранитов и гранодиоритов ($\epsilon\gamma\text{KR}_2\text{g}$) выделен Г. Я. Абрамовичем в 1970 г. в бассейне р. Гуник (приток р. Ока). Распространен в структурах фундамента платформы – Мангатгольском, Булунском блоках и в Урикско-Ийском грабене, в междуречье Урика и Оки, где образует несколько изолированных друг от друга дискордантных изометричных интрузий. В Мангатгольском блоке – Гуникская, в Булунском – Дархитинская, в Урикско-Ийском грабене – Чернотагнинская и ряд мелких интрузий. В составе комплекса выделяются граниты умереннощелочные, лейкократовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, двуслюдяные граниты, граносиениты, сиениты, монцониты, монцодиориты, габбро.

Гуникская петротипическая интрузия расположена в истоках р. Гуник, имеет округлую, с извилистыми контактами, слегка вытянутую в широтном направлении форму, четкие рвущие контакты с вмещающими породами мангатгольского метаморфического и саянского гранитового комплексов. В строении интрузии принимают участие порфиroidные и гигантопорфиroidные щелочные крупнозернистые роговообманково-биотитовые и пегматоидные граниты. Приконтактовые части массива сложены мелко-среднезернистыми массивными гранитами. Порфиroidные и гигантопорфиroidные граниты в массиве наиболее широко распространены. Порфиroidные вкрапленники размером в среднем $2 \times 0,7$ см представлены табличками светло-серого, иногда с голубоватым оттенком, микроклина и плагиоклаза. Дымчато-серый полупрозрачный кварц также иногда образует округлые крупные зерна. Размер зерен основной массы породы $1,5 \times 2,5$ мм. Порода состоит (%) из плагиоклаза (35–45), микроклина (20–30), кварца (30) в виде крупных зерен с волнистым угасанием, бурого биотита (7–10), зеленой роговой обманки (до 3–5); аксессуарных минералов – сфена, ортита иногда лимонно-желтого, апатита, циркона, титаномагнетита, монацита; вторичных минералов – серицита, эпидота. Жильная фация – гранит-порфиры, пегматиты, нередко амазонитовые. Интенсивно окрашенный в зеленовато-голубой цвет микроклин в пегматитах встречается довольно часто. Жилы пегматитов в основном приурочены к зоне экзоконтакта интрузии.

Граниты интрузии относятся к ряду нормальных, к классу пересыщенных SiO_2 , железо преобладает над магнием. Колебания в содержании Na_2O и K_2O отражают колебания в содержании микроклина и плагиоклаза. По минеральной составу и металлогенической специализации (Ta-Nb, Mo, V) описываемые граниты близки к гранитам Дархитинского массива.

Дархитинский массив [298, 436] расположен по р. Ерма (приток р. Бол. Белая), в районе притоков рек Борчина 2-я, Дархит, Халтагай-Шулуут имеет овальную форму, резко дискордантное залегание по отношению к структуре вмещающей ерминской толще раннего архея. Радиологический тип поля характеризуется общей радиоактивностью 3–5 мкР/ч. Содержание U – $(4–8) \times 10^{-4}\%$, Th – $(8–24) \times 10^{-4}\%$, K – 1,5–2,5%. На картах ΔT массив отображается слабо дифференцированными положительным и отрицательным полями интенсивностью от (–)150 нТл до 200 нТл. В сложении массива преобладают порфировидные биотитовые, биотит-роговообманковые средне-крупнозернистые граниты, местами секущиеся жилами и мелкими телами розовых аллитовидных гранитов. Внутри массива отмечаются участки сиенитов, переходы к которым от гранитов – достаточно постепенные. Диориты роговообманково-биотитовые встречались в виде ксенолитов (не более 1 м) на северном фланге массива. Петрологически граниты массива относятся к калиево-натриевой, реже к калиевой серии. Содержание калия в последних достигает 5–8,5%. Породы высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости 2,6–4,4. В гранитах Дархитинской интрузии в выше-кларковых содержаниях присутствуют Mo, Sc, Sr, в нижекларковых – V, Be, Ga. Породы массива принадлежат к гранит-граносиенитовой формации.

Породы гуникского комплекса прорывают граниты саянского комплекса позднего карелия и сами прорываются дайками долеритов нерсинского комплекса позднего рифея. Позднекарельский возраст гуникского комплекса обоснован радиологическими определениями гранитоидов Чернотагнинского массива: U-Pb (SHRIMP по цирконам) – $1874 \pm 5,7$, 1842 ± 15 , 1827 ± 6 млн лет [350, 349]. Авторами по Уватской интрузии получена датировка: U-Pb (SHRIMP по цирконам) – 1831 ± 33 млн лет, 1905 ± 34 млн лет (ЦИИ ВСЕГЕИ).

Игнокский комплекс тоналит-гранодиоритовый ($\gamma\delta\text{KR}_{2i}$) выделен Г. Я. Абрамовичем в 1966 г. в бассейне р. Урик как комплекс малых интрузий; петротипический массив – Игнокский. В составе комплекса объединены граниты, плагиограниты, тоналиты, реже диориты и кварцевые диориты. В части массивов наблюдается нечетко выраженная зональность: граниты центральной части постепенно сменяются тоналитами, гранодиоритами, диоритами и кварцевыми диоритами в эндоконтакте, где породы часто приобретают порфировидную структуру. К игнокскому комплексу отнесены также дайки гранодиорит-порфиров, порфировидных диоритов, как сопровождающие отдельные массивы, так и концентрирующиеся в серии даек, и дайковые поля, вне связи с интрузиями. Гранитоиды образуют небольшие штоки ($S - 9–14 \text{ км}^2$), прорывающие отложения сублукской серии (большереченская и урикская свиты) Урикско-Ийского грабена, основная часть которых локализована в линейной периклинали осевой его части. Контакты с вмещающими образованиями крутые рвущие. Экзоконтактовые

воздействия выражаются в образовании роговиков, биотит-кварцевых сульфидизированных метасоматитов, скарноидов цоизит-актинолитового и биотит-тремолитового состава. Ширина экзоконтактовых зон колеблется от 100 до 800 м. Иногда в экзоконтактах проявлены процессы хлоритизации, прожилковое окварцевание, сульфидизация. Мощность зон гидротермалитов 70–140 м. По химическому составу диориты, гранодиориты относятся к нормально-щелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,59$), высокоглиноземистым ($a_1' = 2,36$).

Возраст комплекса установлен радиологически: U-Pb (SHRIMP, циркон) – 1887 ± 60 , $1875 \pm 7,5$, $1862 \pm 3,2$, 1778 ± 9 млн лет [350], что соответствует позднему карелию.

С игнокским комплексом связано оруденение золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций.

Позднепротерозойские магматические образования

Рифейский магматизм фундамента платформы

Ангаульский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta\text{RF}_{1a}$) [457] выделен в бассейнах рек Зима, Кирей, в его составе присутствуют долериты, габбро-долериты, габбро, дайки габбро-долеритов, долеритов. Породы образуют отдельные конформные массивы, мелкие тела, силлы и дайки среди образований ингашинской, урикской свит, андотской толщи и китойского интрузивного комплекса, структурно тяготеющих к северо-восточному борту Урикско-Ийского грабена. Комплекс слагает два крупных массива, приуроченных к региональному разломам. Самый крупный массив ($42 \times 3,5$ км) прослеживается от горы Зиминский Харикен в северо-западном направлении вдоль Точер-Большетагинского разлома до р. Черная Тагна, где срезается взбросо-надвигом, приводящим в соприкосновение докембрийские и вендские ($V_1\text{mt}$) – образования. Второй массив ($12 \times 4,0$ км) расположен в зоне разлома в междуречье Кирея–Бол. Ильмиги, в районе горы Ангаул и представляет собой силл мощностью до 400 м. Группа небольших конформных тел залегает среди пород ингашетской и урикской свит в междуречье Ингаши, Долгой Речки, верховьев р. Огной. Дайки долеритов широко распространены, ориентированы обычно в северо-западном направлении. По простирацию они прослеживаются на расстояние от сотен метров до 2–3 км, мощность их 1–3 до 10–30 м. Долериты, габбро-долериты – темно-зеленые, массивные, плотные, мелко-среднезернистые породы, на контактах тонкозернистые эффузивного облика. Структура их офитовая, пойкилоофитовая, состоят они из андезин-лабрадора (30–40%) и пироксена (60%), редко присутствуют зерна кварца, роговой обманки и биотита, характерно отсутствие в породах оливина – замещение его хлоритом и серпентином. Плаггиоклаз идиоморфен, пироксен занимает промежутки между зернами плаггиоклаза. Кварцевые долериты содержат кварц – 1–5%; для пород характерно присутствие титаномагнетита (до 3–5%), вкрапленность пирита, пирротина. Вторичные минералы – серицит, эпидот, зеленая роговая обманка, карбонат. Контактное влияние на вмещающие породы

выразилось в слабом ороговиковании пород, в незначительной перекристаллизации кварца, полевых шпатов и слюд.

Петрохимически породы основные нормально-щелочного типа. Радиологический возраст габбро-долеритов ангаульского комплекса – 1640 ± 100 млн лет – Rb-Sr изохронный метод, долериты, вал, р. Ингаши [403]. Геологическим обоснованием раннерифейского возраста служит также факт прорывания габброидами пород одайской свиты RF₁.

Полезных ископаемых в связи с ангаульским комплексом не выявлено.

Ингашинский комплекс кимберлитовый (τ RF_{2j}) выделен в бассейне р. Ингаши (левого притока р. Ока) М. Х. Меркинбаевым [376] при проведении в Урикско-Ийском грабене поисково-прогнозных работ на алмазы, выявивших в долине р. Ингаши жилы пиропсодержащих слюдяных кимберлитов. В настоящее время в петротипическом районе известны девять жил, часть из них алмазоносны. Жилы образуют пояс северо-западного простирания, ориентированы также в северо-западном направлении ($280\text{--}300^\circ$), являются секущими по отношению к вмещающим породам ингашинской свиты (KR₂), иногда секут под прямым углом (простирание жилы № 9 – 245°). Протяжённость жил от нескольких десятков до 560 м. Характерной морфологической особенностью тел являются их коленообразные изгибы по простиранию и будинаж в вертикальном разрезе – от раздувов до пережимов. Мощность жил от 0,1 до 0,8 м, они выполняют трещины скола. Воздействие на вмещающие породы выражено слабо – хлоритизация, пылевидное ожелезнение магнетитом. Кимберлиты имеют порфириковую структуру с оливином (серпентинизированным) и флогопитом во вкрапленниках. В основной массе – серпентин, тальк, хлорит, карбонат. В тяжёлой фракции – хромшпинелиды, перовскит, рутил, алмандин, пиропы, магнетит и др. Отмечаются пиропы эклогитового парагенезиса. Отличительная черта кимберлитов – отсутствие пикроильменита, чем они отличаются от кимберлитов Якутии. Жилы залегают на различных гипсометрических уровнях. Наиболее глубокие имеют полнокристаллическую порфириовидную структуру, порфириновые вкрапленники – частично замещённые оливин и флогопит. Гипсометрически выше в породах появляется флюидалная текстура, во вкрапленниках преобладает оливин, замещённый серпентином. Свежие разности отмечаются с глубины более 8,5 м. Жилы, вскрытые на водоразделах современного рельефа, имеют апостекловатую структуру без выраженной флюидалности, флогопитовый состав вкрапленников, включают обломки вмещающих пород; основная масса бурая, изотропная. Перечисленные особенности характеризуют наличие вертикальной зональности и неглубокий эрозионный срез жил, имеются перспективы для обнаружения на глубине крупных жил. В жиле № 8 обнаружены редкие угловатые обломки эклогитизированных габброидов размером до 10 см, что представляет практический и научный интерес (прокомментировано в разделе «Алмазы»). Выветрелые части жил представляют собой зеленовато-бурую глинистую массу («жёлтая земля»), в которой заметны округлые «горошины» серпентинизированного оливина, отдельные кристаллы слюды и фиолетового пироба. С глубиной степень пропитки пород гидроокислами железа уменьшается, порода приобретает голубовато-серую

окраску, становится более плотной. Кимберлиты ингашинского комплекса характеризуются, в сравнении со средним кимберлитом по Дж. Доусону, повышенным содержанием кремнезёма (среднее 38,71%), глинозёма (среднее 4,74%), окиси марганца (0,27%); щелочность пород средняя, калиевая. В сравнении с тем же эталоном (Якутия) в кимберлитах ингашинского комплекса повышено содержание Ni, Co, Cr, V. Приведённые особенности минерального состава, химизма кимберлитов позволяют отличать их от кимберлитоподобных пород зиминского комплекса карбонатитов.

Возраст кимберлитов ингашинского комплекса определён Rb-Sr методом – 1268 ± 12 млн лет [159].

Мадарский комплекс метагаббровый ($v'RF_3m$) впервые выделен А. Н. Рассказчиковым в 1960 г., объединившим в нем докембрийские метагабброиды Чатырлыгского прогиба. В зоне Главного Саянского разлома метагабброиды слагают ряд крупных, линейно-вытянутых в северо-западном направлении интрузивов, ограниченных разломами, и дайковые тела, а также присутствуют в виде скиалитов в поле гранитов черномбирюсинского комплекса (правый борт р. Хорма).

Петротипический Мадарский массив (р. Гутара, правобережье р. Мадар) площадью 35 км^2 при протяженности 15 км характеризуется относительной однородностью слагающих его метагабброидов. Породы комплекса образуют также ряд массивов ($15\text{--}20 \text{ км}^2$) и серию дайковых тел, объединяющихся в дайковые пояса, наиболее крупный из них имеет параметры $20 \times 2 \text{ км}$ [274]. Мощность даек от первых десятков сантиметров до первых десятков метров, протяженность от первых сотен метров до 1–2 км, залегание крутое с падением на ЮЗ $\angle 70\text{--}85^\circ$, СВ $\angle 80\text{--}85^\circ$, простирание $300\text{--}315^\circ$. В состав комплекса включены ортоамфиболиты, метадолериты, метагаббро-долериты, метагаббро, метагаббро-диориты. Породы повсеместно изменены процессами динамометаморфизма, метасоматоза и гидротермальной проработки с образованием ортосланцев биотит-плагиоклаз-актинолитовых, серицит-эпидот-хлорит-актинолитовых. Контакты с вмещающими породами прямые, извилистые, четкие. Ширина экзоконтактовых ореолов – от первых сантиметров до первых десятков метров. Метапелиты в зоне экзоконтакта ороговикованы, карбонатные породы скарнированы. Метагабброиды характеризуются гетеронематобластовыми, гетерофибробластовыми, фибробластовыми, нематобластовыми, пойкилобластовыми структурами, массивными полосчатыми, параллельными, полосчато-сланцевыми текстурами.

Первично-магматические минералы (плагиоклаз, клинопироксен) присутствуют в реликтах, интенсивно замещены актинолитом, эпидотом, соссюритом, хлоритом, серпентином, биотитом. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом. По химизму породы близки к среднему безоливиновому габбро с несколько пониженным содержанием глинозёма, пониженным содержанием щелочей. По результатам полукваликативных спектральных анализов, в метабазитах наблюдаются повышенные содержания элементов: Sn, Ba, Be, Sc, Zr [274]. Мадарский комплекс отвечает габбро-долеритовой или габбро-диорит-долеритовой формации.

Верхнюю возрастную границу комплекса определяют по находкам метагабброидов в гальках конгломератов янгозинской свиты верхнего рифея. Нижняя граница определяется фактом прорывания ими отложений терригенно-вулканогенной инжигейской свиты среднего рифея. Приведенные соотношения позволяют установить среднерифейский возраст мадарского комплекса.

В зонах дробления, окварцевания, сульфидизации пород мадарского комплекса локализовано оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации.

Саржинский комплекс плагиогранит-гранитовый (γRF_{3sr}) выделен впервые В. В. Брынцевым в 1985 г. [245]. Он объединяет небольшие интрузии плагиогранитового и гранодиоритового состава Чатыгойского грабена в зоне Главного Саянского разлома. Мелкие тела и дайки гранитоидов группируются в протяженные пояса северо-западного простирания на водоразделах рек Мурхой, Мал. Саржинка, В. Каменка, Мадар, Сухой Инжигей (бассейны рек Бирюса, Гутара, Мал. Тагул). Большая часть интрузивных тел имеет линзовидную и дайковую форму и, обычно, крутое залегание, мощность от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров; площадь тел 3–26 км². Контакты их интрузивные, согласные сланцеватости вмещающих пород инжигейской и хорминской свит, за пределы контуров развития которых они не выходят в своем распространении. Нередки контакты с постепенными переходами во вмещающие толщи с развитием в экзоконтактах тел гибридных пород с голубым кварцем.

В составе комплекса преобладают мелко-среднезернистые гранодиориты и плагиограниты, есть пегматоидные разности. Большая часть гранитоидов обладает отчетливо выраженной вторичной сланцеватостью северо-западного простирания, совпадающей с ориентировкой зон милонитизации вмещающих пород. В зонах тектонических нарушений проявлены эпидотизация, хлоритизация, катаклаз, бластез пород. Состав гранитоидов (%): плагиоклаз (олигоклаз–андезин № 30) – 50–60, кварц – 25–35, микроклин – 0–15, эпидот – 5–10, хлорит – 2–8, серицит – 2–5, амфибол в реликтах. Акцессорные минералы: пирит, магнетит, лейкоксен, лимонит, апатит, циркон, гранат, сфен, ортит. Плагиограниты характеризуются высоким содержанием SiO₂ (до 75,46%), с резким преобладанием Na₂O над K₂O (Na₂O/K₂O – 2–5), высокой глиноземистостью (a' – 20,7–43,2). Отмечаются нижекларковые содержания редких щелочей (Li, Rb, Cs), а также (Ni, Co, Cr, Ti) и меди и вышекларковые (1,5–2 раза) – бария и стронция. Гранитоиды саржинского комплекса отвечают плагиогранитовой формации.

Гранитоиды комплекса прорывают среднерифейские отложения инжигейской свиты, присутствуют в гальке конгломератов янгозинской свиты верхнего рифея, на основании чего комплекс датируется поздним рифеем.

Описанные гранитоиды являются рудоносными в отношении кварцевой и золото-кварцевой формаций, локализующихся во вмещающих рифейских отложениях.

Нерсинский комплекс габбро-долеритовый (βRF_{3n}) выделен П. В. Дубинным в 1956 г. в устье р. Нерса (приток р. Бирюса), представлен sillами, дайками долеритов, габбро-долеритов, троктолитов, долеритов кварцевых

и гранофировых. Комплекс распространен в северной части листа в междуречье Агула и Ии, главным образом в Присяянском прогибе, на юге Тагул-Бирюсинского горста, менее – в Тагул-Туманшетском выступе и Бирюсинской глыбе, Уватском поднятии. В Присяянском прогибе преобладающей формой интрузий являются силлы, залегающие субгоризонтально в породах шангулежской свиты на своде Водораздельного поднятия, реже – в ипситской и марнинской свитах, переходящие в крутопадающие дайки вблизи разломов. Наиболее крупным является Изанский силл, занимающий водораздел рек Изан, Яга, Мангараж. Мощность силла от 20 до 250 м. В эндоконтакте тела отмечаются маломощные зонки закалки, а во вмещающих породах – слабое ороговикование. Сложен силл долеритами со шширами долерит-пегматитов с афанитовой структурой на контакте и крупнозернистой, призматически-зернистой структурой – в центре тела.

Магнитное поле над силлом положительное, дифференцированное, интенсивностью до 200 нТл. Содержание радиоактивных элементов, по данным аэрогаммаспектрометрической съемки, составляет: К – 0,5%, U – $2 \times 10^{-4}\%$, Th – $4 \times 10^{-4}\%$.

В Тагул-Бирюсинском горсте породы комплекса представлены штоками, дайками габбро-долеритов и долеритов протяженностью 4–8 км при мощности 30–100 м. Простираение дайковых тел четко подчиняется разрывной тектонике, встречаются субмеридиональные, дуговые ступенчатые дайки, пояса даек северо-восточного направления. Падение тел крутое (60–80°). Контакты с вмещающими породами интрузивные, в зонах экзоконтактов наблюдается слабое ороговикование, биотитизация, хлоритизация. Зоны закалки – в эндоконтактах. В Тагул-Бирюсинском выступе и Бирюсинской глыбе – маломощные крутые дайки протяженностью до 1,0–1,5 км северо-восточного простирания, согласные преобладающей трещиноватости в зонах Бирюсинского и Грядинского разломов, к которым они приурочены. Дайки нерсинского комплекса прорывают различные вмещающие карельские образования, отложения карагасской серии верхнего рифея и не прорывают верхнерифейских отложений оселковой серии, часто хорошо отпрепарированы в рельефе. Сложены долериты, габбро-долериты лабрадором (30–50%), моноклинным пироксеном (20–40%), оливином. Гранофировые долериты содержат андезин (40–45%), авгит. Вторичные изменения выразились актинолитизацией и замещением роговой обманкой пироксена, сосюритизацией, эпидотизацией, в развитии скаполита (по лабрадору), серпентина, хлорита, иддингсита. Долериты, габбро-долериты принадлежат к нормальному ряду, имеют глиноземистость от низкой ($a' = 0,6$) до умеренной ($a' = 0,85$), калиево-натриевый тип щелочности. Петрохимическим различием базитов, залегающих, с одной стороны в Присяянском прогибе, с другой – в фундаменте платформы, является принадлежность первых к известково-щелочной серии, вторых – к толеитовой. Геохимию пород нерсинского комплекса характеризуют в целом стабильность низких (нижекларковые, кларковые) содержания микроэлементов. В магнитном поле тела долеритов выделяются линейными и локальными аномалиями интенсивностью +(200–1000) нТл. Радиоактивность и содержания РАЭ – низкие.

Позднерифейский возраст нерсинского комплекса определяется на основании прорывания долеритами биостратиграфически охарактеризованных средне-верхнерифейских отложений карагасской серии и отсутствием их в верхнерифейских отложениях оселковой серии.

Полезных ископаемых в связи с нерсинским комплексом не выявлено.

Бирюсинский комплекс лейкогранитов и кварц-микроклиновых метасоматитов ($1\gamma RF_3b$) выделен П. В. Дубиным в 1959 г. в Бирюсинской глыбе фундамента Сибирской платформы. Наиболее распространен в Бирюсинском гранито-гнейсовом поясе вместе с гранитоидами саянского, в меньшей мере – хадаминского комплексов. Бирюсинский комплекс в виде удлиненных массивов сложной формы и мелких тел протягивается почти непрерывной полосой на 230 км от устья р. Урда-Ока до р. Бирюса вдоль Бирюсинского регионального разлома преимущественно среди гранитоидов саянского комплекса, в меньшей мере среди отложений хайламинской толщи и мангатгольского метаморфического комплекса. Он также прорывает гнейсо-граниты хадаминского комплекса позднего архея, габброиды урдаокинского комплекса раннего протерозоя, проявлен в виде жил кварц-микроклиновых метасоматитов в отложениях карагасской серии среднего–позднего рифея и долеритах нерсинского комплекса позднего рифея. Выделяются крупные массивы – Шитский, Барбитайский, Булгутуйский, Удинский, Медекский, Большеерминский, Столбовой, Бирюсинская интрузия. В составе комплекса выделяются метасоматические граниты, гранодиориты, кварц-микроклиновые метасоматиты, кремнещелочные метасоматические породы по милонитам и бластомилонитам, мусковитовые микроклиновые граниты, лейкократовые граниты, мусковит-микроклиновые. Массивы имеют часто зональное строение: микроклиновые граниты слагают центральные их части (70% площади массива), окруженные зонами шириной в 3 км кварц-микроклиновых очковых метасоматитов. Калиевый метасоматоз – микроклинизация – накладывается на вмещающие породы. Микроклиновые метасоматические граниты с вмещающими породами имеют как постоянные переходы, так и секущие контакты, состоят (%) из микроклина (45–60), кварца (10–15), плагиоклаза (10–25), биотита (до 5), акцессорных минералов – сфена, апатита, циркона, ортита, флюорита, молибденита. Кварц-микроклиновые метасоматиты по гнейсам хайламинской толщи и мангатгольского метаморфического комплекса представляют собой порфиробластовые и очковые породы с гнейсовидной и полосчатой текстурой со среднезернистой основной массой. Структура пород бластокатакластическая, гранобластовая, лепидогранобластовая. Состав (%): кварц (25–35), плагиоклаз (15–25), микроклин (30–50), биотит (5–20), амфибол (0–10), гранат (0–7), апатит, циркон, рудный минерал, сфен. Кремнещелочные метасоматиты, развивающиеся по милонитам и бластомилонитам, обладают катакластической, милонитовой, бластомилонитовой, гранобластовой структурами и состоят (%) из кварца (15–40), плагиоклаза (15–40), микроклина (15–50), биотита (5–25), мусковита (5–30), эпидота (6–8), сфена (3–5), граната (до 2), хлорита (10–15), клиноцоизита (8–10), циркона, апатита, рудного минерала, флюорита, сфена, монацита,

рутила, ортита; вторичные – серицит, хлорит, гидроокислы железа, гидрослюда, карбонат, лейкоксен, соссюрит. На мелкозернистом фоне основной массы (кварца, полевых шпатов, биотита, гидрослюда) отчетливо выделяются «очки» перекристаллизованного плагиоклаза и крупные (до 4,5 мм) метабласты микроклина.

Самый крупный массив бирюсинского комплекса – Булгутуйский, закартирован на северо-восточных склонах Булгутуйского хребта, имеет линзовидную форму (2×15 км), простирается в северо-западном направлении, сложен биотит-мусковит-турмалиновыми гранитами с переходами в мигматиты, участками грейзенизированными. На карте гамма-поля массив выделяется прерывистой полосой со значениями радиоактивности 20–25 мкР/ч на фоне 15 мкР/ч. Породы характеризуются содержаниями урана $(5–6) \times 10^{-4}\%$, тория $(7,6–10) \times 10^{-4}\%$, калия 1,0–1,5%. С кварц-микроклиновыми метасоматитами ранних стадий становления мусковит-биотитовые граниты имеют как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. Грейзенизированные, альбитизированные граниты, альбит-кварцевые метасоматиты, грейзены имеют постепенные переходы как между собой, так и с вмещающими их образованиями и приурочены обычно к тектоническим зонам среди мусковит-турмалин-биотитовых гранитов или метасоматических микроклиновых гранитов.

Лейкократовые турмалин-мусковит-биотитовые граниты обладают мелкозернистым до пегматоидного сложением. Пегматиты наблюдаются в виде шпировых выделений в гранитах (от см до метров) удлиненной формы, текстура массивная, структура реликтовая, гипидиоморфнозернистая, замещения. Состав (%): плагиоклаз – 25–30, микроклин – 30–40, турмалин – 2–5, мусковит – до 3, биотит – до 3, гранат, альбит; аксессуарные – циркон, циртолит, сфет, касситерит, шеелит, ксенотим, рудный; вторичные – хлорит, серицит, цоизит, гидрослюды железа. Альбитизированные граниты, альбит-кварцевые метасоматиты и пегматиты имеют незначительное распространение, обладают бластокатакластической структурой и структурой замещения, неравномерно пятнистой, массивной текстурой. Сложены (%) альбитом (30–60), кварцем (30–40), калишпатов (0–30), мусковитом (2–5); аксессуарными – колумбитом, турмалином, гранатом, топазом, хризобериллом. Для существенно натриевых (альбитовых, олигоклазовых) метасоматитов характерны: колумбит и колумбит-танталит, пирохлор, циртолит, торит, литиевые слюды (протолитионит); для кремниевых и натриево-кремниевых – топаз, касситерит, висмутин, халькопирит, галенит, молибденит, шеелит. Лейкограниты бирюсинского комплекса характеризуются повышенным содержанием (%): Nb (0,004), Th (0,0044), U (0,0048), Sn (0,0007), Zn (0,015). Гранитоиды имеют низкую магнитную восприимчивость – $(19–300) \times 10^{-6}$ ед. СГС. Породы относятся к калиево-натриевой серии (K/Na – 0,5–0,7), являются высокоглиноземистыми ($al' – 4,3–5,5$). В целом при образовании пород бирюсинского комплекса устанавливается следующая направленность процессов: ранняя калишпатизация сменяется кремне-калиевым метасоматозом, затем следуют натриевый и завершающий кремниевый метасоматоз. Метасоматическое гранитообразование

носило регрессивный многоэтапный характер формирования при понижающихся давлении и температуре по отношению к палингенно-метасоматическому и интрузивно-анатектическому гранитообразованию.

Радиологическое определение возраста метасоматических гранитов по р. Бирюса (Rb-Sr) 1625 ± 100 млн лет [403] некорректно, ввиду большой погрешности. Возраст комплекса принят позднерифейским на основании прорывания метасоматическими гранитами отложений шангулежской свиты раннего–среднего рифея, долеритов нерсинского комплекса позднего рифея и отсутствия факта прорывания ими отложений оселковой серии позднего рифея.

С бирусинским комплексом связаны проявления урана (формации урановой в минерализованных зонах дробления, урановой гумбеитовой) и редкоземельных щелочных метасоматитов.

Рифейские магматические образования Алтае-Саянской складчатой области

Офиолитовая ассоциация выделяется в обрамлении Гарганской глыбы в пределах Боксон-Сархойской СФЗ, включает гипербазиты ильчирского комплекса, габброиды жохойского и боксонского комплексов и образования оспинской и дунжугурской свит. Свиты охарактеризованы в гл. «Стратиграфия». Породы ассоциации слагают две субширотные полосы, обрамляющие с севера и юга Гарганскую глыбу, и во внешнем контуре офиолитовых дуг контактируют на севере с рифейскими толщами Окинского «синклиория», на юге – с венд-палеозойскими образованиями Ильчирского прогиба, имея с ними повсеместно тектонические контакты. В верховьях р. Онот, у восточной рамки листа северная и южная ветви офиолитового пояса совмещаются, образуя Оспинско-Китойский массив. В северной ветви пояса (Дунжугурская дуга) в составе офиолитовой ассоциации объединены ильчирский и боксонский комплексы, в южной ветви (Оспинская дуга) – ильчирский и жохойский комплексы. Олистолиды пород офиолитовой ассоциации отмечаются на поверхности Гарганской глыбы.

Породы интенсивно дислоцированы, отмечаются участки опрокинутого залегания, осложненные разрывной тектоникой, надвигами. Вследствие сложного тектонического строения района, полный разрез офиолитов не сохранился. Наиболее полно офиолиты проявлены в Окино-Китойском, Сагансайском, Улан-Сарьдагском массивах.

Ильчирский комплекс перидотит-дунитовый (σRF_2i) выделен В. Н. Лодочниковым в 1936 г. по р. Ильчир. Является нижним членом офиолитовой ассоциации. В составе ильчирского комплекса выделяется сетчато-полосчатый (дуниты, гарцбургиты, перидотиты) и кумулятивный расслоенный (ритмичное чередование габбро, пироксенитов оливиновых, дунитов, верлитов, хромитов) «подкомплекс». Комплекс представлен серией линзообразных, пластинообразных массивов площадью $2,25\text{--}4,0$ км². Самый крупный из них Оспинско-Китойский (площадью 195 км²) занимает водораздел рек Китой, Онот, вытянут в субширотном направлении. С окружающими осадочно-метаморфическими образованиями ильчирской,

сагансайрской, барунгольской и горлыкгольской свит породы комплекса находятся в сложных тектонических соотношениях – гипербазиты зачастую в зоне эндоконтакта рассланцованы, меланжированы. Контакты крутые – 60–80°. С прорывающими их гранитоидами сумсунурского комплекса контакты резкие, прямолинейные с развитием маломощной (20 м) экзоконтактовой корочки антигоритовых серпентинитов. Контакты между «сетчатыми» и «кумулятивными» подкомплексами тектонические, породы последнего или надвинуты на гипербазитовую часть массива (Оспинско-Китойский массив, р. Горлык-Гол), или образования «сетчато-полосчатого» комплекса отделяются от «кумулятивного» зоной серпентинитов (Сагансайрский массив).

Для гипербазитовой части массивов характерна слабо выраженная зональность – в центральной части преобладают гарцбургиты (Китойский массив), по периферии – дуниты, реже пироксениты, лерцолиты. Контакты между разновидностями постепенные, визуально не всегда заметные. Среди дунитов (Китойский массив), образующих тела мощностью 150–370 м и протяженностью до 1750 м, наблюдаются шпирь, линзовидные тела с прожилками хромитов. Эндоконтактовая зона сложена апогипербазитовыми породами – серпентинитами, их карбонатизированными разновидностями, талькитами, тальк-карбонатными породами. Неизменные породы оконтуривает мощная зона серпентинового меланжа. Контакт неизменных гипербазитов с серпентинитами резкий, осложнен макро- и микроскладчатостью, иногда до пльчатости. К меланжу тяготеют зоны серпентин-карбонатных, серпентин-тальк-карбонатных и тальк-карбонатных пород. Среди вторичных тальк-карбонатных пород нередки жилы лиственитов. Большинство исследователей, изучавших Оспинско-Китойский массив, разделяют метасоматически измененные породы на автометаморфические и аллометаморфические [438]. В процессе автометаморфизма формируются хризотил-лизардитовые серпентиниты. Аллометаморфическим (гидротермально-метасоматическим) преобразованиям подвержены и гипербазиты и осадочные породы. По гипербазитам развиваются антигоритовые серпентиниты, нефриты, родингиты, оливинсодержащие породы (штубахиты), углеродизированные гипербазиты (графитизированные гипербазиты). В проявлении метаморфической, метасоматической углеродизации предполагается участие источников мантийных, а также, возможно, углеродсодержащих черных сланцев ильчирской свиты [63].

Породы кумулятивного комплекса слагают пластину по левому борту р. Горлык-Гол (южная часть Оспинско-Китойского массива) и Сагансайрский массив, участвуют в строении Ильчирского покрова. В строении кумулятивного комплекса преобладают габбро, в меньшем объеме фиксируются пироксениты и серпентиниты. Признаки расслоенности выражаются в наличии полосчатых разновидностей габбро (2–5 м) и наличии в них редких прослоев серпентинитов (5–11 м) (Оспинско-Китойский и Сагансайрский массивы). Вскрытая мощность кумулятивного комплекса Ильчирского покрова, состоящего из ритмичного переслаивания амфиболитового габбро (5–10 м), серпентинитов (33 м), пироксенитов (50 м), составляет 600 м. Контакты между разновидностями, как правило, резкие, прямолинейные, редко угловатые, извилистые. Контакты с вмещающими

породами тектонические. Гипербазиты (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, пироксениты), базиты (габбро) характеризуются типичной для этого класса пород панидиоморфнозернистой структурой, массивной, полосчатой текстурой. Минеральный состав гипербазитов различается содержанием оливина: гарцбургиты – 55–90%, дуниты – 90–95%, двупироксеновые гарцбургиты – 64–83% и составом пироксена – ортопироксены – гарцбургиты и дуниты, клинопироксены – лерцолиты. В дунитах постоянно присутствуют акцессорные хромшпинелиды (1–2%). Среди габброидов кумулятивного комплекса выделяются оливин-клинопироксеновые, клинопироксеновые, клинопироксен-ортопироксеновые, ортопироксен-клинопироксеновые и амфиболовые габбро.

Авто- и аллометаморфические породы (серпентиниты, штубахиты, листвениты, родингиты, карбонат-тальковые, карбонат-серпентиновые породы, графитизированные гипербазиты) имеют гранобластовые, сетчато-петельчатые, кокардовые, бластопорфировые структуры. Текстуры пород сланцеватые, полосчатые. Состав пород самый разнообразный: в лиственитах преимущественно развит карбонат (брейнерит – 80–95%) и серицит – до 20%, в родингитах – гранат-гидрогроссуляр – 85–93%, в серпентинитах – серпентин (80–98%), штубахитах (вторичных оливинитах) – оливин (95%), углеродистое вещество – 5%, в графитизированных гипербазитах содержание углеродистого вещества достигает 90%.

Химический состав гипербазитов ильчирского комплекса характеризуется повышенной магниальностью Mg/Fe – 8–12, низкими содержаниями титана – $TiO_2 < 1\%$ и высокими концентрациями хрома – $Cr > 0,20\%$. Содержания ванадия, кобальта, марганца, меди ниже кларковых. Незначительно повышено содержание никеля [174]. Габброиды кумулятивной части комплекса юго-восточного (ильчирского) участка офиолитовой ассоциации отвечают эвкритовому типу, характеризующемуся низкой железистостью и переменным содержанием щелочей, северо-западного участка – бонинитовому типу с высоким содержанием K_2O .

Среднерифейский возраст гипербазитов ильчирского комплекса обусловлен положением его в офиолитовой ассоциации, возраст которой определен по породам комплекса габбро (боксонский комплекс) [93] и прорыванием его образований гранитоидами сумсунурского комплекса, возраст которого радиологически определен поздним рифеем.

Ультрабазиты ильчирского комплекса характеризуются повышенной хромитоносностью. С обуглероженными перидотитами, развитыми по гипербазитам Оспинско-Китойского массива, связана серия проявлений технических алмазов. Находки платиноидов: сперрилиты и осмириды в аллювии р. Ехэ-Шигна вероятнее всего связаны с гипербазитами Ехэ-Шигнинского массива, который река дренирует.

Жохойский комплекс габбровый (vRF_2z) выделен П. А. Рошкетаявым в 1976 г. К жохойскому комплексу [438, 54, 93] относятся «нижний» и нерасчлененный габбровые «комплексы» и «комплекс» параллельных даек юго-восточного участка (бассейны рек Урдо-Улзыта, Арлык-Гол, Горлык-Гол) офиолитовой ассоциации.

Наиболее крупное тело – тектоническую пластину ($0,2 \times 10$ км) (верховья р. Аргыл-Гол и оз. Ноган-Ула-Нур) слагает нерасчлененный «комплекс», объединяющий «нижние» и «верхние» габбро. Наблюдаемый разрез нерасчлененного комплекса общей мощностью 70–80 м состоит из «переслаивания» пироксен-амфиболовых габбро (5–33 м) серпентинизированных, амфиболитизированных габбро (4–11 м) с метагаббро и роговообманковыми диоритами. Крупнозернистые «нижние» габбро слагают небольшие ($0,1 \times 0,1$ км) тела в верховьях р. Лев. Самарта. Породы дайкового комплекса локализованы в массиве «нижнего» габбро в бассейне р. Гордык-Гол. Контакты тел с вмещающими осадочно-метаморфическими образованиями безымянной, дунжугурской и ильчирской свит и породами ильчирского комплекса тектонические. Контакт дайковых образований с породами габбровых «комплексов» («нижнего» и нерасчлененного) неровный, местами неопределенный, т. к. на отдельных участках осуществляется постепенный переход от пластообразных тел габбро к дайковым.

Среди габброидов выделяются оливин-клинопироксеновые, клинопироксеновые и амфиболовые габбро. Породы сильно изменены, первичные минералы находятся в реликтах. Дайки представлены зелеными долеритами, в единичном случае выявлен андезит (р. Горлык-Гол) [93]. Габбро характеризуются пониженными содержаниями SiO_2 при постоянном преобладании CaO над MgO , низкой железистостью, переменным содержанием щелочей, т. е. состав их близок к габбро эвкритового типа [55]. Клинопироксеновые габбро и габбронориты с незначительным содержанием ортопироксена в составе комплекса получили незначительное распространение. Характерной особенностью этого типа габбро является высокое содержание в них K_2O . Породы комплекса относятся к габбро-долеритовой формации.

Возраст жожокского комплекса определяется по аналогии с боксонским комплексом радиологически датированным (по плагиогранитам) средним рифеем (см. ниже).

В зонах расланцевания в габброидах этого комплекса локализовано медно-пирротинное оруденение.

Боксонский комплекс габбровый (vRF_2b) выделен Л. М. Рогачевым в 1992 г. на р. Боксон. Комплекс представляет «нижние» и «верхние» габбро и серию («комплекс») параллельных даек долеритов [438, 54, 93] офиолитовой ассоциации Дунжугурской дуги северо-западного участка Гарганской СФЗ.

В составе боксонского комплекса объединены габбро, габбродолериты, оливиновые габбро, габбронориты, долериты, микрогаббро, образующие серию линзовидно-пластовых тел площадью $0,1 \times 0,6$ до $0,3 \times 10$ км в бассейне р. Улзыга и верховьях р. Урик, а также – комплексы даек долеритов. Габброиды ассоциируют с ультрабазитами сетчато-полосчатого ильчирского комплекса, осадочно-метаморфическими образованиями ильчирской, дунжугурской и мангатгольской свит. Дайковый комплекс лучше всего обнажен в правом борту р. Ока, выше устья р. Боксон. Мощность даек составляет 0,2–1,0 м. Контакт дайкового и габбрового «комплексов» неровный, местами неопределенный, т. к. в отдельных случаях осуществляется постепенный переход от габброидов, вмещающих редкие дайки, к дайковому

комплексу со скринами габброидов. Такие скрины слагают до половины объема нижней части дайкового пояса [93]. Дайки залегают почти перпендикулярно контакту дайкового и габбрового «комплексов». Поздними дериватами боксонского комплекса являются дайки плагиогранитов.

Контакты габброидов с ильчирской и дунжугурской свитами тектонические, образования мангатгольской свиты перекрывают габброиды. С «сетчато-полосчатым комплексом» ультрабазитов габброиды имеют или тектонический контакт, или граничат через зоны серпентинитов. С «кумулятивно-полосчатым комплексом» контакты постепенные, проводятся зачастую условно по исчезновению в разрезе тел пироксенитов. Разделение габброидов боксонского комплекса на «нижние» и «верхние» описано Добрецовым [54] на Дунжугурском участке, где в непрерывном разрезе за кумулятивной зоной наблюдаются грубозернистые, неяснополосчатые пироксеновые и амфиболовые габбро, которые вверх по разрезу сменяются крупнозернистыми разновидностями.

Для боксонского комплекса характерны клинопироксеновые габбро, габбро-нориты с незначительным содержанием ортопироксена и амфиболовые габбро, реже присутствуют богатые ортопироксеном разновидности. Петрохимически породы относятся к нормально-щелочному типу. Для них характерны пониженные содержания MgO (0,12%) и SiO_2 и повышенные – CaO (7,21–8,17%) и Al_2O_3 (15,57–17,21%). Также особенностью этих габброидов является высокое содержание K_2O (1–2,5%). Таким образом, для боксонского комплекса характерны габбро известково-щелочного (бонинитового) типа.

Дайковый комплекс представлен дайками бонинитовой серии двух генераций, самые ранние дайки сложены долеритами, габбро-долеритами, микрогаббро, вторая генерация представлена порфиритами. Первично-магматические минералы в них полностью замещены хлорит-альбит-кварцевым агрегатом, сохраняются только хромиты, которые представлены отдельными идиоморфными включениями. Петрохимический состав даек и уровень содержаний и распределений РЗЭ – типичный «бонинитовый», характерный для вмещающих габброидов. По вещественному составу, текстурно-структурным особенностям габброиды боксонского комплекса относятся к габбро-долеритовой формации.

Возраст боксонского комплекса был впервые определен U-Pb методом (по цирконам из плагиогранитов) Е. В. Склярным [439] в 1042 млн лет. Позднее Е. В. Бибиковой из того же обнажения (правый борт р. Боксон) по цирконам U-Pb методом был получен возраст 1021 ± 5 млн лет. По последним определениям U-Pb (изохр.) методом по цирконам, возраст комплекса – $1019,9 \pm 0,7$ млн лет [93]. Все три определения соответствуют среднему рифею.

В зонах рассланцевания габброидов комплекса наблюдается медная минерализация (медно-пирротиновая).

Барунхолбинский комплекс метапериодит-метагаббро-метадолеритовый ($v\beta'Rf_3b$) [437] выделен в верховьях р. Урик. Комплекс объединяет многочисленные штоки, дайки и силлоподобные тела метабазитов в бассейнах рек Барун-Холбо, Хойто-Улзыта, Урик, Иркутный Гарган, Дэдэ-

Зун-Салы, Ильчир, Зун-Оска, Хойто-Ошон в пределах Гарганской СФЗ. Наиболее часты образования барунхолбинского комплекса в блоках, сложенных породами ильчирской и иркутной свит. Наибольшая концентрация отмечается вблизи выходов ильчирской свиты. Особенно много их в блоках, где в составе ильчирской свиты заметную роль играют ортосланцы (апобазитовые). Последним обстоятельством В. Г. Скопинцев [437] обосновывает точку зрения о магмоподводящей роли барунхолбинских даек к вулканитам ильчирской свиты. Ориентировка тел совпадает с простиранием вмещающих структур. Мощность даек от нескольких до 50–60 м, протяженность от нескольких десятков метров до 3–4 м. Дайки в большинстве случаев прямолинейные. Их концентрация (вкрест простирания) достигает 5–10 даек на 1 км. Контакты с вмещающими породами четкие, ровные, отчетливо рвущие. Иногда при разветвлении даек прорываемые породы подобны эруптивным брекчиям. Эндоконтактовые изменения проявляются в образовании тонких (10–15 см) корочек закалки.

В составе барунхолбинского комплекса наблюдаются кварц-гиперстеновые, гиперстен-оливиновые амфиболиты, метагаббродолериты, метагаббро, метагаббродиориты, метадiorиты и апобазальтовые сланцы. Неизменённые породы присутствуют в незначительном количестве. Метаморфизм отвечает условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Химизм основной массы пород соответствует базальтам толеитовой серии (натриевых базальтов) при подчиненном количестве андезибазальтов и андезитов натриевой щелочности. Средние содержания микроэлементов в породах барунхолбинского комплекса отвечают кларковым, отличаясь более низкими содержаниями никеля, марганца, хрома и меди, с повышенными (в 6 раз) содержаниями бериллия и олова (в 2 раза) [437].

Позднерифейский возраст барунхолбинского комплекса устанавливается на основании прорывания дайками пород ильчирской и фаунистически охарактеризованной иркутной свит, с другой стороны – барунхолбинские метагабброиды сами пересекаются гранитоидами сумсунурского комплекса, позднерифейский возраст которого установлен радиологически.

Метагабброиды барунхолбинского комплекса в зонах гидротермальной проработки нередко содержат золото-сульфидно-кварцевое оруденение.

Сумсунурский комплекс диорит-тоналит-плагногранитовый ($v\text{-pyRF}_3s$) выделен Н. А. Авдонцевым в 1967 г. в районе оз. Сумсунур, представлен крупными батолитообразными массивами, в том числе петротипическим Сумсунурским площадью около 300 км², а также Амбартогольским, Гарганским, Урикским, локализованными в пределах Гарганской СФЗ. Мелкие штоки закартированы в Окинской, Утхумской, Боксон-Сархойской СФЗ. Контакты с вмещающими разновозрастными образованиями иркутной, ильчирской и шутхулайской свит, гарганского метаморфического комплекса резкие, интрузивные; в пределах Боксон-Сархойской и Утхумской СФЗ устанавливается налегание на гранитоиды вулканогенных образований хамсаринской свиты кембрия [350] и конгломератов сархойской свиты верхнего рифея [447]. Экзоконтактовые преобразования пород рамы – интенсивное ороговикование, мраморизация, скарнирование; ширина экзоконтактовых изменений не менее 1,2–2,0 км [438].

Комплекс имеет двухфазное строение. В составе первой фазы крупных массивов – амфиболовые габбро, пироксениты, пироксен-амфиболовые диориты, в составе второй фазы (преобладающей на площади развития) наблюдаются диориты пироксенит-амфиболовые, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты. Мелкие штоки (бассейны р. Уша-Жалга, Етомой, Хабая-Хара-Гол) [350] сложены плагиогранитами, диоритами биотит-роговообманковыми, гранитами и гранодиоритами, типичны граниты лейкократовые биотитовые. Крупные массивы (Сумсунурский, Гарганский, Урикский и др.) имеют зональное строение с отчетливо выраженной краевой фазией. Эндоконтактные зоны шириной 0,1–0,6 км сложены диоритами, центральные части – гранодиоритами, тоналитами роговообманковыми, биотит-роговообманковыми. Для гранитоидов комплекса типичны повышенная основность плагиоклаза (40–45%) (андезин) с ярко выраженной зональностью удлиненно-таблитчатых кристаллов, присутствие в составе темноцветных минералов – роговой обманки и биотита (до 20%). Кварц (20–25%) и микроклин (5–10%) находятся в подчиненном количестве. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рутил, ортит. В породах первой фазы отмечаются также циркон и оливин; микроклин присутствует только в калишпатизированных разностях. Комплекс относится к диорит-тоналит-плагиогранитовой формации. Породы нормальной щелочности калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,31$), высокоглиноземистые ($a_1' = 1,48$). Характерной особенностью второй фазы сумсунурского комплекса являются низкие содержания Zr, Cs, Sn, W, Be, K, Rb, Y, Nb, Ta, Mo, P3Э.

Нижняя возрастная граница комплекса в пределах Гарганской глыбы определяется по прорыванию гранитоидами базитов барунхолбинского комплекса и фаунистически охарактеризованной иркутской свиты (верхний рифей). Верхняя граница устанавливается прорыванием образований дайками холбинского комплекса, также датируемого верхним рифеем. Возраст, по данным радиологического датирования, проведенного А. Б. Кузьмичевым, Д. З. Журавлевым и Е. В. Бибиковой [93] по гранитоидам Гарганского массива Rb-Sr методом, составляет 300 ± 19 млн лет, U-Pb методом – 785 ± 11 млн лет. По гранитоидам утхумской СФЗ (левый борт р. Ока) – U-Pb методом (SHRIMP) по цирконам – $820 \pm 7,3$ млн лет [350].

С гранитоидами комплекса связаны проявления и месторождения золота, в том числе крупное месторождение Зун-Холбинское.

Холбинский комплекс дацит-риолитовый (λ_{RF_3h}) выделен А. И. Верхозиным в 1969 г. по р. Холба, рассматривается как комплекс малых интрузий. Холбинский комплекс тесно сопряжен с крупными батолитоподобными телами сумсунурского комплекса, но распространен гораздо шире. К комплексу отнесены дайки и гипабиссальные интрузии (штоки) риодацитов, риолитов, дацитов, плагиориодацитов, андезитов, андезидацитов, гранит-порфиров, диоритов. Характерно сопряжение морфологически многообразных тел – от горизонтально залегающих (силлы) – до крутопадающих протяженных даек. Породы комплекса группируются в дайковые пояса и поля в Гарганской СФЗ и, частично, в Окинской СФЗ. Одно из них – Холбинское поле – закартировано в петротипическом районе в

междуречье Урик – Зун-Холба, контролируется зоной Холбинского разлома, локализовано в гнейсо-гранитах гарганского метаморфического комплекса, осадочно-метаморфических образованиях окинской серии, мангатгольской и дабанжалгинской свитах. При ширине 5–6 км протяженность поясов более 20 км. Мощность тел даек колеблется от первых сантиметров до первых десятков метров, протяженность не более 1–1,5 км. Наиболее крупная – Полойская дайка (руч. Полой) – мощностью 150–300 м имеет протяженность 3 км (Урунгэнурский пояс). Мощность силлообразных тел достигает 50–60 м, протяженность их – в пределах первой сотни метров. Простираения даек согласны простираению вмещающих осадочно-метаморфических пород, а также зон трещиноватости и меланжа, по которым они развиты. Падение контактов крутое – 70–80°. Силлообразные тела приурочены обычно к границам раздела двух сред; так, в северо-западном обрамлении Гарганского массива гранитов сумсунурского комплекса силлообразные тела гранит-порфиоров, порфировых андезитов трассируют зоны надвигов в основании карбонатных пластин боксонской серии, аллохтонно лежащих на сланцах ямагинской свиты. Предварительным геоморфологическим анализом субвулканических образований в пределах Гарганского дайкового пояса (верховья рек Хойтой Дунду и Гарган) установлено, что при относительном превышении в 1 км происходит смена форм магматических тел от крутозалегающих секущих даек до субсогласных и согласных (силлов). Контакты с вмещающими разновозрастными образованиями резкие интрузивные. Большинство даек не имеет зон закалки.

Экзоконтактовые изменения наиболее широко проявлены обычно в центральной части полей, поясов, на участках наибольшего развития субвулканических пород. Осадочные силикатные породы (кварциты, кремнистые, глинистые и алевросланцы) подвержены площадному окварцеванию, до образования кварцитов; карбонатные породы метаморфизованы, окремнены, скарнированы; гнейсо-граниты, кристаллические сланцы, плагиограниты интенсивно диафторированы. В экзоконтакте с силлами плагиориодацитов (истоки р. Хойто-Гарган) характерно проявление щелочного метасоматоза, фенитизации пород, сопровождающихся появлением во вмещающих образованиях порфиробласт альбита и калиевого полевого шпата. Продуктом контактово-метасоматических изменений вмещающих гипербазитов (Харанурский массив) являются нефрит, тальк, асбест, листвениты, вторичные оливиниты. Ширина зон экзоконтактовых изменений колеблется от 0,5 м до первых метров.

Характерной особенностью холбинского комплекса является пространственная приуроченность к полям субвулканических кварцевых, кварц-сульфидных жил с развитыми зонами околожильных березитов, а также интенсивное проявление аутометасоматических изменений: пропилитизация, березитизация, карбонатизация. Петрохимически породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, являются умеренноглиноземистыми. Содержание большинства микроэлементов в породах холбинского комплекса не превышает кларковых, за исключением Zn, Sn, Be – в дацитах и плагиориодацитах, Mo, Cu, Sr – в плагиогранит-порфирах.

Возраст комплекса геологически определяется так же как сумсунурский. По определению К-Аг методом возраст комплекса составляет 412–482 млн лет и 396 млн лет (левобережье р. Ока) [438]. Судя по последним датировкам [63], проведенным Аг-Аг и Rb-Sr методами по мусковитам ридолитов комплекса, возраст пород составляет > 690 и > 660 млн лет и соответствует позднему рифею.

С холбинским комплексом связано оруденение золоторудной березитовой, золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Казырский комплекс сиенит-габбровый (γRF_3k) впервые выделен и изучен в 1958 г. А. Д. Шелковниковым. Объединяет массивы, образующие пояс северо-западного и субширотного простириания протяженностью около 150 км, в пределах Казыр-Кизырской СФО. Все массивы приурочены к Восточно-Саянскому разлому и расположены только в поле развития пород позднерифейского возраста в Ашкасокском прогибе. Петротип – Крыжинский массив, занимающий водораздел рек Казыр и Кизыр.

Массивы в плане имеют изометричную или эллипсоидную, в разрезе – лополитоподобную форму, характеризуются грубой полосчатостью, обусловленной чередованием лейко-, мезо- и меланократовых слоев мощностью от первых до 12–15 м. В физических полях габброидам соответствуют положительные значения магнитного поля с интенсивностью в эпицентрах до 2000 нТл и положительные аномалии поля силы тяжести – до 8–12 мГал [13]. Контакты с вмещающими породами рвущие интрузивные с образованием зон роговиков и скарнов. В составе комплекса преобладают габбро, оливиновые габбро, рудные габбро, троктолиты, в виде шлиров присутствуют пироксениты, перидотиты, анортозиты, габбро-нориты, реже – сиениты, в том числе оливинсодержащие. Переходы между разновидностями постепенные. Акцессорные минералы – ильменит, титаномagnetит, апатит, лейкоксен, рутил и сфен. В рудных габбро содержания (%) титаномagnetита достигают 8–10, ильменита – 8, пирротина с марказитом – 6, редко присутствуют халькопирит и пирротин; в нижних и средних частях Крыжинского массива встречаются мелкие линзовидные тела титаномagnetита и ильменита. Петрохимически породы комплекса принадлежат к натриевой серии нормального и умереннощелочного ряда, высокотитанистые с пониженным содержанием магния, повышенным – железа. Вышекларковых содержания – титана, цинка, кобальта, никеля и фосфора [13, 14]. Магнитная восприимчивость варьирует от 300×10^{-5} ед. СИ для сиенитов и до $20\,000 \times 10^{-5}$ для рудных габбро и пироксенитов, плотность от 2,7 до 3,1 г/см³ соответственно, радиоактивность составляет 8–10 мкР/ч [13, 14].

Массивы пород казырского комплекса прорывают позднерифейские отложения Ашкасокского прогиба и в свою очередь прорываются гранитоидами ольховского комплекса среднего кембрия, поэтому возраст комплекса принимается условно позднерифейским. С казырским комплексом связано оруденение титано-магнетитовой формации, а также анортозитовой.

Актовракский комплекс дунит-гарцбургитовый (σRF_3a). В составе комплекса гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, серпентиниты образуют тела линзовидной, очень редко штокообразной формы ($S - 0,1-1 \text{ км}^2$), контролируемые зонами крупных региональных разломов

(Кандатский, Азаско-Жомболокский). Контакты с вмещающими образованиями билинской, чатырлыгской свит интрузивные, крутые. Экзоконтактовые изменения выражены в незначительной серпентинизации, отальковании, хлоритизации вмещающих отложений. Строение массивов простое.

Породы комплекса характеризуются повышенной магнезиальностью ($MgO - 38,4-4,6\%$), очень низким содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O - 0,1-1,2\%$), титана ($TiO_2 - 0,04-0,23$), невысокой глиноземистостью ($Al_2O_3 - 0,78-1,79\%$) [208]. Микроэлементный состав образований комплекса характеризуется низкими (значительно ниже кларковых) содержаниями элементов группы Fe, P, Cu, значительно повышенными содержаниями Pb, Zn, V, Ba, В.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием гипербазитами позднерифейских отложений чатырлыгской и билинской свит, верхняя определяется присутствием его в ксенолитах гранитоидов таннуольского комплекса среднего кембрия, возраст которого радиологически определен.

По серпентинитам комплекса (Соругский массив) развиты листвениты, являющиеся ценным поделочным сырьем.

Хорингольский комплекс габбро-сиенит-диоритовый ($v-\gamma\delta RF_3hn$) выделен Э. Ф. Ставским в 1973 г. по р. Хорин-Гол. Комплекс представлен серией массивов штокообразной, силло- и линзообразной форм, неправильной формы ($S - 4-25 \text{ км}^2$), неков и даек (ширина 1,5 м, протяженность 15–3000 м), приуроченных и ограниченных зонами широтных и субширотных разломов и распространенных в бассейнах рек Хорин-Гол, Сархой, Саган-Гол, Обо-Гол и левобережье р. Тисса (Боксон-Сархойская СФЗ). В составе хорингольского комплекса выделены две фазы, каждая из которых сопровождается своими субвулканитами. В составе первой фазы выделяются габбро роговообманковые, пироксеновые, магнетитовые, пироксениты серпентинизированные, габбро-амфиболиты, кварцевые габбро, кварцевые диориты, диориты, которые сопровождаются дайками габбро-долеритов, габбро-пегматитов, жилами кварца, зачастую сульфидизированного (мощность 0,6 м, протяженность 9–5 м). Вторая фаза представлена гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносиенитами, сиенитами с дайками сиенитов, микросиенитов, риолитов, кварцевых порфиров и альбититов. Контакты массивов с вмещающими их верхнерифейскими осадочно-вулканогенными отложениями билинской и сархойской свит резкие, интрузивные. Экзоконтактовые преобразования вмещающих пород представлены амфиболизацией и хлоритизацией. Для эндоконтактовых процессов характерна контаминация материала вмещающих пород, присутствующих, как правило, в ксенолитах. Мощности зон экзо- и эндоконтактовых изменений незначительны.

Массивы, как правило, имеют однофазное строение. Внутреннее строение их зональное (зональность глубинная и площадная), характеризующаяся постепенными переходами между слагающими их разностями пород. Наиболее глубинными являются породы диоритового состава, которые выше сменяются сиенитами и гранитами, гранит-порфирами. В апикальных частях массивов породы сиенитового состава залегают в центре штоков,

сменяясь гранитоидами в эндоконтактах. Минеральный состав пород, как и петрографический и химический составы, крайне разнообразны. Характерной особенностью комплекса является присутствие в составе гранитоидов голубоватого кварца. Микроэлементный состав и содержания редкоземельных элементов в породах – в пределах кларкового, несколько повышены содержания Cu – 0,002%, Pb – 0,001%, Zn – 0,001% в диоритах.

С вулканитами сархойской свиты образования хорингольского комплекса имеют сложные соотношения: породы первой фазы перекрываются эффузивами среднего состава, которые в свою очередь прорываются гранитами второй фазы и перекрываются риолитами сархойской свиты.

Позднерифейский возраст хорингольского комплекса обусловлен его тесной взаимосвязью с эффузивами сархойской свиты, позднерифейский возраст которых радиологически обоснован.

Вендские магматические образования фундамента платформы

Зиминский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Е₅В_z) выделен А. В. Колесниковым в 1960 г., представлен тремя крупными массивами – Белозиминским, Большешетагнинским и Среднезиминским, мелкими штоками и дайками в бассейне р. Ия в пределах Ийско-Урикского грабена. В составе комплекса выделяются ийолит-уртиты, якупирангиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, карбонатиты; дайки представлены нефелиновыми сиенитами, пикритами, кимберлитоподобными породами.

Белозиминский массив имеет изометричную овальную в плане форму и зонально-кольцевое строение. Центральная (ядерная) часть сложена кальцитовыми и анкерит-доломитовыми карбонатитами, образующими штокообразное тело площадью 19 км², обрамленное по периферии породами ряда ийолит–мельтейгиты с реликтами пироксенитов, а также дайками нефелиновых сиенитов и пикритовых порфиритов. Штокообразное тело карбонатитов опоясывается системой вертикальных или крутопадающих жил. Трубообразная форма, крутое, почти вертикальное падение контактов и расположение в зоне крупного разлома дают основание считать, что массив распространяется на большую глубину. Буровой скважиной, не вышедшей из карбонатитов, последние прослежены до 550 м. По геофизическим данным, карбонатиты уходят на глубину более 3 км. Установлена следующая схема формирования массива: 1) внедрение пироксенитов в ослабленный узел (камеру) пересечения разнонаправленных разломов; 2) внедрение нефелин-пироксеновых пород серии мельтейгит–ийолит–уртит; 3) внедрение даек нефелиновых сиенитов и пикритовых порфирит-альнеитов; 4) формирование карбонатитов.

Карбонатиты – образования многостадийные и подразделяются на четыре структурно-минералогических типа, отвечающих различным стадиям карбонатитового метасоматоза: 1) кальцитовые карбонатиты крупнозернистые с форстеритом, пироксеном, апатитом, магнетитом, выполняющие основное штокообразное тело; 2) кальцитовые карбонатиты крупнозернистые, иногда пегматоидные с апатитом, пирохлором, гатчеттолитом, магнетитом,

слагающие жилообразные зоны главной рудной стадии; 3) кальцитовые карбонатиты мелкозернистые, образующиеся в результате перекристаллизации карбонатитов 1-й и 2-й стадий, содержат акцессорные пирохлор, апатит, магнетит и др.; 4) анкеритовые карбонатиты, образующие крупное субмеридиональное тело сложной морфологии с акцессорной редкоземельной (паризит-бастнезитовой) минерализацией и сопутствующими ей апатитом, флюоритом, гематитом, сфалеритом и др. минералами (характеристика оруденения дана в гл. «Полезные ископаемые») [273].

Большетагнинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов располагается северо-восточнее Ерминско-Горхонского разлома. Внедрение его произошло в зоне развития поперечных дизъюнктивов. Массив также имеет округлую форму и зонально-кольцевое строение, обусловленное последовательной сменой разновозрастных магматических и метасоматических образований. Карбонатиты слагают крупное штокообразное тело, смещенное относительно центра и контактирующее на юго-западе непосредственно с вмещающими осадочно-метаморфическими породами. Остальная площадь по периферии карбонатитового штока сложена ийолит-мельтейгитами, субщелочными сиенитами, дуговидными жильными телами карбонатитов. В отличие от Белозиминского месторождения, редкометалльное оруденение на Большетагнинском месторождении приурочено не к карбонатитам, а к силикатным породам – микроклинитам и слюдитам (метасоматитам карбонат-микроклин-биотитового состава). Рудные минералы представлены в основном пирохлором и апатитом, присутствующими в виде тонкой вкрапленности и прожилков мощностью от нескольких мм до 6–8 см, образующих линейно-штокверковые зоны [273, 431].

Среднезиминский массив отличается сильно удлинённой в плане линзовидной формой. По условиям залегания и строения это крутопадающее интрузивное тело центрального типа, но с отчетливо выраженным линейным планом строения. Танталовое оруденение связано с эгирин-кальцитовыми карбонатитами, постепенно переходящими в альбитовые карбонатитоиды (вплоть до альбититов), которые содержат гатчеттолит и пирохлор. Ими сложена серия субпараллельных линзовидных кулисообразных тел протяженностью по простиранию от первых сотен до 840 м и мощностью в десятки–сотни метров [431].

Возраст зиминского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, несмотря на значительный разрыв во времени образования отдельных магматических фаз, соответствует венду и определяется по данным радиологических методов в следующих значениях: K-Ar – 610–700 млн лет по карбонатитам Белозиминского и Большетагнинского массивов [8]; Rb-Sr – 621 ± 21 млн лет по карбонатитам Большетагнинского массива [403].

Венд-кембрийские магматические образования активизированного фундамента платформы

Гутарский комплекс габбросиенитовый ($v\xi V-C_{1g}$), выделенный В. И. Беляевским в 1973 г. по р. Дода, развит в пределах Удинско-Колбинской СФЗ, приурочен к зоне Главного Саянского разлома. Массивы

комплекса (площадью 0,5–14,2 км²) в плане имеют округлую или овальную (иногда – чечевицеобразную) форму, вытянутую в северо-западном, реже – субширотном направлении, располагаются в бассейнах рек Бол. и Мал. Бирюса, Гутара, Мал. Тагул и Бол. Агул. Они прорывают отложения нижнего протерозоя (алыгджерской и дербинской свит) и рифея (хорминская, мурхойская и инжигейская свиты). На АФС опознаются по серому (от светло- до темно-серого) фототону и низкоконтрастному мелкопятнистому рисунку фотоизображения. В магнитном поле создают АМА интенсивностью до 950 нТл [10].

Комплекс имеет трехфазное строение, что не отражено на ГК-1000, в силу мелкого масштаба. В зависимости от количественного соотношения породных групп выделяются массивы простого внутреннего строения: габброидные (Улиткинский), монцонитоидные (Миричунский), сиенитовые (Гутарский) и концентрически-зонального строения (сложного состава) (Малоянгозинский и Верхнекаменский). Соотношения пород в массивах как резкие интрузивные (фазовые), так и постепенные (грубая расслоенность). Внутреннее строение массивов подчеркивается текстурами течения – трахитоидностью и линейностью. Первая фаза – габброидная (габбро, диориты, спессартиты), вторая фаза – габбро-щелочная (монцониты, шонкиниты, эссекситы, пироксениты и ийолиты), третья фаза – щелочная (сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, лейкократовые сиениты, святоноситы, порфиоровые лейкограниты, пегматиты).

В семействе основных ультрамафитов выделяются оливин-роговообманковые и роговообманковые пироксениты, оливин-пироксеновые и биотитсодержащие горнблендиты. Среди габброидов преобладают габбро (оливиновые и оливинсодержащие), габбро-нориты и анортозиты, присутствуют (Верхнекаменский массив) дайки бесфельдшпатоидных эгирин-авгитовых эссекситов и шонкинитов. В ряду средних пород резко преобладают умереннощелочные разновидности – диорит-монцониты, кварцевые монцониты, среди сиенитов – биотитовые и амфибол-биотитовые лейкосиениты и кварцевые сиениты; бесфельдшпатоидные щелочные сиениты: амфибол-эгирин-авгитовые (тенсбергиты), андрадит-эгирин-авгитовые (святоноситы) и нефелиновые сиениты (сельсбергиты). Среди святоноситов отмечаются андрадит-пироксен-скаполитовые с повышенным содержанием апатита (до 1,9 %). Главные акцессорные минералы пироксенитов (%): пирит, пирротин (до 0,2), гранат (до 1,1) и апатит (5–8,6); габброидов – магнетит (до 0,5), апатит (до 5–8,6), сфен, присутствуют пирит (до 1,3), пирротин и гранат; монцонитоидов и сиенитов – магнетит (до 1–1,5), ильменит, апатит, сфен, циркон, пирит, редко – флюорит, бастнезит, тантало-ниобиевые минералы и ортит [245].

Массивы сопровождаются ореолами (до 100–150 м) контактово-метаморфизованных пород, на контактах с габброидами представленных пироксен-роговоиковой, с монцонитоидами и сиенитами – амфибол-роговоиковой фациями. Для эндоконтактов характерно обогащение магматических пород (святоноситов и сиенитов) сфеном, составляющее до 10% объема породы (Верхнекаменский и Гутарский массивы). В породах ранних фаз становления массивов широко проявлена калишпатизация, биотитизация, в зонах

тектонических нарушений – до образования апогаббровых и апопироксени-
товых биотитовых сланцев – милонитов, в зонах катаклаза – эпидотизация
и пиритизация, редко – флюоритизация и кальцитизация [483].

Петрохимические особенности гутарского комплекса заключаются в
четко проявленном щелочном уклоне, от первой ко второй и третьей фазам
заметно возрастает железистость (от 52,3 до 75,5%), апгаитность, глино-
земистость (от умеренно- до весьма высокоглиноземистых) и щелочность
пород. При возрастающей роли калия в сумме щелочей, натриевая и ка-
лиево-натриевая щелочность первой и второй фаз сменяются калиевой на
последних этапах становления комплекса. Повышенной магнезиальностью
отличаются пироксениты и горнблендиты, несколько повышенное содер-
жание TiO_2 – 1,78–1,93% характерно для габброидов. Содержание титана
и фосфора в монцититах в 1,5–2 раза выше кларка для сиенитов, наиболее
высокой железистостью обладают святоноситы. В габброидах содержа-
ние большинства литофильных элементов нижекларковое, вышекларковые
концентрации установлены для Sr и Cr. Отчетливую редкоземельную спе-
цифику имеют сиениты, обогащенные Ba, Sr, La, Ce, а также Nb, Y [245].

Результаты датирования цирконов Pb-Pb термоизохронным методом оп-
ределяют возраст пород в 520–570 млн лет [245].

С породами гутарского комплекса связаны проявления апатита.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кембрийские магматические образования фундамента платформы

Покровский комплекс дунит-перидотитовый (σC_1p) выделен в 1957 г.
Г. Я. Абрамовичем в составе гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, дунитов,
оливинитов, пироксенитов, серпентинитов, контролируется зоной
Главного Саянского разлома. Его тела прослеживаются из бассейна р. Бол.
Бирюса на северо-запад в бассейны рек Агул и Кан на расстояние в 150 км.
Интрузии представлены линзовидными, пластообразными, реже штоко-
образными телами мощностью до первых сотен метров и более и протя-
женностью до 4–6 км, залегающими параллельно сместителям разломов
среди рифейских отложений. В составе комплекса преобладают аподуниты
и гарцбургитовые серпентиниты. В центральных частях крупных тел со-
хранились дунитовые и перидотитовые «ядра». В отдельных телах отме-
чаются пироксениты, гарцбургиты, вебстериты, верлиты. Широко развиты
сопутствующие названным породам серпентиниты, серпентин-тальковые и
тальк-карбонатные сланцы.

Петротип комплекса представлен четырьмя линзовидно-пластовыми те-
лами на правом склоне верховьев р. Бол. Бирюса и правого ее притока –
Хорма среди отложений мурхойской, хорминской толщ рифея. Сложены
тела пироксенитами, дунитами и гарцбургитами. Несколько крупных тел
расположено в зоне Главного Саянского разлома в междуречье Мал. Тагула
и Бол. Янгозы среди известняков мурхойской свиты. Интрузии здесь со-
стоят только из пироксенитов (вершина руч. Горелый) или дунитов и гарц-
бургитов (верховье р. Янгоза).

Структура гипербазитов панидиоморфная, призматическизернистая или гипидиоморфнозернистая. Серпентиниты имеют решетчатую, участками петельчатую структуру, сланцы – лепидобластовую. Гарцбургиты состоят из оливина (70–95%), гиперстена (5–20%). В качестве вторичных примесей присутствует рудный минерал. Акцессорные минералы – хромит, пикотит, сульфиды, редко – лейкоксен. Дуниты сложены оливином и хромитом, пироксениты – моноклинным пироксеном с незначительной примесью вторичной роговой обманки и магнетита. Широко развиты замещающие тальк серпентины, клинохлор, карбонат, хлорит. Гипербазиты характеризуются высокой магнезиальностью – отношение Mg/Fe от 6,27 до 10,19; отмечается повышенное содержание хрома при низком – титана.

Интрузии покровского комплекса прорывают отложения негодкинской свиты раннего кембрия и сами прорываются гранитами бугульминского комплекса (гора Каменный Белок) ордовика. Возраст гипербазитов принят раннекембрийским.

Малобирюсинский комплекс пироксенит-габбровый ($v\epsilon_1 mb$) выделен Г. Я. Абрамовичем в 1985 г. по р. Мал. Бирюса. Представлен слабодифференцированными интрузиями, локализованными в пределах Колбинско-Удинской зоны разломов. Основная масса тел сосредоточена в Негодкинско-Миричунском прогибе среди отложений миричунской и негодкинской свит и контролируется разрывными нарушениями, по которым отдельные интрузии проникают в Бирюсинскую глыбу. Наиболее распространенными разновидностями пород комплекса являются габбро амфиболовые, пироксен-амфиболовые, реже габбро-нориты. Менее распространены диориты, габбро-диориты, редки – пироксениты. Петротипический Малобирюсинский массив (13×4 км) габбро и диоритов расположен в верховьях р. Мал. Бирюса. Породы комплекса слагают ряд крупных массивов ($4,5\text{--}52,0$ км²), мелкие тела присутствуют как ксенолиты в гранитах огнитского комплекса в междуречье Уда–Мал. Тагул (бассейны рек Красная и Черная Ичень, Миричун, Негодка и Нягояка). По морфологии тела подразделяются на два типа. В пределах Негодкинско-Миричунского прогиба они образуют штокообразные интрузии слегка вытянутой овальной, реже округлой формы, в которых габбро слагают центральные части массивов, по периферии развиты габбро-диориты; пироксениты присутствуют в шлирах среди габбро. В контакте с гранитоидами огнитского комплекса габброиды микроклинизированы, окварцованы, скарнированы. С вмещающими отложениями миричунской свиты интрузии малобирюсинского комплекса имеют извилистые четкие рвущие контакты. В экзоконтакте их карбонатные породы превращены в калишпат-клиноцоизит-пироксен-гранатовые скарны, часто с сульфидной минерализацией, карбонатно-пироксеновые с клиноцоизитом породы. В обрамлении прогиба тела габброидов носят трещинный характер, имеют линейно-вытянутую форму, согласную простиранию региональных структур района. В габброидах содержание плагиоклаза (лабрадора) составляет 30–47%, амфибола – 29–63%, пироксенов моноклинных – до 17%. Структура пород габбровая, габбро-офитовая, текстура массивная, реже полосчатая. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. Диориты, габбро-диориты состоят из плагиоклаза–андезина – 57–67%,

сине-зеленой роговой обманки – 28–29%, биотита бурого – 2%, кварца с магнетитом. Акцессорные минералы в диоритах представлены сфеном, редко ортитом, цирконом, рутилом. Структура пород призматическизернистая, гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. В составе комплекса нередко отмечаются ортоамфиболиты, представляющие собой продукты динамометаморфизма. Химический состав пород комплекса характеризуется калиевой щелочностью ($Na < K$), пониженным содержанием Mg, в целом отвечает составу толеитовых базальтов, что позволяет рассматривать эти породы как производные толеитовой магмы. Геохимические особенности пород выражены вышекларковыми содержаниями Zn, Ba, Zr, Be, Sr, Pb, Ti.

Возраст образований малобирюсинского комплекса устанавливается как раннекембрийский на основании прорывания ими карбонатных пород миричунской свиты нижнего кембрия и присутствия гальки габброидов в конгломератах киченской свиты среднего кембрия [462].

С габброидами комплекса связаны рудопроявления титано-магнетитовой формации.

Инжигейский комплекс монцонит-диорит-гранодиоритовый ($\gamma\delta C_1 i$) выделен В. В. Брынцевым в 1985 г. Объединяет массивы диорит-гранодиоритового и монцонит-диоритового состава, залегающие среди терригенно-карбонатных отложений негодкинской, инжигейской, миричунской свит Негодкинского и Миричунского грабенов. Массивы комплекса расположены в бассейне рек Мал. Тагул-Инжигейский и Удун-Бачинский, а также Улиткинский и Хоройский массивы – в верховьях рек Гутара и Агул. Площадь массивов 3,2–10,8 км², в плане имеют изометричную или овальную форму. Субвертикальное залегание контактов при отсутствии линейных протектонических элементов позволяет предполагать штокообразную форму интрузивов с пятнисто-зональным, шпировым распределением слагающих пород. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражены маломощными зонами (первые метры) скарнирования по карбонатным породам и ороговикования (в пироксен-роговиковой фации) по терригенным разностям. Эндоконтактовые зоны насыщены ксенолитами вмещающих пород. Каждый из массивов имеет своеобразный состав по соотношению слагающих его пород. Так, Инжигейский и Улиткинский массивы преимущественно диорит-гранодиоритового состава с незначительным содержанием монцодиоритов, габбро, тогда как в Удун-Бачинском и Хоройском массивах наиболее полно представлены монцониты, кварцевые монцониты, сиениты. Структуры пород гипидиоморфнозернистые, среднекрупнозернистые с элементами офитовой. Текстуры массивные. Плагиоклаз в породах зональный, олигоклаз–андезин (№ 27–46); темноцветные минералы представлены биотитом, обыкновенной роговой обманкой, моноклинным пироксеном. Акцессорные минералы – магнетит, пирит, апатит, сфен. Химические составы пород комплекса отражают значительные вариации содержаний петрогенных элементов; в целом характерен «субщелочной» тип габброидов и их повышенная глиноземистость. Субщелочные среднего состава породы относятся к калиево-натриевой серии, высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым. Микроэлементный состав

образований комплекса характеризуется вышекларковыми концентрациями ванадия, меди, фтора.

Раннекембрийский возраст комплекса определяется фактом прорывания гранитоидами отложений негодкинской и миричунской свит нижнего кембрия. В свою очередь, породы Инжигейского массива прорываются гранитоидами ордовикского бугульминского комплекса.

Кембрийский магматизм Алтае-Саянской области

Мажалыкский комплекс пироксенит-габбровый (vC_{1m}) выделен К. Н. Волоховым в 1971 г. из состава таннуольского комплекса, включен в сводную схему магматизма Тувы в 1971 г. Петротип находится на листе М-46, (47) – Кызыл [14]. Массивы комплекса имеют небольшие размеры (от 6 до 60 км²) и сохранились в основном в виде останцов и «ксенолитов» (до 1–2,5 км²) среди полей гранитоидов таннуольского, бреньского и сиенитов сангиленского комплексов, развитых в пределах Харальской (Восточно-Тувинской) и частично – Хамсаринской СФО.

Преобладающие породы мажалыкского комплекса – габбро (до 80%), анортозиты, пироксениты, троктолиты, перидотиты, дуниты (до 20%). Основания расслоенных массивов сложены преимущественно породами ультраосновного состава, а верхние части – слоистыми породами существенно габброидной серии с преобладанием лейкогаббро, характеризующихся наиболее низкой основностью, повышенной железистостью и титанистостью. Акцессорные минералы – ильменит и титаномagnetит (от 3 до 15%), в знаках – апатит, циркон, сфен, магнетит и хромшпинелиды, отмечается сульфидная минерализация (3–5%): пирит, реже – пирротин и халькопирит. Породы комплекса характеризуются повышенной меланократовостью, магнезиальностью, пониженной щелочностью, относятся к высоконатриевым, умеренно- и низкоглиноземистым. Содержание практически всех геохимических элементов – на уровне и ниже кларкового. Массивы имеют батолито- и лополитообразную, воронкообразную в разрезе форму, характеризуются первично-магматической расслоенностью, трахитоидностью и линейностью текстур. Контакты с вмещающими породами крутые. В зоне экзоконтакта вмещающие карбонатные породы мраморизованы и скарнированы до образования гранатовых скарнов, терригенные – ороговикованы, метаморфические – пиритизированы и окварцованы. Мощность зон варьирует от сантиметров до десятков и сотен метров. При прорывании габброидов щелочными сиенитами сангиленского комплекса в них происходит раскисление плагиоклазов, амфиболизация пироксенов, хлоритизация, появляются кварц и биотит. Массивы выделяются высокоградиентным полем ΔT_a интенсивностью свыше + 2000 нТл на фоне 0–300 нТл, в поле силы тяжести – аномалиями до +14–16 мГал [348].

Нижняя возрастная граница мажалыкского комплекса определяется по прорыванию им карбонатно-сланцевых пород айлыгской серии вендского возраста, верхняя – по прорыванию габброидов плагиогранитами таннуольского комплекса среднекембрийского возраста [290].

Мажалыкский комплекс перспективен на обнаружение сульфидно-медно-никелевого оруденения в породах ультрабазитового состава, титано-магнетитового – в габброидах.

Остюренский комплекс сиенит-габбровый ($v\check{c}\text{Єos}$) выделен из состава таннуольского комплекса [415], представлен тремя массивами, расположенными в восточной части Хамсаринской СФЗ. Петротипом является Остюренский массив (около 80 км²), слагающий Дотот-Остюренский водораздел. Он имеет вытянутую в субширотном направлении овальную, эллипсоидную форму, в магнитном поле ΔT_a характеризуется интенсивностью от 700 до 3000 нТл. Интрузив имеет двухфазное строение, не отраженное на ГК-1000/3 N-47 ввиду мелкого масштаба. Преобладающие породы первой фазы – трахитоидные и полосчатые габбро, габбронориты (лейкократовые и оливиновые), рудные габбро, габбродиориты, троктолиты и габброанортозиты – слагают полосы и линзы мощностью первые сотни метров. Дуниты, перидотиты и пироксениты образуют в юго-восточной и восточной частях массива шпирь и линзы в габброидах с постепенными переходами. Здесь же установлены маломощные секущие тела изометричной формы сиенитов и габбросиенитов второй фазы, трахитоидность которых совпадает с общей трахитоидностью массива. Вмещающими служат раннекембрийские вулканогенно-осадочные образования хамсаринской свиты, с которыми массивы не имеют непосредственных контактов, являются «ксенолитами» среди гранитоидов таннуольского и бреньского комплексов. Массивы характеризуются концентрически-зональным чашеобразным строением, подчеркивающимся закономерной сменой петрографических разновидностей пород, соответствующей ориентировкой лейко- и мезократовых полос. Повсеместно, но не везде одинаково, в них проявлена трахитоидность. Под воздействием прорывающих гранитоидов породы комплекса амфиболизированы, окварцованы и хлоритизированы.

Породы остюренского комплекса относятся к нормальному ряду высоко- и умеренноглиноземистым с натриевой специализацией, характеризуются пониженным содержанием кремнекислоты, магния, повышенным – титана, фосфора. В геохимическом отношении в них отмечаются пониженные концентрации хрома и никеля (более чем в 2 раза), незначительно пониженные – марганца, стронция и бора при повышенных содержаниях свинца, цинка, кобальта, титана, ванадия, бария и фосфора. Для комплекса характерна титан-магнетитовая специализация.

Возраст остюренского комплекса установлен как раннекембрийский на основании прорывания его гранитоидами таннуольского комплекса среднего кембрия и, в свою очередь, прорыва ими фаунистически охарактеризованных раннекембрийских терригенно-карбонатно-вулканогенных отложений хамсаринской свиты.

С комплексом связаны проявления титана в Остюренском массиве.

Хойтоокинский комплекс пироксенит-габбровый ($v\check{c}\text{Є}_2h$) выделен П. В. Дубиным в 1961 г. по р. Хойто-Ока. Образует серию самостоятельных массивов, самый крупный из них петротипический Хойто-Окинский (600 км²), и останцов (9–100 км²) среди поздних интрузий таннуольского и огнитского комплексов в пределах Хамсаринской, Утхумской, Харальской

СФЗ и Шутхулайского блока. Форма большинства интрузий штокообразная, изометричная, пластовая. Небольшие массивы (10–20 км²) юго-западного крыла Главного Саянского разлома имеют вытянутую в северо-западном направлении форму и извилистые контуры. На современном денудационном срезе сохраняются остатки кровли. Комплекс представлен пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми, роговообманковыми и оливиновыми габбро, габбро-норитами, биотит-пироксеновыми, биотит-пироксен-роговообманковыми, пироксеновыми (авгит, гиперстен) диоритами, габбро-диоритами, пироксенитами, перидотитами. В крупных массивах (Хойто-Окинский) наблюдается слабая зональность и расслоенность: центральная часть сложена среднезернистыми габбро, норитами с редкими «прослоями» пироксенитов, габбродиоритами, которые по периферии постепенно переходят в разноезернистые диориты; описан постепенный переход габбро-амфиболитов в эндоконтакте интрузий в горнблендиты [268]. Основными породообразующими минералами в диоритах являются плагиоклазы (андезины) – 60–70%, и темноцветные минералы (роговая обманка, авгит, гиперстен) в габбро – 70–80%. Акцессорные минералы – апатит, магнетит. Структура пород габбровая, диоритовая. В эндоконтакте габбро-амфиболита наблюдается гранобластовая структура в сочетании с порфиробластической. Эндоконтактные преобразования представлены зонами ороговикования небольшой мощности. По химическому составу породы комплекса относятся к щелочно-известковому ряду и характеризуются натриевой специализацией, преобладанием железа над магнием, отсутствием свободного кремнезема и повышенной щелочностью [48].

Контакты с вмещающими породами утхумской толщи (верхний рифей), хамсаринской свиты (нижний кембрий) резкие, интрузивные. Габброиды комплекса прорываются гранитодами таннуольского, огнитского комплексов. Экзоконтактные преобразования – ороговикование в зонах незначительной мощности.

Раннекембрийский возраст хойтоокинского комплекса геологически устанавливается по прорыванию габброидами хамсаринской свиты нижнего кембрия и, в свою очередь, прорыванию пород хойтоокинского комплекса гранитоидами таннуольского комплекса, среднекембрийский возраст которого установлен радиологически.

В габброидах хойтоокинского комплекса проявлено титаномагнетитовое оруденение; габброиды также служат вмещающей средой для локализации медно-кварц-сульфидного оруденения в зонах контакта с плагиогранитами таннуольского комплекса.

Ольховский комплекс габбродиорит-гранодиоритовый ($v-\gamma\delta\epsilon_2o$), впервые выделенный А. Д. Шелковниковым в бассейне р. Шинда, распространен преимущественно в Казыр-Кизырской СФО, частично в юго-западном крыле Дербинского «блок-антиклинория», где образует серию массивов и ряд останцов среди гранитоидов беллыкского комплекса. Петротип комплекса – Ольховско-Чибижекский (Шиндинский) массив расположен за пределами листа (на листе N-46). Массивы имеют двухфазное строение. К первой относятся габбро, габбродиориты, диориты и габбронориты.

Вторая фаза проявлена во всех массивах и представлена диоритами, гранодиоритами, плагиигранитами, тоналитами и пегматитами.

В физических полях породы характеризуются положительными аномалиями Δg со значениями 4–6 мГал, знакопеременным, преимущественно положительным магнитным полем интенсивностью 300–500 нТл. На АФС массивы выделяются светло-серым фототонном и сетчатым рисунком фотоизображения. Породы комплекса прорывают и метаморфизуют венд-верхнерифейские и нижнекембрийские образования, мощность зоны контактового изменения – от 50 до 800 м. Терригенные породы превращены в кварц-полевошпат-биотитовые и кварц-биотитовые роговики, карбонатные – в гранат-пироксеновые и гранат-эпидотовые скарны, реже вмещающие породы подвержены окварцеванию и сульфидизации. Гидротермальные образования представлены кварцевыми жилами с золото-сульфидной минерализацией [14, 229]. Породы относятся к нормальному известково-щелочному ряду калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистым ($al' = 2,4$) и низкотитанистым ($TiO_2 = 0,65\%$). Первая фаза характеризуется повышенными содержаниями (%) кобальта (до 0,003), вторая – меди (до 0,005), свинца – (до 0,004), иногда молибдена (до 0,0002), пониженными – свинца, иттрия и ниобия [14].

Радиологический возраст гранитоидов ольховского комплекса из петротипического массива определен по цирконам U-Pb методом и составляет от 544 ± 12 до 515 ± 10 млн лет [148].

С ольховским комплексом связаны проявления золото-сульфидно-кварцевой формации в зонах окварцевания и сульфидизации.

Таннуольский комплекс гранодиорит-плагиигранитовый (pyC_2t) выделен в 1946 г. В. А. Кузнецовым на хр. Танну-Ола. В составе комплекса выделяются плагииграниты, плагиигранит-порфиры, гранодиориты, объединенные в одну фазу, которая сопровождается жильно-дайковой фацией диоритовых порфиритов, пегматитов, гранит-аплитов, гранит-порфиров. Породы комплекса слагают серию массивов, из которых самые крупные – от 2400 км² и более – Хамсаринский, Таннуольский (петротип), Каа-Хемский, Бий-Хемский образуют Восточно-Тувинский гранитоидный пояс, получивший развитие в Утхумско-Хамсаринской СФО и Харальской СФЗ, в пределах которого выделяются крупноплощадные ареал-плутоны гранитоидов. Отдельные небольшие штоки (300 км²) распространены в Шутхулайской глыбе. Наиболее крупные из массивов представляют собой межформационные лакколиты небольшой мощности, ориентированные субсогласно простиранию вмещающих складчатых структур, и приурочены к ядрам антиклиналей. Насыщенность ксенолитами вмещающих пород указывает на незначительность эрозионных срезов. Границы массивов неровные, извилистые, изобилуют мелкими заливами, согласными простиранию вмещающих пород. Контакты с вмещающими разновозрастными (от нижнего карелия до кембрия) образованиями рвущие, интрузивные с образованием экзоконтактовых ореолов ороговикования, окварцевания, биотитизации, скарнирования (гранат-пироксеновые скарны), ширина которых (0,3 км – первые км) зависит от угла наклона контакта.

Становление массивов сопровождается автотермическими и гидротермальными процессами мусковитизации, амфиболитизации (пироксенов), образования кварцевых и кварц-карбонатных жил и прожилков мощностью 0,5–0,6 м. Перечисленные разновидности пород не образуют самостоятельных интрузивных массивов, а находятся в тесной взаимосвязи, имея между собой постепенные взаимопереходы. Массивы обычно имеют зонально-пятнистое строение, центральные части сложены гранодиоритами, периферия – плагиогранитами, кварцевыми диоритами, диоритами.

Породы, слагающие таннуольский комплекс, внешне сходны, имеют зеленовато-серую окраску, средне-крупнозернистое сложение, массивную, реже гнейсовидную текстуру. Характерны гипидиоморфнозернистая структура, зональность плагиоклазов и высокое содержание их в породах. Плагиограниты сложены олигоклазом № 20–30 (55–65%), кварцем (20–35%), биотитом (5–10%), роговой обманкой (0–3%); гранодиориты имеют в своем составе олигоклаз–андезин № 20–35 (50–60%), биотит (1–15%), роговую обманку (1–15%), микроклин (до 10%). Диориты и кварцевые диориты отличаются небольшим содержанием кварца (1–15%) и увеличением роли роговой обманки. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, пирит, реже турмалин. В целом для гранитоидов таннуольского комплекса характерна умеренная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,6\text{--}6,0\%$) натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{--}1,6$) и преобладание железа над магнием ($\text{Fe}_{\text{об.}}/\text{MgO} = 2,0\text{--}8,0$). Плагиограниты комплекса относятся к высокоглиноземистым, низкотитанистым ($\text{TiO}_2 = 0,29$). Геохимические особенности пород заключаются в повышенных содержаниях меди (0,008%), что в 2–3 раза превышает кларк, цинка (0,01%), хрома (0,0074%).

Нижняя возрастная граница комплекса устанавливается по прорыванию гранитоидами отложений хамсаринской свиты нижнего кембрия, фаунистически охарактеризованной, верхняя – по факту прорывания сархойским комплексом среднего ордовика. Радиологический возраст гранитоидов комплекса, определенный по цирконам U-Pb методом, составляет 451–500 млн лет [148].

Металлогеническая специализация интрузивных образований таннуольского комплекса Тувы определяется связью с ними рудопроявлений молибденит-кварцевой формации штокверкового типа в зонах окварцевания пород.

Ордовикские магматические образования

Магматические образования указанного возраста в фундаменте платформы представлены даялыкским монцогаббро-габбросиенитовым и бугульминским лейкогранит-гранитовым комплексами. В Алтае-Саянской СО к этому периоду относятся запевалихинский пироксенит-габбровый, хужиртайгорхонский габбро-сиенитовый, урикский диорит-гранитовый, сархойский лейкогранит-гранитовый, беллыкский лейкогранит-гранитовый комплексы.

Ордовикские магматические образования фундамента платформы

Даялыкский комплекс монцогаббро-граносиенитовый ($\gamma\xi O_{1-2d}$), распространенный в пределах Шарыжалгайской глыбы, выделен в 1963 г. Е. Л. Емельяновым на р. Даялык [302]. Представлен граносиенитами, сиенитами, монцонитами и монцогаббро, слагающими небольшие вытянутые тела неправильной дайкообразной и линзовидной формы, приуроченные к тектоническим нарушениям. Даялыкские интрузии прорывают нижнепротерозойские отложения камчадальской и мангатгольской толщ, гранитоиды саянского и ортоамфиболиты урдаокинских комплексов [302]. Породы розово-серого и красного цвета, порфировидной и очковой структуры. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен, апатит, циркон, рудный, реже – ортит. В породах широко развиты процессы альбитизации и серицитизации, в меньшей степени – эпидотизация и сосюритизация. Породы даялыкского комплекса пересыщены SiO_2 , высокоглиноземистые, богатые и умеренно богатые щелочами при высоком содержании калия. Возраст комплекса дискуссионный, принят на основании корреляции его с хужиритайгорхонским комплексом габбро-сиенитовым.

Полезных ископаемых, связанных с даялыкским комплексом, на территории не установлено.

Бугульминский комплекс лейкогранит-гранитовый (ηO_2b) выделен Н. Г. Лин в 1964 г. на р. Бугульма. Распространен в Бирюсинской глыбе, в зоне Главного Саянского разлома. Комплекс представлен гранитами биотитовыми, двуслюдяными двуполевошпатовыми, лейкогранитами амазонит-альбитовыми, апогранитами, альбититами, граносиенитами. Наиболее крупные массивы – Бугульминский (170 км²), Джугоякский (112 км²), Бледновский (около 1000 км²); отмечаются мелкие массивы, в сложении которых также принимают участие амазонит-альбитовые граниты (бассейн ручьев Харой, Корзаковский, Богой, верховья р. Сухой Миричун); альбититы образуются в апикальных частях интрузий. Наиболее распространенные в комплексе биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из микроклина (30–35%), кислого (№ 15, 25–30) плагиоклаза (20–25%), кварца (30%). Биотит и темно-зеленая, реже сине-зеленая или бурая роговая обманка составляют до 10%. Аксессуарные – апатит, ортит, рутил, циркон, сфен, рудный. Микроклин преобладает решетчатый, кварц – водяно-прозрачный. В эндоконтактных зонах массивов иногда отмечается грейзенизация. Эндоконтактные преобразования – орговикование, скарнирование. По отношению суммы щелочей (от 8,5 до 10,5%) к кремнезему породы комплекса соответствуют умереннощелочным лейкогранитам, реже гранитам и кварцевым сиенитам. Породы высокоглиноземистые ($al' = 2-10$).

Гранитоиды прорывают отложения киченской свиты среднего кембрия и перекрываются вулканитами нерхинской свиты, а также прорываются гранитоидами огнитского комплекса девона или позднего ордовика. По гранитоидам, отобраным авторами из мелкого штока в восточном борту Монкресского массива, U-Pb методом SHRIMP, циркон (ЦИИ ВСЕГЕИ)

получена датировка 440 ± 10 млн лет, что подтверждает среднеордовикский возраст комплекса.

С грейзенизированными гранитами связаны проявления олова, вольфрама, в амазонит-альбитовых гранитах и альбититах локализуется редкометалльное оруденение, в скарнах – молибденовая минерализация. Гидротермально-метасоматические постмагматические процессы проявились зонами окварцевания и сульфидизации с золото-сульфидно-кварцевым и свинцово-цинковым оруденением.

Ордовикские магматические образования Алтае-Саянской области

Запевалихинский комплекс пироксенит-габбровый (vPZ_{1z}) выделен В. В. Беззубцевым в 2000 г. из состава условно позднерифейского казырско-го расслоенного комплекса [13]. В составе комплекса преобладают габбронориты, габбро (оливиновые, биотитовые, лейкократовые, меланократовые, рудные – титаномагнетитовые и ильменитовые с сульфидной минерализацией, апатитсодержащие), анортозиты. В подчиненном количестве присутствуют габбродиориты, диориты, троктолиты и пироксениты, редко – габброанортозиты, плагиоклаз-апатитовые пироксениты, плагиоперидотиты, пегматоидные горнблендиты, роговообманковые перидотиты. Комплекс представлен дифференцированными интрузиями базитов (три массива), локализованными в Кизирской СФЗ. Петротипом является Запевалихинский массив (80 км^2), расположенный в междуречье Запевалиха–Катун. Массивы имеют форму лополитов, в плане – эллипсоидные северо-западной ориентировки, прорывают рифейские породы ортинской, ашкасокской, чатырлыгской свит, а также колпинской свиты нижнего кембрия и прорываются ордовикскими гранитоидами беллыкского комплекса. Контакты с вмещающими породами четкие рвушие. Сланцы преобразованы в роговики, нередко с обильной вкрапленностью пирротина и пирита, карбонатные породы – в скарны волластонитового состава, иногда отмечаются мраморизованные известняки с форстеритом, шпинелью и эпидотом. В экзоконтактах часто наблюдаются кварцевые жилы с сульфидами. Ширина экзоконтактной зоны составляет первые десятки метров [13, 14]. Магнитное поле над массивами положительное и варьирует от 300–500 до 1500 нТл. В гравитационных полях массивы практически не выделяются.

Рассеянная сульфидная минерализация (пирит, реже халькопирит, пирротин) наблюдается почти во всех разновидностях габброидов, но максимальное количество сульфидов выявлено в высокооливиновых разновидностях. Нередко в них наблюдаются линзы сливных сульфидных руд, в которых установлены повышенные содержания платиноидов (до 0,52 г/т) [314]. Породы характеризуются довольно стабильным содержанием кремнезема (45–50%), резким преобладанием FeO над Fe_2O_3 , образуют широкий ряд от высокомагнезиальных (MgO до 23%) меланогаббро до высокоглиноземистых (MgO – 2,5%, Al_2O_3 до 30%) лейкогаббро, низкотитанистые, принадлежат к натриевому ряду. Особенностью комплекса являются обогащенность пород элементами меди и свинца, повышенные содержания кобальта и хрома [13].

Металлогеническая специализация комплекса – медно-никелевая сульфидная с присутствием платиноидов, отдельных массивов – сульфидная.

Вопрос о возрасте комплекса является дискуссионным. По габброидам Запевалихинского массива получено определение радиологического возраста по валу, плагиоклазу, клинопироксену и апатиту – 487 ± 25 млн лет, что соответствует раннему ордовику [73]. Поскольку породы комплекса прорываются нижекембрийские образования и прорываются белльскими гранитоидами ордовика, возраст комплекса принимается раннепалеозойским. С комплексом связано Запевалихинское платинометалльное проявление.

Хужиртайгорхонский комплекс габбро-сиенитовый ($v-\xi O_{1-2}hg$), выделенный в 1984 г. А. М. Рогачевым в бассейне верхнего течения рек Ока и Урик из состава огнистого [260], представлен породами непрерывного парагенетического ряда: сиенитами, монцонитами, диоритами, габбро, пироксенитами и перидотитами, приурочен к Окинской и Утхумской СФЗ. Породы слагают серию мелких тел, в основном беспорядочно расположенных среди гранитоидов урикского комплекса в виде ксенолитов, иногда имеют с ними тектонические контакты. Отдельные штоки установлены на контакте пород боксонской и окинской серий и среди отложений дабанжалгинской свиты. В зоне экзоконтакта отмечается мраморизация известняков. Петротип комплекса – сложнопостроенный массив габброидов в верховье р. Хужиртай-Горхон, отчетливо выделяющийся аномальными значениями поля ΔT_a интенсивностью до 1200 нТл. Повышенными значениями поля ΔT_a и значениями (до $5 \times 10^{-4}\%$) поля урановой составляющей гамма-активности характеризуются массивы сиенитов в бассейне р. Айнак и на западном склоне перевала Норган-Дабан. Центральная часть массива Айнак выделяется гравитационным максимумом.

Возраст хужиртайгорхонского комплекса, определенный Rb-Sr методом, составляет 473 ± 14 млн лет [438].

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, на территории листа не выявлено.

Урикский комплекс диорит-гранитовый ($\gamma, \delta O_{2u}$) выделен В. И. Серебренниковым в 1967 г. по р. Бол. Белая (перготипический массив Урикский) [434]. Комплекс получил широкое распространение в Окинской СФЗ, в пределах которой образует серию крупноплощадных ($100-500 \text{ км}^2$) в основном дискордантных плутонов и серию мелких ($5-7 \text{ км}^2$) тел в северном крыле Азаско-Жомболокского разлома в пределах Утхумской СФЗ.

Комплекс имеет двухфазное строение, каждая из фаз сопровождается своей жильной фацией. Первая фаза (28%) – диориты, монцониты, монцогаббро, монцодиориты. Наиболее распространена вторая фаза, слагает 75–80% интрузий комплекса – граниты крупно-среднезернистые, порфировидные плагиограниты, гранодиориты, дайки гранит-аплитов, гранит-порфиоров, пегматитов, в т. ч. редкометалльных (с бериллом, касситеритом, а также топазом, морионом и горным хрусталем), мусковитовых. Минеральный состав диоритов первой фазы: роговая обманка, биотит, плагиоклаз (андезин–лабрадор).

В составе второстепенных минералов присутствуют кварц, калиевый полевой шпат. Аксессуарные – сфен, циркон, апатит, рудный. В составе

породообразующих минералов второй фазы – калиевый полевой шпат (микроклин решетчатый) – 40–45%, плагиоклаз (олигоклаз) – 25–40%, кварц – 20–25%, биотит – 5–7%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, циртолит, монацит, флюорит. Характерна порфириовидная гипидиоморфно-зернистая структура. В порфириовых вкрапленниках – микроклин.

Массивы, как правило, имеют однофазное строение и сопровождаются серией дайковых и жильных тел мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков метров, развитых преимущественно в эндоконтактных зонах. Форма крупных массивов батолитоподобная; более мелкие массивы представлены штоками с крутыми падениями кантактов. Пластовая отдельность в гранитоидах комплекса (Яхошонский массив – междуречье рек Сорок, Яхошон, Бол. Белая) свидетельствует о купольном строении апикальной части крупных батолитов. Контакты пород комплекса с терригенно-метаморфическими образованиями окинской (верхний рифей), боксонской (венд–кембрий) серий и мраморами дабанжалгинской свиты – секущие интрузивные. Однако в купольной части интрузий в отдельных случаях на контакте образуется как бы «переслаивание» гранитов и вмещающих мраморов (Яхошонский массив). Экзоконтактовые преобразования вмещающих пород сопровождаются ороговикованием терригенных образований, амфибололизацией вмещающих эффузивов окинской серии, мраморизацией, скарнированием (скарны оливин-пироксеновые со шпинелью), образованием кварц-амфиболовых метасоматитов по карбонатным породам. Ширина экзоконтактовых ореолов достигает 0,5–1 км. Эндоконтактовые зоны массивов, как правило, насыщены ксенолитами вмещающих пород, поэтому эндоконтактовые изменения проявлены в образовании гибридных разностей – десилицированных (сиенитов, граносиенитов, гранодиоритов) в эндоконтакте кислых пород (гранитов) и плагиогранитов, монцонитов, монцогаббро – в эндоконтактах диоритов. Автометасоматические преобразования слабо проявлены в виде альбитизации, микроклинизации, образовании кварц-мусковитовых грейзенов с топазом и турмалином, приуроченных к редким маломощным зонам трещиноватости.

По химическому составу породы комплекса относятся к нормально-щелочному и умереннощелочному ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,77\text{--}8,58\%$), калиево-натриевого типа ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,77\text{--}1,39$), высоко- и весьма высокоглиноземистых ($al' = 1,34\text{--}5,38$) пород. Характеризуются низкими содержаниями титана и пониженной общей железистостью. Содержания редких и редкоземельных элементов соответствуют кларковым, несколько повышены (в 1–2 раза) содержания Cr, Ni, Ba, Co [423].

Гранитоиды урикского комплекса прорывают метаморфические породы хайтинской толщи (RF₃), боксонской (V–C₂), окинской (RF₃) серий, прорываются гранитоидами огнитского комплекса (D₂:O₃). Среднеордовикский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием: 532 млн лет (U-Pb циркон) [350], 478 млн лет (Sm-Nd) [350], 464 ± 6,2 млн лет (U-Pb циркон, SHRIMP, авторы, 2010 г.), 461,5 ± 2,4 млн лет [438].

Минерагенция комплекса определяется редкометальным оруденением в альбитизированных гранитах, проявлениями бериллиеносных, мусковито-

носных пегматитов, вольфрам-молибденовой минерализацией в скарнах экзоконтактов интрузий.

Беллыкский комплекс лейкогранит-гранитовый ($I\gamma O_2bl$) выделен А. Н. Шнайдером в 1963 г. в низовьях р. Сисим, распространен в Казыр-Кизирской СФО. Комплекс представлен как крупными – площадью 180–200 км² массивами (Поселенский, Кара-Хемский), так и мелкими телами, площадь которых не превышает нескольких километров. В составе комплекса выделяются две фазы, не обозначенные на карте в силу мелкого масштаба. Первая фаза сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми гранитами, иногда порфирированными, реже гранодиоритами. Вторую фазу слагают лейкократовые граниты, амазонитовые граниты мелкозернистые. В их краевых частях наблюдаются граносиениты, гранофиры и микропегматитовые граниты. Петротипический Беллыкский массив расположен за пределами площади. Форма большинства интрузий пластовая, мощностью 0,5–3 км. Гранитоиды беллыкского комплекса прорывают рифейские отложения аш-касокской, ортинской, чатырлыгской свит, кембрийские – колпинской и балахтисонской свит, а также гранитоиды ольховского комплекса среднего кембрия. Контакты резкие, рвушие. Экзоконтактовые преобразования пород рамы – интенсивное ороговикование, окварцевание, калишпатизация, альбитизация, мраморизация и реже скарнирование. Альбитизация пород нередко сопровождается амазонитизацией [14] с образованием жил альбит-амазонитовых гранитов. Гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-скаполит-эпидотовые и магнетитовые скарны образуют линзы мощностью до 10 м и протяженностью до 15 м.

Петрохимические особенности гранитов выражены в низком содержании кальция и магния при высоком содержании щелочей и пересыщенности глиноземом. Характерна высокая железистость пород (до 5% содержания окислов железа). Последняя особенность проявляется в присутствии тонкораспыленного гематита, что придает гранитам характерную розовато-красную окраску. Породы нормального и умереннощелочного ряда, калиево-натриевой серии, высоко- и весьма высокоглиноземистые. Радиологические определения Поселенского массива (истоки р. Кизир), выполненные К-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами, дают соответственно возраст 447 ± 14 , 465 ± 4 и 451 ± 26 млн лет при изохроне в 462 млн лет [148], что соответствует среднему ордовику. С комплексом генетически связаны проявления золото-серебряного, молибден-вольфрамового оруденения, флюорит-баритовые грейзены.

Сархойский комплекс лейкогранит-гранитовый ($I\gamma O_2sr$) сосредоточен в южной части площади, в основном в пределах Гаргано-Боксон-Сархойской, Ильчирской и Утхумско-Хамсаринской СФО. Выделен в 1946 г. Д. В. Титовым в бассейне р. Сархой. Комплекс объединяет крупные массивы изометричной или вытянутой формы, лакколлиты и штоки (площадью от 40 до 1000 км²) в бассейнах верхнего течения рек Ока, Китой и их притоков – рек Тисса и Сархой. Гранитоиды сархойского комплекса прорывают боксонскую серию венда-среднего кембрия [93] и прорываются породами бреньского комплекса [290].

Комплекс представлен серыми, розовато-серыми и розовыми средне-крупнозернистыми, часто порфирированными лейкогранитами двуслюдяными, гранодиоритами и граносиенитами, дайками и жилами гранит-порфи-ров, гранит-аплитов, пегматитов, риолит-порфи-ров, риодацит-порфи-ров. Крупные массивы обладают слабо выраженным зональным строением: гранитоиды средне-крупнозернистого сложения тяготеют к их центральному частям, а гранодиориты и граносиениты – к зонам эндоконтактов. Переходы между разновидностями пород постепенные. Контакты с вмещающими породами четкие ровные, нередко тектонические. Дайки и жилы приурочены к апикальным и экзоконтактовым частям массивов, их мощность варьирует от 0,8 до 4 м, протяженность – от 3 до 50 м. Экзоконтактовые изменения выражены в мраморизации, серпентинизации и скарнировании карбонатных, ороговиковании и метаморфизации терригенных пород. Метасоматические изменения заключаются в окварцевании и альбитизации вмещающих пород, калишпатизации и серицитизации гранитоидов. Ширина экзоконтактового ореола – от первых десятков и сотен до 1000 м. К экзоконтактам приурочены аномалии урана, тория и калия интенсивностью 3–5 мкР/ч при содержании урана $(3-4) \times 10^{-4}\%$, тория – $(5-13) \times 10^{-4}\%$ и калия – 2–3,5% [447]. Основные акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон и сфен, в дайках пегматитов встречаются ортит и турмалин, в альбандах кварцевых жил – пирит, галенит, халькопирит и борнит, в окварцованных породах установлена бедная молибденовая минерализация [290]. Редко отмечаются ильменит, рутил, лимонит, анатаз, шеелит, хромшпинелиды, малахит, флюорит, барит и муассонит. Породы лейкократовые, умереннощелочные, класс насыщенных и пересыщенных кремнеземом, весьма- и высокоглиноземистые калиевой и калиево-натриевой серий [437]. Характерной особенностью пород комплекса, отличающей его от сходных образований района, являются повышенная радиоактивность, отсутствие разновидностей со щелочными темноцветными минералами, преобладание железа над магнием, повышенные содержания фосфора, свинца, рубидия и ниобия, а для кварцевых сиенитов – циркония, свинца и никеля [290, 447].

Среднеордовикский возраст сархойского комплекса принят на основании радиологических исследований гранитоидов Сархойского, Мунку-Сардыкского и Ихе-Хайгакского массивов Rb-Sr методом составляет 445 ± 14 млн лет [1], $460,4 \pm 2,5$ млн лет [93].

С сархойским комплексом связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций.

Девонские или ордовикские магматические образования

К магматическим образованиям с дискуссионным – «девономским или ордовикским» возрастом отнесены граносиенит-гранитовые комплексы огнитский и бреньский.

Огнитский комплекс ($\gamma\zeta D_1-Oo$) выделен П. В. Дубиним в 1954 г. на р. Уда. Породы комплекса комагматичны вулканитам нерхинской и илейской свит, с которыми образуют вулканно-плутоническую ассоциацию. В составе огнитского комплекса выделяются граносиениты, граниты биотитовые,

эгирин-рибекитовые, нордмаркиты, сиениты, кварцевые сиениты, тенсбергиты, габбро, габбродиориты, диориты; дайковая фация – риолиты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, пегматоидные граниты, долериты. Огнитский комплекс широко распространен на площади листа – в структурах фундамента платформ (Бирюсинская глыба), в зоне краевого шва платформы (Удинско-Колбинская зона), в Алтае-Саянской складчатой области (в структурах Утхумско-Хамсаринской СФО, в Окинском «синклинории»), тесно ассоциируют с вулканитами перечисленных выше свит.

Породы комплекса формируют массивы – от крупных батолитов, лополитообразных интрузий до мелких тел. В составе комплекса при крупномасштабном картировании выделяются три фазы, которые на ГК-1000/3 не находят отражения. Кроме того, в большинстве случаев четких рвущих контактов группами пород, обособленными как фазы, не устанавливается, отмечаются постепенные переходы. Размещение интрузий контролируется зонами крупных разломов – Главного Саянского, Кандатского, Азаско-Жомболокского. Массивы сопровождаются многочисленными дайками (перечисленных выше пород). В Бирюсинской глыбе массивы пород комплекса прорывают раннедокембрийские образования амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, участками имеют широкие экзоконтактовые ореолы (до 100 м и более) кварц-пироксеновых, гранат-пироксеновых скарнов. Породы комплекса характеризуются сохранностью первично-магматических структур, отсутствием признаков наложенного метаморфизма. Устанавливается пространственная и петрохимическая связь гранитов огнитского комплекса и вулканитов нерхинской и илейской свит. Их комагматичность доказывается и геохимической корреляцией, которая выражается в повышенном содержании элементов: Zn, Pb, Sn, Mo, Y, La, Nb. Характерна геохимическая специализация гранитоидов комплекса на Pb, Zn, Mo, Ti, Mn, W, Zr, Y, La. Магнитное поле положительное, интенсивностью до 600 нТл, радиоактивность – до 22 мкР/ч.

Возраст огнитского комплекса определяется по геологическим данным – прорыванием вулканитов нерхинской и илейской свит девонского или ордовикского возраста и присутствием огнитских гранитов в гальке конгломератов карымовской свиты нижнего девона (вулканиты карымовской свиты К-Аг – 357–406 млн лет) [443]. Радиологические датировки К-Аг и Rb-Sr методами составляют соответственно от 333 ± 10 до 445 ± 15 млн лет и от 449 ± 10 до 438 ± 8 млн лет [149], К-Аг – 359 млн лет [443]. Приведенным фактическим материалом обосновываются точки зрения различных авторов, с одной стороны, о девонском возрасте, с другой – об ордовикском.

С огнитским комплексом связано оруденение свинца, цинка, золота, серебра, меди, молибдена.

Алтае-Саянская складчатая область

Бренский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый ($\gamma\xi D_1-O_3br$) выделен в Восточной Туве в 1947 г. И. И. Волостозким, на площади листа – в 1980 г. В. А. Габеевым из состава таннуольского комплекса. Представлен гранитами умереннощелочными, лейкократовыми гранитами,

граносиенитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами, гранодиоритами, граносиенит-порфирами и пегматитами. Породы комплекса образуют массивы (площадью от сотен метров до 25–200 км²) изометричной и неправильной формы в Хамсаринской и Харальской (Восточно-Тувинской) СФЗ.

Массивы характеризуются слабо дифференцированным положительным магнитным полем интенсивностью от 50 до 200–500 нТл. Они прорывают габброидиориты таннуольского комплекса и нижнедевонские или ордовикские вулканогенные образования кендейской свиты, перекрываются плейстоценовыми вулканитами. Контакты с вмещающими породами крутопадающие до вертикальных, участками осложнены тектоническими нарушениями. Строение массивов простое: краевые и апикальные части сложены мелкозернистыми и порфирировидными разностями, характеризуются наличием маломощных прожилков кварца, ксенолитов вмещающих пород, иногда отмечается гнейсовидность и появление элементов графической структуры. Во внутренней части массивов преобладают розово-красные и красные равномерно кристаллические средне- и крупнозернистые лейкократовые (альбит-олигоклаз-микроклиновые), биотитовые и биотит-роговообманковые граниты с частыми миароловыми пустотами, выполненными флюоритом, кварцем, реже – пиритом. В подчиненном количестве присутствуют граносиениты, монцониты и биотит-роговообманковые гранодиориты. Жильная фация представлена пегматитами и граносиенит-порфирами. Ориентировка жил разнообразная, мощность их от 0,2 до 3,5 м, протяженность до нескольких сот метров. Экзоконтактовые изменения выражены в образовании оторочек роговиков, зон окварцевания, эпидотизации и скарнировании вмещающих пород (мощность зон – 5–10 м); эндоконтактовые – чаще всего альбитизация, отмечается обогащение гранитоидов темными цветами [348, 208]. Из аксессуарных минералов в породах постоянно присутствуют циркон, сфен, апатит, магнетит, флюорит, пирит и молибденит, реже – чевкинит, ильменит, галенит, ортит и монацит, в альбитизированных разностях – циртолит, малакон и фергусонит.

Породы бреньского комплекса относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием калия над натрием, характеризуются избытком кварца и достаточно высоким индексом железистости – магнезиальности, являются низкотитанистыми и весьма высокоглиноземистыми. По содержанию щелочей граниты принадлежат к нормальному и умереннощелочному петрохимическому ряду (от 7,1 до 9,1), причем последние резко преобладают; сиениты принадлежат к щелочному ряду (от 9,1 до 18). В гранитах повышены содержания (коэффициент концентрации): лантана (2,–26,7), иттрия (2,6–20), иттербия (3,7–16), бериллия (2,1–7,5), циркония (4,5–6,7), молибдена (2,0–11,7), лития (4,1–15), свинца (1,8–6,2), олова (1,9–4,2), серебра (1,7–4,%) и марганца (1,6–10) [208]. Породы обладают повышенной радиоактивностью – от 12–15 до 25–30, иногда до 40 мкР/ч, поляризуемость составляет 1,2–1,5%, плотность 2,61–2,66 г/см³ [348, 290, 268].

С породами бреньского комплекса связаны проявления молибдена, редкоземельно-редкометалльных метасоматитов, полиметаллов, серебра.

Девонские магматические образования

Магматические образования девонского возраста в Алтае-Саянской складчатой области представлены аксугским диорит-гранитовым комплексом, ботогольским и сангиленским комплексами щелочных и нефелиновых сиенитов; в фундаменте платформы – елашским комплексом трахидолеритовым.

Фундамент платформы

Елашский комплекс трахидолеритовый ($\tau\beta D_3e$) выделен В. М. Владимировым в 1995 г. в бассейне руч. Фирсенкин – притока р. Елаш. Представлен тремя дайками трахидолеритов, прорывающими саянские граниты Тенишетского массива, и дайками умереннощелочных долеритов, пикродолеритов, пикритовых порфиритов, прорывающих терригенные отложения тагульской свиты на право- и левобережье р. Бирюса. Дайки кл. Фирсенкин в Тагул-Бирюсинском горсте имеют северо-восточное простирание, мощность до первых десятков метров, протяженность до 1 км, выполяют трещины, оперяющие Тагул-Бирюсинский разлом; в Присаянском прогибе – простирание северо-западное и северо-восточное. Контакты тел крутые (до 70°), интрузивные, сопровождаются маломощными зонами ороговирования в породах тагульской свиты.

Породы состоят из андезина, андезина–лабрадора (7–15%), авгита (во вкрапленниках и в основной массе), псевдоморфоза серпентина, боулингита и др. по оливину (25–35%), санидина (3–7%), девитрифицированного вулканического стекла в основной массе (3–20%). Акцессорные – апатит, шпинель, хромит, хромдиопсид, гранат (гроссуляр, спессартин), редко – оранжевый гранат, ильменит, магнетит, вторичные – карбонат, серпентин, хлорит, соссюрит, тальк.

Петрохимически породы комплекса принадлежат к известково-щелочной и щелочной сериям, близки к щелочным пикритам, щелочность обычно калиевая, может изменяться в пределах одного тела до натриево-калиевой. Особенностью пород является повышенная магнезиальность (MgO – до 13%), низкая кремнекислотность (SiO_2 – 39–45%). Геохимически специализированы они на хром (до 440–1200 г/т), цирконий (до 98 г/т), церий (132 г/т), ниобий (45 г/т), повышены содержания Ni (0,04–0,05%), Co (0,01–0,02%), Mn (до 0,6–1,0%), Va (0,3–0,5%). Перечисленные особенности могут рассматриваться в качестве признака специфического «ультраосновного уклона» исходной калиевой базальтовой магмы. В составе комплекса были выявлены лампроитоподобные пикритовые порфириты [159], близкие по составу к лампроитам [21].

Возраст пород елашского комплекса определен Rb-Sr методом в районе д. Сереброво на р. Бирюса и составляет 375 ± 30 млн лет [159].

Дайки лампроитоподобных пикритовых порфиритов елашского комплекса обнаружены в бассейне р. Бирюса в районе Шелеховской и Ингашетской россыпей на уч. Ямный. В одной из даек выявлены алмазы (9 кристаллов) размером от 0,006 до 0,5 мм [270]. Породы характеризуются

высоким содержанием хромитов, присутствует хромдиопсид (знаковый). Таким образом, устанавливается алмазонасность пород елашского комплекса. Предполагается, что елашскому комплексу принадлежит также россыпеобразующая роль.

Алтае-Саянская складчатая область

Аксугский комплекс габбро-плагиогранит-диоритовый ($\gamma\delta D_{1a}$) малых интрузий выделен А. Н. Внуковой в 1972 г. на месторождении Ак-Суг. В составе его выделяются граниты, гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, плагиограниты, габбро. Комплекс представлен небольшим петротипическим массивом (до 30 км²) и мелкими телами (5 км² и менее), не отраженными на карте в большинстве случаев. Форма тел штокообразная, распространены в северном крыле Кандатского разлома в Казыр-Кизирской СФЗ (верховья рек Канзас, Кадыр-Ос и по левому борту р. Киж-Хем, в среднем ее течении). Структурно массивы приурочены к узлам пересечения разломов, в т. ч. Кандатского и оперяющих его разломов северо-западного направления (массив Аксугский). Контакты с вмещающими габброидами хойтоокинского, гранитоидами таннуольского комплексов и охемской свиты резкие интрузивные с незначительным по мощности экзоконтактовым окварцеванием.

Петротипический Аксугский массив слагают преимущественно кварцевые диориты, тоналиты порфиоровидные, менее – плагиогранит-порфиры, габбро, габбро-диориты. Тоналиты, кварцевые диориты пропилитизированы, плагиограниты – окварцованы, аргиллизированы, серицитизированы до образования вторичных кварцитов. Последние слагают кварцевое ядро, в котором локализовано медно-порфировое оруденение. В других массивах (левый борт р. Киж-Хем) центральные части зональных штоков, сложенных порфиоровидными гранодиоритами, с периферии окружены равномернотермическими гранодиоритами со слабо выраженной порфиоровидностью, подвержены аргиллизации, фенитизации и окварцеванию, выражающемуся в образовании «кварцевых ядер» (площадью 200 × 300 м). Последние сложены брекчиями гранодиоритов на кварцевом цементе, кварцевыми жилами, кварц-серицитовыми породами. Окварцевание сопровождается калишпатизацией. Эндоконтактовые зоны массивов комплекса насыщены шширами и линзами пегматоидных пород кварц-микроклинового состава мощностью 0,02–0,3 м; во вмещающих гранитоидах таннуольского комплекса наблюдаются линзовидные тела розовых порфиоровидных гранитов аксугского комплекса [268].

Минеральный состав гранодиоритов, плагиогранитов (%): плагиоклаз (олигоклаз–андезин) (45–65), калиевый полевой шпат (6–25), кварц (22–30), биотит и роговая обманка (до 8). В диоритах кварцевых содержания роговой обманки – до 20%, биотита – до 10%, акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит. Петрохимически породы аксугского комплекса относятся к щелочноземельным с натриевой щелочностью при среднем содержании щелочей 7–7,5%; специализированы в отношении меди и мо-

либдена плагиограниты и гранодиориты, в которых кларки концентраций меди – 2–5, молибдена – 20–25 [268].

Раннедевонский возраст комплекса обосновывается геологическими данными: наличием гальки оруденелых порфиroidных гранодиоритов в конгломератах атакшильской свиты среднего девона, а также прорыванием пород беллыкского комплекса среднего ордовика. По порфиroidным гранодиоритам массивов р. Кизи-Хем К-Аг методом (по валу) получены значения возраста 449, 396, 400, 396 млн лет [268], что соответствует нижнему и среднему девону.

С гидротермально-метасоматически измененными породами аксугского комплекса связано Аксугское молибден-меднопорфиroidное месторождение.

Сангиленский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов ($E\ddot{z}D_{1sn}$) представлен сиенитами нефелиновыми гастингситовыми, щелочными сиенитами, нордмаркитами, дайками щелочных сиенитов, пегматитов. В бассейне р. Дугда закартированы три массива щелочно-нефелиновой интрузии сангиленского комплекса. В пределах площади представлен крупный (около 80 км²) Дугдинский щелочной массив в Харальской (Восточно-Тувинской) СФЗ на стыке листов N-47-XXXII–XXXIII. Два других массива располагаются по южной рамке и южнее за пределами площади.

Дугдинский массив представляет собой асимметричную, вытянутую в субширотном направлении трещинно-лакколитообразную интрузию с крутыми внешними контурами, прорывающую терригенно-карбонатные отложения айлыгской серии и габброиды можалыкского комплекса. Южный контакт тектонический по линейной субширотной зоне. Преобладающими породами комплекса являются равномернозернистые трахитоидные гастингситовые нефелиновые сиениты, слагающие большую (до 70%) западную часть массива. В восточном направлении нефелиновые сиениты сменяются с постепенными переходами щелочными сиенитами вплоть до образования шлировых обособлений субщелочных гранитов либо уртитов. Экзоконтактовые изменения выражены в образовании зон фенитизации мощностью от 0,5 до 1,5 км. В составе дайковой серии распространены нефелин-сиенитовые пегматиты, слагающие протяженные и выдержанные жильные тела в зоне экзоконтакта, и небольшие дайки щелочных сиенитов и сиенит-порфиroidов.

По химизму Дугдинский щелочной массив относится к миаскитовой группе сангиленского комплекса: К – 0,86–0,96%, SiO₂ – 53,76–55,81% для нефелин-сиенитовых членов серии, и 54,41–66,31% – для щелочно-полевошпатовых разновидностей; породы высокоглиноземистые – $al' > 2$ (реже $al' = 1-2$), сумма щелочей – от 12,08 до 15%.

Геологических данных для установления возраста комплекса на площади мало. Щелочные породы интродуцируют образования айлыгской серии RF₃–V возраста и интрузивные породы мажалыкского (ϵ_1) и таннуольского (ϵ_{1-2}) комплексов, прорываются триасовыми породами улуг-танзекского комплекса. Раннедевонский возраст (D_1) принимается на основании прорывания ими бреньских (нижнедевонских) гранитов и по сопоставлению с лугагским (сайбарским, столбовским) комплексами Восточного Саяна.

В породах комплекса повышены содержания циркона, ниобия, редких земель, галлия, урана, которые определяют редкоземельно-редкометалльный его минерагенический профиль. Для нефелиновых сиенитов минерагения определяется высокими содержаниями алюминия (до 22%) и щелочей (12–15%), соответствующими требованиям к нефелин-полевошпатовым рудам, используемым для производства алюминия, а также в керамической, цементной и химической промышленности.

Сайбарский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов (EξD_{1s}) выделен А. В. Шелковниковым в 1969 г. Представлен многочисленными интрузиями щелочных пород в рамках Кизирской СФЗ и на стыке с Дербинским антиклинорием. В составе комплекса выделяются сиениты нефелиновые, эгириновые, арфведсонитовые, нордмаркитовые, а также дайки щелочных пегматитов и сиенит-порфиоров. Как правило, массивы комплекса приурочены к зонам разломов (разлом Звериного Казыра и др.) и группируются в виде поясов северо-западного простирания. Размеры отдельных массивов от 10–15 до 150 км². В верховьях бассейнов рек Катун, Ингиш, Холдуг-Бат интрузивные образования комплекса слагают один из самых крупных – Катунский массив площадью 90 км². Массив имеет неправильную форму, сходную с треугольником с общей северо-западной ориентировкой, прорывает и метаморфизует рифейские терригенные образования ортинской и чатырлыгской свит, гранитоиды ольховского и беллыкского комплексов кембрия и ордовика. Массив сложен щелочными сиенитами пестрого состава от лейкократовых кварцевых сиенитов и граносиенитов до пироксен-амфибол-биотитовых и нефелиновых сиенитов. Между всеми разностями отмечены постепенные переходы. Наиболее широким развитием пользуются пироксен-биотитовые и амфибол-биотитовые сиениты, размещающиеся в левом борту долины р. Катун и южной части массива. Это крупнозернистые породы с призматически-зернистой структурой. Лейкократовые сиениты занимают центральную часть массива в междуречье Алгыяка и Холдуг-Бата. Это светло-желтые, розовые крупнокристаллические породы гипидиоморфнозернистой структуры. В ассоциации с лейкократовыми сиенитами находятся кварцевые сиениты и граносиениты, отмеченные в среднем течении р. Холдуг-Бат. Нефелиновые сиениты слагают северо-восточный выступ массива, образуют постепенные переходы к безнефелиновым пироксен-амфиболовым разностям. Жильные образования: пегматиты, микрограниты, щелочные агпаиты картируются преимущественно в краевых частях массива. Мощность их не превышает первых десятков см, протяженность – первые метры.

В породах комплекса сумма K₂O + Na₂O составляет 9–13%, характерно присутствие Y, La, Nb, Be, Mo, с ними пространственно и генетически связаны проявления редкоземельно-редкометалльного оруденения.

Раннедевонский возраст сайбарского комплекса определяется прорыванием им вулканитов сыдинской свиты нижнего девона (за рамкой листа) [125]. Условно к раннему девону отнесен и Катунский массив, который имеет возраст по Rb/Sr датировке 446 ± 13 и 432 ± 9 млн лет [148].

Ботогельский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов (EξD_{1b}) выделен И. Н. Орешкиным в 1930 г. В составе комплекса рассматриваются

интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов в пределах Окинской структурно-формационной зоны, сложенные сиенитами нефелиновыми, канкринитовыми, кварцевыми сиенитами, сиенитами пироксеновыми, рибекит-эгириновыми. Породы ботогольского комплекса прорывают отложения окинской и боксонской серий (соответственно, рифея и венда–кембрия), ордовикские гранитоиды урикского комплекса, девонские или ордовикские сиениты и гранитоиды огнитского комплекса. Массивы преимущественно мелкие – площадью около 20–25 м², основную роль в их составе играют нефелиновые сиениты.

Петротипический Ботогольский массив сложен пироксеновыми сиенитами, пироксеновыми щелочными и нефелиновыми сиенитами, лейкократовыми нефелиновыми сиенитами; проявлены жильные породы (ийолиты, пегматиты, аплиты и др.). Породы часто имеют между собой постепенные переходы, в частности, нефелиновые и безнефилиновые сиениты, лейкократовые и мезократовые нефелиновые сиениты. С автометасоматическими процессами связывается образование канкринита, содалита, графита, альбита, мусковита, проявленными главным образом в лейкократовых нефелиновых сиенитах. Вмещающие породы интенсивно мраморизованы, скарнированы и ороговикованы; в мраморах много графита. Мелкие тела, штоки на водоразделе Хайты–Шебелика имеют небольшой эрозионный срез, содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Основная часть интрузий сложена пироксеновыми и эгирин-рибекитовыми нефелиновыми сиенитами, обычно трахитоидными, редко – лейкократовыми. В Хайтинском массиве (в долине р. Урик) нефелинсодержащие породы представлены якупирангитами, нефелин-рибекитовыми разностями. В отличие от Ботогольского массива, сиениты отмеченных мелких штоков не содержат графита. Метасоматические процессы сопровождаются образованием канкринита, содалита, мусковита.

В физических полях выходы пород комплекса фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью 100–400 нТл, радиоактивностью от 2 до 4 мкР/ч.

Радиоизотопными исследованиями (БНЦ АН СССР, г. Улан-Удэ) Rb-Sr методом по нефелиновым сиенитам Ботогольского массива получены значения возраста: 350 млн лет [424], 438 ± 38 млн лет [403]; для нефелиновых сиенитов Хайтинского массива – 215 млн лет, Ботогольского – 350 млн лет [422]. K-Ar методом для нефелиновых сиенитов Ботогольского массива получен возраст 378 ± 12 млн лет [104].

С породами ботогольского комплекса связаны месторождения алюминиевого сырья, графита, проявления редких металлов.

Каменноугольные магматические образования

Карбоновый магматизм проявлен в Алтае-Саянской складчатой области и в фундаменте платформы урдагарганским габбродолеритовым, хонченским щелочных гранитов и сиенитов, дарликим долерит-лампрофировым комплексами.

Урдагарганский комплекс габбродолеритовый ($v\beta C^?u$) выделен В. Г. Скопинцевым в 1955 г. в бассейне р. Урда-Гарган в верховьях р. Ока, распространен незначительно – представлен линзовидным силлом и редкими дайками в верховьях р. Боксон (реки Урда-Боксон, Хойто-Боксон) протяженностью до 1,0 км при ширине до 0,3 км в Комиссаровском грабене. Комплекс представлен габбродолеритами, долеритами, андезитами, метадиоритами, прорывающими забитскую свиту венда и верхнедевонские образования комиссаровской свиты. В зоне разлома, подрезающего Боксонский силл, породы урдагарганского комплекса рассланцованы, лиственизированы. Карбоновый(?) возраст комплекса принимается с долей условности – по прорыванию верхнедевонских пород комиссаровской свиты. Полезных ископаемых в связи с урдагарганским комплексом не выявлено.

Хонченский комплекс щелочных гранитов и сиенитов ($E\gamma\pi C_2h$) выделен в 1984 г. А. М. Рогачевым из состава огнитского комплекса. Представлен дайками эгириновых, эгирин-рибекитовых сиенит-гранит-порфиоров и риолитов, умптекитов, бостонитов, распространенными в поле развития пород окинской и боксонской серий, на сочленении Боксоно-Сархойской и Окинской СФЗ. Простираение даек северо-восточное и субмеридиональное, мощность от 0,3 до 1,9 м, протяженность до 300 м. Породы комплекса принадлежат к калиево-натриевой серии семейства щелочных пород, пересыщенных SiO_2 , характеризуются повышенным содержанием железа, особенно – окисного. В них установлены высокие содержания магнетита, ильменита, циркона, граната, в подчиненном количестве присутствуют апатит, галенит, ортит, тантало-ниобаты и арсенипирит. Характерны значительно повышенные содержания элементов циркония, бериллия, иттрия, лития, ниобия, церия и лантана. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород заключаются в ороговикании и амфиболлизации сланцев, амфиболлизации, флюоритизации и альбитизации гранитоидов.

Радиологический возраст пород хонченского комплекса, определенный Rb-Sr методом, составляет 304 ± 3 млн лет, что соответствует среднему карбону [438]. С комплексом связаны проявления тантала, ниобия и редких земель.

Дарликский комплекс долерит-лампрофировый ($\chi, \beta PZ_3d$) выделен в 1971 г. В. Г. Окороковым из состава огнитского комплекса. Включает дайки спессартитов, керсантитов, одинитов, умереннощелочных долеритов, габбродолеритов и андезитов, приуроченные к разнонаправленным разрывным нарушениям, нередко группирующиеся в протяженные дайковые поля и пояса, распространенные в пределах Утхумско-Хамсаринской СФО, Урикско-Ийского грабена и Удинско-Колбинской зоны. Петротип находится в бассейне р. Дарлик. Мощность даек варьирует от 1–2 до 30 м, единичных – до 80–100 м, протяженность от 0,5 до 1,5–2 км. Падение большинства даек крутое (60–85°), контакты прямолинейные, реже – извилистые [415, 291, 482]. В магнитном поле дайки фиксируются положительными аномалиями от 200 до 1500 нТл. Эндоконтактовые зоны закалки (3–5 см) представлены породами тонкозернистой до стекловатой структуры, иногда с линейной ориентировкой плагиоклазов. Экзоконтактовые изменения

(3–10 см, редко до 1,0 м) выражены в ороговиковании, амфиболизации, оплавлении и частичной перекристаллизации вмещающих пород. Вторичные процессы – хлоритизация, карбонатизация, сосюритизация и биотитизация основных породообразующих минералов.

Породы относятся к классу насыщенных и недосыщенных SiO_2 , умеренно богатым и богатым щелочами, принадлежат к калиево-натриевой серии, низкоглиноземистые ($al < 0,6–1,2$), плотность составляет до $3,07 \text{ г/см}^3$, радиоактивность 6–10 мкР/ч, магнитная восприимчивость колеблется от 850 до 5000×10^{-6} ед. СГС, в повышенных количествах породы содержат (%) Ni–0,06, Co – 0,015, V – 0,02, Cu – 0,03, Cr – 0,05 [222, 432].

Позднепалеозойский возраст пород дарликовского комплекса принят на основании прорывания ими гранитоидов огнитского комплекса и осадочных пород сангасской свиты девона [291, 432].

Полезных ископаемых, связанных с дарлинским комплексом, на территории не установлено, но в экзоконтакте Хайламинского массива в Удинско-Колбинской зоне дайка долеритов дарликовского комплекса экранрует бериллиевую минерализацию, связанную с хайламинским комплексом.

Пермские магматические образования

Самсальский комплекс лейкогранитовый ($l\gamma P_1s$) выделен из состава огнитского комплекса в 1959 г. М. Ф. Духовниковым в верховье р. Даялык. Представлен несколькими массивами сложного (иногда – зонального) строения в бассейнах рек Оют и Китой, в пределах Гарганской и Ильчирской СФЗ. Породы самсальского комплекса прорывают известняки дабанжалгинской свиты и гранитоиды урикского комплекса. Состав комплекса – крупнозернистые и порфиroidные лейкограниты, граниты амазонитовые, дайки риолит- и гранитпорфиров, амазонитовых пегматитов, гранодиоритов, жилы (мощностью до 50 м) и шлиры мелкозернистых и аплитовидных лейкократовых гранитов. В апикальной части Шулутинского (Сорокского) массива установлены шлиры пегматитов с бериллом и топазом, в краевой – с лепидолитом, в Самсальском интрузиве – мориононосные камерные пегматиты и дайки гранит-порфиров с молибденит-кварцевыми жилами. Краевые части массивов зонального строения сложены крупнозернистыми и порфиroidными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми двуполевошпатовыми гранитами и адамеллитами, а центральные – средне-крупнозернистыми аляскитами и амазонитовыми гранитами. В породах широко проявлены процессы амазонитизации и альбитизации. Контакты с вмещающими породами тектонические и рвущие под углом $50–80^\circ$. Экзоконтактовые изменения (с шириной зон до 150–200 м) представлены окварцеванием мраморов, послонной мигматизацией биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, ороговикованием сланцев, брекчированием и флюоритизацией вмещающих пород различного состава с выделением биотита, калишпата, флюорита и топаза с образованием эруптивных брекчий с кварц-амазонитовым цементом [13, 424]. Флюоритовые жилы встречаются в экзоконтакте Шулутинского массива [93]. Для пород комплекса

характерно наличие молибденита, пирита, пирротина, сфалерита, халькопирита, флюорита, топаза и мусковита. Гранитоиды самсальского комплекса относятся к породам нормального ряда, классу пересыщенных SiO_2 , богатых щелочами при преобладании натрия над калием [424]. Породы Шулутинского массива отличаются тантал-ниобиевой и оловянной минерализацией. Они имеют крайне низкие содержания TiO_2 , MgO , P_2O_5 , Sr, Ba и высокие – Rb, Y и тяжелых редких земель, что типично для литий-фтористых гранитов [93].

Возраст пород самсальского комплекса, определенный Rb-Sr методом, составляет 287 ± 9 млн лет [438].

С комплексом связаны проявления оптического сырья, драгоценных и поделочных камней, редких металлов и молибдена.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мезозойские магматические образования распространены в Алтае-Саянской складчатой области – это арысканский и улуг-танзекский комплексы щелочных гранитов и апогранитов, хундыгольский комплекс долерит-трахит-трахидолеритовый, в фундаменте Сибирской платформы – хайламинский комплекс щелочных гранитов и апогранитов, в осадочном чехле – ангаро-тасеевский комплекс габбро-долеритовый, коршуновский, таловский комплексы трахибазальт-базальтовые диатремовые.

Триасовые магматические образования

Фундамент платформы

Хайламинский комплекс щелочных гранитов и апогранитов (ElyT_1hl) представлен двумя мелкими массивами в бассейне р. Хайлама, расположенными в зоне Главного Саянского разлома, обособленными по ряду признаков от вмещающих пород огнитского комплекса [243], выделенными в качестве хайламинского комплекса при поисково-оценочных и тематических работах в 1975 г. [403]. Комплекс представлен щелочными гранитами (эгириновыми, эгирин-рибекитовыми, арфведсонитовыми и др.), апогранитами, альбититами. Интрузии хайламинского комплекса прорывают карельские сланцы и мраморы алхадырской свиты, гранитоиды саянского и огнитского комплексов. Петротипический Хайламинский массив расположен в верховье р. Хайлама на южном фланге Монкресской кольцевой структуры, в северном крыле Главного Саянского разлома. Массив представляет собой интрузию эгирин-рибекитовых гранитов, интенсивно переработанную автометасоматическими процессами, что отражает его вертикальную зональность. Наиболее глубокие части массива – биотит-эгирин-рибекитовые, биотит-рибекитовые граниты, которые в направлении к апикальной части (гипсометрически вверх) сменяются рибекит-арфведсонитовыми с полилитионитом, далее – кварц-альбит-микроклиновыми с криолитом (апогранитами); апикальная часть – альбититы, кварц-альбитовые

метасоматиты (альбита до 95%). Массив участка Грейзеновый представлен телом эндоконтактовых брекчий грейзенизированных апогранитов на кварцевом, кварц-флюоритовом цементе. Породы комплекса имеют редкоземельно-редкометалльную геохимическую специализацию, повышены также содержания Th (до 0,22%), Sn (до 0,08%), Pb (до 0,06%). Редкие земли преимущественно цериевой группы. По химическому составу слабо измененные метасоматозом граниты соответствуют щелочным лейкогранитам, характеризующимся высоким значением коэффициента агаптитности, присутствием щелочных амфиболов и пироксенов (SiO_2 – 72%, Al_2O_3 – 12,9%, Na_2O – 5,73%, K_2O – 4,24% – среднее по 11 пробам).

Возраст хайламинского комплекса определен ранним триасом по цирконам из рибекитовых гранитов Pb-Pb методом – 228–250 млн лет (ВИМС) [403].

С хайламинским комплексом связано месторождение редких металлов, проявление бериллия.

Триасовый магматизм чехла платформы

Ангаро-гасеевский комплекс габбродолеритовый ($\gamma\beta\text{T}_1\text{at}$), широко распространенный в северо-восточной части территории, приурочен к южному окончанию Ангаро-Гасеевской синеклизы. Представлен Усольским, Тулунским и Нижнеудинским силлами, залегающими на разных стратиграфических уровнях (в разрезах мотской серии, ийской, бадарановской и усть-кутской свит, соответственно), и рядом более мелких пластовых, субпластовых интрузий, лакколито- и лополитоподобных тел, штоков, реже – кольцевых и разноориентированных линейных даек, выходы на поверхность которых зафиксированы в зонах повышенной проницаемости фундамента и осадочного чехла. Долериты комплекса прорывают палеозойские породы до нижнекаменноугольных включительно и перекрываются юрскими и неогеновыми отложениями. В бассейне р. Непа (лист О-48) установлено прорывание Усольского силла туфовыми некками коршуновского комплекса. Разрезы Тулунского силла изучены в бассейне р. Чукша по скважинам Т-1, Т-2, С-1 [343], Ия по скв. 2 [431], Нижнеудинского – в бассейне р. Топорок по скв. 12 [124], Усольского – скважинами глубокого бурения по рекам Ия и Ока. В магнитных полях долериты выделяются дифференцированной, преимущественно отрицательной полярностью (50–1000, редко до –4000 нТл). Интрузии, выходящие на поверхность, хорошо отпрепарированы в рельефе и уверенно дешифрируются на АФС.

Силлы характеризуются непостоянной мощностью (от 70 до 250 м), наличием раздувов и пережимов, перемещением в более высокие горизонты осадочных пород, нередко имеют сложное этажное строение, во фронтальных частях часто расщепляются и, уменьшаясь в мощности, выклиниваются. Длина даек колеблется от первых сотен метров до 30 км, мощность – от десятков до 150 м. Падение их крутое (от 50 до 90°), контакты прямолинейные. Основной объем силлов и крупных интрузий составляют оливинсодержащие, оливиновые и троктолитовые долериты, близкие по составу, структурно-текстурным особенностям, характеру вторичных изменений,

отличающиеся лишь содержанием оливина, количество которого варьирует от 5–8% в оливинсодержащих разновидностях до 15–30% в троктолитовых. Содержание плагиоклаза колеблется от 40 до 60%, пироксена от 15–25 до 30–35%.

В раздувах и шпирообразных выделениях нередко присутствуют габбро-долериты, пегматоидные долериты, долеритпегматиты, гранофировые долериты, реже – долериты с повышенным содержанием магнетита, близкие к феррогаббро. Эндоконтактовые зоны (0,5–6,0 м) сложены порфировыми микродолеритами со шпирово- и брекчиевиднотакситовой текстурой, роговиковоподобной и микродолеритовой структурой основной массы. В кровле интрузий иногда отмечаются корочки (1–2 см) миндалекаменных базальтов с интерсертальной структурой основной массы.

Дайки и мелкие субпластовые интрузии сложены в основном мелкокристаллическими оливинсодержащими и оливиновыми долеритами, в зонах эндоконтакта – порфировыми микродолеритами с брекчиевиднотакситовой текстурой.

Экзоконтактовые изменения выражены в уплотнении, осветлении, брекчировании вмещающих пород, в образовании пироксеновых, гидробиотит-пироксеновых, пироксен-кордиеритовых роговиков по аргиллитам, переходящих в зону ороговикования и обесцвечивания пород, окварцевании песчаников до образования бухитов и кварцитов, мраморизации и окремнении известняков. Вдоль контактов даек, среди пород, обогащенных карбонатом, проявлены процессы скарнирования, серпентинизации, цеолитизации и баритизации. Мощность зоны влияния интрузий зависит от их мощности и варьирует в надкровлевой части от первых десятков см до 70 м, в подошве – 1–10 см, в дайках – от 1 до 10–50 см.

Геохимические особенности пород заключаются в незначительном увеличении содержания никеля, кобальта, бора и несколько пониженных концентрациях стронция в троктолитовых долеритах. Верхние зоны силлов характеризуются понижением содержания хрома, средние – увеличением концентраций свинца.

Минералогическим анализом в долеритах установлены (в знаках): апатит, циркон, рутил, турмалин, пирит, сфен, халькопирит, галенит, хромит, гранат, пирротин, ильменит, магнетит, в габбро-долеритах (в весовых содержаниях) – титаномагнетит. Химический состав долеритов ангаро-таево-сеевского комплекса отличается от среднего состава сибирских траппов повышенным содержанием (от 14,18 до 18,96%) железа общего. Породы принадлежат к нормальному ряду ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,26\text{--}3,69\%$), калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,17\text{--}3,52\%$), низкоглиноземистым ($aI' = 0,69\text{--}0,72$). Расчеты дискриминантной функции составили 54,24–64,52, что позволяет отнести данные образования к толеит-долеритовой формации. Среднее значение сериального индекса Ритмана – 0,8–2,9, щелочно-известкового индекса Куно – 4,0–5,5 указывают на принадлежность их к известковой и известково-щелочной сериям.

Возраст долеритов Усольского и Тулунского силлов, определенный в 1977 г. в ИЗК СО РАН А. И. Черненко и С. Б. Брандтом К-Аг методом, составил 220–217 млн лет [182].

Исследованиями последних лет [67] получены радиологические датировки возраста силлов Ангаро-Тасеевской синеклизы, выполненные аргон-аргоновым методом в Институте геологии и геофизики КАН (Пекин). Возраст долеритов Усольского силла, рассчитанный по плагиоклазам двух образцов, отобранных по керну Северо-Марковской нефтепоисковой скв. 2 (лист О-48), составляет $243,9 \pm 1,5$ млн лет, Нижнеудинского (Падунского) – $239,3 \pm 2,4$ млн лет, Тулунского – $240,1 \pm 1,0$ млн лет [67].

С долеритами связаны месторождения строительных материалов и проявления декоративно-облицовочного сырья.

Таловский комплекс трахибазальт-базальтовый диатремовый (βT_{1t}) объединяет базальтоидные трубки взрыва умереннощелочного состава, установленные в долине р. Бирюса выше устья р. Ингашет, в зоне Присаянского глубинного разлома. Взрывные структуры представляют собой столбчатые тела с круглыми субвертикальными контактами, нередко с многочисленными ответвлениями, в плане округлой и овальной формы с поперечными размерами от 50×70 до 110×120 м, выполненные взрывными брекчиями смешанного состава (ксенотуфобрекчиями), лавобрекчиями, туфами и туффитами. Трубки вскрыты на глубину до 290 м, они прорывают осадочные образования булайской, верхоленской и павловской свит и перекрываются русловым аллювием р. Бирюса [271, 372]. В аэромагнитном поле они фиксируются изометричными и эллипсоидными отрицательными аномалиями ΔT_a интенсивностью 140–370 нТл и совмещенными с ними спектрометрическими аномалиями калия (до 4%); наземной съемкой выделяются аномалиями интенсивностью до –3200 нТл. В строении диатрем отмечается неотчетливая вертикальная и латеральная зональность. В плане это выражено постепенным переходом от мелкообломочных туфов, туффитов центральной части жерла к туфобрекчиям, ксенотуфо- и эруптивным брекчиям, расположенным по периферии. Вертикальная зональность представлена постепенным переходом от многокомпонентных туфов верхней части вскрытого разреза к литовитрокластическим туфобрекчиям и лавобрекчиям нижней его части.

Туфобрекчии состоят из обломков базальтов и вулканического стекла основного состава (80–90%). В подчиненном количестве присутствуют обломки сиенит-порфиров, трахитов, серпентинизированных ультраосновных пород, туфов риолитодацитовых порфиров, осадочных пород (песчаников, доломитов, алевролитов, аргиллитов, известняков и др.) и гипса. Эруптивные брекчии на 50–60%, а ксенотуфобрекчии на 30–35% представлены обломками вмещающих пород. Цемент: глинисто-кальцит-хлоритовый, пропитанный рудной сыпью, нередко – гипсовый и баритовый. Часто отмечаются линзы, прожилки и гнезда гипса и сульфидов. Лавобрекчии базальтовые – миндалекаменные породы с флюидалной, брекчиевидно-такситовой текстурой, состоящие из слабо окристаллизованного вулканического стекла и вкрапленников плагиоклаза и оливина. Вторичные процессы выражены в кальцитизации, окварцевании, пиритизации, хлоритизации и огипсовании.

В туфобрекчиях установлены весовые содержания (г/т): магнетита (1,69–297), ильменита (0,24–176,1), циркона (0,02–9,16), рутила (0,029,8), сфена

(0,06–1,89), барита (0,06–32,31), апатита (0,07–35,97), киновари (до 0,05), монацита (0,04); аксессуарные – хромит, уваровит, оливин, шпинель, альмандин, пироп и золото. В химическом составе туфов отмечается резкое преобладание калия над натрием (в 10 и более раз) при общем высоком содержании окислов калия (до 6,88%), магния (до 11,32%), повышенном – титана, ванадия, хрома, никеля, кобальта, циркона, иттрия, стронция и бария. Особенности химического состава трубочных образований и находки в них пиропов сближают их с лампроитовыми трубками Тянь-Шаня.

Раннетриасовый возраст принимается на основе корреляции с коршуновским трахибазальт-базальтовым диатремовым [237]. С трубками взрыва таловского комплекса связаны проявления железорудной (магно-магнетитовой) минерализации.

Коршуновский комплекс трахибазальт-базальтовый диатремовый ($\beta T_1 k$) представлен двумя трубками взрыва Долоновского железорудного проявления, расположенными на побережье Братского водохранилища, в 40 км южнее Братской ГЭС.

В плане трубки имеют округлую форму с неровными извилистыми контурами размером 300×350 м. Контакты с вмещающими породами вертикальные, четкие, в приконтактной зоне (10–35 м) вмещающие породы братской и кежемской свит интенсивно перемяты и раздроблены. Диатремы выполнены интенсивно скарнированными агломератовыми туфами, ксенотуфобрекчиями и долеритовыми брекчиями. Преобладают ксенотуфобрекчии, состоящие из обломков микродолеритов, витрокластических туфов и осадочных пород, размеры и содержание которых варьирует в широких пределах. Цементом служит тонкообломочный материал, замещенный кальцитом и хлоритом. Рудные тела представлены жилами магнетита протяженностью от первых десятков до 250–800 м, мощностью от 0,3–3,5 до 95 м в раздувах. Породы, вмещающие рудные тела магнетита, превращены в гранат-кальцит-хлоритовые скарны, среди которых участками отмечаются вкрапленные и брекчиевидные руды. Дайки и штокообразные тела (мощностью 1–20, редко до 100 м), прорывающие туфы жерловой фации, сложены афанитовыми долеритами и порфиоровыми микродолеритами.

Раннетриасовый возраст пород коршуновского комплекса принят на основании возраста перекрывающих их озерно-кратерных образований нерюндинской свиты, однозначно определенного по многочисленным находкам фауны как раннетриасовый на уровне путоранского горизонта [74, 184]. Возраст комплекса определен Sm-Nd методом в ЦИИ ВСЕГЕИ по пробам плагиоклаза, пироксена, оливина, апатита, валовой пробе ферродолеритов Ермаковского месторождения (лист N-48) и составляет 266 ± 55 млн лет [38]. С коршуновским комплексом связано Долоновское проявление железа ангаро-илимского типа.

Хундыгольский комплекс долерит-трахит-трахидолеритовый ($\tau\beta MZ?h$) выделен в бассейне р. Хунды-Гол А. М. Рогачевым в 1984 г. [424]. Представлен дайками кайнотипного облика долеритового, трахидолеритового, пикродолеритового состава, расположенными в поле развития гранитоидов урикского, сумеунурского комплексов и карбонатных пород дабалжалгинской свиты на восточном замыкании Окинской структуры.

Дайки, мощностью от 0,05 до 0,7 м и протяженностью до 150 м, имеют преимущественно северо-восточное простирание, простое с прямолинейными субпараллельными контактами строение, иногда ветвятся и образуют штокверки. Породы слабо метаморфизованы, в тектонических зонах расщелачиваны и карбонатизированы. Иногда по ним развивается серпентин, карбонат, тальк, брусит, эпидот и хлорит.

Мезозойский возраст комплекса принят согласно Легенде ГК-1000/3. Для аналогичных даек Хамар-Дабана получена рубидий-стронциевая изохрона 235 млн лет [437]. Полезных ископаемых, связанных с хундыгольским комплексом, на территории не установлено.

Алтае-Саянская складчатая область

Улуг-танзекский комплекс щелочных гранитов и апогранитов ($E_{\gamma T_{1ut}}$) выделен О. К. Гречишевым в 1981 г. на массиве Сангилен и включен в схему магматизма Тувы (1987). Обоснованием для его выделения явилась характерная фтор-редкометалльная минерализация, прорывание щелочными гранитами нефелинсодержащих сиенитов сангиленского комплекса, петро- и геохимические особенности щелочных гранитоидов.

На территории листа улуг-танзекский комплекс представлен выходами пород в бассейне р. Дугда и в районе оз. Тербен (~2 км²). В бассейне р. Дугда комплекс выделен из Дугдинского массива щелочных пород сангиленского комплекса, включает граниты рибекитовые, эгирин-альбитовые, эгирин-рибекитовые, щелочнополевошпатовые, сиениты кварцсодержащие, апограниты, альбититы. Щелочные породы приурочены к узлам сочленения разломов, зон трещиноватости субширотного и северо-восточного планов, слагают небольшой шток (оз. Тербен) и серию сближенных крутопадающих тел или небольшие трещинные массивы площадью 1–2 км². Большая часть тел щелочных гранитоидов размещена в южном экзоконтакте Дугдинского массива пород сангиленского комплекса. Ввиду малых размеров тел, они не находят отражения в физических полях при АГСМ-съемке. Породы улуг-танзекского комплекса прорывают вендские отложения айлыгской серии, кембрийские габброиды мажалыкского и девонские щелочные сиениты сангиленского комплекса. В экзоконтакте тел гранитов с силикатными породами широко проявлен натриевый метасоматоз; на контакте с мраморами образуются маломощные зонки скарнов. Позднемагматический метасоматоз проявлен альбитизацией и флюоритизацией. Щелочные гранитоиды состоят (%) из микроклина, ортоклаз-пертита (40–50), альбита (10–30), кварца (25–35), рибекита, эгирина, эгирин-авгита (5–15); аксессуарные минералы обогащены РЗЭ – циркон, апатит, пироксид, танталит, флюорит (вторичный), ураноторит. По химизму породы соответствуют щелочным гранитоидам ($Na_2O + K_2O = 8,85–9,76$), весьма высокоглиноземным.

Комплекс датирован ранним триасом, исходя из аналогии его с хайламинским комплексом, возраст которого определен радиологически.

Со щелочными гранитами и апогранитами улуг-танзекского комплекса связано редкоземельно-редкометалльное оруденение, в экзоконтактовых зонах окварцевания и сульфидизации – свинцово-цинковое.

Арысканский комплекс щелочных гранитов и апогранитов ($El\gamma T_1a$) выделен в Алтае-Саянской складчатой области И. Н. Стамборовским в 1969 г. в бассейне р. Ак-Суг в Казыр-Кизирской структуре (СФО). Породы комплекса слагают мелкие (площадью до 3 км²) штокообразные тела в бассейнах рек Акс-Суг, Казыр, Анныяк-Торгу-Ос-Хем (Казыр-Кизирская СФО), верховья р. Хойто-Ока, бассейны рек Жомболок, Мунгалык (Утхумско-Хамсаринская СФО). В настоящей работе в арысканский комплекс включены также щелочные граниты, ранее относившиеся к окуневскому комплексу. Объединение обусловлено общностью формационной принадлежности, минерагении, структурного положения.

Комплекс представлен гранитами эгирин-рибекитовыми, биотит-лепидолитовыми, полилитонитовыми, лейкогранитами щелочными, онгонитами. Размещение их контролируется зонами крупных разломов – Кандатского, Азасско-Жомболокского, Звериного Казира, Хойтоокинского. Интрузии комплекса прорывают разновозрастные образования – от позднего рифея (чатырлыгская свита) до девона (или ордовика) (огнитский комплекс). Контактные изменения вмещающих пород выражены в скарнировании, ороговиковании, окварцевании. Повсеместно широко проявлены позднемагматические процессы, выразившиеся в интенсивной микроклинизации, окварцевании, альбитизации, в результате чего формируются альбититы, кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты, локализующиеся в апикальных частях интрузий. В надапикальных зонах экзоконтактов массивов формируются эруптивные брекчии вмещающих пород на кварц-альбитовом, кварц-альбит-флюорит-карбонатном цементе с бериллом, фенакитом, метасоматиты альбит-кварцевые. Щелочные граниты состоят (%) из микроклина (45–50), альбита (7–12), кварца (30–35), эгирина и рибекита (8–10). Аксессуарные и рудные минералы – пироклор, торит, циртолит, малакон, флюорит, апатит, циркон, сфен [14]. Интрузии иногда сопровождаются жилами пегматитов, пород альбит-малакон-рибекитового состава, кварц-рибекит-полевошпатового состава с минерализацией карбонатной, флюоритовой, цеолитовой, редкоземельной. Породы комплекса принадлежат к щелочному ряду калиево-натриевой серии, высокоглиноземистым, имеют повышенную железистость, часто пересыщены кремнеземом, щелочами. Элементами-примесями в щелочных гранитах являются Y, Yb, Nb, La, Be, Sn, Zr, Rb, Pb, Zn.

Возраст комплекса принимается раннетриасовым по аналогии с описанным выше хайламинским, надежно радиологически датированным.

С арысканским комплексом связаны месторождения и проявления редких металлов, бериллия, проявления свинцово-цинковой минерализации.

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-47 охватывает южную часть Сибирской платформы и восточную часть Алтае-Саянской складчатой области. При различных подходах к принципам тектонического районирования (по возрасту завершающей складчатости, историко-морфологическому принципу, реконструкциям геодинамических обстановок и др.) все известные карты и схемы объединяет представление о цикличности (полицикличности) тектонической эволюции района, о его блоковом строении, о последовательном «облекании» Сибирской платформы всё более молодыми складчатыми сооружениями. При составлении тектонической схемы и легенды к ней авторы исходили из надёжно установленного блокового строения территории листа, из существенных отличий СФК разного возраста, слагающих крупные блоки. «Зональный» принцип построения легенды обеспечивает, по мнению авторов, возможность анализа вертикальных и латеральных рядов геологических формаций, их возрастную корреляцию, оптимально отвечает задачам минерагенического районирования. Границами большинства зон являются крупные разрывные нарушения – глубинные и региональные разломы.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В состав Сибирской платформы, вслед за большинством исследователей, авторы включают все структурно-вещественные комплексы (СВК), расположенные на территории листа северо-восточнее Главного Саянского разлома, который рассматривается как её краевой шов. Такое понимание южной границы Сибирской платформы в наибольшей степени соответствует особенностям строения земной коры, отраженным в характере гравитационного и, в меньшей степени, магнитного полей, особенностям СВК в разных крыльях разлома. В качестве её кристаллического основания (фундамента) рассматриваются все «досреднерифейские» образования, обнажающиеся на поверхности и известные как Гутарский выступ, а также СВК, перекрытые плитным комплексом платформы. Главными элементами тектонического строения фундамента платформы на территории листа, доступными для изучения, являются: Булунский блок (I-1) Шарыжалгайской глыбы с осложняющими его Андотским (I-1-2) и Онотским (I-1-3) грабенами, Урикско-Ийский грабен (V-1), Уватское поднятие (V-2) и Тагул-Бирюсинский горст

(V-3), Мангатгольский блок (II), Бирюсинская глыба (III) с осложняющим её Туманшетским (III-3) грабеном, Канская глыба (IV).

Фундамент Сибирской платформы

Булунский блок (I-1) расположен в северо-западной части Шарыжалгайской глыбы, отделён от расположенного юго-восточнее Онотского блока Онотским разломом, а от расположенного западнее, северо-западнее Урикско-Ийского грабена – зоной Точерского разлома (4). На северо-востоке он перекрыт венд-кембрийскими отложениями чехла платформы. Эта структура известна также как Ёрминский террейн Шарыжалгайского супертеррейна [106]. В строении блока участвуют СФК двух структурных ярусов – раннеархейского и позднеархейского.

Раннеархейский СЯ представлен семейством кристаллосланцево-амфиболито-плагиогнейсовых формаций (ёрминская, таргазойская, онотская толщи) и метагаббро-ультрабазитовой формацией (бельский комплекс). В отличие от Онотского блока Шарыжалгайской глыбы, для которого характерны гранито-гнейсовые купола и разделяющие их синформы, общая субмеридиональная ориентированность, особенностью складчатой структуры раннеархейского СЯ Булунского блока является отчётливо выраженная линейность складок северо-западного (345° СЗ) простириания при крутом залегании «слоёв» и пластообразных тел ультрабазитов. Структурными исследованиями установлено, что основной структурный рисунок блока сформирован в результате наложения складчатости с северо-западным простирианием осей (складки F-3) на более ранние изоклиналильные и, возможно, куполовидные складки с северо-западным и субмеридиональным направлением осей (складки F-1 и F-2). Складки F-3 открытые, преимущественно симметричные, с субвертикальным положением осевых плоскостей и углами между крыльями $90-100^\circ$. Они деформируют полосчатость, сланцеватость и осевые поверхности складок F-2 [106]. Наблюдаемые фрагменты складок F-2 и F-1 характеризуются сжатостью, изоклиналностью; со вторым этапом деформаций совпадает максимум проявлений гранитного магматизма и регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации. В юго-восточной части блока, при приближении к зоне Главного Саянского разлома, отмечается разворот структур до субмеридионального направления, что характерно и для других структурных элементов фундамента платформы и объясняется, вероятно, сдвиговыми дислокациями по зоне ГСР. По результатам петролого-геохимических исследований, метабазиты шарыжалгайской серии соответствуют N- и T-типу базальтов MORB, а ультрабазиты – гарцбургитам офиолитовых ассоциаций. Валовой состав метаморфических образований отвечает породам тоналит-грондjemитовой серии, коре океанического типа с фрагментами офиолитовой ассоциации [106].

Позднеархейский СЯ представлен семейством кварцито-карбонатно(доломитово)-амфиболито-сланцевых формаций, выделяемых в составе савинской серии [375] и слагающих Онотский и Андотский грабены, которые, по представлениям большинства исследователей, являются фрагментами палеорифтов (зеленокаменных трогов, шовных прогибов),

заложившихся на консолидированной раннеархейской коре. С определённой условностью в состав позднеархейского СЯ (на основе радиологических датировок 2827 ± 100 млн лет) включена также китойская толща, представленная биотитовыми, биотит-амфиболовыми, силлиманитовыми, кордиерит-силлиманитовыми гнейсами и сланцами с прослоями и линзами мраморов и кальцифилов. Интрузивные породы позднеархейского возраста представлены метаультраабазит-метагаббровой (арбанский комплекс) и мигматит-гранитовой (китойский комплекс) формациями. Китойской толщей на территории листа сложена западная часть Онотского блока (I-1-1) Шарьжалгайской глыбы. Складчатые структуры этого блока имеют субмеридиональное простирание. Складки симметричные и асимметричные, с углами падения крыльев $60-70^\circ$, ундулирующими шарнирами, осложнённые системой продольных разрывных нарушений. Несмотря на крутые углы падения крыльев складок, их суммарная амплитуда сравнительно невелика.

Андотский грабен (I-1-2) расположен в междуречье Оки и Ии (лист N-47-XXIII), ориентирован длинной осью в северо-западном направлении, имеет длину около 25 км, при ширине около 10 км. Слагающая его кварцито-карбонатно(доломитово)-амфиболито-сланцевая андотская толща отделена с юго-запада от раннеархейских образований ёрминской толщи разломами северо-западного направления, на северо-востоке – погружается под венд-кембрийские отложения платформенного чехла. Внутренняя структура андотской толщи характеризуется моноклиальным залеганием с устойчивым падением слоёв на северо-восток под углами $20-60^\circ$. Мелкая складчатость в целом нехарактерна. Предполагается, что позднеархейские тектонические события завершили процесс аккреции всех структурных элементов на территории современной Шарьжалгайской глыбы, кратонизацию земной коры. Последующие события на территории Булунского блока и Шарьжалгайской глыбы в целом выразились во внедрении «постколлизийных» гранитоидов позднекареельского возраста (саянский комплексы), даек габбро-долеритов рифейского возраста (ангаульский, нерсинский комплексы), формировании покровов кайнозойских платобазальтов.

Мангатгольский блок (II). Под этим названием выделяется линейная структура, ограниченная с юго-запада зоной Бирюсинского разлома от Бирюсинской глыбы, а с северо-востока – зоной Хульцайского разлома (3) от структур Урикско-Туманшетского прогиба и сложенная глубокометаморфизованными образованиями мангатгольской толщи, являющейся близким формационным и возрастным аналогом архейских образований Бирюсинской глыбы. Её характеризует интенсивно проявленный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, что объясняется положением блока в зоне Бирюсинского разлома, к которому приурочен крупнейший в Восточном Саяне пояс гранитных интрузий саянского комплекса. Внутренняя складчатая структура блока характеризуется складчатостью линейного типа с простиранием осевых плоскостей в северо-западном направлении, параллельно Бирюсинскому разлому, и с общей тенденцией к запрокидыванию структур на северо-восток. В Урикско-Окинском междуречье основной структурой блока является крупная антиклиналь

(Шэлэйская, Бурхан-Тургинская, Жарбагайская), прослеживающаяся вдоль хр. Шэлэ на 60–70 км с простиранием оси по азимуту 320–330°, ундулирующим шарниром, осложнённая на крыльях флексурообразными перегибами и складками более высоких порядков. На территории листа N-47-105-Б, в междуречье Хульцая и Мангат-Гола на фоне линейной складчатости закартировано широкое сводовое антиклинальное поднятие с углами падения гнейсовидности на крыльях 5–40°, с радиальным, относительно её центра, положением и погружением шарниров осложняющих его складок. На отдельных участках отмечаются развороты структур в субширотном направлении – субпараллельно «поперечным» разрывным нарушениям. Такая складка (Озёрнинская синклиналь) зафиксирована, в частности, на территории листа N-47-106-В в зоне субширотного разлома, смещающего Хульцайский разлом северо-западного простирания на 8–10 км (по типу левого сдвига). В оформлении современной структуры блока несомненна роль позднекарельского деформационного этапа.

Бирюсинская глыба (III) является одним из крупнейших структурных элементов фундамента платформы, характеризуется разнообразием и широким возрастным диапазоном слагающих её СФК.

Архейский СЯ включает: амфиболит-кристаллосланцево-плагийно-гнейсовый ФК (хайламинская свита), эндербит-чарнокитовая (грядинский комплекс) и мигматит-гранитовая (хадаминский комплекс) формации. С определённой условностью в его состав включается также анортозит-метагаббровый малотагульский комплекс. Структурный рисунок юруса определяется сочетанием гранито-гнейсовых валов и куполов с пологим залеганием пород на крыльях, имеющих общее северо-западное простирание, и линейных складок субмеридионального простирания. Предполагается, что гранито-гнейсовые валы и купола являются фрагментами первого (архейского), а линейные складки – второго (раннекарельского) этапов деформаций. Складчатость второго этапа проявлена настолько интенсивно, что структурное несогласие между ФК архейского и раннекарельского СЯ завуалировано. При общей приуроченности ФК архейского СЯ к северо-восточной части Бирюсинской глыбы (Ийско-Тагульский выступ – III-1), слагающие его ФК обнажаются в ядрах антиформ и на других участках глыбы.

Раннекарельский СЯ представлен кварцито-мраморно-сланцевой (дистеновосланцевой) формацией (алхадырская свита), метаперидотит-метагаббровой и пироксенит-перидотитовой формациями (урдаокинский и ийский комплексы), слагающими на территории листа ряд «синклинальных зон», разделённых выступами архейского фундамента. Складчатые структуры характеризуются выраженной линейностью меридионального направления, плавными флексурообразными изгибами осевых плоскостей складок, образующими в плане ряд «сигмоид». Крупной складчатой структурой в Ийско-Удинском междуречье в пределах Ийско-Кукшерского «синклинория» (III-2-3) является Монкресская синклиналь, в ядре которой расположен лакколитообразный массив базитов урдаокинского комплекса. Синклинальные зоны состоят из серий антиклинальных и синклинальных складок, осложнённых складками более высоких порядков. Характерны многочисленные изгибы осей складок, ундуляции их шарниров, вслед-

ствие чего складчатость алхадырской свиты по общему рисунку близка к «перекрёстной». Эти особенности объясняются её формированием в три деформационных цикла. Структуры первого цикла – протяжённые линейные складки субмеридионального направления (F-1). На втором этапе произошла деформация складок F-1, в результате чего их осевые поверхности приобрели Z-образную конфигурацию, на третьем – сформировались «конические» складки с субширотными осевыми плоскостями. По современным представлениям, формирование раннекарельского СФК произошло в желобообразных прогибах – «трогах», имеющих признаки рифтогенных. К раннекарельскому СЯ авторами отнесена туманшетская свита, слагающая одноимённый грабен на северо-западном фланге Бирюсинской глыбы и ядерную часть Монкресской синклинали.

Туманшетский грабен (Ш-3) имеет в плане клиновидную, расширяющуюся к северо-западу форму. Слагающая его туманшетская свита характеризуется кварцито-карбонатно-сланцевым типом разреза с существенной ролью углеродистых и глинозёмистых (хлоритоидных) сланцев, наличием линз гравелитов и конгломератов в низах разреза, горизонтов железистых и марганцовистых кварцитов. В состав ФК структурного яруса включаются также базиты и гипербазиты урдаокинского и ийского комплексов, слагающие линзовидные и пластовые тела, конформные слоистости туманшетской свиты. Внутреннее строение грабена в целом моноклиналиное с общим падением слоёв на северо-восток под углами 10–45 до 50–75° в его юго-восточном клиновидном окончании, осложнённое симметричными линейными открытыми складками с углами падения пород на крыльях 30–70° и серией продольных разломов. В бассейне рек Чёрная и Тегур известна Чернореченская куполовидная антиклиналь диаметром 15–18 км с углами падения пород на крыльях 5–20°, центробежным расположением шарниров мелких складок, погружающихся от её центра под углами 15–20°. В гравитационном поле грабен отражён площадной положительной аномалией интенсивностью 30–40 мГал и являющейся одной из наиболее крупных на территории листа. Средняя расчётная плотность возмущающего объекта 2,85 г/см³, глубина залегания верхней кромки – 3–4 км. Предполагается, что аномалия фиксирует наличие крупной нескрытой интрузии основных пород [36]. Карельский цикл на территории Бирюсинской глыбы завершился внедрением «постколлизийных» гранитоидов саянского комплекса, её приращением (аккрецией) к Шарыжалгайской глыбе. Последующие тектонические события привели к формированию на территории Бирюсинской глыбы ряда СФК рифейского и палеозойского возраста, заложившихся и развивавшихся на жёстком дорифейском фундаменте. Наиболее интенсивно они были проявлены в юго-западной части глыбы, в зоне Главного Саянского разлома. Совокупность этих СФК выделяется в границах Удинско-Колбинской зоны (Ш-4).

Удинско-Колбинская зона (Ш-4) структурно представляется как сложный ансамбль горстов и грабенов, сложенных СФК рифейского, венд-раннепалеозойского и среднепалеозойского возраста с сохранившимися среди них блоками дорифейского фундамента (Джуглымская «глыба» и др.).

Средне-верхнерифейский СЯ представлен семейством вулканогенно-карбонатно-терригенных формаций (хорминская, агульская,

инжигейская, малореченская свиты), в составе которых существенна роль углеродистых сланцев. Нестратифицированные образования представлены преимущественно линейными, субсогласными телами метагаббровой формации (мадарский комплекс) и интрузиями гранодиоритов и плагиогранитов (саржинский комплекс). Наибольшее развитие СФК рифейского возраста получили в бассейнах рек Бирюса и Агул, где они слагают Чатыгойский (Ш-4-2) и ряд других грабенов. Формационный ряд рифейского СЯ завершает песчаниково-конгломератовая молассовая формация (янгозинская свита), слагающая небольшой грабен в бассейне р. Янгоза – правого притока р. Агул. Внутренняя структура Чатыгойского и других грабенов характеризуется линейной складчатостью с северо-западным направлением осей складок, осложнённым флексуобразными изгибами субширотной ориентировки и выраженной тенденцией к запрокидыванию складок на северо-восток. Складчатая структура осложнена многочисленными разрывными нарушениями преимущественно северо-западного и субширотного направлений, контролирующими и определяющими положение и морфологию зон с золоторудной минерализацией. Янгозинская свита характеризуется большей простотой складчатых форм, однако в зонах ограничивающих грабен разломов отмечается крутое, до запрокинутого, залегание слоистости, приразломные флексуры и складки. Формационный ряд рифейских образований Удинско-Колбинской зоны отвечает полному циклу заложения, развития и замыкания структур геосинклинального типа.

Венд-раннепалеозойский СЯ. Геологические формации этого СЯ включает (снизу): песчаниково-конгломератовую (сарапсульская, оклерская свиты), карбонатно-сланцево-эффузивную (негодкинская свита), известняково-доломитовую (миричунская свита), песчаниково-конгломератовую, пестроцветную (киченская свита) формации. Интрузивные образования включают: перидотит-дунитовую (покровский комплекс), пироксенит-габбровую (малобирюсинский комплекс), монцонит-диорит-гранодиоритовую (инжигейский комплекс) формации. С определённой условностью в его состав включается лейкогранит-гранитовая формация (бугульминский комплекс). Каждый из формационных комплексов (стратифицированных) слагает самостоятельные структуры (грабены): Негодкинский (Ш-4-3), Миричунский (Ш-4-4), Киченский (Ш-4-5) и ряд более мелких грабенов в зоне Главного Саянского разлома. Наиболее сложной внутренней структурой характеризуется Негодкинский грабен, в строении которого на фоне линейных складок северо-западного простирания с крутыми углами падения на крыльях отмечаются куполовидные структуры, интерпретируемые как фрагменты вулканических аппаратов центрального типа. Основной структурой Миричунского грабена в бассейне Бирюсы является моноклираль, наклонённая на юг, юго-запад под углом около 60° и осложнённая складками с относительно пологими падениями слоёв на крыльях. В Киченском грабене выделяется асимметричная синклираль с более крутым (до $70\text{--}80^\circ$) северо-восточным крылом. За пределами влияния зон разрывных нарушений отмечаются пологие, не превышающие $30\text{--}40^\circ$ углы падения слоёв. Необходимо отметить исключительно сильное влияние на характер складчатых деформаций рифейских и венд-раннепалеозойских ФК разрывных нарушений Главного Саянского разлома.

Среднепалеозойский СЯ. СФК этого СЯ, по наиболее распространённым представлениям, отвечают эпохе среднепалеозойской тектоно-магматической активизации, охватившей Бирюсинскую глыбу, а также ряд других структур Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. На территории Бирюсинской глыбы структурным и вещественным отражением процессов ТМА являются: Агульская (VIII-1), Нерхинская (VIII-2) и ряд других, более мелких, впадин, выполненных комплексом умереннощелочных вулканитов (нерхинская свита) с ареалами щелочногранитных интрузий огнитского комплекса, а также Хальтинский (VIII-7) и ряд других грабенов, выполненных эффузивно-груботерригенной красноцветной формацией (хальтинская свита). Совокупность перечисленных СФК известна как Саянский вулcano-плутонический пояс [48].

Агульская впадина (VIII-1) характеризуется субгоризонтальным залеганием чередующихся в разрезе эффузивных толщ разного состава, осложнённым флексурами, фиксирующими ступенчатый рельеф фундамента, а также бортовые части ряда вулcano-тектонических структур более высокого порядка. В центральной части она осложнена крупным выступом архей-раннепротерозойского фундамента.

В целом аналогичное строение имеет **Нерхинская впадина (VIII-2)**. Ареал интрузий огнитского комплекса охватывает практически всю Бирюсинскую глыбу, не выходя за её пределы. Большинство интрузий обнаруживают выраженную связь с разломами субширотного и северо-восточного направлений, «оперяющих» Главный Саянский разлом, характеризуется крутым падением контактов. Характер СФК Удинско-Колбинской зоны свидетельствует об их формировании в системе приразломных прогибов рифтогенного типа.

Урикско-Ийский грабен (V-1), Уватское поднятие (V-2), Тагул-Бирюсинский горст (V-3) в современном понимании являются фрагментами Урикско-Туманшетского прогиба (V) палеопротерозойского возраста, разделяющего Шарыжалгайскую и Бирюсинскую глыбы. Они известны также как структуры Урикско-Туманшетской коллизионной зоны южного сегмента Ангарского орогенного пояса [116]. Слагающие эти структуры СФК на значительном протяжении перекрыты средне-верхнерифейскими отложениями Присаянского прогиба.

Урикско-Ийский грабен (V-1) – одна из крупнейших на территории листа структур. Характеризуется специфическим рядом слагающих его СФК и высокой минерагенической продуктивностью. Он имеет в плане клиновидную форму, прослеживается из бассейна р. Урик на юго-востоке до бассейна р. Ия на северо-западе на 200 км при ширине до 30–35 км. От Шарыжалгайской глыбы на северо-западе он отделён Точерским региональным разломом (4), с юго-запада – от Мангатгольского выступа и Бирюсинской глыбы – Хульцайским разломом (3) и поясом интрузий саянского комплекса. Северо-западная часть грабена перекрыта средне-позднерифейскими и фанерозойскими отложениями чехла платформы, на юго-востоке – зоной Главного Саянского разлома он отделён от позднерифейских образований Бельско-Китойской глыбы. В строении грабена выделяются СФК позднекарельского, раннерифейского и вендского возраста.

Позднекарельский СЯ. В состав СЯ включаются стратифицированные образования сублукской серии, интрузивные образования зимовнинского, саянского и игнокского комплексов, слагающих большую часть грабена. Сублукская серия представлена семейством вулканогенно-карбонатно-терригенных формаций общей мощностью около 10 км. Отложения серии метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, смяты в систему сопряжённых линейных антиклинальных и синклинальных складок «геосинклинального типа», имеющих общую северо-западную ориентировку с плавными флексуорообразными изгибами осевых плоскостей и ундулирующими шарнирами. Складки открытые, симметричные и асимметричные, с падением слоёв на крыльях преимущественно под углами 60–70°, иногда сжатые до изоклинальных. Интенсивность складчатых деформаций возрастает (как и степень метаморфизма) с северо-запада на юго-восток и максимальна у ограничивающих грабен и внутриблоковых разломов. Выражена тенденция к наклону и запрокидыванию складок на северо-восток. Характерен разворот структур грабена в его юго-восточном окончании в субмеридиональном и даже северо-восточном направлении, что является, по-видимому, следствием сдвиговых дислокаций по зоне Главного Саянского разлома. Отмечаются также наложенные складки с субширотной ориентировкой осевых плоскостей. Интрузии метаперидотит-метагаббрового зимовнинского комплекса в разрезе сублукской серии слагают ряд пластообразных, иногда конформных складчатости тел и рассматриваются как вероятные комагматы вулканогенных пород сублукской серии. Одним из важнейших элементов верхнекарельского СЯ, определяющим перспективность грабена (и всего Урикско-Туманшетского прогиба) на редкометалльное оруденение пегматитового типа, являются интрузии гранодиорит-гранитового саянского комплекса, слагающие серию довольно крупных тел преимущественно в юго-западной части грабена. Интрузии относятся к типу «аллохтонных», средних глубин формирования, сопровождаются многочисленными жилами и жильными сериями пегматитов. С малыми интрузиями и дайками тоналит-гранодиоритового игнокского комплекса связываются перспективы золотоносности и вольфрамоносности Урикско-Ийского грабена. Их размещение контролируется разломами северо-западного направления, а ареалы – зонами пересечений с разломами других (преимущественно субширотного) направлений.

Раннерифейский СЯ. В состав яруса включаются стратифицированные образования карбонатно-терригенно-вулканогенной одайской свиты и груботерригенной ермосохинской свиты. Они залегают на образованиях позднекарельского яруса с резким стратиграфическим и структурным несогласием, характеризуются гораздо меньшей дислоцированностью и метаморфизмом низких ступеней зеленосланцевой фации. Однако, в связи с залеганием в узких тектонических блоках, отмечаются и крутые падения слоёв, соответствующие положению плоскостей сместителей ограничивающих их разломов, приразломные складки и флексуры различных амплитуд. Интрузивные породы раннерифейского СЯ в составе габбро-долеритового ангаульского комплекса слагают относительно крупную вулканическую

постройку центрального типа (Ангаульский вулкан) и ряд дайкообразных тел на всей территории грабена. Структурное положение раннерифейских ФК определяется приуроченностью к зоне Ёрминско-Горхонского разлома; в ретроспективном плане их формирование происходило в рифтогенных прогибах «второй генерации» [4]. Процессы тектоно-магматической активизации в среднем рифее(?) привели к внедрению немногочисленных и мелких интрузий кимберлитов, а в венде(?) – к формированию интрузий ультраосновных щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса, с которыми связаны крупные месторождения ниобия, тантала, фосфора, редких земель. Тектоническая позиция этих интрузий определяется приуроченностью к зоне Ёрминско-Горхонского разлома.

Уватское поднятие (V-2). Под этим названием выделяется выступ ФК позднекарельского и раннерифейского структурных ярусов (площадью около 45 км²) из-под чехла средне-позднерифейских отложений Присяянского прогиба в бассейнах рек Уват, Рубахина, Каменка.

Позднекарельский СЯ слагает большую часть поднятия и представлен вулканогенно-карбонатно-терригенной формацией уватской толщи, коррелируемой с сублукской серией Урикско-Ийского грабена, а также гранитоидами саянского комплекса. В состав яруса, на основе полученных в 2009 г. радиологических датировок (1878 ± 15 млн лет), включаются гранитоиды Уватской интрузии гуникского комплекса. Внутренняя структура СЯ определяется как моноклираль с общим падением слоёв на северо-восток под углами 70–80°, осложнённая узкими линейными складками северо-западного простирания, иногда запрокинутыми на северо-восток. Гранитоиды саянского комплекса слагают субсогласные со слоистостью, удлинённые в северо-западном направлении тела, «окаймляющие» уватскую толщу с юго-запада и северо-востока. Уватская интрузия ориентирована длинной осью субширотно, резко дискордантно по отношению к северо-западной ориентировке складчатых деформаций уватской толщи [124].

Раннерифейский СЯ сложен груботерригенной песчаниково-конгломератовой курятской свитой, коррелируемой с ермосохинской свитой Урикско-Ийского грабена, залегающей со стратиграфическим и структурным несогласием на сложнодислоцированных породах позднекарельского СЯ. Для СЯ характерно относительно пологое (не более 35°) залегание слоистости, осложнённое пологими прерывистыми складками. Метаморфизм пород отвечает переходной стадии от катагенеза к низким (хлорит-серицитовая субфация) ступеням зеленосланцевой фации. Характерной особенностью Уватского поднятия является отсутствие редкометалльных пегматитов, широкое развитие в уватской толще и в зоне структурно-стратиграфического несогласия с курятской свитой уранового оруденения, наличие в разрезе уватской толщи пластов кварцитов, пригодных для получения кристаллического кремния, ферросилиция и динаса, что определяет минералогический профиль этой структуры.

Тагул-Бирюсинский горст (V-3) расположен в северо-западной части Урикско-Туманшетского прогиба, представляет собой выступ СФК архейского, позднекарельского и раннерифейского СЯ из-под чехла средне-

позднерифейских отложений Присаянского прогиба. Горст имеет в плане форму прямоугольника шириной до 23 км и длиной около 58 км, ориентированной в северо-западном направлении. Внутренняя структура горста характеризуется сложным складчато-блоковым строением. В его северо-восточной и юго-западной частях обнажены граниты саянского комплекса.

Архейский СЯ представлен ксенолитами и провесами кровли (до 30 км²) архейских сложнодислоцированных (до изоклинальной складчатости) гнейсов мангатгольской толщи в массивах позднекарельских гранитоидов. Центральная часть горста осложнена грабеном (Елашский грабен), сложенным породами позднекарельского СЯ.

Позднекарельский СЯ представлен терригенно-вулканогенными формационными комплексами часовенской и мальцевской толщ. При общем сходстве с сублукской серией Урикско-Ийского грабена, их отличает гораздо больший объём вулканических и субвулканических образований с преобладанием в часовенской толще метавулканитов основного состава (ортоамфиболитов), а в мальцевской – кислого и среднего состава (метариолитов, метаандезитов). Наиболее крупной структурой Елашского грабена является синклиналь. Её ось в северо-западной части грабена имеет субширотное, а в юго-восточной части – субмеридиональное простирание. Складка открытая, симметричная, с падением слоёв на крыльях под углами 50–60°, осложнена системой линейных складок. В осевой части грабена реконструируется цепь палеовулканов центрального типа, к жерлам которых приурочены штокообразные тела субвулканической фации часовенской толщи, а к периферии – дугообразные зоны железо-кремниевого метасоматоза («железистые кварциты») [36]. В состав СЯ включаются гранитоиды саянского комплекса, слагающие борта Елашского грабена, а также преобладающую часть расположенного юго-восточнее довольно крупного (30×10 км) горста.

Раннерифейский СЯ представлен терригенно-вулканогенным ФК (толеитовыми и известково-щелочными вулканитами андезитового, андезит-базальтового состава с прослоями метатерригенных пород) чернореченской толщи и груботерригенным песчаниково-конгломератовым ФК ердейской толщи, слагающими Чернореченский и Ердейский грабены. Большую часть Чернореченского грабена занимает палеовулканическая постройка центрального типа, представляющая собой куполовидное поднятие с расположенными в её центре субвулканическими телами метагабброидов, а на периферии – базальтами, андезибазальтами с прослоями метатерригенных пород. В прижерловой части палеовулкана углы падения слоёв от его центра – 60–80°, на периферии они выволаживаются до 25–0°, а вблизи ограничивающих структуру разломов имеют обратное, к её центру, падение под углами 75–85° [36].

Ердейский грабен (6×4 км) выполнен груботерригенными образованиями ердейской толщи, имеющими синклинальное строение (грабен-синклиналь). В позднем рифее Тагул-Бирюсинский горст был охвачен процессами ТМА, вещественным выражением которых являются многочисленные дайки габбро-долеритов нерсинского комплекса; в позднем девоне – единичные дайки кимберлитоподобных пород елашского комплекса. Характерна высокая насыщенность ФК позднекарельского СЯ пегматитами, в том числе – редкометалльными, которые определяют минерагенический про-

филь Тагул-Бирюсинского горста. ФК поздекарельского и раннерифейского СЯ Урикско-Ийского грабена, Уватского поднятия, Тагул-Бирюсинского горста удовлетворительно коррелируются между собой по формационному составу, последовательности формирования, стилю складчатости, метаморфизму, минерагенической специализации. Разница заключается в гораздо большей вулканогенности разрезов поздекарельских и раннерифейских ФК Тагул-Бирюсинского горста, в отсутствии в Уватском поднятии и Тагул-Бирюсинском горсте интрузий тоналит-гранодиоритовой формации (игнокский комплекс), несущих золоторудную минерализацию.

Чехол Сибирской платформы («плитные» структурные ярусы)

На территории листа в строении чехла Сибирской платформы участвуют образования пяти СЯ: средне-верхнерифейского (1350–600 млн лет), вендско-раннепалеозойского (ранний силур) (600–424 млн лет), девонско-нижнекаменноугольного (412–342 млн лет), ниже-среднемезозойского (200–157 млн лет) и кайнозойского. Каждый из СЯ и СПЯ характеризуется формационными комплексами и структурными особенностями, отражающими условия (обстановки) их формирования и позволяющими типизировать их по принадлежности к определённому генетическому и морфоструктурному типу.

Средне-верхнерифейский СЯ. На современном срезе СФК, слагающие этот ярус, прослеживаются в виде полосы шириной до 40 км и длиной около 250 км из бассейна р. Ия на юго-востоке до бассейна р. Туманшет на северо-западе. Их юго-западным ограничением является зона Бирюсинского разлома, на северо-востоке они со стратиграфическим и структурным несогласием перекрыты ФК вендско-нижнеордовикского и других СЯ или отделены от них зоной Присаянского разлома, на северо-западе перекрыты палеозойскими отложениями Канской впадины. В современном плане они рассматриваются как «горст-поднятие» рифейского чехла платформы – Присаянское горст-поднятие [109]. В ретроспективном плане – Присаянский краевой прогиб, входящий в систему краевых структур Сибирской платформы.

В строении СЯ выделяются два подъяруса. Нижний – средне-верхнерифейский СПЯ – сложен семейством красно-пёстроцветных конгломератово-песчаниковой (шангулежская свита), песчаниково-доломитовой (тагульская свита), кремнисто-песчаниково-доломитовой (ипситская свита), зелёноцветной кремнисто-песчаниково-алевролитовой (марнинская свита) формаций, выделяемых в составе карагасской серии мощностью до 4200 м и включающей многочисленные силлы, дайки долеритов, габбро-долеритов нерсинского комплекса.

Верхний – верхнерифейский СПЯ – представлен семейством пёстроцветных, песчаниково-алевролитово-аргиллитовых формаций (удинская и айсинская свиты оселковой серии), характеризующихся тонким ритмичным переслаиванием слагающих их пород, отсутствием интрузивных образований нерсинского комплекса.

Несмотря на отличие формационного состава карагасской и оселковой серий, стратиграфическое и структурное несогласие между ними слабо выражено и они характеризуются общностью структурного рисунка. Основными структурными элементами Присаянского прогиба («горст-поднятия») является система крупных конседиментационных? валлообразных антиклиналей и синклиналей, оси которых при общей северо-западной ориентировке прогиба (320–330°) ориентированы субмеридионально (340–360°). Отмечается общее погружение слагающих прогиб толщ в северо-восточном направлении.

На северо-западе прогиба (листы N-47-II, VIII, IX) выделяется Бирюсинское горст-антиклинальное поднятие, в сводовой части которого обнажаются СФК фундамента платформы и базальные слои карагасской серии, а крылья сложены ФК более верхних частей разреза карагасской серии и ФК оселковой серии. В сводовой части поднятия залегание слоёв субгоризонтальное, на крыльях – пологое, с преобладающими углами падения в северо-восточном крыле 5–10° и с более крутым юго-западным крылом. На фоне общего пологого залегания отмечаются флексуобразные изгибы, крутые падения слоёв в зонах разломов, особенно характерные для юго-западного крыла, примыкающего к Бирюсинскому разлому. Непосредственно в зоне Бирюсинского разлома ФК рифейского СЯ слагают ряд грабенов [36].

В центральной части прогиба (листы N-47-IX, XV) расположена Удино-Марская горст-антиклинальная структура субмеридионального простирания. От Бирюсинского поднятия она отделена Изанско-Огнитским грабен-синклинальным опусканием шириной 10–20 км. Поднятие сложено преимущественно ФК нижнего подъяруса, характеризуется пологим, «брахиформным» стилем складчатых дислокаций. Своеобразной структурой в её северной части является Уватское конседиментационное брахиантиклинальное поднятие, в ядерной части которого обнажаются ФК фундамента платформы. Углы падения слоёв карагасской серии, окаймляющие выступ фундамента с юго-запада, северо-запада и юго-востока, составляют 15–20°, а с северо-востока, в зоне Присаянского разлома – до 40–45° на северо-востоке.

Изанско-Огнитская грабен-синклиналь, разделяющая Бирюсинскую и Удино-Марскую горст-антиклинали, характеризуется углами падения её крыльев 9–12°, в зонах разломов отмечаются флексуры с углами падения их коротких крыльев 50–70° (до вертикальных). Погружение шарнира структуры – с юга на север под углом около 7°. В верховьях р. Изан, в зоне, примыкающей к Присаянскому разлому, слои слагающей её в этом районе айсинской свиты в полосе шириной около 5 км развёрнуты в северо-западном направлении, углы их падения увеличиваются до 15–20° на северо-востоке, а непосредственно в зоне разлома – до вертикальных. На южном фланге структура известна как Малобирюсинский грабен шириной до 15 км и длиной до 40 км в поле развития гранитоидов саянского комплекса. Глубина погружения фундамента в центральной части грабена оценивается в 600 м. К западу и югу от него образования карагасской серии залегают в зоне Бирюсинского разлома в виде узких (до 5 км) и протяженных (до 35 км) тектонических пластин, с крутым, согласующимся

со сланцеватостью разлома, залеганием слоёв, осложнённым мелкой складчатостью, сопровождаемой динамометаморфическими преобразованиями зеленосланцевой фации. Юго-восточная часть прогиба (лист N-47-XVI) сложена преимущественно образованиями оселковой серии и может рассматриваться как фрагмент крупного грабен-синклинального опускания. Образования карагасской серии обнажаются в его юго-западном борту и в ядрах, осложняющих структуру антиклиналей. Общая структура этой части прогиба представляется как моноклинал с падением слоёв на северо-восток под углами 8–10°, осложнённая пологими складками северо-западного простирания, флексуорообразными изгибами и разломами различных амплитуд. Интенсивность дислокаций максимальна в зонах Присаянского и Бирюсинского разломов.

Представления о структуре рифейских отложений под фанерозойскими образованиями чехла платформы имеют самый общий характер и основываются на результатах геофизических исследований (сейсморазведка) и бурения единичных скважин. Они иллюстрируются «Схемой изопахит...» (рис. 12), из которой следует, что мощность рифейских образований в границах листа N-47 в целом возрастает с востока на запад и максимальна (до 4000 м) в его северо-западной части. Минерагенический профиль рифейских образований Присаянского прогиба определяют месторождения марганцевых и железо-марганцевых руд, проявления фосфоритов, урана в зонах ССН, меди.

Вендско-нижнеордовикский СЯ. Формационные, «плитные» комплексы этого СЯ на территории листа слагают большую часть чехла платформы на современном срезе и широко развиты под перекрывающими их ФК более молодого возраста. В соответствии с известными схемами тектонического районирования, они слагают юго-западное крыло **Ангаро-Тасеевской синеклизы (VII)** – крупной внутриплатформенной структуры, занимающей всю юго-западную часть платформы [109]. По особенностям тектонической эволюции в составе структурного яруса выделяются два подъяруса.

Вендско-среднекембрийский СПЯ сложен семейством красноцветных формаций вендского возраста (мотская серия) и карбонатных, галогенно-галитовых и сульфатоносных формаций ранне- и ранне-среднекембрийского возраста (усольская, бельская, булайская, ангарская, литвинцевская свиты). На современном срезе ФК этого подъяруса обнажаются в виде узкой полосы по юго-западному борту Ангаро-Тасеевской синеклизы, где они с резким стратиграфическим и структурным несогласием залегают на ФК рифейского и более древнего возраста. Залегание слоёв указанных подразделений моноклиналное, северо-восточное, под углами 5–10°, осложнённое в зонах продольных – северо-западных и поперечных – северо-восточных, а также субширотных разломов флексурами и приразломными складками. Наибольшая нарушенность моноклиналного залегания характерна для зоны Присаянского разлома, в полосе шириной до сотен метров. Отмечается более крутое погружение ФК подъяруса на северо-восток в северо-западной части листа, что отражено и в расширении контура их распространения на современном срезе (а также под чехлом юрских

отложений Иркутской впадины). Вертикальный ряд вендско-нижне-среднекембрийских ФК отвечает, в целом, трансгрессивной стадии их формирования.

Среднекембрийско-силурийский СПЯ сложен сульфатно-мергелево-аргиллитовыми, пёстро- и красноцветными ФК средне-позднекембрийского возраста (верхоленская и илгинская свиты), семейством алевролитово-песчаниковых, песчаниково-аргиллитово-алевролитовых, пёстро- и красноцветных ФК ордовикского (усть-кутская, ийская, бадарановская, мамырская, братская свиты) и раннесилурийского (балтуринская и ярская свиты) возраста. Несмотря на наличие между некоторыми свитами местных перерывов и несогласий, они характеризуются общностью пространственного положения и структурного плана. ФК подъяруса на территории листа залегают практически горизонтально. Вертикальный ряд ФК подъяруса отвечает, в целом, регрессивной стадии их формирования. На фоне общего пологого, моноклинального залегания слоистых толщ, слагающих вендско-силурийский СЯ с постепенным выполаживанием углов падения от борта Ангаро-Тасеевской синеклизы к её центру, выделяется значительное количество пологих брахиантиклинальных, брахисинклинальных, «прерывистых» складок, «структурных носов» с вертикальной амплитудой от десятков до 100–150 м (например, «Тангуйское валообразное поднятие» на территории листа N-47-VI, «Тангуйский структурный нос» на территории листа N-47-VI и др.). На ряде площадей отмечается выраженное северо-восточное и субмеридиональное направление осей складок. Таковы, в частности, Тангуй-Удинская и Уитская антиклинали [162].

Среднепалеозойский (девон-раннекарбонový) СЯ отражает качественно новый этап формирования чехла Сибирской платформы на территории листа. Этот этап характеризуется резким сокращением площадей осадконакопления, локализацией его в изолированных впадинах и отвечает этапу среднепалеозойской тектоно-магматической активизации. В строении СЯ участвуют: красноцветная карбонатно-терригенная формация средне- и позднедевонского возраста (павловская и кунгусская свиты), пёстроцветная существенно терригенная формация раннекарбонového возраста (чаргинская, баероновская, топорокская свиты). В состав яруса с определённой условностью включён елашский комплекс трахидолеритовый. Наиболее крупными структурами, сложенными этими ФК, на территории листа являются: Канско-Тасеевская (VIII-3), Топорокская (VIII-5), Тымбырская (VIII-4) и Камышетская (VIII-6) впадины.

Канско-Тасеевская впадина (VIII-3) на территории листа представлена юго-восточной частью этой крупной структуры. Положение её границы резко дискордантно основному северо-западному направлению структурных элементов фундамента впадины, и образования базальной павловской свиты перекрывают все досреднедевонские ФК чехла платформы и её фундамента с резко выраженным несогласием. Восточную часть впадины, отделённую от её основной части выступом рифейского СЯ и сложенную более грубообломочными фациями, выделяют также под названием Туманшетской впадины [84]. Слоистые толщи, слагающие

впадину, под очень пологими углами (2–3°) погружаются в северо-западном направлении – к её центру. В зонах крупных разломов – Присаянского, Бирюсинского и Туманшетского, пологое залегание осложнено флексурами, выступами додевонского фундамента. По геофизическим данным (метод ВЭЗ) и результатам бурения единичных скважин в ложе впадины фиксируется ряд поднятий и депрессий [36].

Тымбырская впадина (VIII-4) представляет собой узкую (до 15 км) и протяжённую (около 100 км) структуру грабен-синклинального типа в зоне Присаянского разлома. На северо-западе она через «цепочку» мелких впадин соединяется с Канско-Тасеевской впадиной. По внутреннему строению – это асимметричная грабен-синклиналь с более крутым юго-западным (до 15–20°) и пологим (4–5°) северо-восточным крылом. Крылья синклинали сложены отложениями павловской, а ядро – баероновской свит. По сравнению с Канско-Тасеевской впадиной, они характеризуются более грубообломочным составом, отражающим их формирование в узкой, надразломной впадине.

Топорокская впадина (VIII-5) расположена в северной части листа. Слагающая её пестроцветная известняково-мергелево-песчаниковая формация мощностью до 180–220 м (баероновская свита) раннекарбонového возраста залегает с размывом на ордовикских и силурийских отложениях братской и балтуринской свит субгоризонтально, с незначительным наклоном слоёв к северу. Отложения павловской свиты, залегающие субгоризонтально, слагают также клиновидный в плане грабен (впадина) в верховьях р. Топорок (VIII-6). Включённый в состав среднепалеозойского СЯ елашский комплекс трахидолеритовый представлен единичными дайками трахидолеритов, эссекситов, пикродолеритов. С образованиями среднепалеозойского СЯ связаны месторождения и проявления карбонатного сырья, отложения павловской свиты характеризуются наличием в них пиропов, отмечены признаки их марганценосности, в дайках пикродолеритов елашского комплекса обнаружены алмазы.

Верхнепалеозойско-раннемезозойский (триасовый) СЯ проявлен в редуцированном виде, представлен габбро-долеритовой (ангаро-тасеевский комплекс) и трахибазальт-базальтовой (коршуновский, таловский комплексы) формациями. Габбро-долериты ангаро-тасеевского комплекса в осадочном чехле платформы слагают два крупных силла – Тулунский и Нижнеудинский, серию более мелких пластовых тел и даек, а трахибазальты коршуновского комплекса – мелкие «трубки взрыва» в поле развития ФК вендско-силурийского СЯ.

Средне-верхнемезозойский СЯ. Формационные комплексы СЯ представлены терригенными угленосными формациями (черемховская, присаянская, иланская, камалинская свиты), слагающими на территории листа фрагменты двух крупных структур: Иркутской предгорной (XVI-1) и Канской межгорной (XVI-2) впадин.

Иркутская предгорная впадина (XVI-1) представлена своей северо-западной частью, сложена песчаниково-алевролитово-аргиллитовой, угленосной черемховской и песчаниково-алевролитовой, слабоугленосной присаянской свитами. С размывом и корой выветривания в основании черемховская

свита залегает на ФК доюрского фундамента. В строении впадины по характеру формаций и их структуре выделяются внешняя («платформенная») и внутренняя («предгорная») зоны. Внешняя зона характеризуется устойчивыми типами разрезов сокращённой мощности (80–200 м), слабой угленосностью, пологим падением слоёв на юг и юго-запад, относительно выровненной поверхностью ложа впадины. Внутренняя зона отличается фациальной невыдержанностью юрских отложений, их большей мощностью (500–650 м), высокой угленасыщенностью, нарушенностью моноклиального (на северо-восток) и, в целом, более крутого залегания слоёв (7–10°), пологими складками, флексурами, малоамплитудными разрывными нарушениями. Характерна также большая осложнённость конседиментационными впадинами и поднятиями различных размеров и амплитуд. К впадинам второго порядка относятся: Нижнеудинская впадина и отделённые от неё Курзанским валом Кирей-Зиминская, Азейско-Зиминская, Кирейско-Тагнинская, Новометёлкинская, Окско-Бельская впадины.

Канская межгорная впадина (XVI-2) на территории листа представлена своей южной частью. В соответствии со схемами структурно-тектонического районирования Канско-Ачинского угольного бассейна, она охватывает часть Пойменной впадины второго порядка и сложена семейством песчаниково-алевролитово-аргиллитовых, слабоугленосных (на территории листа) формаций (перясловская, иланская, камалинская свиты). Они базальными горизонтами, с конгломератами в основании, субгоризонтально, с пологим погружением на северо-запад, залегают на девонских и карбоновых отложениях Канско-Тасеевской впадины и, частично, на СФК Присаянского прогиба. Минерагенический профиль структур средне-верхнемезозойского СЯ определяют месторождения и проявления каменных и бурых углей, титана (ильменитоносные песчаники), стекольных и формовочных песков, глинистого сырья.

К а й н о з о й с к и й СЯ. ФК кайнозойского возраста на территории листа сложена система предгорных впадин Присаянского прогиба (XVII-1), а также структуры долинного комплекса наиболее крупных рек. Их характеристика, как и характеристика особенностей рельефа, приведена в гл. «Геоморфология». С ФК кайнозойского возраста связаны россыпи золота, минералов редких земель, с корами выветривания – месторождения ниобия и апатита, марганцевых руд.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Вслед за большинством исследователей, в составе Алтае-Саянской складчатой области (АССО) рассматриваются все структуры, расположенные юго-западнее Главного Саянского разлома (ГСР) – краевого шва Сибирской платформы. Такому пониманию границы платформы в наибольшей степени отвечают и геофизические данные, свидетельствующие о значимых отличиях в строении и мощности земной коры в северо-восточном и юго-западном крыльях ГСР.

Несмотря на разницу в подходах к тектоническому районированию Алтае-Саянской области, все схемы объединяют представления о сложном,

блоковом её строении, о полицикличности развития, особенностях СФК различного возраста, слагающих эти блоки. Нерешённость вопросов о возрасте ряда СФК, слагающих АССО на территории листа, определяет неоднозначность понимания принадлежности некоторых структурных элементов к определённом морфологическому типу («синклинорий», антиклинорий и т. д.) и их генетической природы («глыбы», «метаморфические ядра», «аккреционные призмы» и т. д.). Неоднозначность понимания тектонического строения АССО на территории листа особенно усилилась в связи с обнаруженными в ряде слагающих её толщ, ранее считавшихся рифейскими, органических остатков, характерных для раннего и даже среднего палеозоя. В связи с этим появились представления о принадлежности ряда структурных элементов АССО к структурам «полных каледонид», об исключительной роли в оформлении современной структуры надвигов. Эти представления нашли отражение в Легенде Восточно-Саянской серии листов ГКК-200 [403]. Они входят в противоречие с полученными в последние годы результатами радиологического датирования ряда подразделений, что вносит в понимание тектонического строения и истории развития АССО ещё большие элементы неопределённости. Ниже кратко характеризуются основные черты и особенности тектонического строения наиболее крупных структурных элементов АССО на территории листа.

Онотско-Бельская глыба (IX) («блок-антиклинорий») – узкий (до 30 км) и протяжённый (около 120 км) блок, сложенный в основном СФК китойкинской серии позднеархейского(?) возраста, прослеживающийся (на территории листа) из бассейна р. Онот на юго-востоке до р. Хойто-Ока на северо-западе. Структура известна также как Бельско-Китойская глыба. С северо-востока она отделена от структур Шарыжалгайского выступа, Урикско-Ийского грабена и Бирюсинской глыбы зоной Главного Саянского разлома. Юго-западным ограничением блока является Эхегольский разлом, отделяющий его от структур АССО, сложенных ФК более молодого – рифейского и палеозойского возраста. Азимутальное несогласие между северо-западными структурами Онотско-Бельского блока ($315\text{--}320^\circ$), северо-северо-западными структурами фундамента Сибирской платформы, субширотными структурами АССО составляет $10\text{--}30^\circ$. Блок практически полностью сложен глубоко метаморфизованными гнейсово-амфиболитово-кристаллосланцево-мраморными ФК китойкинской серии, вмещающими редкие субпластовые тела metabазитов арашигнинского комплекса и многочисленные субсогласные тела гранитоидов китойского комплекса (мигматит-гранитовая формация). Все эти образования рассматриваются в составе верхнеархейского СЯ, а сам блок – как выступ дорифейского фундамента в структуре рифейид и каледонид АССО. Основу структурного плана блока составляет система узких и протяжённых линейных складок северо-западного ($315\text{--}320^\circ$) простирания с отклонением осевых линий на отдельных участках до субмеридионального и субширотного, с крутым залеганием пород на крыльях (до запрокинутых), ундулирующими шарнирами. Наиболее крупной складчатой структурой является антиклиналь, ось которой приближённо совпадает с осевой частью блока в Онотско-Окинском междуречье, а в Онотско-Китойском междуречье она «смещена» к северо-востоку – к

зоне ГСР. Структура в целом запрокинута на северо-восток – в сторону платформы, крылья осложнены симметричными и асимметричными синклинальными и антиклинальными складками различных порядков. Более «нижнее» положение в разрезе серии хулгаржалгинской свиты устанавливается на участках периклинальных замыканий структуры.

На северо-западе, в бассейне р. Хайт, антиклиналь косо (под углом около 30°) срезается Эхегольским разломом и далее до бассейна р. Хойто-Ока представлена своим северо-восточным крылом, осложнённым многочисленными складками и разрывными нарушениями. Характерной особенностью блока является практически полная амагматичность на этапах послепалеозойской эволюции района, чем объясняется, по-видимому, низкая его продуктивность в отношении полезных ископаемых.

Дербинский СФО (X). Блок-антиклинорий является одним из крупнейших структурных элементов АССО, прослеживается более чем на 500 км из бассейна р. Ия на юго-востоке до р. Дербина (бассейн Енисея) на северо-западе при ширине до 50–55 км, сложен гнейсово-карбонатными, карбонатно-кристаллосланцево-гнейсовыми ФК раннепротерозойского возраста (алыгджерская, дербинская, эденская свиты). С северо-востока он отделён от Бирюсинской и Канской глыб, Манского прогиба и приразломных структур Удинско-Колбинской зоны милонитовым швом Главного Саянского разлома. Юго-восточной границей блока является зона Восточно-Саянского (на крайнем юге – Кандатского) разлома, отделяющих его от рифей-палеозойских структур Кизир-Казырской и Ухтумско-Хамсаринской СФО.

Некоторые исследователи включают Дербинский блок в состав структур фундамента Сибирской платформы [14, 125]. По структурной позиции, характеру слагающих его СФК Дербинский блок имеет много общего с кратко охарактеризованным выше Онотско-Бельским блок-антиклинорием.

Несмотря на высокую геологическую изученность блока (он полностью охвачен ГСР-50), его общая внутренняя структура разными исследователями трактуется неоднозначно и понимается как «моноклинорий», «синклинорий», «антиклинорий». Наиболее аргументированной представляется позиция большинства исследователей об антиклинорном строении блока с выраженным запрокидыванием его северо-восточного крыла на северо-восток (в сторону платформы), о приуроченности существенно гнейсовой алыгджерской свиты к ядру, а гнейсово-карбонатных дербинской и эденской свит – к её крыльям. Характерна осложнённость структуры сопряженными синклинальными и антиклинальными складками разных порядков, вследствие чего в поперечном сечении блока на современном срезе отмечается неоднократное «повторение» выходов разных стратиграфических подразделений. В зоне сочленения Главного Саянского и Кандатского разломов отмечается «сгруживание» складок, подчинение простираний слоёв и осей складок их направлениям (северо-западному и широтному). При преобладающем северо-западном простирании складчатых структур и их линейном характере, в бассейнах рек Агул и Сигач (лист N-47-ХIII) осевые линии складок резко развёрнуты в субмеридиональном направлении («Агульская сигмоида»), оси складок в длинном (субмеридиональном) крыле сигмоиды имеют также субмеридиональное простирание. Относительно пологие

погружения и воздымания шарнира антиклинория обусловили и более пологие углы залегания крыльев осложняющих её складок субмеридионального направления. В состав раннепротерозойского (раннекарельского?) СЯ включаются также метапериidotит-метагаббровые интрузии эденского комплекса, образующие редкие и небольшие по размерам субсогласные тела, а также многочисленные «синскладчатые» интрузии гранитоидов дербинского комплекса. Как и для Онотско-Бельской глыбы, чрезвычайно характерна амагматичность этой структуры в отношении рифейского и палеозойского магматизма, что отражено и в низкой продуктивности этой структуры на полезные ископаемые эндогенного генезиса. Венд-кембрийский этап активизации Дербинского блок-антиклинория отражён в развитии в его северо-восточном крыле интрузий габбро-сиенитовой формации (гутарский комплекс), в юго-западном крыле – габбродиорит-гранодиоритовой (ольховский комплекс). В современном рельефе с Дербинским блок-антиклинорием совпадает осевая часть крупного поднятия, известного как хр. Бол. Саяна с абсолютными отметками до 2900 м. В ретроспективном плане Дербинский блок-антиклинорий (как и Онотско-Бельский) рассматривается как выступ дорифейского фундамента в структуре салаирид АССО, на рифейском и венд-раннепалеозойском этапах – как краевое геоантиклинальное поднятие.

Кызыр-Кизирская СФО (XI). Под этим названием выделяется тектонический блок, ограниченный с северо-востока зоной Восточно-Саянского разлома от Дербинского блок-антиклинория, а с юга – зоной Кандатского глубинного разлома – от Утхумско-Хамсаринской СФО. Блок имеет в плане треугольную форму, расширяющуюся в северо-западном направлении, от сочленения Восточно-Саянского и Кандатского разломов в бассейне р. Дургомжа (N-41-XIII) и прослеживающийся на запад в бассейн р. Тубы на 400 км, где слагающие его СФК перекрыты вулканогенными породами Южно-Минусинской котловины [125]. Блок известен также как Кызыр-Казырский синклиний [125]. Это название нельзя признать удачным, т. к. внутреннее строение блока не отвечает понятию «синклиний». Тектоническая типизация блока по морфолого-историческому принципу также затруднена из-за широкого возрастного диапазона и формационного разнообразия слагающих его СФК. В связи с указанным, для этого и ряда других «региональных тектонических блоков» АССО (в понимании Т. Н. Спижарского) мы используем понятие «структурно-формационная область». В строении СФО участвуют стратифицированные и нестратифицированные образования раннеархейского(?), рифейского, венд-раннекембрийского, среднепалеозойского и мезозойского возраста.

Раннеархейский СЯ представлен плагигнейсово-кристаллосланцевой даштыгхемской толщей мощностью около 2000 м, слагающей одноименную глыбу в юго-восточной части СФО и «Магдасское поднятие» (XI-3) в поле развития СФК рифейского СЯ. Зоны разломов, ограничивающих глыбу и поднятие, почти повсеместно «залечены» гранитоидами различного возраста. В центральной части поднятие осложнено грабеном субширотного направления, сложенным сланцево-карбонатной ортинской свитой рифейского возраста. Образования даштыгхемской толщи смяты в складки нескольких генераций при общем субмеридиональном простирании главных из них [4].

Рифейский СЯ. В составе яруса выделяются существенно терригенная ашказокская свита, карбонатная ортинская свита и существенно вулканогенная чатырлыгская свита, сиенит-габбровый казырский комплекс, слагающие протяжённую (около 200 км) полосу шириной до 20 км по юго-западному ограничению Дербинского блок-антиклинория – Ашказокскую зону (XI-1). В виде мелких блоков и провесов кровли ФК рифейского СЯ отмечаются в полях развития гранитоидов палеозойского возраста и за пределами этой полосы. В составе рифейского СЯ рассматриваются также гипербазиты актоврацкого комплекса, слагающие ряд мелких тел в полях развития рифейских вулканогенно-осадочных образований. Степень метаморфизма пород рифейского СЯ, при преобладающем развитии в них парагенезисов эпидот-амфиболитовой фации, на отдельных участках достигает амфиболитовой фации (восточная часть СФО). Складчатая структура характеризуется сочетанием линейных, симметричных и асимметричных, иногда изоклинальных складок с куполовидными («Магдаское поднятие»). Простираение их осей подчиняется направлениям Восточно-Саянского и Кандатского разломов и в восточной части СФО – субширотное, в западной – северо-западное. Крупная сложнопостроенная синклираль субширотного простираения, к ядру которой приурочен Ханский массив габброидов, закартирована в восточной части СФО. Слоистость слагающих эту синклираль пород чатырлыгской свиты как бы «облекает» массив. При общем совпадении структурного плана Дербинского блок-антиклинория и Казыр-Кизирской СФО на отдельных участках между ними фиксируется выраженное структурное несогласие. В частности, на территории листа N-47-89-В складчатые структуры Казыр-Кизирского СФО имеют субширотное простираение, а Дербинский блок-антиклинорий – северо-западное (330–340°) [388].

Стратиграфическое несогласие между СФК раннепротерозойского возраста и рифейскими СФК Казыр-Кизирской СФО достоверно не установлено, но с большой вероятностью предполагается по наличию в разрезах рифейских образований «пудинговых конгломератов», в которых многочисленны гальки карбонатных пород и гранитоидов, характерных для Дербинского блок-антиклинория [4]. Массивы габброидов казырского комплекса (иногда расслоенные) имеют преимущественно изометричную форму, отмечается их приуроченность к ядрам синклинальных структур.

В ретроспективном плане Казыр-Кизирской СФО на рифейском этапе её эволюции отвечает рифтовая зона по юго-западному ограничению поднятия (Дербинского блока), а сам прогиб рядом исследователей отнесён к типу зеленокаменных.

Венд-раннепалеозойский СЯ. На территории СФО в составе СЯ рассматриваются сланцево(кремнисто)-карбонатная (существенно доломитовая) формация венд-раннекембрийского возраста (чибижекская свита), эффузивно(базальтовая)-карбонатно-терригенная формация раннекембрийского возраста (колпинская и балахтисонская свиты), габбро-гранодиоритовая формация среднекембрийского возраста (ольховский комплекс), эффузивно-груботерригенная (песчаниково-конгломератовая) формация среднекембрийского возраста (осиновская свита). С определённой условностью

в его состав включается пироксенит-габбровая формация ордовикского(?) возраста (запеваляхинский комплекс).

Несогласное налегание чибижеской свиты на разные подразделения рифейского СЯ установлено в бассейне р. Кижы-Хем [13]. Из-за фрагментарного расположения стратифицированных образований венд-раннекембрийского возраста их общая структура не расшифровывается. В целом северо-западное и субширотное простирание является преобладающим при крутом залегании слоистости (55–70°). Осиновская свита с конгломератами в основании залегает на венд-раннекембрийских стратифицированных образованиях, а также на интрузивных образованиях ольховского комплекса.

Среднепалеозойский СЯ представлен контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формацией (имирская свита), сиенитовой, щелочно-сиенитовой (нефелинсодержащей) формацией (сайбарский комплекс) раннедевонского(?) возраста. Положение слагающих эти ФК тел контролируются системой разломов северо-западного и субширотного направлений. Локально, в виде небольших по площади и субгоризонтально залегающих конгломератово-песчаниковых толщ на территории СФО развиты образования юрского СЯ (нарингольская свита).

Утхумско-Хамсаринская СФО (XII). Под этим названием выделяется крупный геоблок, ограниченный с северо-востока и севера от Бирюсинской глыбы, Дербинского блок-антиклинория и Казыр-Кизирской СФО глубинным Кандатским разломом, а с юга – от Окинской СФО – глубинным Азаско-Жомболокским разломом. Он известен также как Утхумско-Хамсаринский синклиорий или Хамсаринская зона (XII) Восточно-Тувинской складчатой системы [14, 125]. СФО характеризует большой возрастной диапазон и разнообразие слагающих её структурно-формационных комплексов, исключительно широкое развитие интрузивных образований палеозойского возраста. На основе ряда особенностей в строении СФО выделяются: восточная – Утхумская и западная – Хамсаринская зоны.

Рифейский СЯ. Позднерифейские образования представлены семейством вулканогенно-кварцито-карбонатно-терригенных пород – утхумской толщей в Утхумской и билинской свитой в Хамсаринской зонах, балыктыг-хемской, иркутской свитами, гипербазитами ильчирского, актовракского комплексов и гранитоидами сумсунурского комплекса. Из-за фрагментарного развития стратифицированных образований общая структура рифейского СЯ в контуре СФО остаётся во многих отношениях неясной. Залегание пород осложнено линейными складками субширотного простирания различных размеров (вплоть до плейчатости) [392, 283]. Преобладающие падения слоистости – на юг, юго-восток под углами 60–70°. На отдельных участках, в зонах крупных разломов отмечаются развороты осевых линий складок в северо-западном (иногда северо-восточном) направлении, северо-западная направленность проявлена в западной части СФО. Гранитоиды сумсунурского комплекса слагают немногочисленные интрузии в северном крыле Азаско-Жомболокского разлома. Степень метаморфических преобразований пород рифейского СЯ СФО различна и при преобладающем развитии парагенезисов эпидот-амфиболитовой (до зеленосланцевой) фации, на отдельных участках достигает амфиболитовой фации.

Венд-раннепалеозойский СЯ представлен эффузивно(андезит-базальтовой)-карбонатно-терригенной (алевроитов–песчаников) формацией вендского (ошемская свита в Хамсаринской зоне), карбонатно-эффузивной (риолит-андезит-базальтовой) формацией раннекембрийского возраста (хамсаринская свита), семейством пироксенит-габбровым можалыкским, сиенит-габбровым остюренским комплексами, габбро и плагиогранитами хойтоокинского, таннуольского комплексов ранне-среднекембрийского возраста, а также локально развитой в западной части СФО, эффузивно-терригенной формацией ордовикского возраста – систигхемская серия. Этот формационный ряд соответствует полному циклу развития алтае-саянских салаирид. Метаморфизм пород, слагающих СЯ, отвечает Р–Т-условиям низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации.

Наблюдаемые в относительно крупных полях развития СФК этого СЯ (листы N-47-XXV, XXVII) складчатые формы характеризуются, по сравнению со складчатыми формами рифейского СЯ, гораздо большей простотой. Простираие пород в разных блоках меняется от северо-восточного и субширотного (бассейны рек Кадыр-Ос, Чангыс-Ама) до северо-западного (бассейн р. Хамсара) при углах падения 40–75°. Северо-западная вергентность более характерна для западной части СФО. На территории листа расположены крупнейшие в АССО ареал-плутоны интрузивных пород габбро-плагиогранитовой ассоциации. Совместно с несогласно залегающими на них груботерригенными образованиями систигхемской серии ордовикского возраста они слагают верхний – орогенный подъярус венд-палеозойского СЯ.

Средне-верхнепалеозойский СЯ. К средне-верхнепалеозойскому СЯ отнесены СФК, отражающие этап тектоно-магматической активизации АССО и включающие: контрастно дифференцированные вулканы илейской толщи, кендейской свиты, сиенит-граносиенит-гранитовый аксугский комплекс, щелочно-сиенитовые – ботогольский, сайбарский комплексы, красноцветную вулканогенно-груботерригенную – сангаская свита раннедевонского(?) возраста, а также красно- и пестроцветные карбонатно-груботерригенные атакшильскую и уюкскую свиты среднедевонского возраста и девон-раннекарбонную шибитскую толщу. Вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования средне-позднепалеозойского возраста с резким стратиграфическим и структурным несогласием налегают на ФК рифейского и венд-раннепалеозойского структурных ярусов, характеризуются фициальной невыдержанностью, значительными колебаниями мощностей, свидетельствующими об их формировании в изолированных, автономно развивающихся впадинах – вулканотектонических депрессиях. Внутренняя структура таких ВТС характеризуется, как правило, синклинальным строением с пологим (10–35°) падением крыльев и близким к горизонтальному залеганием пород в их ядрах. В зонах ограничивающих их разломов углы падения становятся круче – отмечаются флексуры и приразломные складки различной морфологии. Таковы, в частности, Ийская синклиналь (N-47-XXVIII [242]). Крупная (≈ 40×30 км) полукольцевая в плане Алымская ВТС (XII-2-1) зафиксирована на территории листа N-47-XXVI. Её внутренняя часть сложена вулканогенными породами (лавами, реже туфами преимущественно риолитового, трахиориолитового состава), а

внешняя – гранитами, граносиенитами, сиенитами, субщелочными и щелочными гранитами [416]. Характерны вулканические аппараты центрального типа, с некоторыми из них связаны проявления золота, полиметаллов (Хребтовое, Улуг-Алымское и др.).

Многочисленные разломы преимущественно субширотного и восточно-северо-восточного направлений в восточной части СФО и северо-западного направления в западной контролируют положение интрузий огнитского и бреньского комплексов, определяют их морфологию. Наиболее крупный ареал этих интрузий (около 3 тыс. км²) расположен в восточной части СФО – в зоне сочленения субширотных Кандатского и Азасско-Жомболокского разломов с Главным Саянским разломом.

Мезозойский СЯ. В состав этого СЯ включены малые интрузии щелочногранитной формации (арысканский комплекс) раннетриасового возраста и отложения терригенной «угленосной» формации юрского возраста. Пространственное положение и структурный контроль малых, но важных в металлогеническом отношении интрузий арысканского комплекса, как и интрузий огнитского комплекса, определяется системой субширотных разломов и узлами из пересечений разломами других направлений (Снежное месторождение и др.). Юрские отложения слагают ряд грабенов в восточной части СФО. Наиболее крупной структурой является Айнакская грабен-синклиналь (XVI-3) в зоне сочленения Азасско-Жомболокского и Главного Саянского разломов, которая имеет в плане треугольную форму. По внутреннему строению – это асимметричная грабен-синклиналь с осью, смещённой к её северо-восточному борту, ограниченная с севера системой надвигов, а с юга – крутопадающим разломом широтного направления. Углы залегания слоистости на крыльях – 15–30°, в ядре – залегание субгоризонтальное. В зонах ограничивающих грабен разломов падение слоистости – до вертикального. Близкое строение имеет и грабен-синклиналь в бассейнах рек Утхум и Ия (N-47-XXVIII [391]).

Кайнозойский СЯ. Формационные комплексы и тектонические структуры, сформировавшиеся в кайнозое на территории СФО, охарактеризованы в гл. «Стратиграфия» и «Геоморфология».

Окинско-Харальская СФО (XIII) выделяется как крупный геоблок, отделённый с севера от Утхумско-Хамсаринского геоблока Азасско-Жомболокским глубинным разломом, а с юга – от структур Гарганско-Боксон-Сархойского геоблока – зоной Окинского разлома. Он известен также в своей восточной части как Окинский синклинорий или антиклинорий. На Схеме районирования Саяно-Тувинского региона основные структурные элементы этой зоны (названной Окинско-Харальской) рассматриваются в составе рифейд [4]. Несмотря на различия в понимании внутренней структуры этой зоны, их объединяет представление о рифейском возрасте основных слагающих её СФК, о её принадлежности к области байкальской складчатости (регенерированной в раннекаледонское время). Эти представления до 80–90-х годов разделялись большинством исследователей. В 80–90-х годах на основе многочисленных находок палеозойской фауны в толщах, считавшихся ранее докембрийскими, в представления о стратиграфии (следовательно – и о тектонике) района

были внесены кардинальные изменения, нашедшие отражение в Легенде Восточно-Саянской серии ГГК-200 [403] и в Легенде Ангаро-Енисейской серии ГГК РФ масштаба 1:1 000 000 [375]. В ряде производственных отчётов и большом количестве публикаций принадлежность структур этой СФО к каледонидам уже не ставится под сомнение [54, 78, 438, 424].

Значимым событием в понимании возрастной и формационной принадлежности ряда слагающих СФО ФК явилось издание в 2004 г. монографии А. Б. Кузьмичёва «Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы» [94]. В работе, на основе критического анализа накопившихся данных по палеонтологическому обоснованию возраста ряда ФК, их структурных соотношений, тщательно выполненных полевых исследований на «опорных» участках, радиологического датирования современными методами, обосновывается включение СФО в состав «Тувино-Монгольского массива», характеризующегося «полным отсутствием палеозойских «геосинклинальных» толщ». Полученные А. Б. Кузьмичёвым результаты изотопного датирования явились обоснованием для внесения в Легенду Ангаро-Енисейской серии ряда корректив (см. гл. «Стратиграфия», «Магматизм»). Соответствующие изменения вносятся и в представления о тектонической эволюции региона в докембрии–палеозое.

Внутреннее строение СФО отличается большой сложностью, что вызывает необходимость рассмотрения особенностей СФК в каждой из крупных слагающих её тектонических структур при сохранении общего принципа характеристик по структурным ярусам (подъярусам).

Р и ф е й с к и й СЯ. Структурно-формационные комплексы рифейского возраста слагают значительную (большую) площадь территории Окинско-Харальской СФО и характеризуются значимыми отличиями в различных её частях.

В восточной части СФО (Окинская зона) к формационным комплексам рифейского(?) яруса отнесена карбонатно-эффузивно-сланцевая, довольно интенсивно и зонально метаморфизованная хайтинская толща, слагающая одноимённый тектонический блок (XIII-3) в бассейне рек Белая и Хайт. Северо-восточной границей блока является Эхегольский разлом, отделяющий его от Онотско-Бельской глыбы, с севера зоной Азаско-Жомболокского разлома он отделён от структур Утхумско-Хамсаринской СФО, западной и юго-западной границей, отделяющей его от образований кембрийского СЯ и окинской серии является Шебеликский разлом, на значительном протяжении надёжно документированный как надвиг [283]. Степень метаморфизма этой толщи в нижних частях её разреза настолько значительна (отвечает альмандин-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации), что ранее она датировалась археем или ранним протерозоем [59]. При проведении ГСР-50 было установлено постепенное снижение степени метаморфизма к верхам разреза (до эпидот-амфиболитовой фации), отсутствие значительного метаморфического несогласия между хайтинской толщей и окинской серией. Указанное, а также общее формационное сходство хайтинской толщи и окинской серии явилось основанием для датирования её рифеем, хотя и с некоторой условностью.

Внутренняя структура блока представляется как антиклиналь общего северо-западного простирания с осью, смещённой к северу. Обнажающаяся в её ядре нижняя, гнейсово-карбонатная, часть разреза вследствие ундуляций шарнира образует систему куполовидных складок с крутыми падениями крыльев, выраженной тенденцией к запрокидыванию их на запад-юго-запад. В разрезе по р. Белая при субширотном залегании и крутых ($60\text{--}70^\circ$) углах падения слоёв на юг, юго-запад, сохраняется их «нормальное» залегание. К северо-западу, в междуречье Белой и Хайта, углы падения становятся круче, простирание сменяется на северо-западное и субмеридиональное, в западной части (в бассейне рек Хайт и Шебелик) при меридиональном простирании слоёв они уже имеют обратное – восточное и северо-восточное падение под углами $40\text{--}70^\circ$, осложняющие их складки запрокинуты на запад-юго-запад.

Структуры блока на этом участке имеют «торцовое» (под углом около 90°) сочленение с субширотными структурами Утхумско-Хамсаринской СФО. Запрокидывание западного крыла структуры на запад трансформировалось в крупный Шебеликский надвиг с амплитудой не менее $15\text{--}20$ км. Обращает на себя внимание близость структурного плана (на этом участке) хайтинской толщи и находящихся в автохтонном залегании сланцев, метапесчаников окинской серии, карбонатных образований кембрийского возраста. В разрезе хайтинской толщи на правом берегу Б. Белой отмечены многочисленные согласные и субсогласные тела габбро-долеритов, имеющих сходство с субвулканическими телами хурэнского вулканического комплекса окинской серии, датированного поздним рифеем ($736\text{--}735$ млн лет).

Окинский «антиклинорий» (ХШ-5) является одним из крупнейших структурных элементов на территории листа, принадлежность к определённому типу структур (антиклинорий, синклинорий, «аккреционная призма»), как и возраст слагающих его формационных комплексов, всегда были и остаются предметом острых дискуссий.

При проведении геологической съёмки масштаба $1 : 200\ 000$ решающим аргументом для понимания структуры как антиклинорной или синклинорной являлось стратиграфическое и структурное соотношение существенно-сланцевой, вулканогенно-терригенной окинской свиты и существенно карбонатной «монгошинской» свиты, причём рифейский возраст указанных свит не ставился под сомнение. В $1970\text{--}1980$ -х годах при проведении ГСР-50, после получения «палеонтологических обоснований» кембрийского или венд-кембрийского возраста карбонатных пород, слагающих крылья этой структуры, и ордовикского (и даже силур-девонского) возраста сланцевой толщи, слагающей её ядро, структура стала пониматься как «связная» синформа – синклинорий [54, 78, 424]. При этом обосновывалось согласное налегание сланцевой толщи на карбонатную. Соответственно, формационные комплексы, слагающие структуру, стали рассматриваться в составе каледонид. Эти данные вошли в противоречие с построениями иркутских геологов, проводивших ГСР-50 в бассейнах Урика, Б. Белой и Хайт, согласно которым, на основе структурных построений, карбонатные толщи залегают выше сланцевых и имеют общий с ними структурный рисунок. А. Б. Кузьмичёв, изучавший район на отдельных опорных участках

в 1985–1995 гг. [93], пришёл к выводу, что окинская серия, слагающая ядро структуры, представляет собой «тектоническое месиво, состоящее из пород, формировавшихся в разной обстановке», а сама структура может быть интерпретирована как «аккреционная призма». Карбонатные толщи венд-кембрийского возраста, обрамляющие эту призму, автором рассматриваются как образования «платформенного чехла», а соотношения их – как тектонические. Одним из важнейших результатов работ явилось радиологическое обоснование рифейского возраста окинской серии (не менее 753 ± 16 млн лет). К близким выводам пришли и другие специалисты, изучавшие район (Н. Л. Добрецов, Е. В. Скляр, А. А. Постников [53, 54]). В целом с такими представлениями согласуется и позиция авторов ГК-1000/3.

Складчатая структура окинской серии может быть охарактеризована как система узких линейных, часто запрокинутых антиклинальных и синклиналиных складок широтного и субширотного простирания, которые являются обычно не «сопряжёнными» из-за широкого развития «синскладчатых» и послескладчатых разрывных нарушений. Западнее долготы 100° намечается разворот структурных элементов в северо-западном направлении. При разнонаправленном положении слоистости и осевых линий складок преобладающей является северная вергентность – тенденция к запрокидыванию структуры на юг, что согласуется и с преобладающим северным падением плоскостей сместителей субширотных разломов, часть из которых относится к надвигам [93, 54]. По принятой авторами (и не бесспорной) схеме стратиграфической последовательности свит окинской серии, структура представляется как синклинорий, запрокинутый на юг. В этой связи понятие «Окинский антиклинорий» применимо только при характеристике общей структуры СФО, учитывающей положение венд-кембрийских отложений на его крыльях.

Шутхулайская «глыба» (ХШ-4) известна также как Одурум-Шутхулайское поднятие в комплексе структур «средних рифеид» [4], или как выступ дорифейского фундамента. В соответствии с аргументацией, приведённой в гл. «Стратиграфия», авторы склонны рассматривать слагающую эту структуру шутхулайскую свиту (как и хайтинскую толщу) как метаморфизованный аналог окинской серии. К структурам этого типа, вероятно, применимо понятие «метаморфическое ядро». «Глыба» расположена на продолжении Окинского антиклинория в бассейнах рек Тисса и Сенца. При субширотном простирании и линейном характере складок в северном и южном ограничении глыбы, структурный план складчатых дислокаций в её центральной части характеризуется развитием более простых открытых, близких к брахиформным, складок с северо-западным и даже субмеридиональным направлением осей. В восточной части «глыбы» намечается погружение слоистости к востоку. Характер структуры и зональности метаморфизма удовлетворительно согласуются с представлением о принадлежности структуры к типу «метаморфических ядер», формирование которых связывается с локальными термальными потоками – «тепловыми куполами» [55]. Некоторые исследователи объясняют особенности структуры и метаморфизма Шутхулайской «глыбы» «глубинным надвигом», воздерживаясь

от выводов о возрасте «протолита» и метаморфизма [58]. Включенные в состав рифейского СЯ балыктыгхемская, билинская и харальская свиты на территории листов N-47-XXVII, XXXIII по степени метаморфизма и характеру складчатых структур в целом аналогичны шутхулайской свите [110]. В западной части СФО степень метаморфизма харальской свиты снижается, и её разрезы имеют значительное сходство с разрезами окинской серии.

К западу от долготы 100° намечается общий разворот структурных элементов в северо-западном, субмеридиональном направлении, что объясняется, по-видимому, положением этого участка на сочленении широтных структур Окинского «антиклинория» и меридиональных структур «Шишхидского террейна».

Венд-раннепалеозойский СЯ включает семейство сланцево-карбонатных формаций боксонской серии венд-кембрийского возраста в северном крыле Окинского антиклинория, в восточной – Окинской зоне – формационно близкие к ним образования сайлыгской серии вендского возраста, а также вулканогенно-карбонатно-сланцевые образования охемской и туматтайгинской свит в Восточно-Тувинской зоне. В состав яруса включаются также габброиды и плагиограниты ранне-среднекембрийского возраста (можалыкский, хойтоокинский, таннуольский комплексы), слагающие крупный ареал-плутон на территории листа N-47-XXXII и ряд более мелких тел на площади всей СФО. В отличие от расположенной севернее Утхумско-Хамсаринской СФО и южнее – Гарганско-Сархой-Боксонской СФО, соотношения рифейских и венд-раннепалеозойских формационных комплексов здесь более неопределённые. Это связано с отсутствием в зоне их контакта признаков стратиграфических несогласий, с общностью структурного плана рифейских и венд-кембрийских ФК, близостью их метаморфических преобразований. Следствием указанного являются представления о формировании и рифейских, и венд-палеозойских образований в течение одного тектонического цикла или об исключительной роли крупноамплитудных надвигов в оформлении современной тектонической структуры СФО [54, 94]. При различии представлений о времени и механизме формирования складчатых структур рифейского и венд-палеозойского ярусов, общность их структурного плана, стили складчатости в Окинской зоне не вызывает сомнений. В частности, полное совпадение простираний слоёв боксонской и окинской серий, характера складчатых деформаций (линейные, сжатые, иногда запрокинутые складки) отмечены в восточной части СФО в бассейнах рек Урик, Бол. Белая, Хайт, Улуг-Яза и на всём протяжении северного крыла Окинского антиклинория. Ранее, при проведении ГСР-200, и рифейские и венд-кембрийские отложения СФО рассматривались в составе одного – «нижнего структурного этажа» [192]. По построениям Ю. С. Миллера, проводившего структурные исследования в восточной части Окинского антиклинория, это является следствием интенсивно проявленных деформаций в «послеокинское» время, в результате чего складчатые структуры окинской свиты (складки F1) оказались почти полностью переработанными (складки F2) в «послеокинское» («монгошинское») время («Методика геологического картирования метаморфических комплексов...»). В западной части СФО (в Харальской зоне) отмечено

более простое складчатое строение (углы падения 30–45°) охемской свиты и туматтайгинской свиты в северо-западном крыле Бийхемской антиклинали, чем в харальской свите (сжатые, изоклинальные складки), слагающей ее ядро [192].

Формационные комплексы молассоидного типа, фиксирующие орогенную стадию ранних каледонид, на площади СФО не отмечены; они развиты южнее на территории Гарганско-Боксон-Сархойской СФО.

Средне-верхнепалеозойский СЯ. Как и на территории Утхумско-Хамсаринской СФО, представлен семейством сиенит-граносиенит-гранитовых (и щелочногранитовых) (бреньский, огнитский комплексы) и щелочно-сиенитовых (ботогольский, сайбарский, сангиленский комплексы) формаций. Характерна гораздо меньшая, по сравнению с Утхумско-Хамсаринской, «насыщенность» Окинско-Харальской СФО интрузивными телами этих комплексов, их меньшие размеры, практически полное отсутствие вулканогенно-осадочных образований. Совпадение контуров ряда интрузивных тел в северном и южном крыльях Азасско-Жомболокского разлома может свидетельствовать о незначительности смещений по нему в послесреднепалеозойское время.

Мезозойский СЯ. Мезозойские (раннетриасовые?) интрузии на территории СФО выделяются в составе щелочногранитового улуг-танзекского комплекса, слагающего ряд мелких тел. Не исключается, что часть из них включена в состав интрузий среднепалеозойского возраста.

Гарганско-Боксон-Сархойская СФО (XIV) включает ряд структур, слагающих крупный субширотно ориентированный блок между Окинским глубинным разломом на севере и Ильчирским глубинным разломом на юге. Основными структурными элементами СФО являются: Гарганская глыба, окаймляющая ее «Дунжугуская дуга», Боксон-Сархойский «синклинорий».

Гарганская глыба (XIV–3) является фрагментом древнего (архейско-раннепротерозойского) Сибирского кратона, сохранившимся в АССО после его распада в рифее. В ее строении участвуют формационные комплексы раннеархейского возраста («цоколь» глыбы) и формационные комплексы рифейского возраста, слагающие ее «чехол».

Раннеархейский СЯ представлен кристаллосланцево-амфиболит-плагиогнейсовой формацией (гарганский комплекс метаморфический). Структура яруса представляется как система гранито-гнейсовых куполов или «жестких тектонических блоков», разделенных мощными зонами расланцевания [147, 54, 55]. Ряд куполов обладает признаками типичных диапировых складок, пластических диапиров. Межкупольные зоны, сложенные бластомилонитами и диафторитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, достигают ширины 3–5 км. Наиболее распространены они в северо-восточной части глыбы.

Рифейский СЯ. Формационные комплексы рифейского СЯ «окаймляют» Гарганскую глыбу и, частично, слагают её «платформенный чехол». Они включают офиолитовую ассоциацию в составе ильчирского комплекса перидотит-дуניתового, боксонского комплекса габбрового, дунжунурской вулканогенной свиты, кремнисто-карбонатную иркутскую свиту. Впервые в состав СЯ включаются гранитоиды сумсунурского комплекса и холбинский

комплекс дацит-риолитовой. Формационные комплексы СЯ в северном и западном обрамлении Гарганской глыбы образуют сложнейший ансамбль структур, представляющих собой серию пластин, наклоненных в сторону Гарганской глыбы под углом 30–70°, интерпретируемых как чешуи крупной надвиговой зоны. В поперечном сечении зоны может наблюдаться до 3–4 пластин, сложенных одним формационным комплексом.

Фрагменты формационного комплекса, находящегося в автохтонном залегании, представлены базальными горизонтами кремнисто-карбонатной иркутской свиты, налегающей со стратиграфическим несогласием на гарганский метаморфический комплекс. В юго-восточном и восточном обрамлении глыбы офиолитовый аллохтон «залегает конформно на сланцах окинской свиты, содержащей горизонты «карбонатно-кластовой и офиолитокластовой олистостромы», причём наблюдается обратная («реверсная») стратификация офиолитового комплекса [93].

Таким образом, особенности формационного состава и структуры рифейского СЯ в обрамлении Гарганской глыбы полностью объясняются надвиговой кинематической моделью. Интрузивные породы сумсунурского комплекса, образующие ряд довольно крупных массивов, дискордантных относительно вмещающих их пород офиолитовой ассоциации и иркутской свиты, гарганского метаморфического комплекса, по результатам изотопного датирования имеют рифейский возраст (порядка 790 млн лет [93]). С учётом выявления также датированных рифеем интрузий сумсунурского комплекса в Утхумско-Хамсаринской СФО, вносятся существенные коррективы в понимание истории развития АССО на рифейском этапе, т. к. ранее он считался редуцированным в отношении гранитоидного магматизма. Другими важными следствиями датирования интрузий сумсунурского комплекса рифеем являются: вывод о ненадёжности датирования прорываемых ими толщ палеозоем на основе находок проблематичной микрофауны и сомнительной макрофауны и вывод об обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу до рубежа 790 млн лет.

В западной части СФО, в границах выделяемого ранее Боксон-Сархойского синклиория (XIV-4), формационный состав и структура рифейского яруса существенно иные. Здесь рифейские стратифицированные образования представлены карбонатно-сланцевой ритмичнослоистой (с углеродисто-кремнистой фацией) формацией (дибинская свита) и пестроцветной терригенно-вулканогенной (андезит-дацит-риолитовой) формацией (сархойская свита). Структура дибинской свиты из-за крайне ограниченного её распространения на территории листа не описывается. Сархойская свита залегает на дибинской с предполагаемым стратиграфическим несогласием. Её внутренняя структура характеризуется «простыми открытыми складками с размахом крыльев в несколько километров и с падением пород на крыльях 10–50° или полными моноклиналями, погружающимися к северу–северо-востоку в сторону ядра Боксон-Сархойского синклиория» [93]. В восточной части, на сочленении с Гарганской глыбой, складчатость более напряжённая – наблюдаются запрокинутые, лежащие складки и осложняющие их взбросо-надвиги с вергентностью к востоку–северо-востоку.

Венд-раннепалеозойский СЯ. В составе этого СЯ на территории СФО рассматривается семейство пестроцветных терригенно-карбонатных высокоглинозёмистых, аллитовых, бокситовых и фосфоритоносных формаций венд-раннекембрийского возраста (боксонская серия), а также вулканогенно-терригенные формации среднекембрийского и раннеордовикского возраста (мангатгольская и яматинская свиты). Как и для рифейского СЯ, отмечается резкое отличие характера складчатых и разрывных дислокаций венд-кембрийских формационных комплексов в восточной (Гарганская зона) и западной (Боксон-Сорхойская зона) частях СФО. В восточной части СФО, в обрамлении Гарганской глыбы, образования боксонской серии характеризуются резко выраженной линейностью складок, их запрокинутостью на юг и юго-восток, осложнённости надвигами с падением сместителей на север–северо-запад. Нормальные «стратиграфические» контакты с образованиями рифейского СЯ здесь отсутствуют, ширина выхода венд-кембрийских отложений из-за их положения в «автохтонном» залегании относительно рифейских СФК Окинской СФО резко сокращена.

В западной части СФО, в Боксон-Сорхойском синклинии (XIV-4), достаточно надёжно установлено несогласное налегание (с конгломератами и корой выветривания в основании забитской свиты) венд-кембрийских отложений боксонской серии на рифейские образования сорхойской свиты, хотя рядом исследователей «валидность» этого соотношения оспаривается [249] или ставится под сомнение [54]. Структура боксонской серии, в связи с проведением работ по оценке её бокситонности в Боксон-Сорхойском синклинии, изучена детально. Структура относительно простая – состоящая из брахисинклинальных, «блюдецобразных» складок с углами падения крыльев 8–15° («Мульда Хорё») и брахиантиклинальных (Бирюсинская антиклиналь) складок, осложнённых в зонах разломов флексурами и сложными, иногда изоклинальными, складками. Стратиграфические и структурные соотношения мангатгольской и яматинской свит с отложениями боксонской серии остаются до конца не выясненными. Яматинская свита в северном крыле Боксон-Сорхойского синклиния, сложенная красноцветными терригенными отложениями, залегающими(?) на мангатгольской свите, по формационным признакам может быть отнесена к типу «моласкоидных» – фиксирующих орогенную стадию развития каледонид.

С определённой условностью в состав венд-раннепалеозойского СЯ включаются гранитоидные формационные комплексы среднеордовикского(?) возраста (урикский, сорхойский комплексы), характерные также для восточной части Окинско-Харальской СФО.

Принадлежность гранитов к указанным формационным типам и возраст (\approx 492–460 млн лет) отличают их от формационных комплексов (типа таннуольского комплекса диорит-плагиогранитового с возрастом 490–540 млн лет), на большей части территории АССО фиксирующих завершающий (орогенный) этап развития ранних каледонид. Возможно, эти отличия свидетельствуют о «возрастном скольжении» этапа формирования каледонской континентальной коры АССО. По наиболее распространённым представлениям, главный этап палеозойского гранитоидного магматизма на территории Тувино-Монгольского массива датируется ранним–средним ордовиком, завершившим формирование континентальной коры [93].

Средне-верхнепалеозойский СЯ. Формационные комплексы этого СЯ на территории СФО не получили широкого распространения и представлены груботерригенной (песчаниково-конгломератовой) пестроцветной формацией позднедевонского(?) возраста (комиссаровская толща), долерит-лампрофировой формацией карбонового(?) возраста (урда-гарганский комплекс) и гранит-лейкогранитовой формацией раннепермского возраста (самсальский комплекс). Породами комиссаровской толщи, залегающими на ФК венд-раннепалеозойского и рифейского структурных ярусов с резко выраженным стратиграфическим и структурным несогласием, сложен Комиссаровский грабен (XIV-1-1) в бассейне р. Ока (N-47-XXXV). В межразломных зонах они практически не дислоцированы, отмечается их моноклинальное падение на юг под углами 10–15° [424]. Крупная интрузия самсальского комплекса расположена на восточном фланге СФО, в зоне её сочленения с Онотско-Бельской глыбой.

Мезозойский СЯ представлен груботерригенной «угленосной» формацией юрского возраста (нарингольская свита), слагающей ряд мелких грабенов и характеризующейся пологими (5–10°) залеганиями слоёв. Некоторые исследователи не исключают мезозойский возраст верхних частей разреза комиссаровской толщи [423].

Как и в Окинско-Харальской и, в меньшей степени, Утхумско-Хамсаринской СФО, в Гаргано-Боксон-Сархойской СФО широко развиты вулканогенные комплексы (толеит-базальтовой формации) кайнозойского возраста, входящие в состав обширного Окинского ареала.

Формационный состав и особенности тектонической структуры Гарганско-Боксон-Сархойской СФО определили её высокую продуктивность в отношении различных видов минерального сырья (золото, бокситы, фосфориты, нефрит, асбест, кварциты и др.).

Ильчирская СФО (XV) выделяется в границах геоблока, ограниченно с севера от Гарган-Боксон-Сархойской СФО зоной Китойского разлома, а с юга – зоной Тункинского разлома. Северная граница СФО достаточно условна из-за сложного, чешуйчато-блокового строения зоны Китойского разлома. В состав структурных элементов СФО нами включается южная ветвь офиолитового пояса, обрамляющего Гарганскую глыбу. В литературе Ильчирская СФО известна как Ильчирский синклиорий или Ильчирский прогиб. Вертикальный ряд геологических формаций, слагающих СФО, имеет много общего с вертикальными рядами геологических формаций, слагающих Гарган-Боксон-Сархойскую и, в меньшей степени, Окино-Харальскую СФО, что иллюстрирует близкий сценарий их развития. Отличия заключаются в выраженной тенденции к запрокидыванию складчатых структур рифейского СЯ (офиолитовая ассоциация, иркутная и ильчирская свиты) на север, в сторону Гарганской глыбы, в преобладающем южном падении плоскостей сместителей многочисленных разломов (часто надвигового типа) [53], осложняющих эту структуру.

Крупной структурой СФО является Сагансайрская грабен-синклиналь (XV-1), прослеживающаяся в широтном направлении по левобережью р. Китой на расстояние около 50 км при ширине до 10 км, сложенная пестроцветной, существенно терригенной (конгломератово-песчаниковой)

и вулканогенно-терригенной «молассоидной» формациями позднедевонско-раннекарбонного(?) возраста (сагансайрская свита). Грабен-синклиналь имеет асимметричное строение, с крутым ($65-75^\circ$) падением её северного крыла и более пологим ($40-50^\circ$) – южного [438]. В зонах разломов отмечено осложнение моноклинального залегания складками различной морфологии и направлений. Сагансайрская свита удовлетворительно коррелируется с комиссаровской свитой Гарганско-Боксон-Сархойской СФО и шибитской толщей Утхумско-Хамсаринской СФО и, в зависимости от представлений о геологической эволюции региона, относится либо к формациям орогенной стадии развития каледонид, либо к формациям этапа средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации ранних каледонид (салаирид).

РАЗЛОМЫ

Разрывные нарушения являются важнейшими элементами геологического строения территории листа, определяющими историю её эволюции, закономерности размещения месторождений и проявлений различных видов минерального сырья. Масштаб карты и объём объяснительной записки позволяют лишь кратко охарактеризовать только главнейшие из них, хотя накоплен огромный объём информации по особенностям (морфологическим, кинематическим, магмо- и рудоконтролирующим и др.) разломов самых различных рангов и направлений.

Главный Саянский разлом (1) является одной из крупнейших разрывных структур Сибири, в ряде публикаций отнесён к категории «планетарных». Большинство исследователей разлом рассматривается как краевой шов Сибирской платформы, отделяющий её юго-западную часть от Алтае-Саянской складчатой области. На территории листа он прослеживается в северо-западном ($300-310^\circ$) направлении из бассейна р. Онот на юго-востоке до бассейна р. Агул на северо-западе. В междуречье Оки и Ии, на сочленении с широтным Кандатским разломом его основной милонитовый шов развёрнут в запад-северо-западном (290°) направлении. На юго-востоке, в Онот-Окинском междуречье, разлом разделяет косо, под углами $30-50^\circ$, причленяющиеся к нему с северо-востока структуры Шарыжалгайского выступа, Урикско-Ийского грабена от Онотско-Бельской глыбы, структуры которой субпараллельны зоне разлома. Далее к северо-западу разлом отделяет структуры Бирюсинской глыбы от субширотно ориентированных структур Утхумско-Хамсаринской СФО и субпараллельных ему структур Дербинской СФО.

На всем протяжении разлом сопровождается резко выраженной зоной градиентов гравитационного поля, фиксируется в характере магнитного поля, отражающего преимущественно особенности магнитных полей ФК, слагающих его крылья. Разлом хорошо дешифрируется на аэро- и космоснимках различного масштаба. На поверхности разлом проявлен совокупностью динамометаморфических, осадочных, магматических, структурных, гидротермально-метасоматических комплексов, характерными элементами рельефа.

Динамометаморфический комплекс представлен blastsмилонитами амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, ультрамилонитами (филлонитами), милонитами зеленосланцевой фации. Мощность зон динамометаморфизма колеблется от десятков и сотен метров на северо-западном отрезке разлома, где он представлен сериями субпараллельных швов, до 5–7 км на юго-восточном, где разлом выражен единой, мощной зоной blastsмилонитов и милонитов различных фаций. Характерно возрастание мощности зон динамометаморфизма и уровня их глубинности в ФК древнего, архейского и протерозойского возраста. Наименьшая мощность зон и незначительность метаморфических изменений (милониты зеленосланцевой фации, катаклазиты, тектонические брекчии) отмечается в ФК палеозойского возраста (огнитский комплекс и др.), а также в blastsмилонитах по ФК более древнего возраста.

Приразломные осадочные, эффузивно-осадочные ФК рифейского и палеозойского возраста проявлены преимущественно на северо-западном отрезке разлома, где они слагают серию приразломных («тафрогенных») впадин. Этот отрезок известен как Удинско-Колбинская зона разломов и в ретроспективном плане интерпретируется как зона палеорифта. Магмоконтролирующая (возможно- и магомгенерирующая) роль ГСР проявлена в приуроченности к нему интрузивных комплексов разной формационной принадлежности в возрастном диапазоне от раннего протерозоя (урдаокинский комплекс) до триаса (хайламинский комплекс). Чрезвычайно характерна роль основного милонитового шва разлома как «структурного барьера», ограничивающего ареалы интрузий всех возрастов его северо-восточным крылом.

Структурные приразломные комплексы, кроме отмеченной выше системы грабенов и горстов, представлены большим количеством малых структурных форм различных типов. Ряд структурных элементов Бирюсинской глыбы, Урикско-Ийского грабена в зоне ГСР имеют «аномальное» меридиональное и северо-восточное простирание. Для значительной части интрузий всех возрастов в северо-восточном крыле разлома характерна субширотная и северо-восточная ориентировка их длинных осей. Аналогично ориентирована и часть оперяющих зону ГСР разломов и складок высоких порядков, в т. ч. и контролирующих оруденение (Бирюсинский, Монкресс-Хайламинский, Зэгэнгольский РР). Такая ориентировка, вероятно, характеризует ГСР по горизонтальной составляющей, как правый сдвиг. Приразломные гидротермально-метасоматические комплексы представлены зонами кремне-щелочных (обычно кварц-микроклиновых) метасоматитов, зонами березитизации, окварцевания, сульфидизации, аргиллизации.

При общей ориентировке речной сети в субмеридиональном и северо-восточном направлении, зона ГСР характеризуется выраженной линейностью долин в северо-западном направлении. По многочисленным замерам тектонической сланцеватости, массовым замерам трещин («метод поясов») плоскость сместителя круто, под углами 65–75°, наклонена к юго-западу. Разлом большинством исследователей относится (по кинематике) к взбросам с вертикальной амплитудой не менее 6–8 км. Повсеместно фиксируются признаки горизонтальных смещений по разлому, однако их амплитуду и знак надёжно установить не удаётся.

Распространённое представление о ГСР как крупноамплитудном сдвиге должно, по мнению авторов карты, восприниматься как недостаточно обоснованное. В частности, не отмечены смещения контуров интрузий огнитского комплекса в разных крыльях разлома в бассейне р. Ия, смещения ареалов интрузий гутарского комплекса в его крыльях в Гутаро-Агульском междуречье.

По совокупности характеристик ГСР относится к категории глубинных, мантийного и корово-мантийного уровня на раннепротерозойском и раннекембрийском и корового – на последующих этапах его эволюции. Разлом сохраняет активность и в настоящее время, на схеме сейсмического районирования ему соответствует область возможных землетрясений интенсивностью 6–8 баллов. Зона ГСР является геологическим эквивалентом Удинско-Колбинской минерагенической зоны, она контролирует золотое и редкометалльное оруденение.

Бирюсинский разлом (2) является крупнейшим разломом фундамента Сибирской платформы на территории листа, отделяющим Бирюсинскую глыбу от Мангагольского выступа и Урикско-Ийского грабена на юго-востоке и определяющим положение юго-западной границы Присаянского прогиба на северо-западе. В междуречье Оки и Бол. Белой он под острым углом сочленяется с Главным Саянским разломом, в связи с чем характеризовался ранее как его северо-восточная ветвь («парный» разлом). Из бассейна Оки он в виде серии субпараллельных швов в зоне шириной до 20–25 км прослеживается в северо-западном направлении по аз. 320–330° до бассейна р. Пойма, где перекрыт палеозойскими и мезозойскими отложениями Канско-Тасеевской впадины.

Приразломный динамометаморфический комплекс представлен мощными (до 1,5–2,0 км) зонами крупноочковых бластомилонитов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций по породам архейского и карельского ярусов и милонитами зеленосланцевой фации, катаклазитами по породам рифейского яруса, бластомилонитам. Приразломный структурный комплекс выражен в азимутальных изгибах слоёв, мелкой, иногда изоклиальной складчатости пород архейского и раннепротерозойского возраста, развитии флексур, серии узких тектонических пластин (грабенов), сложенных породами рифейского возраста. С зоной Бирюсинского разлома некоторые исследователи связывают формирование гранито-гнейсовых валов и куполов архейского СЯ [36].

Приразломный гидротермально-метасоматический комплекс представлен зонами кремне-щелочного метасоматоза различных фаций по породам архейского, раннепротерозойского возраста и, в меньшей степени, по породам рифейского возраста (бирюсинский комплекс), определяющими минерагенический профиль зоны (золото-урановое, молибден-урановое, золото-медное оруденение). На всём протяжении разлом сопровождается гранитными интрузиями саянского комплекса, образующими один из крупнейших в Восточном Саяне гранитных поясов. Плоскости сместителей большинства нарушений, входящих в зону Бирюсинского разлома, имеют падение на юго-запад под углами 60–80°, отмечаются и северо-восточные, а также вертикальные падения сместителей. В целом кинематический тип

разлома может быть определён как взброс. По глубине заложения разлом относится к коровым, по времени заложения – к «досаянским», возможно – к позднеархейским. Его активность сохранялась по крайней мере до палеозоя. Отсутствие гранитоидов палеозойского возраста в северо-восточном крыле разлома (в отличие от их широкого развития в юго-западном крыле) свидетельствует о его роли как структурного барьера, ограничивающего ареалы палеозойского магматизма с северо-востока. По современным представлениям, Бирюсинский разлом фиксирует зону коллизии Бирюсинского и Шарыжалгайского «супертеррейнов» в позднем карелии, на рубеже около 1900 млн лет, завершившей «амальгамацию» всех структур, входящих в состав фундамента Сибирской платформы [106]. На схеме гравитационного поля масштаба 1 : 1 000 000 разлом чёткого отражения не находит. На картах и схемах радиогеохимических полей разлом выражен интенсивными (на отдельных участках – очень интенсивными) повышением содержания калия, урана, тория, общей радиоактивности, фиксирующими зоны кремнещелочного метасоматоза.

Хульцайский разлом (3) ограничивает Урикско-Ийский грабен с юго-запада, отделяя его от Мангатгольского выступа. На юго-востоке, в бассейне Урика он под углом около 30° причленяется к ГСР и прослеживается в северо-западном направлении по аз. 330° в бассейн Ии, где перекрыт рифейскими отложениями Присяянского прогиба. На ряде участков шов разлома в результате его смещения разломами субширотного направления имеет «ступенчатый» рисунок. Динамометаморфический комплекс представлен зонами бластомилонитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с наложенными на них диафторитами зеленосланцевой фации. На значительном протяжении он «залечен» интрузиями гранитоидов саянского комплекса и сопровождается повышением степени метаморфизма раннепротерозойских образований Урикско-Ийского грабена до амфиболитовой фации (прогрессивный метаморфизм) и снижением степени метаморфизма архейских образований также до амфиболитовой фации (регрессивный метаморфизм). На разных участках плоскость разлома под крутыми углами падает на юго-запад (преобладающее падение) или северо-восток.

Разлом в целом может рассматриваться как взброс. На схеме аномального поля силы тяжести разлому на большем протяжении соответствует зона значительных градиентов.

Точерский разлом (4) ограничивает Урикско-Ийский грабен с северо-востока, отделяя его от Булунского блока Шарыжалгайского выступа. Разлом прослеживается из бассейна Онота на юго-востоке, где он под углом около 30° причленяется к ГСР в северо-западном направлении по аз. $340\text{--}345^\circ$ до бассейна Ии, где перекрыт рифейскими отложениями Присяянского прогиба. По отношению к структурам Урикско-Ийского грабена разлом является косесекущим, к структурам Булунского блока – субпараллельным. Динамометаморфические комплексы аналогичны таковым в зоне Хульцайского разлома, но отсутствие в зоне Точерского разлома интрузий саянского комплекса обусловило наличие резкого «метаморфического скачка» на границе архейских и протерозойских образований. Разлом сопровождается дайками ультрабазитов и базитов (зимовнинский, ангауль-

ский комплексы), что может характеризовать его как корово-мантийный (на этих возрастных рубежах). На большем протяжении устанавливается юго-западное падение сместителя под крутыми углами, и по кинематическому типу разлом может быть отнесён к взбросу. На схеме аномального поля силы тяжести разлом выражен нечётко; субпараллельная ему зона градиентов смещена к северо-востоку на 10–20 км.

При аянский разлом (5) входит в систему структур юго-западного ограничения Сибирской платформы, определяет границу её плитного комплекса, северо-восточную границу СВК Присяянского прогиба на современном срезе, положение и морфологию приразломных структур активизации края платформы в среднем–верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. Его основной шов на значительном протяжении перекрыт послерифейскими отложениями, но хорошо отражается в физических полях как осевая линия градиентов силы тяжести, цепью линейных аномалий магнитного поля. С зоной разлома приближённо совпадает осевая линия Присяянского прогиба (зона максимальных мощностей средне-верхнерифейских отложений), что определяет время заложения разлома и его конседиментационный характер.

Приразломный осадочный комплекс представлен также отложениями павловской и баероновской свит среднедевонского и раннекарбонowego возраста, слагающими Тымбырскую и ряд других впадин (грабен-синклиналей). В мезозое разлом определял положение юго-западного крыла Иркутской предгорной впадины, в кайнозое – положение системы Предаянских впадин. Разлом на большем протяжении выражен геоморфологически, в виде довольно резкого уступа рельефа с перепадом высот до 200–300 м. В северо-западной части листа к разлому тяготеет группа даек и «трубок взрыва» таловского трахибазальт-базальтового комплекса раннетриасового возраста. Отражение разлома в структуре рифейских и венд-раннепалеозойских ФК выражено в изменении простираций слоёв, их субпараллельности основному шву, резком изменении углов падения (до вертикальных). Приразломный гидротермально-метасоматический комплекс проявлен в ФК рифейского и, в меньшей степени, палеозойского возраста в окварцевании (преимущественно низкотемпературный кварц), ожелезнении и омарганцевании, сульфидизации, баритизации, франколитизации милонитов зеленосланцевой фации и катаклазитов. Особенности минерализации определяются, по-видимому, геохимической специализацией пород в зоне разлома – железо-марганцевой и фосфорной в породах карагасской серии и медной – в породах оселковой серии (айсинская свита). Не исключается связь с разломом свинцово-цинкового оруденения в Уватском РР (Вершинное проявление). Кинематический тип разлома на разных участках определяется как взброс (с падением сместителя на юго-запад) или сброс с субвертикальным падением сместителя. Вертикальная амплитуда разлома оценивается от 5–7 км [124] до 10 км [36].

Ёринско-Горхонский разлом (14) является одним из крупных «внутриблоковых» разломов фундамента платформы, определяющим важные особенности её геологической эволюции и минерагении. Он прослеживается в северо-западном направлении из бассейна Урика до бассейна

Ии по осевой линии Урикско-Ийского грабена в виде серии субпараллельных или «кулисообразных» тектонических зон, сопровождающихся системой узких линейных грабенов, сложенных песчаниково-конгломератовой ермосохинской свитой, а в его северо-западной части – также терригенно-карбонатно-вулканогенной одайской свитой раннерифейского возраста. К разлому (преимущественно к его северо-восточному крылу) приурочена основная часть интрузий габбро-долеритов ангаульского комплекса. Намечается, хотя и менее определённая, приуроченность к разлому (его юго-западному крылу) малых интрузий и даек тоналит-гранодиоритового и гнококсидного комплекса раннепротерозойского? возраста. Характерно практически полное отсутствие в зоне разлома выходов интрузий и пегматитовых жил саянского комплекса. В зоне разлома, на участке его пересечения системой субширотных разломов, расположены крупнейшие в регионе массивы (Белозиминский, Большетагинский) ультраосновных щелочных пород и карбонатитов вендского возраста (зиминский комплекс), а также дайки кимберлитов рифейского возраста (ингашинский комплекс). Разрывные нарушения, входящие в зону разлома, крутопадающие (в основном – на юго-запад), сопровождаются зонами динамометаморфизма зеленосланцевой фации, окварцеванием, сульфидизацией, березитизацией, на отдельных участках – фенитизацией, альбитизацией, карбонатизацией.

По совокупности характеристик разлом, несомненно, относится к долгоживущим, нижнекорового и корово-мантийного уровня на рифейском и вендском этапах его эволюции, контролирующим положение в Урикско-Ийском грабене редкометалльного, фосфорного (апатитового), золотого, уранового оруденения.

Восточно-Саянский разлом (6) является одной из крупнейших разрывных структур на территории листа, отделяющим Дербинский блок-антиклинорий, сложенный СВК раннепротерозойского возраста, от Казыр-Кизирского «синклинория», сложенного СВК рифейского и палеозойского возраста. Ряд исследователей выделяют его в ранге краевого шва Сибирского кратона [125]. На территории листа он прослеживается из бассейна Кара-Бурени (где сочленяется с Кандатским разломом) в северо-западном направлении в бассейн Казыра в виде системы сближенных субпараллельных зон милонитов и бластомилонитов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций по ФК раннепротерозойского и рифейского возраста в полосе шириной до 5–10 км. Извилистость линий разрывных нарушений в плане, преобладающее падение плоскостей сместителей на северо-восток под углами от 20° до 70° позволяют классифицировать разлом как взброс, взбросо-надвиг. Приразломный структурный комплекс выражен в усложнении складчатых структур Дербинского антиклинория и Казыр-Кизирского «синклинория» с формированием складок сложной морфологии и разных размеров (в т. ч. и с субвертикальными шарнирами, свидетельствующими о наличии сдвиговой компоненты по разлому). На всём протяжении разлом в его юго-западном крыле сопровождается интрузиями сиенит-габбровой и пироксенит-габбровой формаций рифейского возраста (казырский комплекс). Характерна роль Восточно-Саянского разлома как «структурного барьера», ограничивающего мас-

совое распространение интрузий рифейского и палеозойского возраста его юго-западным крылом. Отмечено значительное снижение степени динамометаморфических преобразований в ФК послерифейского возраста. В гравитационном поле разлом выражен неотчётливо, что является, вероятно, следствием близости плотностных характеристик пород, слагающих его крылья, отсутствия существенных отличий в глубинном строении земной коры в разделяемых этой зоной блоках.

Кандатский разлом (7) – одна из крупнейших разрывных структур АССО. На территории листа прослеживается в широтном направлении из бассейна Утхума на востоке, где под углом 35° причленяется к зоне Главного Саянского разлома (изменяя его простираение до субширотного, а падение – до северного) в бассейн Казыра. Разлом отделяет СВК Дербинской и Казыр-Кизирской СФО от СВК Утхумско-Хамсаринской СФО. На всём протяжении он сопровождается мощными (до 2–3 км) зонами бластомилонитов и милонитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций с выраженным падением тектонической сланцеватости на север под углами $60\text{--}75^\circ$ и может быть классифицирован как взброс.

На территории листа N-47-XX отмечено резкое, ступенчатое изменение широтного простираения разлома на северо-западное ($305\text{--}310^\circ$), что является, возможно, результатом его смещения по зоне сквозьструктурного разлома северо-западного простираения, фиксирующегося в ФК Казыр-Кизирской и Утхумско-Хамсаринской СФО. На большем протяжении разлом ограничивает ареалы палеозойского магматизма, характерного для Утхумско-Хамсаринской СФО, с севера. Вследствие сказанного, он отчётливо выражен в характере магнитного поля, фиксируется зонами градиентов поля силы тяжести широтной ориентировки. Разлом хорошо дешифрируется на аэро- и космофотоснимках, выражен геоморфологически спрямлёнными участками долин. Об активности разлома в рифее свидетельствует приуроченность к нему мелких тел гипербазитов актовракского комплекса, гораздо большая степень динамометаморфических изменений в ФК рифейского и раннепротерозойского возраста относительно ФК палеозойского возраста.

«Моделирующая» роль разлома в формировании структур Дербинской СФО проявлена в изменении северо-западной ориентировки её структурных элементов на широтную в зоне разлома. Несомненна активность разлома в палеозое, о чём свидетельствует приуроченность к его южному крылу многочисленных интрузий габброидов хойтоокинского, гранитоидов таннуольского и огнитского комплексов с субширотной ориентировкой их длинных осей. По-видимому, не случайна и приуроченность к разлому Шибитской грабен-синклинали с девонско-карбонным возрастом слагающих её отложений. В «структурном узле», на сочленении Кандатского и Главного Саянского разломов, расположены довольно крупные интрузии огнитского комплекса, прорывающие СВК Бирюсинской, Дербинской и Утхумско-Хамсаринской СФО без заметных смещений контуров интрузий. Этот факт необходимо учитывать в связи с распространённым представлением о значительных амплитудах горизонтальных и вертикальных смещений по зонам Главного Саянского и Кандатского разломов в «последнеогнитское» время.

Зона Кандатского разлома контролирует размещение золоторудной, полиметалльно-золоторудной минерализации в ФК рифейского и раннепалеозойского возраста, медно-молибденового (Аксугское месторождение), редкометалльного и редкоземельного оруденения (Арысканское месторождение и др.), связанного с ФК среднепалеозойского и мезозойского возраста.

По совокупности характеристик разлом может быть отнесён к взбросу с северным падением сместителя, к крупноамплитудным (по вертикальной составляющей), по глубине заложения – к нижнекоровым, возможно и корово-мантийным, к долгоживущим, магмо- и рудоконтролирующим, отвечающим понятию «глубинный».

Азасско-Жомболокский разлом (8) разделяет Утхумско-Хамсаринскую и Окино-Харальскую СФО, существенно отличающиеся по особенностям слагающих их СВК. Он прослеживается в субширотном, запад-юго-западном направлении из бассейна Большой Белой, где сочленяется с Эхегольским разломом (11), в бассейн Большого Енисея и далее на запад, где известен как Хемчикско-Азасский разлом [125]. На значительном протяжении основной милонитовый шов разлома перекрыт аллювием заложившейся по нему гидросети, долинными (р. Жомболок) и платобазальтами (Восточно-Тувинское поле). В восточной части он разделяет субмеридионально ориентированные структуры Окинской зоны и субширотно ориентированные структуры Утхумской зоны рифейского и раннепалеозойского СЯ. Разлом разграничивает области с преимущественно вулканогенным (Утхумско-Хамсаринская СФО) и карбонатным (Окинско-Харальская СФО) типами разрезов кембрийских отложений. Эти отличия несколько нивелируются на западном отрезке разлома, где кембрийские отложения и в его северном, и в южном крыльях имеют близкий состав (туматтайгинская свита).

Динамометаморфический комплекс представлен зонами бластомилонитов и милонитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций мощностью сотни метров по породам рифейского и раннепалеозойского СЯ. К разлому приурочены мелкие тела гипербазитов ильчирского комплекса, интрузии гранитоидов сумсунурского, огнитского, бреньского комплексов, вулканические аппараты, потоки и покровы базальтов кайнозойского возраста. К зоне сочленения Азасско-Жомболокского и Главного Саянского разломов (к их «входящему углу») приурочена одна из крупных на территории АССО мезозойских впадин (Айнакская). По положению плоскости сместителя разлом определяется как крутопадающий, на территории листа N-47 – на север, N-46 – на юг, юго-восток [125]. Кинематический тип разлома достоверно не установлен, по анализу структурных форм – это сброс или взброс с выраженной сдвиговой (левый сдвиг) компонентой. Имеются указания о вертикальной амплитуде смещения «по кровле границы Конрада, Мохо» 3 км [125].

По совокупности признаков, разлом соответствует понятию «глубинный». Разлом контролирует размещение золоторудной, полиметаллической минерализации (Хужирско-Илейская рудоносная зона), редкометалльно-редкоземельного оруденения (Билинская МЗ), к нему приурочены источники минеральных вод.

Окинский разлом (9) разграничивает Окинско-Харальскую и Гаргано-Боксон-Сархойскую СФО, резко различающиеся по особенностям слагающих их СВК. Он представляет собой систему сближенных пологоспадающих зон, надвигов, образующих пакеты «покровов» с падением их на север (северо-восток, северо-запад), вследствие чего положение его «главного сместителя» неопределённо. Авторами предлагается считать главным сместителем разлом, определяющий положение южной границы «окинского покровного комплекса» (окинской серии). Линия разлома, при общей субширотной ориентировке, извилиста и определяется, по-видимому, контуром Гарганской глыбы на современном срезе и под чехлом перекрывающих её рифейских и палеозойских отложений. На восточном участке, в зоне массового развития интрузий рифейских и палеозойских гранитоидов, положение линии разлома, отражённое на карте и тектонической схеме, следует считать условным.

Динамометаморфизм в зоне разлома в целом отвечает зеленосланцевой фации, на ряде участков (в междуречье Дибь и Оки) отмечены минералы (кроссит, глаукофан), характерные для зон высокобарического метаморфизма [54]. Характерным магматическим комплексом, трассирующим зону разлома и определяющим его глубинный уровень, является офиолитовый ильчирский комплекс рифейского возраста (северная ветвь «Дунжугурской дуги»). Зона сочленения Окинского и Эхегольского разломов (структурный узел) характеризуется широким развитием гранитоидов рифейского (сумсунурский, холбинский комплексы), ордовикского (урицкий комплекс), пермского (самсальский комплекс) возрастов, образующих здесь ареал площадью около 800 км². К разлому приурочено обширное Окинское поле платобазальтов неогенового возраста.

Таким образом, Окинский разлом может быть отнесён к категории глубинных (мантийного уровня), долгоживущих, по кинематике – к надвигам, взбросо-надвигам. Особенности СВК, слагающих зону разлома в обрамлении Гарганской глыбы, определили его выраженную рудоконтролирующую роль в отношении золоторудной и иной минерализации (Гарганский РР).

Ильчирский разлом (10), разделяющий Гаргано-Боксон-Сархойскую и Ильчирскую СФО, по его строению, совокупности приразломных комплексов имеет сходство с Окинским и определяет положение гипербазитового пояса (южная ветвь «Дунжугурской дуги»). К зоне разлома приурочена линейная Сагансайрская впадина (грабен-синклиналь), выполненная вулканогенно-груботерригенной («молассоидной») формацией позднедевонско-раннекарбонного возраста (сагансайрская свита). В отличие от Окинского разлома, сместители разрывных нарушений, осевые плоскости приразломных складок имеют южное и юго-восточное падение под различными, преимущественно пологими углами (т. е. структуры запрокинуты на север, в сторону Гарганской глыбы).

Эхегольский разлом (11) отделяет с юго-запада Онотско-Бельскую глыбу (блок-антиклинорий), сложенную ФК позднеархейского возраста и характеризующуюся северо-западной ориентированностью структур, от ФК Гаргано-Боксон-Сархойской, Окино-Харальской и Утхумско-Хамсаринской СФО, сложенных ФК рифейского и палеозойского

возраста и характеризующихся генеральным широтным планом структур. На территории листа разлом прослеживается из бассейна Онота в северо-западном направлении до бассейна Хойто-Оки, где «сливается» с Главным Саянским разломом. Линия разлома в плане извилиста, на ряде участков согласуется с простираением складчатых структур Онотско-Бельской глыбы. Разлом фиксируется зонами бластомилонитов амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций мощностью сотни метров и развивающимися по ним диафторитами зеленосланцевой фации. Плоскости сместителей имеют падение на северо-восток под углами 20–70°, и разлом по кинематике может быть отнесён к взбросам, взбросо-надвигам. Малоамплитудные надвиги (сотни метров) отмечены, в частности, в бассейне Оки, где породы архейского и палеозойского возраста надвинуты на юрские отложения Айнакской впадины. На всём протяжении, кроме участка его причленения к зоне Главного Саянского разлома, Эхегольский разлом является «структурным барьером» для интрузий рифейского и палеозойского возраста, ограничивая их ареалы с северо-востока. По этому признаку, а также морфологическому, кинематическому типу, положению в общей структуре АССО, он имеет много общего с Восточно-Саянским разломом.

На территории листа известны и охарактеризованы в производственных отчётах, ряде публикаций «внутриблоковые» разломы разных рангов, направлений, кинематических типов, многие из которых определяют положение, структуру рудных узлов, полей и месторождений. Некоторые из них выявляются по совокупности прямых и косвенных признаков и имеют определённое сходство со «скрытыми» разломами, нередко «поперечными» или косесекущими по отношению к генеральному плану геологических структур. Их характеристика выходит за рамки настоящей работы. В заключение, в качестве важных особенностей разрывных структур на территории листа, необходимо отметить исключительную «консервативность» разрывной сети, её дивергентное строение, заключающееся в наклоне осевых плоскостей большинства крупных разломов фундамента платформы на юго-запад, а разломов АССО – на север, северо-восток. Линия вергентности приближённо совпадает с осевыми линиями Онотско-Бельского и Дербинского «блок-антиклинорий» и субпараллельна зоне Главного Саянского разлома.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТНИКА*

Континентальная тектоносфера листа N-47 (Нижнеудинск) отражает современные интегрально-геодинамические неоднородности крупного фрагмента особых тектонических единиц, краевых по отношению к древней Сибирской платформе, байкалидам и каледонидам АССО и рассматривается с позиции фактологической изученности её оболочек – астеносферы, литосферы, земной коры и её частей в виде консолидированной земной

*Текст Е. П. Миронюка; схему глубинного строения составили Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашков, А. О. Плеханов (ВСЕГЕИ).

коры (КЗК) и осадочного слоя. Историко-ретроспективные характеристики приводятся в общей форме.

Астеносфера изучена недостаточно, преимущественно локальными методами, с предполагаемыми заключениями. Моделирование в профильном межрегиональном варианте проведено А. В. Егоркиным в 1999 г. вдоль геотраверса ГСЗ, а в региональном варианте – В. С. Сурковым и М. П. Гришиным [49]. Эти материалы показывают, что верхняя граница астеносферы платформы располагается на глубине не менее 225 км и, следовательно, непосредственно на описываемой территории фиксирует замыкающую часть раннемезозойского Туринско-Братского вздутия с минимальными глубинами около –100 км вдоль субмеридионального свода, который проходит на соседнем листе О-47 недалеко от северной границы.

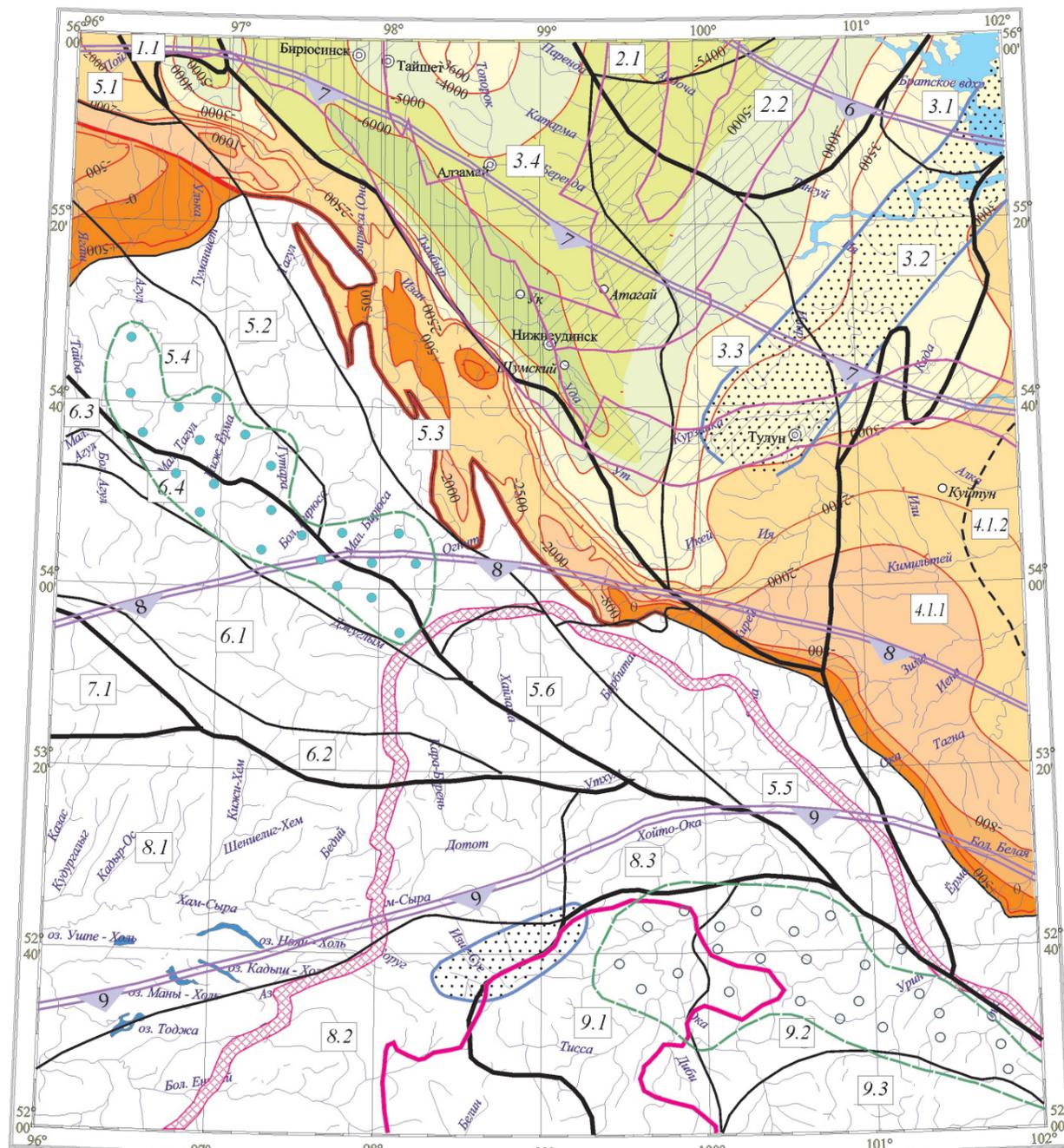
Астеносфера каледонид находится под влиянием Байкало-Монгольского астенолита новейшего времени, что отражено в параметрах её мощности (рис. 7) на уровне ниже 175 км. Сводный структурный рисунок верхней мантии нарушен восточно ориентированными сбросами, соответствующими по своей транспозиции двум мобильным зонам – Дербинской и Байкальской. К ним обоим приурочены зоны современной сейсмичности. Кроме того, вдоль геотраверса «Базальт» намечается макросводовая структура разноскоростных сейсмических полей в пространстве Иркутского амфитеатра от Саян до Байкала, свидетельствующая как об утонении здесь земной коры, так и о центральном разуплотнении верхней мантии до глубин 80 км.

Литосферно-коровая граница фиксируется в нашей модели по материалам ГСЗ в виде поверхности Мохо со скоростью продольных волн в узком интервале значений (8,0–8,1 км/с). Морфология кровли литосферы по существующим материалам [359] отражает широкий диапазон её глубин (38–52 км), который определяется большой толщиной центриклинали каледонид Алтае-Саянской складчатой области в лобовом стыке её с тонкой корой на севере и востоке.

Земная кора платформы имеет характерное для неё двухоболочечное строение – платформенный чехол и фундамент. В области каледонид при отсутствии платформенного чехла сохраняется одна оболочка. Чехол при аномальной мощности не менее 5000 м характеризуется полициклическим строением (от рифея до юры включительно). Надпорядковыми морфологическими единицами земной коры, моделирующими послепозднепротерозойскую мегаструктуру её осадочного слоя, являются геоблоки I порядка: поднятый Осевой (Среднесибирский), прислонённый к опущенному – Ангаро-Тасеевскому. Самыми глубокими платформенными структурами являются рифейские: Тасеевская синеклиза и Присаянский авлакоген.

Интерпретация геологического строения земной коры опирается главным образом на комплект карт геофизической основы ГГК РФ м-ба 1 : 1 000 000, лист N-47, 2003 г. [84].

Осадочный слой по полноте наследуемых структурных этажей (от раннерифейского до юрского включительно) и их мощностям является разнородным, в том числе из-за магматической дискретности рифейского и пермско-триасового яруса и невыясненного до конца строения того самого глубинного этажа, который определяет сущность полициклической



25км 0 25 50 75км



Рис. 7. Схема глубинного строения

Оболочечные структуры

1 -Инъективно-осадочная оболочка (R - J) в изолиниях глубин фундамента.

Консолидированная земная кора (КЗК) в двух моделях:

Сейсмическая трёхслойная модель: $\gamma^* = 6,0-6,4$ км/с, в том числе $\gamma_1 < 6,2$ км/с, $\gamma_2 = 6,32-6,20$ км/с,

$\gamma_3 = 6,2-6,0$ км/с; $\delta^* = 6,4-6,8$ км/с, в том числе $\delta_1 = 6,8-6,6$ км/с, $\delta_2 = 6,6-6,45$ км/с, $\delta_3 = 6,4-6,45$ км/с;

$\beta^* = 6,8-7,25$ км/с, в том числе $\beta_1 \geq 7,25$, $\beta_2 = 7,5-7,1$ км/с, $\beta_3 = 7,1-6,8$ км/с.

Гравимагнитная региональная модель: $t = \Delta T_{\text{сред}}$ в нТл, $g = \Delta G_{\text{сред}}$ в мГл условных; запись с граничными значениями градиентного поля силы тяжести в виде дроби

2 -граница базального слоя инъективно-осадочной оболочки;

3 -рифейский разлом;

4 -границы: а - мегаблоков, б - доменов, в - субдоменов;

5 -номера: а - доменов, б - субдоменов.

Внутрикоровые структуры:

6 -магмоводы эксгумированных линейных зон горизонтального магматического расклинивания (Р-Т): а - стандартных толеитов, б - геохимически специализированных надфоновым содержанием тория и калия;

7 -гравиградиентные границы Байкало-Монгольского астенолита (KZ): а -внешние, б-внутренние;

8 -Чулымо-Иркутский вулcano-плутонический пояс: а-Тагул-Ийское звено высокомагнитных плутонов, б-Урикское монцитонитоидное звено;

9 -поле гелиефильрующих проводников;

10-границы зон сейсмических сотрясений на средних грунтах в баллах шкалы MSK -64 (цифры в треугольнике).

Перечень и параметры сейсмоструктур (геоблоков, мегаблоков, доменов, субдоменов)

Ангаро-Тунгусский геоблок, Рыбинский мегаблок: 1.1-домен Иланский ($\delta_1 > \gamma_{1+2}$).

Ангаро-Ковенский мегаблок: 2.1-домен Ковенский ($\gamma_2 > \beta_2 > \delta_2$), 2.2-домен Братский ($\gamma_2 = \beta_2 > \delta_2$).

Осево (Среднесибирский) геоблок, Удско-Ангарский мегаблок: 3.1- домен Нефтяной ($\gamma = \beta_2 > \delta$);

3.2 - домен Ийский ($\gamma_3 \geq \beta_{1+2} > \delta_2$); 3.3 - домен Атагайский ($\beta_2 > \delta_2 \approx \gamma_3$); 3.4 - домен Шумский

($\beta_{a+1} \geq \gamma_{2+3} > \delta_{2+3}$). Ангаро-Илимский мегаблок: 4.1 - домен Видимский ($\beta_{1+2} > \delta > \gamma$); 4.1.1-субдомен

Восточный ($\gamma_{2+3} > \delta_2 > \beta_2$), 4.1.2-субдомен Западный ($\delta_{2+3} > \gamma_3 \geq \beta_1$).

Канско-Гутарский геоблок, Ангаро-Канский мегаблок: 5.1-домен Канский ($\gamma = \beta_2$);

Восточно-Саянский мегаблок: 5.2-домен Верхнебирюсинский ($\beta_{a+1} > \gamma_{3+1} >> \delta_2$);

5.3-домен Присяянский ($\beta_{a+2} > \delta_2 >> \gamma_3$); 5.4-домен Агульский ($\delta >> \beta_1 >> \gamma_2$); 5.5-домен Сублукский

$t = -(14-270), g = -100/140$; 5.6-домен Монкресовский $t = +(200-600), g = -100/140$.

Большедербинская межгеоблоковая зона: 6.1-домен Дербинский ($\delta_{2+3} > \beta_{a+1}$); 6.2-домен Лысанский

($\beta_1 \approx \gamma_1 > \delta_{1+3}$); 6.3-домен Верхнеканский ($\delta_2 > \beta_{1+2} > \gamma$); 6.4-домен Покровский $t = +(40-500), g = -100/150$.

Хакасский геоблок, Сисимо-Казырский мегаблок: 7.1-домен Ольховский ($\delta_{2+3} > \beta_1 >> \gamma$).

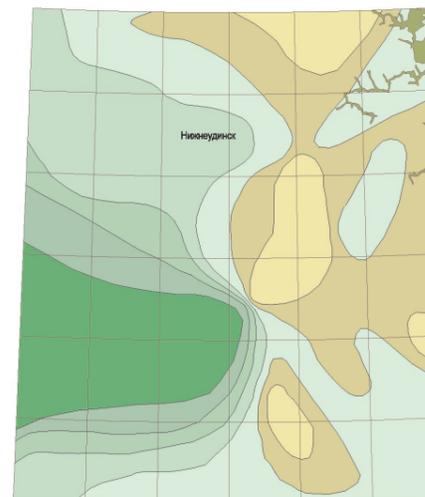
Западносаянский геоблок, Бийхемский мегаблок: 8.1-домен Хамсаринский $t = -65+400, g = -120/140$;

8.2-домен Улугбашский $t = -80+250, g = -140/160$; 8.3-домен Хойтоокинский $t = +350, g = -140/180$.

Большесаянский геоблок, Окинский мегаблок: 9.1- домен Тиссинский $t = -120, g = -180/210$; 9.2-домен Урикский $t = +(14-130), g = -140/180$; 9.3-домен Дунжугурский $t = +100-100, g = -160/190$.

Литосфера и астеносфера (по А.В.Егоркину, 1992г., В.С.Суркову, 2002г., Ю.М.Эринчеку, 2007г.)

А. Латеральная зональность



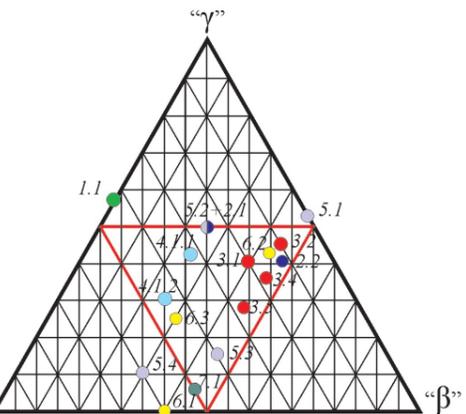
25 0 25 50 75км

Условные обозначения

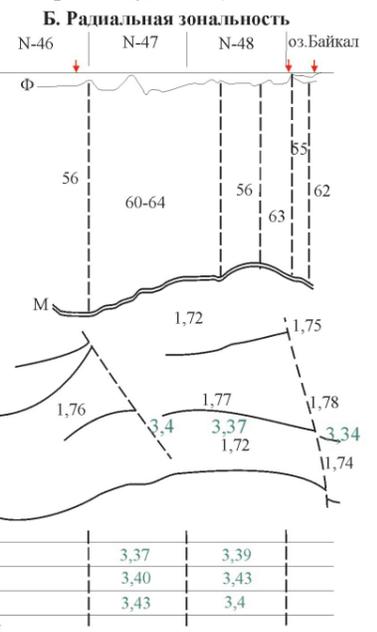
- Кровля платформенного фундамента и области резкого уменьшения градиента скорости в каледонидах
- Граница поверхности Моховичича:
- Верхнемантийные границы:
 - а - рассчитанные
 - б - предполагаемые
- Отношения V_p/V_s , рассчитанные для верхней мантии
- Плотность мантии в г/см³
- Положение эпицентров землетрясений с магнитудой более 5
- Среднее содержание SiO₂ в консолидированной земной коре



шкала глубин земной коры в км



Сейсмовидовая систематика доменов консолидированной коры



многоэтажной Ангаро-Тасеевской батисинеклизы и моноциклического Присяянского авлакогена, южная граница которых проведена примерно по нулевой изопаките рифея. Большую часть площади слагает венд-нижнепалеозойский структурный ярус в северо-восточной части территории, а на северо-западе – девон-юрский структурный этаж. Таким образом, подошва осадочного слоя территории является разноглубинной с принципиально противоположными мощностями, что безусловно свидетельствует о влиянии изостатических механизмов при их формировании, прямо связанных с трансформациями КЗК на каждом этапе платформенного развития.

Разнообразный ансамбль сквозных деструктивных структурных единиц осадочного слоя определяют магмоводы от разноглубинных источников, являющихся продуктами магматического расклинивания древнейшей земной коры. Их распознаванию способствовали геологические данные, особенности точечно-диагонально-полосового пространственного распределения локальных геофизических компонент интрузивной природы. Это позволило выделить наиболее крупные сквозькоровые магмоводы, в идентификации которых участвуют продукты флюидогенеза.

Пермо-триасовые магмоводы замыкают на рассматриваемой территории южную границу вулканно-плутонической Тунгусской провинции. Являясь базальтовыми и низкотермическими субтолеитовыми, они позиционированы в клиновидно-грубодуговую систему зон, даек и силлов, которая примыкает на западе к Тайшетской флекуре и уходит за пределы северной рамки территории. Линейные дуговые зоны контролируют особые геохимические поля с надфоновыми аномалиями калия и тория: по торию это парные зоны положительных аномалий, а по калию – отрицательных аномалий, являющихся к тому же единственными аномалийными в самой южной зоне. На карте все аномалийные зоны отчётливо картируются по отношениям Th/K, а именно: для парной системы в параметрах 2–4 и 5–14 и для южной зоны 4–10 условных единиц. Предполагается, что эти зоны, являясь южным обрамлением Ковенско-Верхнечуньской зоны умереннощелочных базальтов, примыкающих к южной границе соседнего листа О-47, могут быть кимберлитосопровождающими. Особой разновидностью флюидогенеза являются ртутные и газовые или водные гелиофильные проводники.

КЗК рассматривается как многосоставное статистическое тело вне геологических категорий и является основой её двухмерного районирования, для которого принята типология трёхслойных моделей сейсмических объектов, а при их отсутствии – гравимагнитных моделей слабостандартизированных. Граница между КЗК и осадочным слоем является объектом постоянного уточнения. Элементарной единицей структуризации является домен, как типизированный независимый геофизический объект земной коры, отличающийся по своим свойствам (сейсмическим или гравимагнитным, а также комплексным сопоставимым) от сходных объектов того же рода. Опорными единицами сейсмодоменов являются сейсмические слои, для наименования которых используются символические породные индексы, такие как «гранитовый», «диоритовый» и «базальтовый». Эти слои описываются в данном тексте как верхние, средние и нижние соответственно, вне зависимости от реальной последовательности или только

в силу номенклатурной неразберихи. Совокупности доменов с типовыми структурными формами объединяются в мегаблоки и геоблоки II порядка. Степень контрастности выражает разницу модельных плотностей или пластовых скоростей сопряжённых объектов, измеренных радиально (межслоевые границы) и латерально (внутрислоевые границы). Каждый кластер сейсмовидовой систематики доменов подразделяется на категории и группы. Категории выделяются по степени «гранитофильности» (большая $\geq 50\%$ объёма, умеренная 50–30% и низкая – 30–10%), а группы – по основности (соотношению слоёв «диоритоидных» и «базальтоидных» на равновеликие или с двойным названием с учётом большего содержания того компонента, который упоминается последним).

В ходе каждого геохрона на территории создавались и разрушались специфические неоднородности в такой последовательности: раннекембрийские, сформировавшие фундамент древней Сибирской платформы (геоблоки Ангаро-Тунгусский и Осевой); рифейские (главным образом «байкальские») как субокеанические, так и плитные молодых эпибайкальских платформ (это Большесаянский геоблок и Большедербинская геоблокная зона, преимущественно); раннепалеозойские (каледонский цикл) инверсионный с коллизионным дейтероорогенезом (главным образом геоблоки Хакасский и Западно-Саянский); среднепалеозойско-кайнозойские тектономагматической активизации – повсеместно.

Ангаро-Тунгусский геоблок представлен несколькими фрагментами своих южных доменов, относящихся к двум мегаблокам – Ангаро-Ковенскому и Рыбинскому, которые контактируют со смежными геоблоками – Ангаро-Илимским и Канско-Гутарским соответственно, и контролируют крупнейшую составную структуру чехла Сибирской платформы (рифей–юра), именуемую Ангаро-Тасеевской батисинеклизой.

Ангаро-Ковинский мегаблок, погребённый, формируется двумя слабоконтрастными доменами – Ковинским и Братским, которые относятся к категории трёхслойных умеренногранитофильных диоритоидно-базальтоидной основности, малоглубинных (38–42 км), генерирующих слабодифференцированное (в диапазоне мГал) отрицательное гравитационное поле. Братский домен по сбросу контактирует с Ангаро-Илимским мегаблоком. Верхнекорový слой Ангаро-Ковенского мегаблока обладает пониженной плотностью (2,73–2,76 г/см³), слабодифференцированный; среднекорový слой хорошо выдержан, маломощный (5–7 км); нижнекорový слой представлен образованиями умеренной плотности. В подкоровой части размещаются слои-линзы повышенной плотности (до 3,36 г/см³) с высококонтрастной мантийно-коровой границей (0,36–0,31 г/см³). В средней части Ковенского домена залегает подкорový тяжёлый слой также с повышенной радиальной контрастностью, который очевидно является детерминатором подковообразного регионального Ковенско-Верхнечунского корово-мантийного магмовода пермо-триасового возраста.

Рыбинский мегаблок изолирован от Ангаро-Ковинского и представлен только южной окраиной Иланского домена двухслойного диоритоидно-гранитофильного с диффузионной границей между слоями. Он погребён под рифейской Тасеевской синеклизой мощностью не менее 8 км. Мантийно-

коровая граница высококонтрастна (до $0,33 \text{ г/см}^3$) и характеризуется подкоровой мантией с убывающей на север пластовой скоростью ($8,34\text{--}8,1 \text{ км/с}$). Домен по ступенчатой флексуре, имеющей юго-западное падение с вертикальной амплитудой до 6 км, контактирует с Канско-Гутарским геоблоком. Погребённый региональный внутренний сброс обладает северо-восточным падением, но не нарушает положение рефлекторов профиля ГСЗ на глубинах свыше 20 км.

Осевой (Среднесибирский) геоблок представлен своими краевыми южными структурами, погребёнными мегаблоками Удско-Ангарским и Ангаро-Илимским. Удско-Ангарский мегаблок представляет собой связующее звено трёх геоблоков. Его отличительной чертой является трёхслойный характер слагающих его доменов, базальтоидный характер основности при умеренной гранитофильности (кроме Атагайского домена) с пониженной мощностью верхнекорového слоя. Толщина земной коры убывает от 44 до 39 км по мере утонения высокоскоростных слоёв к северу и югу. Все домены мегаблока относятся к инверсионному структурному типу, но являются разноуровневыми по их внутрислойной локализации. Среднескоростные слои сосредоточены в верхней коре Шумского и Атагайского доменов, а базальный низкоскоростной слой-линза в Ийском домене располагается под клином высокоскоростного нижнекорového слоя. В Ийском домене появляется верхнекоровая низкоскоростная линза ($6,15 \text{ км/с}$) с верхней радиальной границей контрастной ($0,20 \text{ км/с}$) в связи со сменой скоростных характеристик. Клиновидность слоёв-линз нижнекорového слоя определяется их выклиниванием к югу под всеми доменами мегаблока, что создаёт картину их козырькового залегания. Мощности слоёв во всех доменах равновелики, самый тонкий из них среднекоровый латерально содержит линзы разуплотнённого материала с верхнекоровыми характеристиками. Аномальный базальный слой нижней коры, имеющий значительную протяжённость (до 150 км), начинается в Шумском домене и продвинут к югу в сферу Канско-Гутарского геоблока почти до его границы с Большедербинской геоблокной зоной, что придаёт ему характер мантийного подслаивания. По уровням кремнекислотности верхнекоровый слой содержит максимальные значения ($70\text{--}77,5\% \text{ SiO}_2$). В Шумском и Атагайском доменах и в средней коре Ийского домена промежуточные значения характерны для тоналит-трондьемитовых ассоциаций и выявляются в верхней коре Ийского домена. По степени контрастности кремнекислотности Атагайский домен является наиболее дифференцированным ($70\text{--}25\% \text{ SiO}_2$). Нефтяной домен в области выклинивания мегаблока включает оболочечные слои: гармонизированный верхнекоровый ($2,61\text{--}2,74 \text{ г/см}^3$) и бесструктурный среднекоровый ($2,85 \text{ г/см}^3$). Подкоровая мантия средней плотности с повышенной контрастностью на границе с нижней корой опущена здесь по сбросу на 2–3 км.

Ангаро-Илимский мегаблок вписывается в Окино-Катангскую систему разломов и представлен на территории своим западным доменом, Видимским, экстраполируемым на юг от профиля ГСЗ до выхода на поверхность фундамента Сибирской платформы. Здесь он, глубинно-экзгумированный, представлен гетероформационной ассоциацией метаморфических

комплексов разного вида и возраста (от нижнего архея до позднего карелия). Этот домен относится к трёхслойному умеренно-гранитофильному типу базальтоидно-диоритоидной основности. По ряду особенностей намечается два субдомена: Западный – с инверсионной верхней корой, тождественной таковой Ийского домена, и Восточный – с гармонизированной верхней корой. Субдомены разделены по границе листрического типа. По этой границе утолщённый среднекорový слой, хорошо гармонизированный в обоих субдоменах, имеет радиальные переходы в своих слоях разного качества, от взаимопроникающего до контрастного (0,15 км/с). Ещё большие различия связаны со строением нижней коры. В Западном субдомене это однородная толстая линза с аномальными скоростями продольных волн, которая залегает на мантии на глубине 40,5 км, а в Восточном субдомене – это две линзы со стандартными скоростями, нижняя из которых грубо расслоена и формирует прогиб на поверхности Мохо (глубина 44 км). Восточная граница домена структурно клиновидная с повышенной контрастностью, обусловленной выклиниванием среднекорového слоя на глубинах 30–40 км. По-видимому, это структура сжатия.

Канско-Гутарский геоблок представлен преимущественно своей обнажённой частью в Восточно-Саянском мегаблоке, перекрытом на севере и северо-западе разновозрастными структурными ярусами Сибирской платформы. Аналогичные образования фиксируются фрагментарно и в Канском погребённом домене второго мегаблока – Ангаро-Канского. Домен является контрастным, двухслойным, гранитофильным, обладающим повышенной толщиной (до 46 км) у подножия флексуры по поверхности Мохо, начинающейся севернее под Иланским доменом. Латеральный переход к югу не изучен и коррелируется с другими структурами по выходам гранитоидов «саянского» типа. Домен подстилается высокоскоростной подкоровой мантией с радиальной контрастностью 0,44 г/см³. Нижнекорový слой низкоскоростной слабо дифференцирован по плотности и с умеренной контрастностью (0,13 г/см³) сменяется верхнекорovým высокоскоростным слоем.

Восточно-Саянский мегаблок представлен примыкающими к чехлу Сибирской платформы пятью тектоно-структурными пластинами, адекватными трём сейсмодоменам трёхслойным с переменными значениями гранитофильности и двум гравимагнитным доменам по уровню изученности. Пограничным является Присяянский домен – с низкой гранитофильностью (10–30%), с диоритоидно-базальтоидной основностью и корой умеренной толщины, благодаря флексурному переходу к утолщённой коре других доменов этого же мегаблока (41–45 км). Структура домена уравновешенная, упорядоченная с деформированным чехлом (до 5 км). Мощности средней и нижней коры примерно равновелики, радиальная контрастность неравномерная – последовательно сверху вниз 0,50:0,20:0,40 км/с. Нижнекорový слой содержит базальную пластину с аномальными характеристиками, под которой намечается излом поверхности Мохо. Радиальная контрастность, отмеченная ранее, указывает при расчёте кремнекислотности (по отношению V_p/V_s) на слабую дифференцированность разреза ($SiO_2 = 52,5–61\%$). Повышенная латеральная контрастность структур домена начинается между среднескоростным слоем и осадочным слоем на границе с Шумским

доменом и продолжается по подошве среднекорового слоя и границе нижней коры в Верхнебирюсинском домене. Глубинное строение верхней коры обладает отчётливой продольной зональностью, прослеженной в полосозуловой форме на 250 км вдоль всего домена, в которой противопоставляются по надфоновому содержанию такие элементы как торий и калий. Восточная половина домена является калиевой низкоториевой ($K = \text{до } +8$ стандартных единиц, $\text{Th} = \text{до } -9$), а западная часть относится к ториевой (калий = -6 , торий = $+5 \times 10^{-4} \%$). Причиной этого является, очевидно, неоднородность магматического источника и позднерифейского флюидогенеза с удалением на северо-восток от мощной тектоно-гранитоидной зоны эскумурированной в западной части домена.

Гравимагнитный домен Сублукский представляет собой одну из двух структур поперечной зональности той структурной единицы, которая в частицу погребённом состоянии в северо-западном фрагменте названа Присянским доменом. Здесь же в юго-восточной части этой единицы обнажены только карелиды. Поперечная зональность домена связана со сменой напряжённости геофизических полей, которая отражает меньшую контрастность и амплитудность Сублукского домена, что, по всей вероятности, связано с региональными особенностями карелид этого домена, так как аналогичные «бронирования» полей присущи обычно аномалийным полям, находящимся в погребённом состоянии. Степень дифференциации геофизических полей по их предельным ($N_{\text{п}}$) и средним ($N_{\text{с}}$) значениям составляют: $t_{\text{п}} = \text{от } -60 \text{ до } +40$ при $t_{\text{с}} = -(14-270)$ и $g_{\text{п}} = 70/100$ при $g_{\text{с}} = 100/140$. Глубина залегания поверхности Мохо 39–42 км. Повышенная контрастность зоны, примыкающей к Верхнебирюсинскому домену, отражается большой величиной отрицательной намагниченности. В целом геофизические поля домена слабо дифференцированы по своим локальным характеристикам. Самый крупный магнитоположительный объект выявлен в Нижнебарбитайском массиве гранитоидов.

Верхнебирюсинский домен по простиранию в северо-западном направлении в Ангаро-Канской части отражён утяжелённым полем силы тяжести, в то время как непосредственно в домене наблюдаются разуплотнения при сохранении фрагментов утяжелённых слоёв типа Малотагульского, что объясняется локальностью проявления фанерозойских активизационных процессов. Домен по сейсмоданным является умеренногранитофильным, диоритоидно-базальтоидным со сложной инверсионной структурой. Он располагается на склоне флексуры поверхности Мохо с западным падением, толщина коры возрастает здесь до 43 км с предполагаемым разрывом этой поверхности. Заключённый в коре аномальный базальный слой высокоскоростной ($V_{\text{p}} = 7,25 \text{ км/с}$) перекрывает к югу базальтовые линзы нормальных скоростей и с высокой контрастностью перекрывается низкоскоростным горизонтом «осадочного» типа. Последний обладает клиновидной формой с расширением на юг, сменяясь вверх по разрезу ещё более крупной клиновидной линзой, но уже высокоскоростной (6,9 км/с). Таким образом «нормальный» среднекоровый слой такой же клиновидной формы приобретает малую мощность и со значительной контрастностью (0,45 км/с) радиально сменяется верхнекоровым слоем. Колонка

кремнекислотности состоит из дискретных значений в диапазоне 46–70%, что приводит к появлению характеристик, аномальных для всего мегаблока, а именно – к колебанию предельных значений в 24% SiO₂, что подчёркивает рассмотренную ранее экстремальную контрастность тектонической неуровновешенности в нижней коре Канско-Гутарского геоблока. Это усугубляется тем, что в нижней коре базальный горизонт перекрывается аномальным по скоростным параметрам клином и приобретает поэтому инверсионный характер, а вариации отношений разнотипных обменных волн указывают, что базальный горизонт может являться латерально вторичным, возникшим за счёт разуплотнения верхних горизонтов нижней коры смежного домена, что приводит к повышенной степени его кремнекислотности (до 60%). Здесь лучше всего отразилась краевая надвиговая сутура Сибирской платформы.

Агульский домен трёхслойный гранитосодержащий с базальтоидно-диоритоидной основной слагает нижнесклоновую часть флексуры поверхности Мохо, по-видимому, с её разрывом. Перекрыт маломощным чехлом (≤ 2 км) осадочных вулканогенных отложений девона в составе глобального Чулымо-Иркутного вулканоплутонического пояса с Тагульско-Ийским аномально положительным по намагниченности звеном длиной в 250 км (до 22 нТл). В рамках этого звена Большебириусинский массив является аномальным по крайне низкому надфоновому содержанию калия (до –6 стандартных единиц). Структура домена упорядоченная, от высокоскоростного верхнекорового слоя до высокоскоростного нижнекорового слоя при наклонном положении рефлекторов средней коры, повторяющих уклоны северо-восточного направления, соответствующие таковым Верхнебириусинского домена. Таким образом, граница с последним является взаимопроникающей вплоть до мантии. Колонка кремнекислотности достигает контрастности, равной Верхнебириусинскому домену при диапазоне значений для отдельных распознаваемых горизонтов от 48 до 66,5% SiO₂. В пределах мегаблока в Агульском домене она максимальна (66,5% SiO₂) в верхнекоровом слое. Переход Агульского домена к Большедербинской межгеоблоковой зоне осуществляется по простиранию с разными соседними доменами – Верхнеканским на северо-западе и Покровским на юго-востоке. С Верхнеканским доменом граница горизонтов средней коры диффузионная, а в нижней коре – смешанного типа.

К юго-востоку от Агульского домена геофизические поля дают возможность их дифференциации. Так, Монкресовский гравимагнитный домен с неуровновешенной земной корой (высокоградиентная ступень, очевидно, разломная с падением на юго-запад) состоит из нескольких аномальных куполов со значениями полного горизонтального градиента гравитационного поля до 0,0065 мГал/м, образовавшихся при бифуркации от линейной Джуглымской градиентной ступени (амплитуда 20 мГал) на восток и юг. Восточная ветвь сокращает свою градиентность на 10 мГал со взаимопроникающими границами, в то время как южная при той же амплитудности является контрастной, прямолинейной. Восточное окончание домена располагается на участке долины р. Ия с резко дифференцированными гравитационными аномалиями предельных значений гравитационного поля от

–140 до –180 мГал. Аномальное магнитное поле соответствует характеру умеренно намагниченных сегментов Чулымо-Иркутного вулканоплутонического пояса. Локальные гравитационные аномалии коррелируются с мантийными магмоводами карелид. Особенности флюидопотоков домена устанавливаются по геохимическим аномалиям надфонового урана (до +5 у. е.), которые близки к аномалиям Присяянского домена, где они приурочены к протерозойским гранитоидам, находящимся в погребённом состоянии и в поперечном отношении к северо-западному простиранию генеральных структур.

Большедербинская межгеоблоковая зона характеризуется гравитационно-аномалийными полями низкой силы тяжести (менее –100 мГал) с диффузионным переходом на окраинах к полям с повышенной силой тяжести (до –60, –90 мГал) при умеренноконтрастном отрицательном аномальном магнитном поле, в котором магнитоактивность снижается в юго-восточной части зоны. Состоит из одного гравимагнитного домена (Покровского) и трёх сейсмодоменов относительно умеренно толстой КЗК (46–48 км), которые образуют симметричную дивергентную триаду, где центральное положение занимает Дербинский сейсмодомен.

Дербинский домен двухслойный ниже-среднекоровый базальтоидно-диоритоидный с утолщённым (до 24 км) нижнекоровым слоем, гравитационно и послонно дифференцированным в интервале значений пластовой скорости 6,95–7,25 км/с с большими значениями контрастности (до 0,45 г/см³) со смежным среднекоровым слоем. Характеризуется геохимической аномалией с низкими отношениями Th/U, которые коррелируются с особенностями раннепалеозойского магматизма. Среднекоровый слой радиально грубосимметричен. Низко-среднескоростной слой с инверсионным подслоем (толщина 5–10 км) низких пластовых скоростей, который располагается на глубинах 21–25 км и отражает сквозную структурную особенность двух смежных мелкомасштабных структур – рассматриваемой межгеоблоковой зоны байкало-каледонид и Хакасского мегаблока салаиро-каледонид. Обращает на себя внимание, что в смежном с севера Верхнеканском домене базальные горизонты средней коры слабо инверсированы до значений 0,10 км/с и не отражаются севернее в смежном Агульском домене.

Верхнеканский домен трёхслойный гранитосодержащий базальтоидно-диоритоидный при равных мощностях нижней коры с Дербинским доменом отличается гетерогенностью строения, главной особенностью которого является раскисление верхних горизонтов при отсутствии аномалийных. Верхнекоровый слой этого домена при умеренной латеральной контрастности (0,10 км/с) контактирует с верхней частью среднекорового домена Дербинского разреза. По общим значениям кремнекислотности в юго-западном направлении от Верхнеканского домена к Дербинскому и далее к Лысанскому происходит падение этого значения (в средних значениях от 19 до 14% SiO₂).

Лысанский домен трёхслойный, умеренно гранитофильный, базальтоидный с диоритоидами. Обладает повышенной мощностью земной коры (47–48 км) при пониженной мощности и монотонном сложении ниже-

корового слоя. Среднекоровый слой инверсирован на отмеченном ранее уровне этих геоблоков, а верхнекоровый слой, мощностью до 10 км, является резко контрастным во всех направлениях по отношению к соседним доменам, причём латеральная контрастность с Ольховским доменом выше таковой с Дербинским доменом (0,35 против 0,20 км/с). Внутренний среднекоровый рефлектор срезает границу аномального слоя низких скоростей и является сквозным с уклоном на северо-восток для обоих смежных доменов. Нижнекоровые слои здесь могут содержать производные коматитовых магм. Повышенная концентрация небольших выходов мантийных магмов этого домена не отражается в его структурных особенностях, что позволяет считать их либо бескорневыми, либо конвергентно метаморфизованными до уровня вмещающей среды.

Лысанский домен, картируясь как структура деформационного скупивания слайдового типа древних и послекембрийских тектонических пластин, в том числе экстугмированных и секторно насыщенных мантийными плутонами, отражает фронт раннепалеозойского сжатия.

Степень дифференциации доменов этой зоны по их кремнекислотности примерно одинакова (разброс значений 15–19% SiO₂), однако её распределение подчиняется местным условиям. Так, в верхнекоровом слое «раскисление» Лысанского домена (68,5% SiO₂) является магмо-структурно-тектоническим малоглубинным, а в Верхнеканском домене магмо-метаморфическим среднеглубинным по зеленокаменному субстрату (SiO₂ = 59%). В буферном Агульском домене этого слоя определяющим является размещение мест кристаллизации гранитоидной магмы из мантийно-корового источника, находящегося в низах коры. Субокеанический характер нижней коры Дербинского домена (SiO₂ = 39–49%) в латеральном направлении и даже внутри слоя испытывает раскисление в связи с формированием смешанных по происхождению мантийно-коровых источников расплава, которые создают иногда инверсионные ниши.

Структурно-симметричным к Лысанскому домену в северном обрамлении Дербинского домена является гравимагнитный Покровский домен. Он располагается в гравимагнитных полях, тесно слитых с полями Агульского домена благодаря высокой интенсивности средне-верхнепалеозойских магнитных аномальных полей, которые существенно трансформируют остаточные поля рифеид и каледонид этого домена. Покровский домен располагается в наиболее утолщённой части Большедербинской зоны и чётко выделяется по глубинному строению, как оно отражено при расчёте модуля полного горизонтального градиента гравитационного поля, который выделяет здесь чёткую узкую линейную структуру северо-западного простирания со значениями модуля 0,0005–0,024 мГал в ядерной части при фоне в 0,002 мГал. Модель полного горизонтального градиента магнитного поля менее контрастна, по ней Агульско-Покровский переход происходит при слабом колебании фона в 0,035 нТл/м с цепочкой локальных аномалий, достигающих значений в 0,45 нТл/м. По обеим трансформациям устанавливается североориентированный уклон поверхности магнитоактивного слоя.

Хакасский геоблок салаиро-каледонид гранитоидно-дефицитный (10–30%) повышенной мощности и представлен одним трёхслойным

Ольховским доменом с диоритоидно-базальтоидной основностью. Домен является краевым в мегаблоке и характеризуется сходным с Лысанским доменом структурно-сейсмическим строением инверсированного среднecорového cлоя. Верхняя часть коры высокоскоростная ($V_p = 6,6-6,65$ км/с) с уклоном в северо-восточном направлении. В транспозиции домена происходит смена скоростных параметров соседствующих горизонтов на глубинах 32–40 км. По-видимому, с такой трансформацией связано как малоамплитудное поднятие поверхности Мохо, которое является также единственным в структуре Хакасского мегаблока, так и рассматриваемое утолщение нижнекорového cлоя в зоне стыка Ольховского домена с Сисимо-Казырским. Появление такого утолщения, по-видимому, оправдано его реликтовым характером после латеральной перестройки протолита в соседнем Лысанском домене до состояния трансформированного горизонта.

Существенную роль в Ольховском домене играет крупноплутоническое проявление габбро-тоналит-плагиогранитовой ассоциации салаирид сильно фракционированной умеренно глубинной из источника эоклитокорового низкотермобарического ($Zr \leq 170$, $Yb = 16-24$, $Y = 15-23$ ppm). Это результат начальной стадии наступающей коллизии, достигнувшей максимума в ордовике, с появлением в смежной Большедербинской зоне, ослабленной среднерифейской сутурой, иных, корово-мантийных очагов расплавления, сопровождаемых тоналит-плагиогранитовыми ассоциациями адакитовых магм высокотермобарических ($Zr \geq 200$, $Yb = 0,7-0,3$, $Y = 9-4,4$ ppm), которые латерально-фронтально преобразовались в очаги граносиенитовых магм Агульского домена.

Западно-Сибирский геоблок отражает особенности положительно намагниченной толстой земной коры (до 52 км) с разломными границами, которые отражены неравнозначными градиентами физических полей, из которых магнитные более всего соответствуют геологически наблюдаемым структурам, так как гравиметрические требуют системного анализа для вычленения из них геологически невыразительных мезозойско-кайнозойских структур. В показателях глубинности поверхности Мохо земная кора мегаблока утоняется в следующих диапазонах значений соседствующих доменов: для Большедербинской зоны – от 45 до 60 км, для Большесаянского геоблока – от 40 до 45 км, для Канско-Гутарского геоблока – от 38 до 50 км.

Рассматриваемый геоблок представлен на территории одним Бийхемским мегаблоком в составе трёх доменов – Хамсаринского, Улугбашского и Хойтоокинского. Хамсаринский домен максимальной мощности представляют мелкочаеисто-полосчатые геофизические аномалийные зоны с многочисленными кольцевыми аномалиями. Полосчатость крупнодуговая с поворотом юго-восточных структур на северо-восточные. Контролирующие её образования являются послепозднепалеозойскими, так как крупнодуговые вулканоплутонические структурные парагенезисы диаметром до 150 км отражаются в этой кривизне. Аномалийный фон магнитному полю придают раннепалеозойские гранитоиды, формирующие три батолитоподобных ареала – Дототский, Кижихемский и Кадыросский. Наиболее крупные ячейки общей структуры домена, такие как Верхнехамсаринская, отличаются

слабой намагниченностью. Локальные положительные аномалии магнитного поля имеют интенсивность в среднем $+500$ нТл. Максимальная концентрация высокомагнитных дуг (до 12×10^2 нТл) приурочена к Оюктар-Хольской структуре среди господствующего поля Кижихемских гранитоидов. Северная и южные границы домена хорошо отражены в линейных аномалиях с отрицательной намагниченностью. При этом умеренная контрастность характеризует северную границу домена с Большедербинской зоной и Хакасским геоблоком, а значительно более контрастная южная – с Азасской зоной левостороннего сбросо-сдвига северо-восточного простирания, с которой сопряжены с северной стороны частные разломы дуговой системы. По этому разлому проходит граница с Улугбашским доменом, в котором слабомагнитными образованиями приразломного пространства являются гнейсовые эксгумиты. В магнитном поле домен содержит неравномерно распределённые локальные аномалии умеренной интенсивности положительных значений при среднем фоне около 300 нТл. Слабо в магнитном поле, но ярче в гравитационном обозначается поперечная зональность в структуре домена, которая определяется пониженным фоном намагниченности и силы тяжести в западной половине, где фиксируется крупная интрузия гранитоидов. Восточная часть характеризуется повышенной концентрацией локальных положительных аномалий магнитного поля, выявленных при использовании модуля полного горизонтального градиента гравитационного поля (до $0,006$ мГал/м). При этом пространственная сопоставимость знака равновеликих аномалий не превышает половины их общего количества, что позволяет говорить об их разных возрастах.

Хойтоокинский домен представляет собой структурно клиновидное завершение Хамсаринского домена, от которого он отличается высокой концентрацией иногда довольно крупных (длиной до 50 км) положительно намагнитченных аномалий (до 3000 нТл), пространственно приуроченных к утяжелённым объектам локального типа, формирующим зигзагообразную структуру. Аномалийные поля слабо асимметричны, их максимальная контрастность обращена в сторону Утхумского разлома. На границе Хойтоокинского домена со стороны примыкающего Сублукского домена располагается значительное по амплитудности отрицательное аномалийное поле северо-западной ориентировки (до $-6,5 \times 10^2$ нТл). Столь значительная контрастность, по всей вероятности, связана с обрушением поверхности Мохо при схождении разломов Бирюсинского мегаблока с краевыми разломами Западно-Саянского мегаблока. Предполагаемая амплитудность формально достигает 10 км, что, скорее всего, не характеризует истинную величину её вертикального вектора. Геоблок сложен преимущественно образованиями, в ретроспективном плане представляющими раннекембрийскую островодужную систему окраинного моря среди байкалид на разрушенном микроконтиненте.

Большесаянский геоблок охватывает юго-восточный угол территории, соприкасаясь с соседними структурами по разломам с одной стороны с Сублукским доменом, а с другой стороны – с Улугбашским и Хойтоокинским. Учитывая удовлетворительную прослеженность Азасского разлома на северо-восток через бассейн Сенцы до р. Урдо-Ока, можно чётко

ограничить гравимагнитный облик геоблока как крупноячеисто-пятнистый со значениями глубин поверхности Мохо на уровне 40–44 км. Аномальное магнитное поле в среднем нейтральное, локальные рассредоточенные положительны́е аномалии обладают, как правило, умеренными значениями интенсивности магнитного поля, поэтому в мегаблоке выделяется один Окинский мегаблок с тремя гравимагнитными доменами, глубинное строение которых по существу геофизическим признакам расшифровывается с трудом по причине кайнозойского омоложения, в то время как районирование геофизических полей с учётом их геологической природы представляется более надёжным.

Дунжугурский домен состоит из цепочки экстремально положительных магнитных аномалий (до 22×10^2 нТл), резко контрастных к стандартному магнитному полю и неравнозначно атрибутированных с локальными гравитационными аномалиями. Аномалийные объекты ориентированы по выходам офиолитов, нейтральная площадная аномалия определяется архейским эксгумитом, что в совокупности позволяет относить этот домен к сутурному типу конвергентных зон Земли. Два остальных домена – Тиссенский и Урикский при господствующем нейтральном поле отделяются по однозначной концентрации локальных магнитных и гравимагнитных аномалий в Урикском домене, в то время как в Тиссенском, западнее р. Ока, они почти не представлены. Таким образом, особенности Урикского домена заключаются в исключительной приуроченности к нему выходов тылового звена Чулымо-Иркутского вулcano-плутонического комплекса, который представлен преимущественно монзонит-гранодиоритовыми ассоциациями.

НЕОТЕКТОНИКА*

Главнейшим показателем неотектонических карт (схем) является отображение общей или стадийной амплитуды тектонических движений новейшего времени (неотектоническая стадия позднемезозойско-кайнозойского этапа) развития земной коры. Инициальным явлением этой стадии, чаще всего, считается эвстатическое повышение океана в конце мела на 350 м выше современного уровня и формирование в Северной Азии трансрегионального пенеплена.

Опорными элементами неотектонических картографических материалов являются внутриматериковые местные базисные реперы с показом высот конкретных структурных типов в отметках от современного уровня океана. Амплитуда деформаций, как расчётный ретроспективный инструмент, не картографируется, но поддерживается дополнениями в виде схем гипсокорреляции структурных блоков и орографических профилей (рис. 9). Обозначается суммарный эффект тектонических движений ввиду ограниченности возрастных реперов поверхности выравнивания. В связи с этим подобные схемы (карты) являются по существу структурными. Для них основными показателями служат базисные и вершинные поверхнос-

*Текст Е. П. Миронюка; схему (рис. 8) составили Е. П. Миронюк, А. О. Плеханов, А. Н. Тимашков (ВСЕГЕИ).

ти, а также структурные блоки. Авторская типизация выделенных структур приводится в смысловой форме условных обозначений. Обязательный вспомогательный картографический материал представлен частными признаками тех или других современных процессов, выявленных и измеренных на конкретной территории, которые приводятся по факту их обнаружения в первоисточниках.

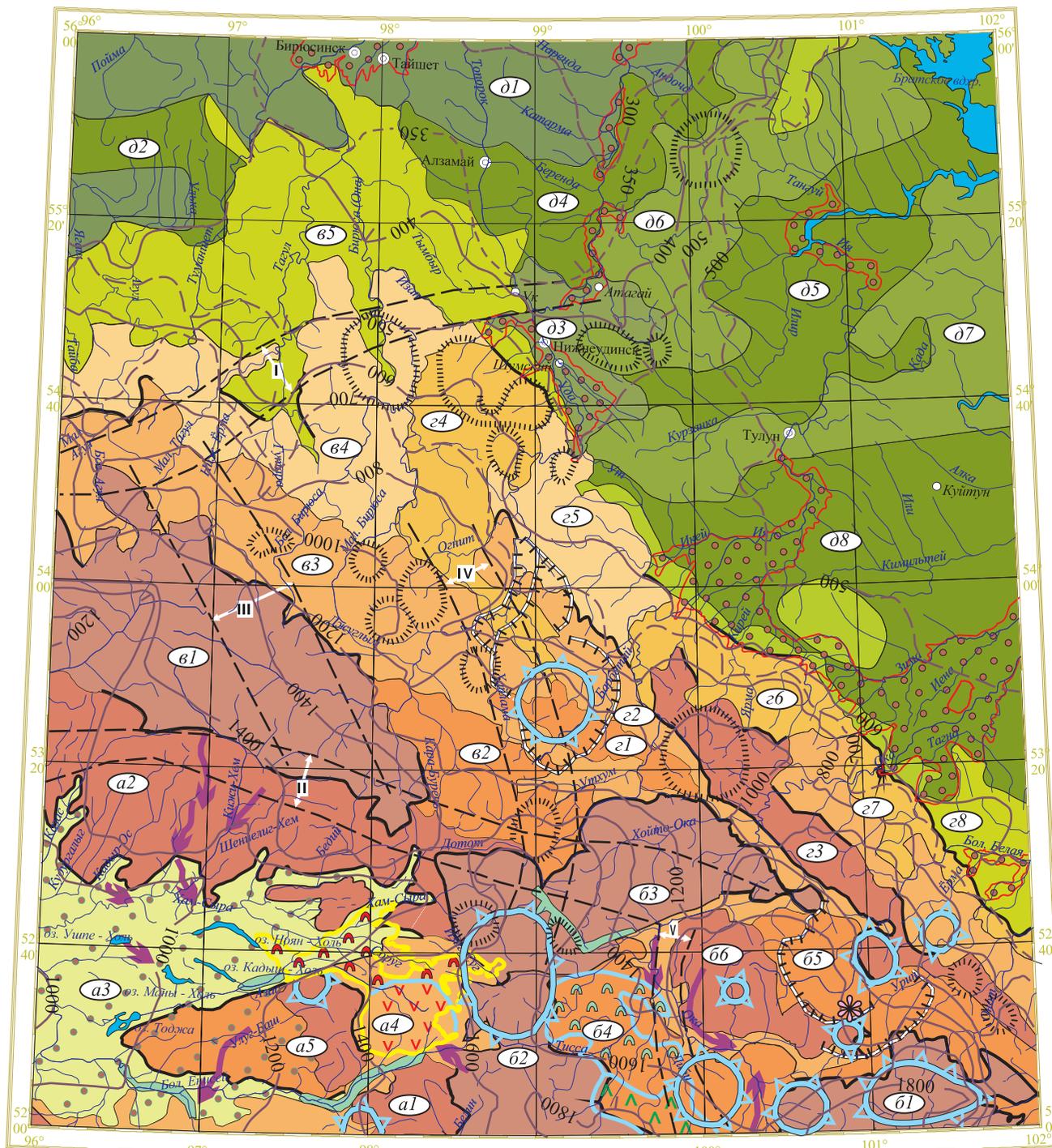
Таким образом, неотектонические карты (схемы) раскрывают тектоно-геофизическую ситуацию естественных поднятий суши и этим ликвидируется брешь в полноте описания геологического пространства, ориентированного на картографирование только бассейнов и магматических образований.

Площадь листа N-47 охватывает водораздельную территорию истоков Енисея и Ангары, где обнажается крупный фрагмент Алтае-Саянской сводово-глыбовой области (СГО), которая примыкает на юге к Байкальской рифтовой области, а на севере – к Енисейско-Байкальской плитно-сводовой области (ПСО). Промежуточным элементом является Восточно-Саянская сводово-глыбовая система (СГС), интерпретируемая как сдвиговая транс-прессивная.

Сводовая часть базисной поверхности в Истокоенисейском поднятии находится на высотах, превышающих +1800 м, и лимитируется для структур Енисейского бассейна уровнем +800 м, а для структур Ангарского бассейна – уровнем +300 м. Вершинная поверхность, главным образом блоковая, и разделяет по уровню +1000 м всю территорию на две половины с локализацией высокоамплитудных структурных блоков (до +3200 м) в южной части территории. Ввиду малой мощности кайнозойских отложений, перекрывающих поверхности выравнивания, их присутствие не меняет высотные уровни выделенных структурных блоков. Внеблоковые поверхности представлены вулканогенами в виде вулканических гор и разновысотных вулканических плато, которые относятся к двум категориям структур: переуглублённых (довулканическая поверхность на глубине около 500 м от поверхности рельефа), или скульптурных – на цоколе высотой до 400 м. Возраст довулканических поверхностей различный – для переуглублённых – раннеплиоценовые, для скульптурных – палеогеновые. Мелкие формы представлены вулканическими грабен-долинами и склоновыми потоками на поднятых структурных блоках.

Структурные блоки Алтае-Саянской СГО группируются в две системы. Вулкано-глыбовая система, сейсмогенная, располагается южнее $53^{\circ}20'$ с. ш., а сводово-глыбовая – севернее её. Вулкано-глыбовая система, помимо высокоподнятых структурных блоков, содержит в своей структуре крупные вулканогены и котловинные впадины с амплитудой опускания по сравнению с бортами до 2000 м.

Енисейско-Байкальская ПСО резко контрастна по типу структур. Так, Приангарская система по всем показателям является нижнесклоновым крупным реликтом (уровень менее +500 м) палеоген-неогенового свода, который постепенно повышает свою высоту через ряд тектонических ступеней до осевых структур Канско-Саянской подсистемы Восточно-Саянской СГС (до высоты 300 м). Ангарская мелкосводовая система (с высотами



Гипсометрическая шкала вершинной поверхности

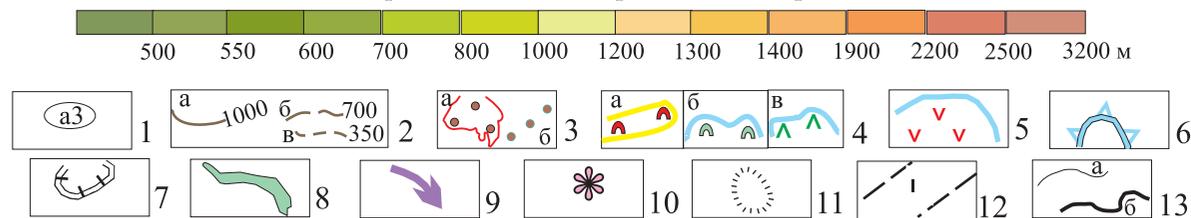


Рис. 8. Схема неотектоники листа N-47

1 – неотектонические подразделения по приведенному списку (см. ниже); 2 – изолинии базисной поверхности тектонического рельефа: а – основные, б – дополнительные (через 100 м), в – дополнительные (через 50 м); 3 – зоны седиментогенеза: а – покровного сплошного, б – межсопочного; **магматические структуры (4–10)**: 4 – вулканическое плато: а – углубленное (N–Q), скульптурное: б – (P–N), в – (P); 5 – вулканические горы (N–Q); б – кольцевые магматоглыбовые структуры; 7 – вулканотектонические деструктивные структуры; 8 – вулканические грабен-долины; 9 – векторы движения лавовых потоков; 10 – дайки пикритоидов; 11 – кольцевые тектонические структуры; 12 – зоны слабой и умеренной сейсмичности (с магнитудой до 4,0) и их наименования (I – Малотагульская, II – Дототская, III – Удская, IV – Хайламинская, V – Дибинская), 13 – границы структур: а – малоамплитудные, б – высокоамплитудные.

СПИСОК ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Алтае-Саянская сводово-глыбовая область

Вулкано-глыбовая система

Бийхемская подсистема

Краевые горсты: а1 – Обручевский, а2 – Бедийский, а5 – срединный горст Улугбашский. Тоджинская котловина: а3 – впадина Азасская, а4 – вулканоген Сорогский.

Большесаянская подсистема

Осевые дивергентные горсты: б1 – Китойский, б2 – Сархойский, б3 – Кропоткинский. Окинская котловина: б4 – вулканоген Тиссенский, б5 – котловинная впадина Окско-Урикская, б – срединный горст Сорокский.

Восточно-Саянская сводово-глыбовая система

Канско-Саянская подсистема

Осевые дивергентные горсты: в1 – Вехнеудинский, в2 – краевой Карабуренский. Верхнебирюсинские склоносводовые ступени: в3 – верхняя, в4 – средняя, в5 – нижняя. Верхнебирюсинские склоносводовые ступени: в3 – верхняя, в4 – средняя, в5 – нижняя.

Иркутско-Саянская конвергентная транспрессивная клавишно-блоковая подсистема

Верхнегорстовые ступени: г1 – Хайламинская, г2 – Булгутуйская, г3 – Тагнинская, г8 – подгорная ступень Голуметская.

Енисейско-Байкальская плитно-сводовая область

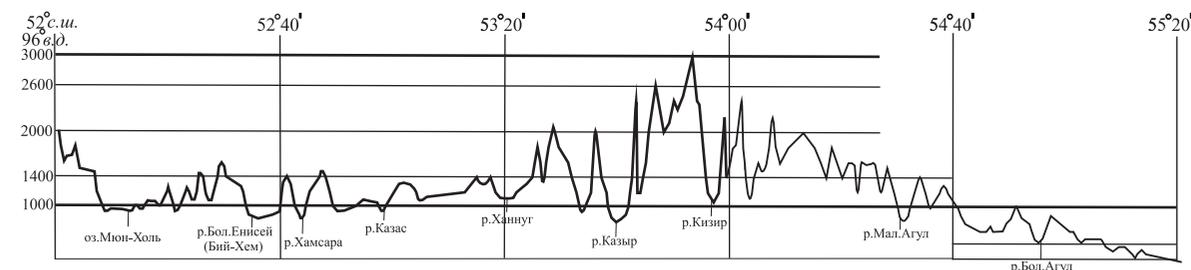
Приангарская система

д1 – равнина Тайшетская, д2 – вал Верхнепойменский.

Ангарская мелкосводовая система

д3 – впадина Удская, д4 – склоновая ступень Алзамайская, д5 – межсводовое погружение Илирское, д6 – сводовое поднятие Братское, д7 – вал Тулунский, д8 – предгорное погружение Зиминское.

Меридиональный орографический профиль (96° в.д.)



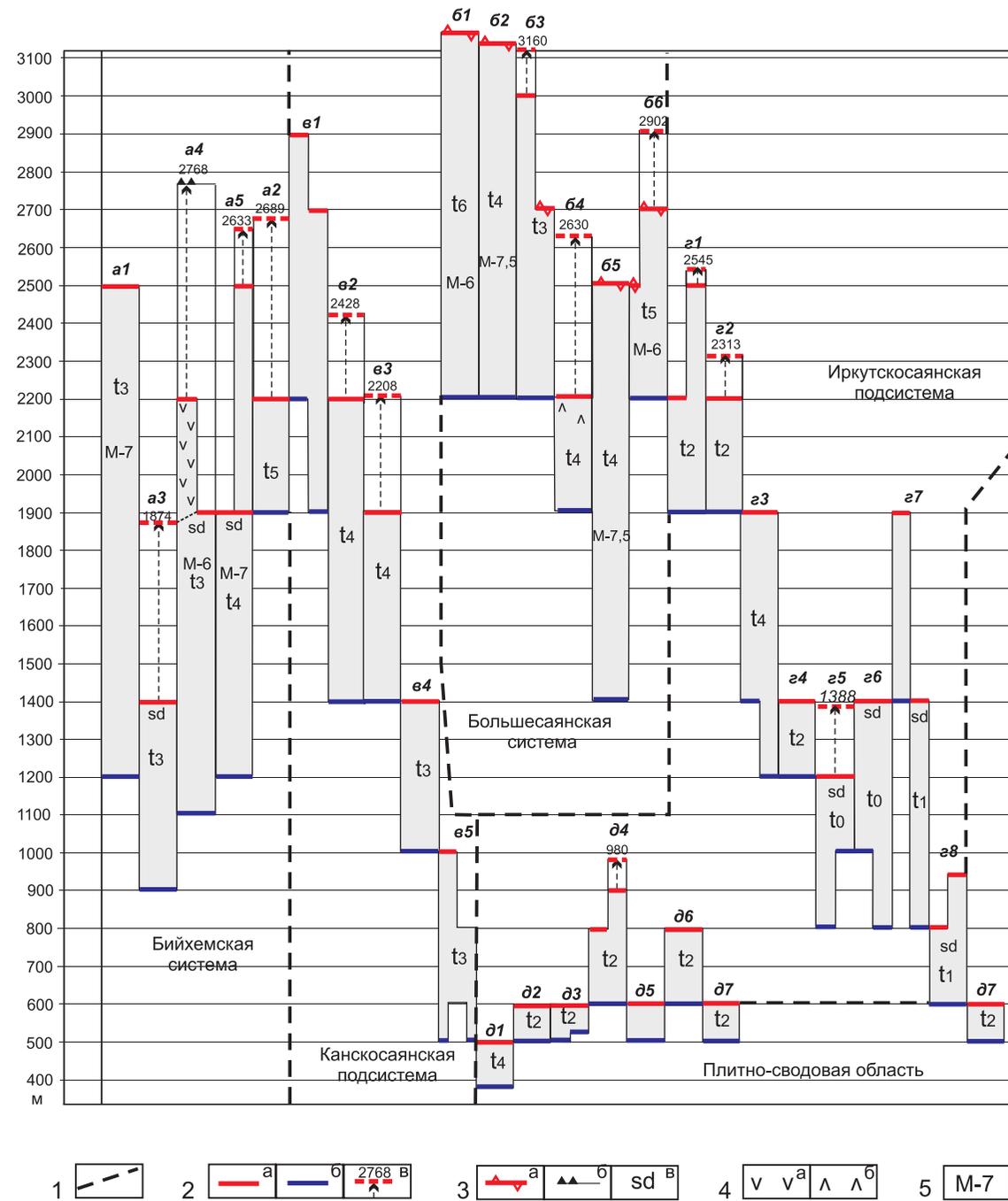


Рис. 9. Схема гипсокорреляции структурных блоков и неотектонических подразделений по листу N-47

Структурные блоки: 1 – разделы главных неотектонических подразделений; *a1* – индексы из списка неотектонических подразделений; 2 – границы блоков: *a* – подошвы, *b* – кровли, *v* – отдельных или изолированных вершин с указанием их высот (м); 3 – особые признаки границ: *a* – с вулканическими потоками, *b* – с магмоводами, *v* – с маломощным седиментационным чехлом; 4 – вулканические образования: *a* – горы (N_2-Q); *b* – плато (P_2-N). Активные тектонические признаки. 5 – сейсмогенные блоки с указанием магнитуды максимальных землетрясений; *b* – аномалий-нотепловые блоки (mBt/m^2) разной интенсивности в принятой градации: t_0 – отсутствует; t_1 – 0–10; t_2 – 10–20; t_3 – 20–30; t_4 – 30–50; t_5 – до 100.

от +1000 до +600 м), по-видимому, имеет сдвиговую границу с Иркутско-Саянской подсистемой клавишно-блокового строения с общей ундуляцией структурных блоков на северо-запад. Аномалии теплового потока распределены неоднозначно по территории. Полная корреляция высокотемпературного, сейсмического и вулканического полей вулкано-глыбовой системы однозначно свидетельствует о глубокой перестройке докайнозойского геофизического состояния земной коры. В то же время, севернее этой системы тепловые потоки, как и локальные сейсмогенные зоны, скорее автономны, чем взаимосвязаны.

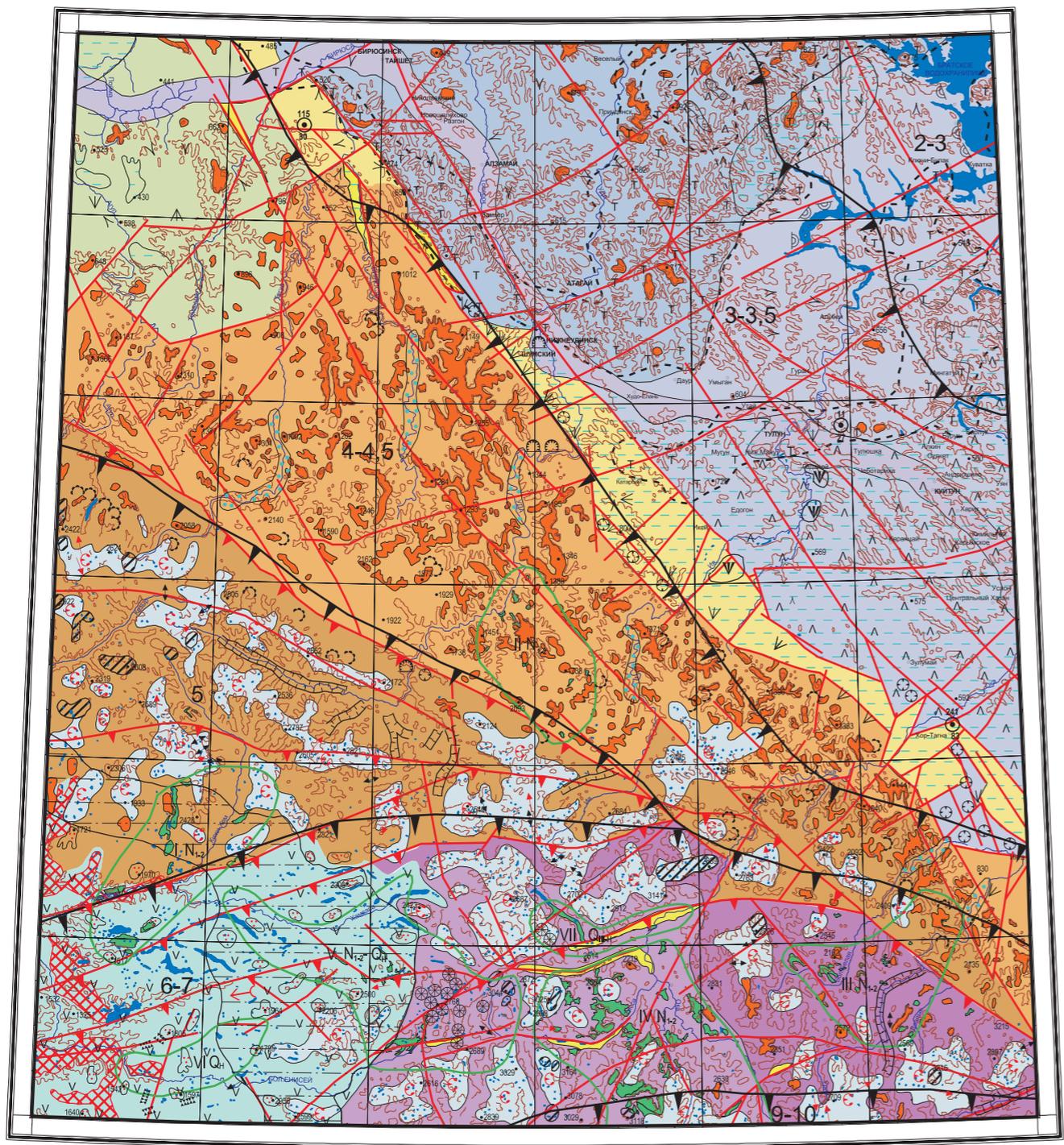
Вспомогательными элементами схемы являются кольцевые структуры тектонические и магмато-глыбовые. Последние вместе с дайковыми полями формируют тоже близкие к кольцевым вулкано-тектонические деструктивные элементы доквартерного возраста.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах территории листа N-47 выделяются две крупные морфоструктуры – юго-западный выступ Сибирской платформы и Саяно-Байкальское сводовое поднятие, представленное своей максимально-поднятой частью – хребтом Восточный Саян (рис. 10). По площади последняя занимает 2/3 территории. Морфоструктурные подразделения очень четко различаются между собой по типам рельефа, преобладающим факторам и процессам формирования. Особо значимо это проявляется в разнице степени кайнозойского тектогенеза, обусловившего создание резко контрастного глубоко эродированного рельефа Восточного Саяна и полого-холмисто-увалистого – менее мобильной морфоструктуры Сибирской платформы. Геоморфологическая граница между морфоструктурами Восточного Саяна и Сибирской платформы прослеживается по зонам северо-западных Присяянского и Тымбырского разломов. От юго-восточной рамки листа до Марской впадины (330 км) граница представляет собой систему сбросовых разноамплитудных уступов, которые прослеживаются непрерывной полосой, в целом наследуя контуры мезозойской Иркутско-Черемховской впадины. Зонами северо-восточных разломов уступы расчленены в кайнозое на малые впадины и внутривпадинные перемычки. К северо-западу (140 км) в пределах горной перемычки кайнозойские рифтогенные приразломные впадины распространены четковидно. Приурочены они в основном к разрывным нарушениям Тымбырского разлома. Плоскости смещения 60–80° до близвертикальных, ориентированы на юго-запад. Северо-западные и юго-восточные границы впадин прослеживаются по северо-восточным разломам (Тымбырская, Бирюсинская, Туманшетская).

В основу геоморфологического районирования территории положена роль новейшей тектоники, как главного и основного фактора формирования и становления современного рельефа. Вместе с тем, для Сибирской платформы, морфоструктуры менее мобильной, учитываются, в первую очередь, структурно-литологические, литологические факторы и их модификации в свете новейших подвижек. Для Восточного Саяна новейшая тектоника рассматривается как основной фактор, регулирующий процессы денудации и аккумуляции. Особенно это проявлено в южной части территории хребта, где наблюдаются процессы разрастания БРС (Байкальской рифтовой системы) к западу и юго-западу от Тункинского рифта, молодой вулканизм.

Современный рельеф территории листа сформирован на базе мел-палеогеновой выровненной поверхности в процессе «медленного рифтинга» в



Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 10. Геоморфологическая схема

**Выработанный рельеф
Сибирская платформа**

I

а) б) I. Структурно-денудационный рельеф, созданный комплексной денудацией, речной эрозией (N-Q)
а) зоны унаследованных опусканий, созданные совместной деятельностью рек и озер (N-Q)
б) зоны умеренных поднятий, созданные комплексной денудацией и деятельностью рек (N-Q)

II

а) б) II. Тектонический рельеф южного, юго-западного склона Восточно-Саянского сводового поднятия
II. Тектонический рельеф южного, юго-западного склона Восточно-Саяна созданный разрывными дислокациями, разрастающейся к западу, Байкальской рифтовой системы (БРС). Крутые прямолинейные склоны, гребневидные, водоразделы.
а) интенсивно расчленен ледниковой экзарацией, речной эрозией
б) высокогорные плосковершинные платобазальты с крутыми часто обрывистыми склонами. Уклон поверхностей водоразделов к югу, юго-западу.

III

а) б) в) III. Денудационно-тектонический рельеф осевой части и северо-восточного склона Восточного Саяна
а) рельеф экзарационно-денудационный, созданный совместной деятельностью комплексной денудации, ледниковой экзарации, речной эрозии (N-Q)
б) рельеф экзарационно-денудационный, созданный комплексной денудацией, речной эрозией (N-Q)
в) денудационный рельеф переходной зоны сочленения Енисейского и Восточно-Саянского поднятий, созданный комплексной денудацией с преобладанием речной эрозии (N-Q)

Области аккумуляции

Аккумулятивно-тектонический рельеф неоплейстоцен-голоценовых приразломных впадин северо-восточного простирания Предсаянского кайнозойского прогиба (Q_{III-n})

Аккумулятивно-тектонический рельеф рифтогенных малых приразломных впадин (N-Q)

Аккумулятивный, экзарационно-аккумулятивный рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией, водно-ледниковыми потоками (озерно-ледниковые равнины, озы, камы, зандровые поля, конечные морены) (Q_{II-Q_{III-n}})

Аккумулятивный, эрозивно-аккумулятивный рельеф, созданный совместной деятельностью рек и озер
а) зон унаследованных опусканий — озерные, озерно-аллювиальные равнины, пролювиальные-аллювиальные шлейфы (N-Q)
б) зон умеренных поднятий — водораздельные галечники, реликты неогеновой гидросети (N-Q)

Эрозивно-аккумулятивный плосковершинный рельеф трапловых плато, созданный комплексной денудацией (литоморфной препарировкой и речной эрозией) (N-Q)

Техногенный рельеф, созданный руками человека (карьеры, разрезы, дорожные выемки, наносы, дамбы, терриконы, отвалы). Места проведения геологоразведочных работ и добычных работ, населенные пункты, промышленные предприятия (Q_n)

Формы и элементы рельефа

Площади группового развития термаркарста, бугров пучения, суффузии, заболочивания

Болота торфяные (до 4 м)

Реликты поверхностей выравнивания (P-N)

Участки площадного развития экзарационных ледниковых форм (кары, карлиги, цирки, трог, ригели, нивальные кары) (Q_{n-n})

Центры развития современных ледников (Q_n)

Площади стояния мертвых льдов

Вулканические поля (I – номер поля, N₁₋₂ – возраст излияния): I – Кадыросс-Кижихемское N₁₋₂; II – Удинское – N₁₋₂; III – Урикское – N₁₋₂; IV – Вехнекиинское – N₁₋₂; V – Восточно-Тувинское – N_{1-Q_n}; N_{1-Q_n}; VI – Бий-Хемское долинное – Q_n; VI – Жомболокское долинное – Q_{n-n}

Скопление эрратических валунов на водоразделах

Рельеф краевых ледниково-аккумулятивных образований ледников (озы, камы, зандровые поля, слившиеся воедино, конечно-моренные валы)

Ущелья, выработанные талыми ледниковыми водами

Троги

Ригель – водопад, выработанный по тектонической зоне

Сквозные долины, переметные глетчеры

Направление движения ледников

Реликты неогеновой гидросети (N₂)

Водораздельные галечники (N₂)

Контурные погребенных неогеновых долин (N-Q₁)

Антецедентные долины

Карстовые пещеры

Карстовые воронки групповые

Скважины а) номер скважин, б) глубина

Оползни

Конусы выноса

Лестницы нагорных террас

Овраги групповые

Наледи и направление стока талых ледниковых вод

Потухшие вулканы групповые (Q_{III-Q_n})

Районирование территории по балльности землетрясений
а) направление увеличения балльности
б) балльность землетрясения

Рельефоопределяющие тектонические зоны разломов новейшей активизации (N-Q) установленные, а) направление падения плоскости смещения

Геоморфологические границы а) морфологических разновидностей рельефа

Геоморфологическое районирование
1: 10 000 000

Геоморфологическая провинция Сибирская платформа

Геоморфологическая область провинции Южной Сибири (Восточный Саян)

Геоморфологическая граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальского сводового поднятия

I Структурно-денудационный рельеф на горизонтально залегающих породах С-J

II Тектонический рельеф зап.-юго-зап. флангов Байкальской рифтовой системы на сложноразложенных седонно-метаморфических, магматических породах AR-PZ

III Денудационно-тектонический рельеф на осадочно-метаморфических, магматических породах AR-PZ

олигоцен–миocene и «быстрого рифтинга» в плиоцене–эоплейстоцене [3]. Амплитуды поднятий в плиоцене в горном обрамлении составили 2500 м, на платформе – 200–300 м. В этой связи возраст современного рельефа принимается нами как неоген-четвертичный, т. е. с момента «быстрого рифтинга» до настоящего времени.

Исходя из сказанного, в пределах исследуемой территории, выделен выработанный рельеф областей денудации и аккумуляции, для которых характерны следующие генетические типы рельефа.

Области денудации на Сибирской платформе представляет *структурно-денудационный рельеф*, созданный комплексной денудацией и речной эрозией (N, Q); на Восточно-Саянском сводовом поднятии – *тектонический рельеф* западных, юго-западных флангов БРС (Байкальской рифтовой системы), созданный разрывными дислокациями, комплексной денудацией, и *денудационно-тектонический рельеф* осевой части и северо-восточного склона Восточного Саяна.

Области аккумуляции представляют *аккумулятивно-тектонический рельеф* неоплейстоцен-голоценовых приразломных впадин северо-восточного простирания Предсаянского кайнозойского прогиба (Q_{III-H}); *аккумулятивно-тектонический рельеф* рифтогенных малых приразломных впадин; *аккумулятивный, аккумулятивно-экзарационный рельеф*, созданный ледниковой аккумуляцией, водно-ледниковыми потоками (озерно-ледниковые равнины, озы, камы, зандровые поля, конечные морены и др.) (Q_{II}–Q_{III-H}); *аккумулятивный, эрозионно-аккумулятивный рельеф*, созданный совместной деятельностью рек и озер; *эрозионно-аккумулятивный плосковершинный рельеф* трапповых плато, созданный комплексной денудацией литоморфной препарировкой траппов и речной эрозией (N–Q); *техногенный рельеф*, созданный руками человека (железные и автомобильные дороги, карьеры, отвалы, места проведения геологоразведочных и добычных работ, населенные пункты и промышленные предприятия (Q).

Сибирская платформа – морфоструктура первого порядка – представлена своим юго-западным выступом, сочленяющимся с Восточно-Саянским сводовым поднятием по зоне Предсаянского кайнозойского прогиба.

Современный структурный план платформы несет следы явной унаследованности от древних структур осадочного чехла. Так, довольно четко просматривается граница между Ангаро-Окинским прогибом и Бирюса-Удинским поднятием. Разделены они между собой новейшим Тангуй-Чукшинским валообразным поднятием [381], вытянутым в северо-восточном направлении и осложненным в свою очередь серией локальных поднятий и прогибов (Тангуйское поднятие, Бадинский прогиб). Северо-западный склон, обращенный к Долгомостовской впадине – крутой, к Ангаро-Окинскому прогибу – пологий. Амплитуды поднятий 150–300 м. Поднятия обусловили разрыв и перемещение древней неогеновой гидросети, радиальное расположение притоков Уды, глубокий врез, V-образные долины, ступенчатые прямолинейные продольные профили по зонам разломов северо-западного склона и ящикообразные с комплексом аккумулятивных террас, пологим продольным профилем притоков Ии на юго-восточном склоне.

О новейшей активизации процессов рельефообразования Сибирской платформы свидетельствуют (с юго-запада на северо-восток) ряд полого-поднимающихся тектонических ступеней, ограниченных зонами разломов северо-западных направлений. Северо-восточные разломы играют моделирующую роль, расчленяя ступени на ромбовидные, треугольные блоки с различными амплитудами поднятий. Субмеридиональные зоны разломов контролируют направление приуроченных к ним крупных долин (реки Топорок, Уда, Катарма, Баероновка и др.). В современном рельефе новейшая активизация выражена макроформами. Это – разновысотные ступени реликтов мел-палеогеновых, неогеновых, плейстоценовых поверхностей выравнивания, глубина расчленения которых колеблется от 100 до 25 м; тела траппов, смещенные по вертикали от первых десятков до 100 м; разрыв и смещение террасовых уровней, деформация продольного профиля рек; расположение фрагментов древней гидросети на различных гипсометрических уровнях; встречные падения тальвегов, ступенчатый продольный профиль, иногда с водопадами, высотой до 30 м, рек, проникающих в пределы водораздельных пространств.

Геологический субстрат площади представлен субгоризонтально залегающими осадочными породами юры (песчаники, алевролиты, аргиллиты), силура, ордовика (кварцевые песчаники, сланцы, аргиллиты) и интрузивами триаса – траппами. По степени устойчивости к эрозионно-денудационным процессам наиболее слабые юрские отложения легко и быстро размываются, образуя пологие склоны долин равнинно-холмистого рельефа. Устойчивы – траппы, на которых формируется плосковерхий, на выходах даек – гребневидный, густо расчлененный крутосклоновый рельеф.

Главные рельефообразующие факторы – структурно-литологический, литологический и новейшая тектоника; рельефомоделирующие – эрозия, денудация, аккумуляция.

Структурно-денудационный тип рельефа является господствующим для Сибирской платформы, в пределах которого, в зависимости от преобладающих факторов, выделяются морфологические разновидности: 1) озерные, озерно-аллювиальные равнины зоны унаследованных опусканий, где преобладающими являются аккумулятивные, аккумулятивно-эрозионные процессы рек и озер; 2) плосковершинный пологосклоновый, увалистый, холмисто-увалистый рельеф, созданный деятельностью рек зоны унаследованных умеренных поднятий, с преобладанием эрозионно-аккумулятивного рельефа; 3) плосковерхий крутосклоновый рельеф трапповых плато, выработанный за счет преобладания эрозионных, эрозионно-денудационных процессов.

1. Озерные, озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины зон унаследованных опусканий представлены в восточной и юго-восточной частях платформы в виде пологохолмистой равнины на юрских песчаниках и аргиллитах. Водораздельные гряды ориентированы на северо-запад, неширокие, плоские плавно переходящие в очень пологие склоны и днища симметричных, также ориентированных долин. Довольно часто переход из одной долины в другую незаметен. Абсолютные отметки 500–600 м, относительные – 60–80 м. В междуречье Оки, Зимы, Хор-Тагны характерен

рельеф аккумулятивной низменности. Это обширная заболоченная равнина с мощными (свыше 4,5–5 м) образованиями торфяников, многочисленными озерами, широкими (до 10 км) поймами заболоченных рек, на фоне которых выделяются увалообразные возвышенности реликтов донеогеновой поверхности. К северу рельеф холмисто-увалистый, преобладающие процессы – денудация, аккумуляция, эрозия. Абсолютные отметки от 600–850 м, относительные 70–100 м. Долины асимметричные с более крутым левым бортом. Более устойчивые к денудации породы ордовика (кварцевые песчаники, аргиллиты и др.) образуют плоские водораздельные поверхности со ступенчатыми склонами при чередовании песчаников и аргиллитов. Параметры ступеней: высота 3–4 м, ширина 100–150 м.

Макроформы рельефа представлены: суффозионными, термокарстовыми воронками, часто занятыми озерами, буграми пучения (булгунняхи), обширно развитыми мелкими ложками временных долин, оврагами, вдоль Братского водохранилища – обширными ступенчатыми оползнями, в междуречье Оки, Зимы – валообразными дюнами высотой 3–8 м, протяженностью до 200 м. Новейшие поднятия междуречья Уда–Ия обусловили нарушение северо-западной ориентировки речных долин, в связи с чем на водоразделах отмечены реликты сквозных брошенных долин, долин перехвата, реликтов неогеновой гидросети. Общей закономерностью площади является заболоченность как днищ долин, так и водораздельных поверхностей.

Главные речные долины – реки Ия и Ока. Река Ока пересекает юго-восточную, наиболее опущенную часть площади, при ширине долины от 3–4 до 30 км. Боковые притоки с едва заметными водоразделами разливаются по плоской поверхности высокой поймы (высотой 3–5 м) и первой надпойменной террасы (5–9 м). Река Ия при выходе на платформу резко меняет северо-восточное направление на субмеридиональное. Имеет хорошо разработанную широкотрапециевидную долину с сильно заболоченными пойменными террасами, преобладающие процессы – эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные. Ширина долины колеблется в пределах 7 км (у д. Евдокимово), 1,5–2 км – при пересечении выходов траппов и от 12–14 до 18 км – при выходе к Братскому водохранилищу. Соответственно глубина вреза составляет: 30–50; 100; 50–70 м. У деревень Евдокимово, Гадалей на пойме развиты обширные болота площадью ~60–70 км².

Террасовый комплекс р. Ия представлен низкой и высокой поймами (1,5–2,0 м; 4,5–5,5 м) и от первой по девятую надпойменными террасами: 6–7 м; 10–14 м; 22–24 м; 30–33 м; 40–44 м; 50–60 м; 75–80 м; 90–110 м; 130 м [411]. На севере террасы, кроме самых высоких уровней (90–110 м), затоплены водами Братского водохранилища. Террасы I–II – аккумулятивные, IV–IX – эрозионно-аккумулятивные. Интересно отметить, что относительные превышения в продольном профиле террас в интервале долины от д. Владимировка, т. е. от выхода долины из зоны влияния новейших впадин Предсаянского прогиба до устья, не изменяются, что связано с процессами медленных, новейших поднятий платформы. Надпойменные террасы с I по III имеют сквозное развитие, приурочиваясь то к левому, то к правому бортам с хорошо выраженными бровками и поверхностями с уклоном к руслу.

Уровни террас с четвертой до восьмой наиболее широко отмечены от устья р. Илир до устья р. Ербь – левых притоков р. Ия. Средняя ширина четвертой, пятой террас 0,5–1,1 км, выше р. Тангуй – 9 км. Шестая, седьмая надпойменные террасы сохранились фрагментарно, возраст их устанавливается как средненеоплейстоценовый. Восьмая терраса отличается от всех уровней по своему положению в рельефе. Она наблюдается в пониженных придолинных участках водоразделов, а в отдельных случаях (к западу от г. Тулун) в 10 км от р. Ия. Средние отметки водоразделов 550–580 м, мощность рыхлых отложений от 6 до 9,2 м. Подстиляется аллювий корами выветривания по силурийским песчанкам. Еще одной отличительной чертой восьмой террасы является галечный, а в нижних горизонтах галечно-валунный состав аллювия, сцементированный среднезернистыми коричнево-серыми песками [431]. Девятая надпойменная терраса отмечена единичным выходом в излучине р. Ия в 1,5 км от д. Лаберга в пониженной придолинной части водораздела. Мощность аллювия 2,1 м, он залегает на белесых каолинитовых глинах юрских песчаников. В СПС отложений VII и IX надпойменных террас преобладает пыльца миоцен-плиоценовых комплексов, что позволяет отнести их к гидросети неогенового этапа развития. К северу, северо-западу продолжением ее являются водораздельные галечники и сохранившиеся реликты на водоразделах рек Тангуй-Ийский, Мындадуй, Андоча, Катырма.

Макроформы рельефа долин представлены: золотыми дюнами на I–V террасах высотой 2–4 м, длиной 150 м, шириной 10–15 м (устье р. Тангуй-Ийский). На песчаных террасах II–IV, на пологих склонах и водоразделах, покрытых песками и супесями, – бугристо-западинный рельеф – суффозионные и термокарстовые воронки, просадки грунта диаметром от 5–10 до 30–100 м.

2. Плосковершинный пологосколоновый, увалистый, холмисто-увалистый рельеф, созданный деятельностью рек, зоны унаследованных умеренных поднятий. Преобладающий рельеф эрозионно-аккумулятивный. В отличие от вышеописанной зоны, где вдоль границы широко представлены кайнозойские северо-восточные впадины, в данной зоне отмечены только локальные приразломные рифтогенные впадины. Переходная граница существенно сокращена, что сказалось на интенсивности и глубине эрозионного расчленения площади и выразилось в определенной зональности от густо расчлененного плосковершинного рельефа на юго-западе до рельефа пологохолмистых возвышенностей на северо-востоке. Соответственно изменяются абсолютные отметки – 650–500 м, 575–480 м, относительные – 200–270 м, 100–70 м.

Поверхности водоразделов плоские, с общим уклоном к северо-востоку, вытянуты параллельно речной сети, склоны пологие – от 2–4 до 15°, плавно переходят в днища долин, иногда ступенчатые, при чередовании в вертикальном разрезе пород различной устойчивости к размыву. Макроформы представлены суффозионными и термокарстовыми воронками на песчанках ордовика, покрытых супесями и песками, мощностью 3–5 м (д. Шипицино, гора Плеша и др.). Размеры от 10–20 до 40–50 м в диаметре и глубиной от 1 до 5–6 м, иногда с водой, форма блюдцеобразная с пологими бортами, карстовыми воронками на карбонатах кембрия, карстовыми мелкими пещерами по рекам Бирюса, Уда, множеством оврагов и мелких ложбин вымывания

по зонам трещиноватости, западин, бугристых поверхностей. На плоских водоразделах с глинистыми породами образуются сфагновые болота, на террасах рек Уда и Топорок – кочкарник и травяно-моховые болота. На склонах с различной механической устойчивостью пород образуются оползни, рвы отседания.

Речная сеть густоветвистая, обширная, отмечаются долины перехвата, резкого коленообразного изменения направления течения по зонам разломов. Формы долин выработанные, корытообразные, широкотрапцевидные, с широким днищем, что часто несоизмеримо с размером водостока. Характерна сильная заболоченность террас, особенно в северной части листа (рр. Бирюса, Баероновка, Топорок, Уда и др.). В бассейне р. Бирюса (наиболее приподнятая часть зоны) боковые притоки имеют трехступенчатое строение – широкие, открытые, заболоченные верховья, корытообразные в средней части и узкие, V-образные в приустьевой с обширными конусами выноса. Характерна густая сеть оврагов, глубиной 5–6 до 12 м и протяженностью от 1 до 2,5 км. Главные речные долины, эродирующие зону умеренных поднятий, рр. Бирюса, Топорок, Уда имеют субмеридиональное направление стока. Долины трапцевидные, асимметричные с широким плоским днищем. В строении долин значительную роль играют выходы трапцевых массивов – склоны крутые, обрывистые, долина сужается, русло изобилует шиверами и перекатами, террасы практически отсутствуют. При размыве осадочных толщ долины расширяются (до 7–10 км), склоны пологие – 4–6°, реже 15°, полого-ступенчатые с вогнутой нижней частью, в отдельных случаях отмечаются придолинные педименты, заходящие вверх по долинам притоков до 1,5–2 км (правый борт р. Уда в приустьевой части р. Андоcha).

Выделяется семь уровней террас по р. Уда [340], восемь по р. Бирюса [36], в северной части р. Уда и севернее рамки – девять уровней [377, 382]. Возраст террас – от плейстоцена до голоцена. В вертикальном размахе: низкая и высокая поймы (2–4 м), далее I–IX террасы соответственно 6–7 м, 8–10 м, 12–14 м, 18–20 м, 30–35 м, 40–45 м, 60–70 м, 80–90 м, 100–120 м. [382]. Поймы, первая и вторая террасы – аккумулятивные, имеют двучленное строение – в нижних горизонтах галечники, в верхних – песчано-илистые осадки. Ширина террас варьирует от нескольких метров до 3 км. При миграции русла к одному из бортов, пойма и низкие террасы – цокольные, а в русле отмечаются выходы останцов коренных пород. Возраст террас позднелайстоценовый–голоценовый. Террасы от третьей до девятой – скульптурно-аккумулятивные. По р. Бирюса все уровни, от восьмой до третьей террас, образуют единую поверхность. По р. Уда особо выделяется седьмая терраса, отделенная от шестой эрозионным уступом высотой 10–30 м и имеющая уклон поверхности вдоль по течению реки. В расширенных участках поверхность террасы достигает ширины 300–500 м. Седьмая, восьмая и девятая террасы также представляют единую пологонаклонную к руслу поверхность со слабо выраженными элементами. К северу они переходят в единую субгоризонтальную слабохолмистую поверхность, перекрытую делювиальными бурями и красно-бурими суглинками, песками озерно-аллювиальной неогеновой равнины. Возраст высоких террас эоплейстоцен-плиоценовый. Террасы третьего–пятого уровней с поверхности

перекрыты пылеватыми пепельными суглинками с характерной столбчатой отдельностью (14 м) предположительно лессовидных отложений перигляциальной зоны [382].

3. Плосковерхий крутосклонный рельеф трапповых плато, выработанный за счет преобладания эрозионных, эрозионно-денудационных процессов. Трапповые плато являются одним из элементов структурно-денудационного рельефа. Пластовые и пластово-секущие интрузии образуют ступенчатый и эрозионно-останцовый рельеф бронированных эрозионных останцов и изолированных плоских возвышенностей. Дайковые тела образуют грядовый рельеф в виде длинных узких «хребтов», часто разделенных седловинами на отдельные островерхие вершины. Абсолютные отметки от 400 до 620 м, относительные от 100–150 до 300 м.

Долины рек в местах распространения траппов крутосклонные, V-образные, с многочисленными останцами выветривания, с крутым руслом, заваленным глыбами, отмечаются водопады высотой от 3–4 до 30 м с эрозионно-денудационными ваннами. Выходы траппов являются подпруживающим фактором, в связи с чем в вышерасположенных участках долин преобладают процессы аккумуляции, что часто приводит к заболачиванию. Из макроформ на траппах отмечаются трещины и рвы отседания на пологих и горизонтальных поверхностях. Рвы замкнуты, без водотоков, шириной от 1–2 до 5–8 м, глубиной 1,5 – 3–3,5 м, длиной 20–30 м до 1,5 км. Лучше выражены тектонические рвы цепочкообразные северо-западного и северо-восточного простирания на склонах останцовых возвышенностей – ширина 5–10 м, длина от 0,5–1 до 2,5 км. По этим рвам развиваются водотоки и овраги (склон высоты 649,0 м – устье р. Тарей, р. Тангуй, район слияния Бол. и Мал. Катармы). Направление часто субпараллельно дайкам, тектоническим зонам. В междуречье Тымбыра и Топорока на плоских водоразделах траппового плато отмечаются спущенные озера, выполненные осадками, мощностью до 20 м, отнесенные к голуметской свите неогенового периода [124].

Восточно-Саянское сводовое поднятие представляет собой морфоструктуру первого порядка, занимающую более 60% территории листа N-47. Она является западной, самой возвышенной, частью регионального Саяно-Байкальского сводового поднятия, где максимально отражены все контрасты рельефа. Абсолютные отметки северо-восточного склона хребта колеблются от 900 м, на границе с платформой, до 2000 м вдоль осевой части, центральной осевой части – от 2700 до 3215 м, юго-западного склона – от 2600 до 3044 м, северо-западных предгорий – от 900 до 470 м. Относительные отметки составляют: 200–1600, 100–1600, 100–1200, 100–70 м.

Геологический субстрат представлен широким диапазоном осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных образований, роль которых заключается в создании макроформ рельефа в зависимости от состава субстрата, структурных позиций, а также соотношений структура–река при эрозионном расчленении. При пересечении геологических структур создаются: вкрест простирания – крутые обрывистые склоны, по простиранию – асимметричные долины; при пересечении крупных тектонических зон – долины расширяются, продольный профиль выполаживается и т. д.

Основной каркас современного рельефа хр. Восточный Саян создан в процессе новейшей тектонической активизации сводово-глыбовых поднятий по зонам древних глубинных разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Субмеридиональная система разломов является наиболее древней в Восточном Саяне и Присаянье и проявлена более ограниченно. Северо-восточная система разломов смещает северо-западную и субмеридиональную, следовательно активизировалась позднее. Активизированные в кайнозое зоны северо-восточных разломов наиболее отчетливо выражены в пределах Предсаянского кайнозойского прогиба – серией малых впадин, образовавшихся вдоль зоны Присаянского северо-западного разлома. Амплитуды смещений блоков составляют между ступенями 10–20 м, суммарно – до 100 м.

Глубинные разломы субширотного направления – наиболее поздние по времени своего заложения и наиболее активные по проявлению в кайнозое [10]. Они отчетливо прослеживаются юго-западнее Главного Саянского разлома (Кандатский, Хамсаринский, Азасско-Жомболокский), на юго-востоке примыкают к зоне Главного Саянского разлома. Следует отметить, что все глубинные разломы территории – долгоживущие, сохраняют свою активность с архея до кайнозоя, и именно по ним происходили наиболее значительные перемещения крупных блоковых структур в мезозое и кайнозое. К северо-востоку от Главного Саянского разлома наблюдается от двух до трех линейно вытянутых блоковых ступеней северо-западного простирания, которые к юго-востоку сужаются, наследуя характерные для Восточного Саяна структуры входящих углов.

К юго-западу от Главного Саянского разлома расположена максимально поднятая осевая часть хребта, которая закономерно ступенеобразно понижается к юго-юго-востоку. Размах амплитуд составляет 500–700 м. Вдоль зоны Хамсаринского разлома выделяется Хамсаринская эмбриональная, предположительно, палеогеновая впадина, ограниченная с юго-востока Азасско-Жомболокским разломом. В рельефе она четко выражена в виде понижения, ограниченного крутыми сбросовыми уступами, ступенеобразно повышающимися соответственно к северо-северо-западу и юго-востоку. По нашим предположениям, впадина имеет более молодой (N_2) возраст и является элементом субрифтовой зоны на раннем орогенном этапе.

Окинское плато и Тоджинская котловина, классифицируемые как межсводовые массивы или как нисходящие структуры, в кайнозое претерпели инверсию и были вовлечены в общие поднятия. С. В. Рассказов [131] предполагает, что инверсия тектонических движений на Окинском плоскогорье произошла в связи с усилением поперечного к нему субширотного рифтогенного растяжения в Хубсугульской и Дархатской секциях БРС.

Таким образом, Восточный Саян в пределах исследуемой территории представляет собой сводово-глыбовое поднятие, обусловленное сочетанием взаимодействия сложной системы поднятий по субширотным, субмеридиональным, северо-западным и северо-восточным разломам.

Анализ новейшей тектоники Восточного Саяна позволил по степени тектонической активности в настоящее время выделить зоны преобладания

тектонического рельефа (юг территории) и денудационно-тектонического – северо-западная и северо-восточная части нагорья.

Тектонический рельеф. В ареал площади, охваченной процессами новейшей активизации, входят высокоподнятые междугорья [197]: Окинское плоскогорье, претерпевшее инверсию от опусканий к поднятиям, Тоджинская котловина, окаймленные высокогорными альпинотипными асимметричными поднятиями Китайских, Бельских гольцов, хр. Кропоткина, на юго-западе отрогами Пограничного хребта. Абсолютные отметки хребтов 2700–3215 м, междугорий – 2300–2600 м. Для Окинского плоскогорья и Тоджинской котловины характерны структуры блоковых полей с сочетанием ступеней, высоких горстовых и ступенчатых поднятий, разноориентированных грабенов (Окинский, Тиссинский, Хамсаринский, малых котловин и впадин). Последние особенно широко развиты в Тоджинской котловине, что придает рельефу своеобразную макрорячеистость, связанную с частым чередованием внутривпадинных горных гряд, с абсолютными отметками 1600–2300 м, с впадинами второго (Хамсаринская, Бийхемская), третьего (Азасская, Нижнедототская, Гойганхольская) и более мелких порядков. Абсолютные отметки впадин составляют 930–1020 м. Окинское плоскогорье отмечается меньшей высотной дифференциацией, сохраняя при всей раздробленности видимость массивности, целостности структуры, доперестроечный общий уклон поверхности с севера на юг и юго-восток.

Окинское плоскогорье и Тоджинская котловина разделены между собой меридионально ориентированной межгорной перемышкой, приуроченной к Билинской, одной из наиболее активных в кайнозое зон [95] в Алтае-Саянской складчатой области, уходящей на север по р. Кок-Хем и на юг по р. Билин. Абсолютные отметки составляют: пик Топографов – 3044 м, гора Хара-Сарьдаг – 3025 м. Над Окинским плоскогорьем перемышка возвышается на 525 м, над Тоджинской котловиной – на 300 м, при ширине 30 км. К данной перемышке и ее плечам приурочено максимальное число вулканических излияний. Площадь выделена нами как район сосредоточения вулканогенного рельефа.

Таким образом, территория юга листа, ограниченная зонами Хамсаринского и Азасско-Жомболокского разломов, согласно представлениям ряда авторов [131, 200], классифицируется как ветвь Байкальской рифтовой системы (БРС), продолжающей расширяться к западу и юго-западу от Южно-Байкальской впадины посредством субширотного Тункинского рифта и системы малых приразломных впадин типа Окинской, Тиссинской, Сенцы, озера Кара-Балык, Азасской – субширотных и Улзытуйской, Бий-Хемской, Харальской северо-северо-восточных (20°). По отношению к Тункинскому рифту малые впадины молодые, вплоть до голоценовых, и приурочены к плечам рифта. Сообразно изменяются и их параметры. В полосе развития БРС на приподнятых крыльях рифтовые впадины распределены в широком пространстве и образуют субпараллельные ряды, т. е. увеличивается количество впадин, но их размеры и глубина становятся меньше. Широко развиты современные тектонические деформации с вертикальными и горизонтальными смещениями с амплитудами от 30–40 до 470 м в виде сбросов, взбросов, сбросо-сдвигов [131, 117].

Появление на западном фланге субмеридиональных впадин Хубсугульской, Дархатской, Бусийн-Гольской демонстрирует резкое отклонение от генерального субширотного простирания БРС, где доминирует поперечное к рифту близгоризонтальное растяжение. Причины резкой смены поля напряжений пока неясны, следует только отметить, что западнее 100° в. д. увеличивается число малых впадин северо-северо-восточного и субмеридионального направления [3].

Геоморфологически значительным в истории рельефообразования нагорья, подчеркивающим его молодость и активность, является вулканизм. По последним данным [131], наиболее древние базальтовые покровы отмечаются в пределах Кадыросс-Кижихемского, Удинского, Урикского вулканических полей (N_1). К неоплейстоцену–голоцену произошло смещение центров к югу и к юго-западу на расстояние от 100 до 160 км. Центрами плиоцен-четвертичного вулканизма становятся Восточно-Тувинское, Южноокинское, Жомболокское вулканические поля, входящие в ареал развития тектонического рельефа. В этом же направлении отмечается нарастание амплитуд поднятий, степени блоковой дифференцированности территории, сейсмичности, что позволяет присоединиться к мнению Н. А. Логачева, К. Г. Леви, С. В. Рассказова [132, 136] и др. и рассматривать южную, юго-западную части нагорья, как субрифтовую зону, находящуюся в стадии активного формирования (разрастания). Здесь широко развиты современные тектонические деформации с вертикальными и горизонтальными смещениями лав [50, 3]. В современном рельефе лавы разнесены по вертикали разломами в диапазоне высот от 1700 до 2400 м.

Вулканогенный рельеф является одной из особенностей и характерных черт для зоны распространения тектонического рельефа. Проявления вулканической деятельности отмечаются повсеместно от юго-восточных окраин до западной рамки площади. В возрастном отношении они укладываются в интервал от раннего–среднего миоцена до неоплейстоцена–голоцена. Ранние излияния носили покровный характер, заполняя древние эрозионные долины и консервируя выровненные денудационные поверхности, молодые – избирательный.

Наиболее крупные, сплошные поля развития вулканов, создающие вулканогенный рельеф, расположены в междуречье Бий-Хем (Бол. Енисей)–Хамсара в пределах Восточно-Тувинского поля; Окинского – в междуречье Оки, Сенцы, Тиссы, Дибь, Забита, пади Хикушка в верховье р. Жомболок. Исходный рельеф, подстилающий базальтовые потоки, представлял собой днища обширных плоских депрессий Саянского высокогорья, в процессе интенсивных поднятий расчлененный на блоки, но сохранивший близгоризонтальные поверхности со слабым уклоном 1–2° с севера на юг, в краевых частях на северо-запад и юго-восток. В современном рельефе это высокоподнятые платобазальты с абсолютными отметками до 2500–2700 м с характерными только здесь макроформами. Морфологически в Восточно-Тувинском районе выделяется лавовая толща (N_2-Q_E) и насаженные на нее крупные стратовулканы четвертичного возраста. Окинское плато сформировано миоценовыми вулканитами. Они слагают лавовые покровы на междуречьях глубоких трогов Оки, Сенцы, Тиссы, Дибь. Залегают

на абсолютных отметках 2100–2400 м в вершинном поясе хр. Бол. Саян, опускаясь к востоку (междуречье Оки и среднего течения Тиссы) до 1500–1430 м. Плиоценовые вулканы Южноокинского поля выполняют эрозионные врезы, расчленившие миоценовую толщу.

Четвертичные вулканы центрального типа представляют собой горные массивы, возвышающиеся над поверхностью Восточно-Тувинского плато на 400–600 м, с почти отвесными, изъеденными карами, склонами, сложенными вулканокластитами, и широкими (до 8 км) плоскокуполовидными вершинами, бронированными покровами лав и ограниченными от склонов резкими перегибами. Таковы горы Дерби-Тайга, Шивит-Тайга и его плато Сой-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Кок-Хем, Плоский, Приозерный. Один из наиболее крупных вулканов Восточно-Тувинского поля и наиболее ранний (Q_E-Q_I) – Дерби-Тайга (абс. отм. 2654 м). Его вулканокластический чехол, мощностью более 550 м, залегает на отметках плато 1800–2000 м. Вулкан сильно разрушен ледниковыми эрозиями. Вершина вулкана Шивит-Тайга (2765 м), возраст которого определяется как Q_{II} , сложена вулканокластитами и возвышается над лавовым основанием более чем на 550 м, а над лавовой мантией Сой-Тайга – на 200–250 м. Подошва нижней вулканокластической толщи залегает на отметках плато 2200–2300 м, на 200–300 м выше, чем основание вулкана Дерби-Тайга. На таких же отметках залегает вулканокластическая толща вулкана Соруг-Чушку-Узу. Вместе с вулканом Шивит они представляют собой двойные и тройные базальтовые купола, слившиеся воедино основаниями и разделенные узкой троговой долиной. Вершинные поверхности вулканов осложнены многочисленными замкнутыми понижениями круглой или овальной формы – маарами (воронками взрыва) глубиной до 40 м, реже до 80 м и шириной 300–600 м, а также шлаковыми конусами высотой 50–60 м, для вулканов Шивит, Соруг-Чушку-Узу, Улуг-Арга – до 150–200 м. У подножия горы Шивит на абсолютной отметке 2400 м находится воронка взрыва, окруженная валом сильнопористых гавайитовых лав. Диаметр воронки 400 м. Вал не затронут ледниковой деятельностью. Среди небольших по размерам вулканов встречаются также вулканы с сохранившимся гиалокластитовым конусом (Саган, Чараш-Даг, Альбине-Болдок).

Наиболее молодые извержения Восточно-Тувинского поля, начала голоцена, были связаны с трещинными излияниями по разломам. Они образуют базальтовые потоки в долинах рек Шивит, Кок-Хем, Бий-Хем (Бол. Енисей); как правило, подошва долинных базальтов находится ниже уреза реки, их вскрытая мощность достигает 50 м.

Голоценовые радиологические датировки получены для «жомболокских» базальтов, формирующих лавовую реку, спускающуюся от устья р. Хи-Гол, по долине р. Жом-Болок до впадения ее в р. Ока. Центры излияний трещинного и центрального типа сосредоточены в пади Хи-Гол (Хикушка). Приурочены они к дну широкого ледникового трога долины р. Хикушки, врезанного в древнюю поверхность выравнивания на глубину 700–800 м. Абсолютные отметки выровненной поверхности 2500–2600 м, поверхности плотного днища долины, образованного покровом – 1940–1970 м, мощность долинных базальтов в истоке – (150–200) м [2]. В связи с молодым возрастом вулканизма в пади Хи-Гол, она представляет собой средоточие

разнообразнейших макроформ вулканитов. Здесь отчетливо проявляется многостадийность их формирования и разрушения последующими лавовыми абразиями и эрозионными процессами. Так, поверхность лавовых потоков лишена почвенного покрова и представлена хаотичным нагромождением плит пористого базальта и шлаковых корок. Груды лавы выстраиваются в волнообразные гряды, расходящиеся от центров излияний. Длина «волн» 10–15 м, средняя высота гребней 10–15 м. Вулканы Кропоткина и Перетолчина четко выделяются на фоне почти черных лавовых потоков буро-красным цветом. Они имеют форму усеченных конусов с уклоном склонов 32–33° и высотой соответственно 90 и 120 м. Диаметр вулканов у основания ~500 м, у вершины – до 200 м. Кратеры достигают в глубину 60 м. В 500 м к юго-западу от вулкана Кропоткина расположен «Старый вулкан», состоящий из трех слившихся вулканических конусов, кратеры которых разделены узкими перемычками. Наиболее крупный северный конус является двойным вулканом, состоит из кольца соммы и молодого конуса высотой 15 м с крутыми (15–20°) склонами. Кратер занят озером округлой формы (25 м). Стенки соммы сильно разрушены, высота их от 5–10 до 50–60 м. Молодой конус и стенки соммы разделяет площадка-атриум шириной до 50 м.

В долине р. Гурба-Нурта, представляющей собой висячий трог, возвышающийся над лавовым полем на 70–80 м, отмечена цепочка (до 10 шт.) насаженных на ригель прорванных (серповидных) кратеров (в диаметре они достигают 40–60 м – вулкан Трещинный). Расчленяющие эти кратеры промоины заложилась, по-видимому, на месте стока лавы. Аналогичные формы сильно сглаженных, размытых промоинами, усеченных конусов наблюдаются также в верховье троговой долины. Форма их серповидная циркообразная в виде валов высотой 10–15 м. В сравнении устанавливается, что р. Гурба-Нурта полностью пропиливает вулканические образования ригеля, в то время как лавовый поток р. Хикушки не затронут экзогенными процессами. Кроме того шлаки ригеля подстилают послеледниковые солифлюкционные и гравитационные отложения, в то время как лавы р. Хикушки налегают на них.

Лавовые потоки осложнены также колоколообразными вспучиваниями и провалами, связываемыми с прорывами лав, и многочисленными мелкими конусами, лишенными кратеров – горнитосами. «Жомболокская группа», кроме вышеотмеченных, состоит из целого ряда вулканов: Останец, Тройной, Аткисона, Медведева и др. Все они датируются по времени последнего излияния, т. е. голоценом.

Поверхности выравнивания мел-палеогенового возраста отмечают в высокогорной части Гарганского, Тулунгольского, Сорокского хребтов, Яхопшопских, Ботогольских, Бельских гольцов отдельными пятнами. Представляют собой мягко-волнистую поверхность с абсолютными отметками 2200–2300 м, 2700–2800 м, неглубоко расчлененную речными долинами. К ним приурочиваются линейные коры выветривания. Возраст их 47–50 млн лет [423].

Неогеновые поверхности выравнивания в основном представлены в пределах Окинского плоскогорья, бассейне рек Урик, Хончин. Абсолютные отметки 1650–1750 м, в бассейне р. Хончин – 1950–2050 м. В основной своей массе поверхности перекрываются базальтовыми лавами миоцен-плиоценового

возраста. Масштаб карты не позволяет расчленить поверхности по возрастам. К структурно-денудационным формам отнесены отпрепарированные поверхности интрузивных массивов с крутыми (30–45°) и средней крутизны (20–25°) склонами, покрытыми курумами. Преобладают процессы гравитационного сноса, солифлюкций, образующие на склонах каменные моря и реки. У подножий – мощный присклоновый шлейф от 3–5 до 10 м, в виде прилавок, на склонах делли, кулуары с мощными конусами выноса.

Речные долины зоны развития тектонического и экзарационно-тектонического рельефа в верховьях носят типично троговый характер, широкие, подвешенные; в среднем течении – наблюдается увеличение эрозионного вреза, в нижнем – они сужены, глубоко врезаны, часто каньонообразны. Аккумулятивный рельеф речных долин включает в себя поймы (высота 2–3 м, ширина до 300 м), первую надпойменную террасу, высотой 2–4 м, шириной 400–800 м, и вторую надпойменную террасу, высотой 4–8 и шириной 400–1000 м. Следует отметить, что террасы отмечаются только в средних и крупных водотоках (Ока, Урик, Хончин и др.) юго-восточной части площади. Учитывая широкое развитие ледниково-экзарационных поверхностей практически для всей площади Восточного Саяна, описание их приводится совместно с площадями распространения денудационно-тектонического типа рельефа.

Денудационно-тектонический рельеф осевой части и северо-восточного склона Восточного Саяна развит в пределах наиболее высокоподнятой осевой части северо-восточного склона, состоящего из трех ступеней. Амплитуды перепада высот от осевой зоны к зоне Предбайкальского прогиба около 2000 м. Границы ступеней тектонические, проходят по зонам разломов северо-западного простирания, часто моделируясь зонами северо-восточного простирания. Амплитуды перемещений блоковых ступеней от 600 до 300 м.

В продольном профиле осевой зоны намечается три орографических центра максимальных поднятий с северо-запада на юго-восток: Агульские гольцы – 2922 м, хр. Кропоткина – 3141 м, Китайские Гольцы – 3215 м. Поднятия волнообразные, и как и в ранее описанном тектоническом рельефе, намечается четко выраженная своеобразная перемычка в районе Окинского хребта между относительно устоявшимся рельефом северо-западного участка и субрифтовой зоной Китайских гольцов активно формирующихся. Изменяется и ориентировка хребтов. Если к северо-западу от Окинского хребта они ориентированы в северо-западном направлении, часто переходящем в субмеридиональное, то сам Окинский хребет, хр. Кропоткина имеют северо-восточное простирание, огибая Окинское плоскогорье, к юго-восточной рамке Китайские гольцы ориентированы уже ближе к субширотному направлению. Интересно отметить, что на участках, разделяющих орографические центры, отмечено максимальное количество сквозных долин, долин-перехватов (верховья Ия – Дотот, Урик, перевал между рек Тисса и Бол. Енисей), все речные долины имеют сток в северу–северо-востоку с истоками в осевой части хребта. С крутого короткого юго-западного склона формируется бассейн правых притоков р. Бол. Енисей (Хамсара, Кизи-Хем, Азас, верховье Бол. Енисея). Для рек Ока, Урик, Бол. Белая и их многочисленных крупных

притоков характерно сквозное развитие. Возможно, это связано, с одной стороны, с темпами поднятий горной страны, а с другой – с более интенсивной расчлененностью разрывными нарушениями, к которым долины успевали приспособиться (брошенные долины по Урику), тем более, учитывая близость зоны Предсаянских впадин, обусловивших высокий уровень продвижения регрессивной эрозии.

Морфоструктурные контрасты Восточного Саяна обусловлены в первую очередь ледниково-экзарационными, ледниково-аккумулятивными, экзарационно-денудационными, экзарационно-нивальными процессами, преобладавшими на 2/3 площади. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 2000 до 3215 м, относительные – от 1600 до 900–600 м. Характерны морфологические разновидности рельефа: высокогорный крутосклоновый, глубоко и дробно расчлененный альпинотипный рельеф (Агульские Гольцы, Бельские, Китойские Гольцы, хр. Кадыр-Эзги-Тайга); высокопосковершинный глубоко расчлененный рельеф (восточная, северо-восточная часть Тоджинской котловины, Окинское плоскогорье, северо-восточная часть осевой зоны между Восточно-Саянским и Главным Саянским разломами) прослеживается полосой с северо-запада до восточной рамки листа. Морфологические разновидности рельефа водоразделов отражают контраст первичных поверхностей, ушедших под ледник. Водоразделы пиловидные, густо расчлененные, гребнеобразные, крутые, часто непроходимые, со сложной конфигурацией, в то время как плосковершинные поверхности – широкие, плоские с круглыми, овальными останцами устойчивых пород, выпуклыми склонами. Склоны, как правило, крутые (особенно северной экспозиции), обрывистые, асимметричные.

Для *рельефа ледниково-экзарационных поверхностей* характерно широкое развитие каров, карлингов, цирков, троговых долин. Кары достигают 1–1,5 км в поперечнике при глубине 600–800 м в верховьях рр. Агул, Ак-Суг, Кижин-Хем к юго-востоку – 800–500 м при высоте стенок 300–400 м. Довольно часто встречаются до 2–3 каров в вертикальном разрезе – каровые лестницы. Слившиеся воедино кары образуют широкие открытые цирки. В продольном профиле каровых лестниц выделяется днище, как правило, с озерами, ригели. Стенки каров крутые, часто обрывистые. У подножий располагается каровая морена, состоящая из несортированного крупноглыбового материала – продуктов морозно-ниваального выветривания. При выходе ледника в троговую долину широкое развитие имеют бараньи лбы. В зависимости от уклона продольного профиля долины и мощности тела ледника наблюдается характер днищ и склонов троговых долин. При крутом уклоне и большой мощности ледника преобладает выпахаивающая составляющая – коренное, лишненное отложений, днище и крутые склоны (Агульские, Бельские, Китойские гольцы); при ламинарном течении ледника – трог корытообразные.

Широкое развитие сквозных долин на западе и юго-востоке площади свидетельствует о существовании переметных ледников, «переливающихся» к северо-востоку (все правые притоки р. Уда на ее субширотном участке верховья), в связи с чем ледник достиг мощности, достаточной для продвижения почти до 200 км (эпратические валуны на правом берегу р. Уда в районе

Хунги, Хайламы и др.). В среднем протяженность троговых долин – от 50 до 80–90 км. Современные преобладающие процессы – морозное, морозно-нивальное физическое выветривание, сели, эрозия.

Кроме основных трогов, отмечается большое количество трогов боковых притоков, которые в большинстве своем являются всеячими по отношению к главной долине, иногда они совпадают с плечами трога, иногда глубинная эрозия притока не успевает за таковой основной долины. В условиях высокогорного, сильно расчлененного рельефа, моренные отложения вынесены далеко за пределы, в речных долинах в основном отмечаются в виде каровых, боковых морен и конечно-моренных валов. Боковые морены представлены довольно узкими присклоновыми уступами высотой до 30–70 м, при ширине площадок от 50 до 150 – 200 м. Более широкое распространение имеют флювиогляциальные террасы, формирующие как единичные уступы, так и зандровые поля (реки Ока, Урик, Азас, Чазык, Кадыр-Ос). Следует отметить, что на северо-восточном склоне осевой зоны Восточного Саяна отмечаются следы и формы двух оледенений, которые носили сетчатый горно-долинный характер. На юго-западном склоне, северо-востоке Тоджинской котловины, западе Окинского плоскогорья М. Г. Гросвальд [50] насчитывал четыре этапа, один из них, верхнеплейстоценовый, носил полупокровный характер (азасское оледенение). В. В. Ярмолюк [200] считает, что все эпохи оледенений, кроме Башхемского, были покровными и что «выжимающий» эффект нагрузки ледникового панциря спровоцировал такие массовые излияния базальтов – 2,82–2,49 млн лет – именно на рубеже этих лет намечилось первое похолодание. Центры современного оледенения располагаются в наиболее высокоподнятых хребтах Восточного Саяна – Западном, Центральном и Юго-Восточном, где отмечены небольшие долинные и преимущественно каровые ледники. Общей закономерностью распространения современных ледников является северная и северо-восточная экспозиция, т. е. подветренные стороны горных гребней и пиков, в отличие от древних ледников. Высота фирновой линии от 2200 до 2500–2700 м. Крупные ледники расположены в унаследованных карах, более мелкие иногда берут начало из нивальных каров, приспособившихся к зонам дробления. В таких случаях они находятся по высоте выше древней каровой лестницы (2600 м – на пике Заоблачный Кизир-Казырского хребта). В западном районе насчитывается 41 ледник, самый протяженный из которых на горе Фаззольная (ледник Вологодина) – 2 км [50]. В среднем длина ледовых языков 600–800 м, при ширине 200–600 м. Ледники всеячие, уклон днища течения 30–50°. На поверхности ледников отмечаются продольные, поперечные, радиальные, концентрические системы трещин.

Центральный ледниковый район состоит из нескольких ледниковых групп, образующих цепочку вдоль субмеридионального отрезка хребта. Здесь находится самый крупный центр современного оледенения и всего Восточного Саяна – пик Топографов. С его северного, северо-восточного и восточного склонов спускаются восемь ледников – три долинных, длиной до 3 км, и пять карово-долинных. Пять ледников находятся на междуречье Изиг-Суга и Чойгана, три из них занимает кары на северном и восточном склонах пика Хончар. Юго-восточнее пика Топографов у горы Хара-Сарьдаг – ледник-

прилавок, у пика Мунку-Сасан, в верховьях р. Сархой. Всего насчитывается 61 ледник, общей площадью 15,3 км². В пределах юго-восточного района количество ледников не установлено. Следует отметить, что по мере движения с запада на восток уровень границы питания ледников повышается, что связано с иссушением западных влагонесущих ветров. На ледниках Кизир-Казырского хребта эта граница лежит на абсолютной высоте 2100–2300 м, в центральном районе – 2450–2700 м, в юго-восточном – ниже 2490 м не спускается. Перед концами ледников имеется по одному морфологически свежему конечно-моренному валу, образовавшемуся не ранее середины XIX в. Стадиальные морены в днищах троговых долин отсутствуют. В этом плане некоторые авторы рассматривают современные ледники не как реликты бывшего оледенения, а как самостоятельное явление, возникшее после климатического оптимума голоцена. В зонах высокогорья значительное развитие получили многолетнемерзлые породы (ММП). С мерзлотными явлениями здесь связано интенсивное физическое выветривание, обвальное-осыпные процессы, солифлюкция и их продукты – каменные глетчеры, присклоновые шлейфы, состоящие из хаотично залегающих крупных глыб.

Ледниково-аккумулятивный рельеф областей увязывается с наиболее интенсивным в среднем–верхнем неоплейстоцене оледенением юго-западной и западной части площади в пределах Тоджинской котловины и ее горного обрамления, где влажные воздушные массы, приносимые западными и северо-западными ветрами, способствовали формированию мощных глетчеров. Покровные ледники высокоподнятых плоскогорий переливались и выходили в Тоджинскую котловину, подвергая своеобразной моделировке бровки каров, закругляя и полируя их. Кроме того, наблюдается система широких и плоских ложбин, которые ориентированы по нормам к простираанию бровок и имеют довольно постоянную ширину, обычно 130–150 м.

Тоджинская котловина представляет собой структуру, в рельефе которой в полном комплексе отражены все стадии ледниковой деятельности – экзарационные, экзарационно-аккумулятивные, аккумулятивные. Абсолютные отметки ее от 2735 м (междуречья) до 1029 м – в речных долинах. Для горного обрамления характерны экзарационные формы рельефа двух групп: альпийские, созданные каровыми и горно-долинными ледниками; ко второй относятся те, формы и генезис которых связаны с экзарационной деятельностью ледникового покрова (скандинавские). Первые представлены карами, каровыми лестницами, каровыми озерами, глубокими троговыми долинами, зубчатыми горными гребнями и пирамидальными пиками. Ледниковые долины имеют ступенчатый продольный профиль, изломы которого обусловлены чередованием бассейнов и ригелей. Долины притоков всياчие, на участках слияния и фуркации трогов развиты конфлюентные и диффлюентные ступени. На участках сетчатого оледенения, где мощность льда достигала многих сотен метров, отмечаются кары шириной в несколько километров и глубиной до 1 км, трого глубиной от 600–800 до 1000 м. Поперечный профиль троговых долин V-образный с четко выраженным перегибом в профиле склона и плечами. На междуречьях – нунатаки и пики (правые притоки, верховье р. Хамсара). Для группы скандинавских форм (ледник покровного типа) типичны «ободранные формы» – коренные породы лишены рыхлых отложений,

округлены и сглажены, отпрепарированы. В местах разломов наблюдаются ложбины и ванны, массивные породы образуют асимметричные купола и гряды – сложное сочетание бараньих лбов, курчавых скал и экзарационных гряд с ложбинами, грядами и скалистыми впадинами озер. Сглаженный рельеф характерен в основном для междуречий (плоскогорье). На участках расчлененного рельефа, учитывая мощность ледникового покрова и, соответственно, скорость его скольжения по ложу, экзарационное воздействие ледника было на один-два порядка выше, чем на водоразделах. Ледниковые склоны лишены четких бровок и образуют закругленные, отшлифованные перегибы при переходе к междуречьям. На днищах и бортах троговых долин встречаются мелкие и крупные экзарационные формы (Большой Бийхемский водопад на ригеле долины р. Бий-Хем – в 25 км выше устья Серлиг-Хема).

Формы рельефа скандинавского типа отмечены в полосе от среднего и нижнего течения Киж-Хема (правого притока р. Хамсара) через озера Улуг-Холь, Кадыш-Холь, Улуган-Холь. Ширина этой полосы 40–45 км и лишь в устье р. Азас увеличивается до 120–140 км. Нами эта зона выделяется как зона стояния мертвых льдов. Отличительной особенностью ландшафта Тоджинской котловины является обилие озер, которые генетически связаны с деятельностью древнего ледника, талых ледниковых вод с влиянием мертвого льда. Особенно многочисленны разнообразные моренные озера, озера каров и цирков, реже встречаются «туннельные» озера, образующие цепочки в ложбинах, созданных эрозией подледных потоков (р. Бий-Хем против устья р. Харал), термокарстовые озера, связанные с вытаиванием мертвого льда, погребенного под рыхлыми отложениями. Часть особо крупных глубоких озер (Ноян-Холь, Кадыш, Азас), по всей вероятности, имеют тектоническое происхождение, возможно, усугубленное экзарационными процессами.

Ледниково-аккумулятивный рельеф Тоджинской котловины представлен большим разнообразием форм, прослеженных с севера северо-востока на юго-запад, запад к рамке листа. Экзарационные формы выражены долинами прорыва, ущельями преимущественно вдоль края ледника. Аккумулятивные формы – конечноморенные валы, флювиогляциальные террасы, боковые, донные морены. Конечноморенные валы представляют собой систему параллельных дуг конечноморенных гряд, шириной от 1 до 4 км. Относительная высота их 15–20 м, реже 40 м, длина от нескольких сот метров до 3–4 км. Профиль моренных гряд асимметричный – 35–40° внутренний склон, 15–20° – внешний. Межрядовые понижения имеют вид ветвящихся слепых долин с болотами и моренными озерами. В составе отложений преобладают бурые и желто-бурые глинистые супеси с галькой, валунами, глыбами объемом 3–4 м³, средней мощностью 100–120 м [50].

В полосе зоны обитания мертвых льдов характерен моренно-холмистый рельеф с многочисленными термокарстовыми мелкими озерами. К конечноморенному валу примыкают флювиогляциальные террасы. На их поверхности развита густая и сложноразветвленная сеть сухих русел, термокарстовых озер, диаметром 25–40 м и глубиной 1,5–4 м, западины шириной до 250 м, последние всегда заняты круглыми озерами или торфяными болотами. Отложения террас отражают импульсы ледниковых вод, что наблюдается в чередовании горизонтов крупновалунных осадков с песчаными, песчано-

глинистыми. Мощность от 40 до 60 м (р. Хамсара), высота террас колеблется от 5–15 до 30–35 м, ширина от первых десятков метров до 1–1,5 км. По мере отхода ледника в перигляциальной зоне флювиогляциальные террасы образуют зандровые поля. Наиболее широко они представлены вдоль западной рамки листа по рекам Харал, Бий-Хем, Аркт-Гол, Казас. Отложения представлены хорошоокатанным галечником, но иногда включают и крупные угловатые глыбы. Пылеватые и глинистые отложения образуют многочисленными прослойки и линзы внутри флювиогляциальной толщи, слагающей террасы. В некоторых случаях в основании террас отмечаются типичные озерные отложения спущенных и заполненных осадками озер перигляциальной зоны (устье р. Харал). Отдельные озера образовывали долины прорыва в виде узких каньонообразных ущелий. Микрорельеф зандровых террас представляет собой густую сеть плоских неглубоких ложбин, выработанных потоками талых ледниковых вод, блуждающих по поверхности. Почти повсеместно флювиогляциальные террасы венчаются слоями лессовидных суглинков, мощностью 1,7–1,8 до 2 м. Суглинки карбонатизированы.

В долинах рек Азас, Хамсара характерен рельеф языковых или концевых бассейнов. Своим происхождением они обязаны процессам эрозии и аккумуляции. Состоят они из основного бассейна, занятого озером, и системы радиальных ложбин, расходящихся в сторону конечноморенного вала. Типичным представителем языкового бассейна является впадина оз. Тоджа. Следует отметить, что аккумулятивные формы рельефа, наиболее разнообразные и свежие, являются результатом деятельности азасского ледника (Q_{III}). Учитывая его мощность и территорию выдвигания, можно предполагать, что более ранние аккумулятивные формы перекрыты или уничтожены, более поздние (башхемское оледенение) – сюда не распространялись.

Северо-восточный склон хр. Восточный Саян представлен тремя довольно четко выраженными тектоническими ступенями, для которых характерны морфологические разновидности рельефа: высокогорный плосковершинный густо расчлененный рельеф с абсолютными отметками 2100–1800 м, среднегорный плосковершинный сильно- и среднерасчлененный рельеф (1600–1300 м), низкогорный густо-, средне- и слаборасчлененный рельеф (1200–900 м). Общей закономерностью для всех морфологических разновидностей рельефа является наличие реликтов поверхностей выравнивания, количество и размеры которых увеличиваются от высокогорного к среднегорному, достигая максимума в пределах низкогорного рельефа. Размеры площадок колеблются соответственно: 300–500 м ширина и 1 км длина; 800–100 м и 10–15 км; 100–2000 м и 20–30 км. Выровненные поверхности, как правило, плоские пологоволнистые с отдельными останцами, покрыты элювиально-делювиальными отложениями. Величина денудационного среза незначительная, о чем свидетельствуют находки кор химического выветривания каолинового профиля. Многочисленны линейные коры выветривания.

Степень расчлененности выровненных поверхностей максимальна в пределах высокогорного рельефа, закономерно уменьшается к внешней зоне средне- и низкогорного, где нерасчлененные участки водоразделов концентрируются в обширные поля. Значительную роль при этом играет литоморфный фактор. Так, участки минимальной расчлененности приурочены

к выходам магматических и субвулканических структур. Следует отметить, что кроме вершинных мел-палеогеновых поверхностей выравнивания довольно широкое развитие получили придолинные неогеновые поверхности, степень расчлененности которых гораздо выше и масштаб карты не позволяет их выделить. Учитывая основную северо-западную ориентировку геологических структур, северо-восточную, субмеридиональную направленность основных речных долин (рр. Бирюса, Уда, Ия, Ока, Урик), пересекающих структуры вкрест простирания, а также литоморфный фактор, можно сказать, что склоновые поверхности носят самый разнообразный характер. Как правило, в верхней части они выпуклые, имеют плавный переход от выровненной поверхности, осложненной нагорными террасами от 3–4 до 10 ступеней. Параметры их: высота 3–5 м, ширина площадок от 50 до 150 м. Для верхних ступеней – уступ коренной, вниз по склону перекрывается коллювиально-делювиальными отложениями. Широкое развитие имеют солифлюкционные оползневые уступы с термокарстовыми воронками. В высокогорье средние и нижние части склонов крутые, иногда отвесные, широко развиты каменные моря и реки. В средне-низкогорье склоны с учетом литоморфного фактора и направления пересечения геологических структур могут быть как крутые (до 30–35°), так и ступенчатые, пологие (10–15°), плавно переходящие в днище долины (5–10°), покрыты курумами. В присклоновой части образуются присклоновые шлейфы, где мощность отложений достигает более 10 м.

Значительную роль в рельефе склонов играют тектонические зоны, к трещинам которых приурочиваются делли, кулуары, а в низкогорье многочисленны овраги. Уклон продольного профиля оврагов крутой (30–45°), глубина вреза от 6–8 до 10 м, в устье – мощные (до 5–6 м) конусы выноса. Как отмечали ранее, в пределах северо-восточного склона значительную роль играла также литология геологического субстрата. В интенсивно расчлененных частях среднегорного рельефа на выходах пород карагасской серии в сфере влияния эрозионных процессов водоразделы имеют облик изолированных вершин, склоны крутые (45–50°), обрывы высотой до 600 м, прямолинейные. Весьма характерна ступенчатость склонов, обусловленная различной денудационной устойчивостью почти горизонтально залегающих коренных пород. Высота ступеней 20–30 м. Карбонатный состав пород карагасской серии обуславливает образование карстовых воронок, пещер. Наиболее изучены Плитские пещеры в правом борту р. Уда в 6 км ниже устья р. Инста. Здесь в отвесных скалах, на высоте 150 м над руслом, наблюдаются две пещеры с несколькими залами и галереями. Стенки, пол и кровля покрыты сталактитами и сталагмитами. Выше по течению р. Уда отмечены карстовые полости и каналы до 3–2,5 м на высоте 30–40 м в тех же черных доломитах. Менее известны пещеры по р. Бирюса. На карбонатных породах кембрия и рифея повсеместны многочисленные карстовые воронки диаметром 30–50 м, глубиной до 5–7 м как на водоразделах, так и на склонах и в речных долинах. На участках развития кайнозойских базальтовых покровов (р. Хадама, кл. Длинный, правый борт р. Уда, междуречье Мал. Айсы и Уды) базальты к рекам обращены столбчатыми обнажениями высотой 30–40 м. Залегают базальты на древних поверхностях выравнивания, пониженных формах древнего рельефа и древних долинах. На поверхностях

образуют мелкобломочные плитчатые россыпи, на крутых склонах – осыпи, небольшие коренные останцы.

Таким образом, современное морфоструктурное оформление рельефа северо-восточного склона Восточного Саяна обусловлено широким развитием процессов: гравитационного сноса и накопления, плоскостного смыва, физического и морозного выветривания, но в основном эрозии – глубинной, боковой, регрессивной, карстообразования. Речные долины (рр. Бирюса, Уда, Ия, Ока, Урик), пересекающие северо-восточный склон Восточного Саяна, – транзитные. Вертикальное расчленение составляет от 1000–1200 до 300–400 м при выходе к платформе. Верховья рр. Урик, Ока, Бол. Белая, Ия, Уда берут начало за пределами осевой части хребта и представляют собой глубокие трюги. Степень расчлененности хребта очень высокая. Рисунок гидросети сетчатый, древовидный, радиальный. Большая часть долин приурочивается к тектоническим зонам. Поперечный профиль долин от V-образных, U-образных, трапециевидных, широкотрапециевидных до корытообразных, асимметричных. Продольный профиль ступенчатый с чередованием суженных участков и расширений. В современном рельефе речных долин четко выраженными являются поймы (низкая и высокая), первая и вторая надпойменные террасы, которые имеют сквозное развитие. Уровни террас 100–120 м, 70–80 м, 35–45 м, 15–27 м отмечаются фрагментарно в виде малопротяженных (до 300–500 м) площадок при ширине до 100–150 м. Лучше других сохранились террасы уровня 35–45 м, который трассируется по долине, постепенно снижаясь. Террасы уровня 100–120 м отмечаются в долинах Бирюсы, Уды, Ии, Оки в виде фрагментов в основном в средних частях. Эти террасы представляют интерес как наиболее древние, сложенные неогеновыми металлоносными отложениями, свидетельствующими о том, что реки в неогене имели хорошо выработанные глубокие долины, пространственно совпадающие с современными, и перспективны на россыпи.

Для многих рек с ледниковым прошлым характерны флювиогляциальные террасы, прослеживаемые в виде уступов вдоль бортов высотой 30–50 м, вниз по течению уровень понижается, сливаясь со второй террасой.

Эрозионно-денудационный рельеф северо-западных предгорий Восточного Саяна в зоне сочленения Восточно-Саянского и Енисейского сводовых поднятий представлен в крайней северо-западной части площади листа. Абсолютные отметки ступенчато понижаются от 890 до 490 м в сторону юго-восточных отрогов Пойменной впадины. Поверхности водоразделов плоские, выровненные. Главными рельефоформирующими факторами являются геологический субстрат и эрозионные процессы, моделирующие субстрат. Наиболее опущенными участками являются бассейны рек Улька и Пойма, обусловившие многочисленные речные перехваты, особенно наглядно это проявлено в бассейне р. Улька. Склоны пологие, сильно расчлененные, отчего создается впечатление бессистемности ориентировки водораздельных пространств. В присклоновой части мощные толщи делювиально-коллювиальных шлейфов. Относительные превышения от 100 до 50–60 м, широким развитием пользуется овражная сеть, заболоченность, причем как в широких плоских днищах долин, так и на водоразделах. В зависимости от состава пород и степени их разрушаемости, на склонах формируются

ступени. Речные долины сильно заболочены, практически лишены террас, преобладают поймы и первая надпойменная терраса, шириной до 1–1,5 км. Течение медленное, размеры долин не соответствуют слабым меандрирующим водоотокам. По р. Агул отмечается от двух до четырех уровней террас. Пойма по р. Агул – аккумулятивная, высотой 1,0–1,5 м, на выходах гнейсов шириной до 500–800 м, на вулканитах – 150–200 м. Мощность отложений 4–6 м. Поверхность поймы ровная, изобилует протоками, озерами, сухими руслами, заболочена. Первая надпойменная терраса шириной от 100 до 900 м отмечена только вдоль русла. Терраса аккумулятивная, высотой от 2–4 до 5–12 м, мощность отложений – 3,0–4,5 м, в устье руч. Подъемный – до 9 м (за счет конуса выноса). Поверхность ровная, повсеместно старицы, небольшие озера, болота затапливаются ежегодно. Вторая надпойменная терраса высотой 15–25 м при ширине 100–900 м и мощности отложений 3–7 м – цокольная. Поверхность террасы ровная с уклоном к руслу 3–7°, сильно заболочена, залесена. Третья надпойменная терраса высотой 25–30 м – цокольная, мощность аллювия 3–3,5 м, ширина 300–450 м, ровная с уклоном к руслу 5–10°, сохранилась фрагментарно. К западу за пределами площади выражена более стабильно.

В долине р. Пойма днище широкое, плоское с медленнотекущим и сильно меандрирующим руслом. Широкое развитие имеет пойма, достигающая ширины 2 км. Также отмечены четыре уровня надпойменных террас. Долина асимметричная. Высокие III и IV террасы приурочены к левому борту. Первая и вторая террасы сквозные.

Река Туманшет расположена на склоне предгорья, асимметрична, более крутой правый борт, имеет субмеридиональное направление, склоны пологие, но выражены более четко, чем в предыдущих речных долинах, водораздельные поверхности ровные плоские, рельеф холмисто-грядовый. В долине представлены пойма и два уровня террас фрагментарно.

Аккумулятивно-тектонический рельеф неоплейстоцен-голоценовых приразломных впадин северо-восточного простирания Предсаянского кайнозойского прогиба распространен на последней ступени в переходной пограничной зоне между горным обрамлением Восточного Саяна и Сибирской платформой. Переходная полоса с юго-запада ограничивается Присаянским северо-западным разломом. От Марской впадины к юго-востоку, в зоне прогиба, унаследованной с мезозоя, переходная полоса осложнена серией малых приразломных впадин северо-восточного направления, наложенных на фронтальный сбросо-сдвиг с амплитудой 300–400 м северо-западного простирания. Внутренняя структура малых впадин представлена малоамплитудными 20–40 м сбросовыми ступенями северо-восточной ориентировки. В продольном профиле переходной полосы впадины разделены междувадинными и внутривадинными перемычками. Суммарные амплитуды смещений колеблются от 60–70 до 100 м. Рельеф поверхности мозаично-клавишный. Речные долины (Бол. Белая, Ока, Ия) при выходе в зоне прогиба наследуют молодые северо-восточные зоны разломов; боковые притоки текут по плоской, выровненной, сильно заболоченной поверхности, устремляясь к наиболее пониженным участкам субпараллельно главному северо-западному сбросовому уступу, разделяясь невысокими, практически не выраженными,

водоразделами (Икей, Кирей, Кирейская Тагна и др.). Река Уда в пределах прогиба делает резкий крутой поворот к северо-западу, следуя вдоль зоны разлома. Вслед за ней втянуты притоки Аин, Мут, Муксут. К юго-востоку от долины Уды влияние северо-восточных разломов нарастает, впадины сужаются, чередуются с блоками коренных выходов (Урик, Бол. Белая). Абсолютные отметки водоразделов 850–900 м, относительные – 100–250 м. Субстрат – дислоцированные породы кембрия. Глубинная эрозия слабая. При выходе в зону прогиба реки Урик, Бол. Белая, Тагна и др. образуют внутренние дельты, представляющие собой плащеобразные покровы, повсеместно заболоченные.

Все речные долины привпадинной полосы заболочены, что позволяет предположить, что сбросовые уступы запрокинуты, эрозия замедленная, реки подпружены (Кирей, Ильмига и др.). В долинах рек Урик, Бол. Ерма, Бол. Белая современное русло имеет ширину 25–30 м, а днище долины 500–800 м. Довольно мощная толща аллювия отмечается также в крупных притоках – Улунтуй, Базар-Талга, Мал. и Средняя Ерма, Хантагай, Майсото и др. Долины террасированы. Пойменные террасы I (2 м), II (6–8 м), надпойменные – аккумулятивные и развиты повсеместно, третья терраса высотой 35–40 м – цокольная, сохранилась отдельными фрагментами. Водоразделы массивные, низкие. Повсеместно развит карст в виде воронок диаметром 10–15 м, глубиной 5 м, иногда отмечается карст в виде воронок поглощения, часто в днищах речных долин (р. Жежем и др.). Склоны долин пологие (5–10°), поперечные профили трапециевидные, корытообразные, реки меандрируют в широких плоских днищах.

Характерными формами рельефа сквозного развития являются пролювиальные и пролювиально-делювиальные конусы выноса, сливающиеся в предгорные шлейфы высотой 10–15 м, при ширине от 1,5–2,0 до 4,5 км и более (междуречье р. Ия и верховьев правых притоков р. Уда).

В целом рельеф Предсаянского прогиба полого-холмистый, сильно заболоченный; на Алганайском хребте расположено крупнейшее Алганайское болото, где мощность торфяников достигает 4,5–5 м. Следует отметить, что в строении рыхлых толщ впадин выявлены осадки от N_{1-2} (голуметская свита) до современных. Снизу вверх наблюдается отчетливое погрубение от илистых, песчано-глинистых до галечно-песчаных, галечных, галечно-валунных.

Террасовый комплекс речных долин представлен низкой, высокой поймами (2–4 м, ширина до 300 м), первой, второй надпойменными аккумулятивными террасами (6–8; 10–12 м), имеющими сквозное развитие. Третья, четвертая террасы (соответственно, 25–30, 35–45 м при ширине 100–300 м) – эрозионно-аккумулятивные, отмечены фрагментарно и вдоль одного борта. Ширина первой и второй надпойменных террас колеблется от 200–300 м до 1–1,5 км.

К северо-западу от Марской впадины в пределах Удинско-Бирюсинского междуречья рельеф представлен ступенчатыми блоками по зонам Присаянского и Тымбырского разломов. Характерны сугубо рифтогенные приразломные структуры в виде узких – от 3 до 5 км Тымбырской и 10 км Бирюсинской впадин. Протяженность их, соответственно, 30 км и 50–55 км. Ограничены зонами северо-восточных разломов с юго-востока и северо-запада. Абсолютные отметки водораздельных поверхностей 770–520 м, склоны

крутые, обрывистые на участках выходов траппов; пологие, ступенчатые – при выходах осадочных близгоризонтально залегающих толщ венда и кембрия. Широко развиты овраги, делли особенно по тектоническим зонам. Боковые притоки широкие и заболоченные в верховьях, в приустьевых участках – узкие, V-образные, образуют конусы выноса. Водораздельные поверхности плоские, широкие, слабо расчлененные. Преобладают процессы денудации – плоскостного смыва, солифлюкции, карстование. Относительные превышения 100–300 м над днищами речных долин. Граница перехода к склонам плавная. Иногда отмечены коры выветривания каолинового профиля, чаще линейные, по зонам разломов. На поверхности отмечены коренные останцы – тумпы на дне коллювиально-делювиального рыхлого чехла, состоящего из обломков, глыб. Иногда отмечаются термокарстовые воронки, заболочиваемость. В речных долинах преобладает эрозионно-аккумулятивный рельеф. В пределах Бирюсинской впадины отмечено от семи до восьми уровней террас. Долина асимметричная – с крутым обрывистым правым бортом и террасированным левым. Преобладающие современные процессы – избирательная глубинная эрозия, обуславливающая миграцию русел. В результате вскрыты все уровни террас, и русло продолжает врезаться в коренные породы. Уровни террас от III (20–25 м) до VIII (100–120 м) имеют плоскую выровненную поверхность с плавными малозаметными переходами от уровня к уровню, а затем в пологие склоны. К этому участку приурочивается погребенное древнее (N) русло р. Бирюса. Днище долины широкое, ящикообразное, продольный профиль ступенчатый, широко развиты острова и косы. Современные поймы (низкая, высокая) отмечены в виде узких (10–20 м) полос – цокольные, с уклоном поверхности к склону. Наибольшее распространение имеет первая надпойменная терраса высотой 6–8 до 10 м, прослеживаемая вдоль правого борта шириной до 1,5–3 км. На ней расположены все поселки, постоянно подвергающиеся подтоплению в периоды паводков. Мощность рыхлой толщи террасы до 12 м.

Боковые притоки левого борта Бирюсы все подвешены. В приустьевых участках имеют узкие V-образные долины и широкие корытообразные долины выше по течению. Образуют обширные конусы выноса (р. Ингашет).

Таким образом, Бирюсинская впадина, являясь длительное время объектом аккумуляции, к настоящему времени активно размывается, что подтверждают вскрытые неогеновые отложения. Может служить объектом на поиски россыпных месторождений.

Особое место занимает *техногенный рельеф*, обусловленный промышленным и гражданским строительством, освоением территорий при разведке и отработке месторождений полезных ископаемых. Выделен нами вдоль Транссибирской магистрали, в пределах городов и поселков, примыкающих к ней, где происходит масштабное перемещение грунтов, когда исчезают одни формы и появляются другие (карьеры, шахты, дамбы, плотины). При промышленной добыче полезных ископаемых меняются направления русел рек, формируются новые формы рельефа, в связи с чем усиливается воздействие тех или иных процессов, что приводит к заметным изменениям рельефа, порой непредсказуемым.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Мел-палеогеновый период характеризуется в условиях тектонической паузы как этап регионального денудационного выравнивания – пенепленизации, формирования обширных полого-холмистых поверхностей, площадных мощных кор химического выветривания, широких (до 10 км) речных долин.

Олигоцен–миоцен – начало становления крупных новейших структур. Поднятия были незначительными, опускание впадин по скорости и размаху превосходило воздымание плечей. Этот период Н. А. Логачев [3] отмечает как время «медленного рифтинга». Возможно, в этот период была заложена на флангах БРС по траверсу Южно-Байкальская–Тункинская структуры эмбриональная Хамсаринская впадина, не получившая затем дальнейшего развития как крупная структура.

На грани миоцена и плиоцена, после фазы сжатия, начался и продолжается до настоящего времени «быстрый рифтинг» под влиянием ускорившихся тектонических процессов, по разломам всех направлений, характерных для региона. Одним из признаков является широкий ареал проявления вулканизма (N_1-N_2). Выровненная поверхность была расчленена на крупные блоки северо-западного простирания, речные долины на фоне умеренных поднятий в основных чертах приобрели направление, близкое к современному, начали формироваться новые уровни выровненных поверхностей с незрелыми корами выветривания.

Плиоцен-эоплейстоценовый этап – время коренной перестройки рельефа с наибольшим размахом амплитуд вертикальных перемещений по разломам, как в системе Восточного Саяна, так и на платформе. Амплитуды поднятий в максимумах составили в горной части до 2000–2500 м выше исходного (1500 м) положения денудационной поверхности в позднем мелураннем палеогене. На юго-западном и западном флангах БРС (Окинское плоскогорье, Тоджинская котловина) активные подвижки произошли по зонам близширотного и северо-западного простираний, а также субмеридиональной Билинской зоне, что выразилось в активных блоковых перемещениях – поднятиях хр. Кропоткина, а также формировании целого ряда малых приразломных впадин, что характерно для флангов растущего рифта. Вулканические лавы разнесены по вертикали до 600 м. Интенсивные тектонические движения обусловили активизацию эрозионных, эрозионно-денудационных процессов, вулканической деятельности, обвальных, обвально-осыпных процессов на склонах. Глубина эрозионного вреза составила от 900–1400 м в горном обрамлении до 200 м – на платформе. В этот период окончательно сформировались направления крупных речных долин, комплексы хорошоокатанных (III–IV класса по Хабакову) рыхлых отложений, транспортированных на довольно значительные (свыше 100–150 км) расстояния. По рекам Бирюса, Уда, Ия «саянские галечники» отмечаются вплоть до северной рамки листа.

Неоплейстоцен-голоценовый этап характеризуется тектоническими поднятиями пульсационного характера в среднем и верхнем неоплейстоцене. Так, активизация северо-восточных разломов в пределах Предсаянского кайнозойского прогиба выразилась в расчленении единого сбросового

северо-западного уступа на серию малых впадин и перемычек с амплитудами перемещений суммарно до 100 м. Отложения голуметской свиты в междуречье Тымбыр–Топорок расположены на трапповом плато на абсолютной высоте 628,0 м, на юго-востоке в районе д. Георгиевка – на глубине 83 м (скв. 241), при выходе р. Икей (скв. 2) – 63 м. На юге, юго-западе площади характерны сбросы, сбросо-взбросы, сбросо-сдвиги, а также активная вулканическая деятельность. Озеро Кара-Балык образовалось на месте смещения от подножия вулкана сбросового уступа с амплитудой 470 м. Размеры: длина до 6 км, ширина от 0,5 до 1,5 км.

Для горного обрамления платформы характерно в среднем и верхнем неоплейстоцене оледенение горнодолинного, полупокровного и покровного типов. Единого мнения о количестве не существует. По последним предположениям, их было девять [23]; по данным М. Г. Гросвальда [50] – четыре, причем максимальным было кахемское (самаровское); по данным геологов Бурятии [439] – три: кахемское, азасское, башхемское (самаровское, зыряновское, сартанское). Они обусловили своеобразный ледниковый, ледниково-эскарпационный рельеф водораздельных поверхностей, склонов и троговых долин. В последних, при преобладании процессов эскарпации и больших уклонов продольного профиля ледник производил выпахающую деятельность, при слабых – ламинарное течение – трогии корытообразные.

В пределах платформы вдоль северной рамки отмечены мощные (до 14 м) горизонты лессов, что может свидетельствовать о существовании перигляциального режима накопления толщи.

В голоцене наблюдается интенсивное проявление вулканизма (Жомболокское, Бий-Хемское), интенсивный эрозионный врез, денудация, сокращаются периоды между эпохами поднятий. На платформе по зоне Предсаянского прогиба прослеживается активная аккумуляция осадков, к северу–северо-востоку аккумуляция сменяется эрозионно-аккумулятивными процессами, пропилены границы поднимающихся блоков, что выражается серией маломасштабных расчлененных уступов.

Регион в настоящее время относится к тектонически активным. По данным топозамеров по трассе железной дороги Красноярск–Иркутск в районе г. Нижнеудинск зарегистрированы поднятия 4,8 мм/год. Сейсмическое районирование показывает нарастание сейсмopotенциала региона от 3,0–3,5 баллов на платформе, до 6–9-балльных землетрясений на юге территории. Интересно отметить, что предполагаемый ранее 50-летний перерыв между сильными землетрясениями уменьшился до 20 лет.

На наиболее высоких вершинах осевой части на юго-востоке территории развито современное оледенение. В направлении с запада на восток, юго-восток уровень зарождения ледников повышается с 2900 до 3000–3120 м. Существует предположение, что оледенение не является реликтом башхемского, а представляет собой самостоятельный этап.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ вертикальных и латеральных рядов геологических формаций, их структурных соотношений позволяет, в общих чертах, воссоздать историю геологического развития региона, начиная с раннего архея. «Неполнота» геологической летописи, дискуссионность вопросов о возрасте и возрастной последовательности ряда СВК, слагающих территорию листа, вносят в понимание истории её геологического развития определённые условности, вытекающие из авторской интерпретации фактического материала.

Раннеархейский (> 3,15 млрд лет) этап. Представления о строении и эволюции земной коры, геодинамических обстановках формирования СВК раннеархейского возраста на территории листа базируются на имеющейся информации о вещественном составе и структуре раннеархейских образований Шарыжалгайской глыбы (Булунский блок), Бирюсинской и Гарганской глыб. Как следует из характеристик раннеархейских СЯ («мегакомплексов»), их строение в указанных структурах существенно отличается.

По результатам петролого-геохимических исследований валовый состав раннеархейских образований в Булунском блоке отвечает породам тоналит-трондьемитовой серии, метабазиты соответствуют N- и T-типу базальтов MORB, ультрабазиты (бельский комплекс) – гарцбургитам офиолитовой ассоциации. Указанное характеризует раннеархейскую кору (по составу) как кору океанического типа с фрагментами офиолитовой ассоциации. Метаморфизм раннеархейского(?) этапа соответствовал P-T условиям гранулитовой фации. Складчатая структура блока в результате деформационных этапов позднеархейского возраста практически полностью утратила особенности, характерные для «нуклеарной» стадии эволюции земной коры.

Вещественный состав раннеархейских мегакомплексов Бирюсинской и Гарганской глыб характеризуется гораздо меньшей «долей» базитовой и практическим отсутствием ультрабазитовой компонент и в целом более соответствует понятию «серогнейсовый комплекс». Складчатая структура хайламинского и гарганского мегакомплексов сохранила(?) особенности раннеархейских структур – ряд гранито-гнейсовых куполов и валов, хотя и существенно переработанных в последующие деформационные этапы (особенно – в карельский).

Метаморфические преобразования раннеархейского(?) этапа условий гранулитовой фации в Бирюсинской глыбе сопровождалось формированием пород эндербит-чарнокитовой серии (грядинский комплекс).

По существующим представлениям, раннеархейский этап завершился формированием «протокоры» фемически-салического профиля. Соответствующий раннеархейскому этапу минерагенический цикл в пределах листа представлен проявлениями железорудной амфиболит-гнейсовой (эклогитовой) рудной формации. Предположительно, с раннеархейским циклом в Бирюсинской глыбе связаны повышенные концентрации редких земель в «чарнокитоидах».

Позднеархейский (3,15–2,5 млн лет) этап. Геологические события позднеархейского этапа эволюции земной коры на территории листа могут быть реставрированы на основе формационных характеристик позднеархейских образований савинской серии и андотской толщи, слагающих Андотский и Онотский грабены в Шарыжалгайской глыбе, и китойкинской серии, слагающей Онотско-Бельскую «глыбу». В отличие от раннеархейского этапа, поздний архей характеризовался формированием осадочных комплексов с существенной ролью карбонатных (а также высокоглинозёмистых) образований и относительно большей дифференцированностью геодинамических обстановок.

Согласно представлениям большинства исследователей, Андотский и Онотский грабены являются сохранившимися фрагментами «шовных прогибов» («палеорифтов», «зеленокаменных поясов»), заложившихся на раннеархейской коре фемически-салического профиля. Они сложены метавулканогенно-осадочными породами савинской серии, в составе которой на территории листа выделяются (снизу): камчадальская и андотская толщи кварцито-карбонатно(доломитово)-амфиболито-сланцевая (в т. ч. железисто-кварцитовая), малоиретская свита – амфиболито-гнейсо-сланцевая общей мощностью до 6–6,5 км. По петрографическим особенностям первичный состав гнейсов и сланцев отвечает риолитам, грауваккам и глинозёмистым пелитам. Амфиболиты по геохимическим параметрам соответствуют андезибазальтам и базальтам толеитовой серии [106].

По строению разреза савинская серия имеет признаки, характерные для типичных геосинклиналей. Достаточно условно (на основе радиологического датирования) в Шарыжалгайской глыбе в состав позднеархейских образований включена китойская толща существенно гнейсовая (силлиманит- и кордиерит-гнейсовая с горизонтами и линзами мраморов и кальцифиров). Повышенная глинозёмистость некоторых частей разреза позднеархейских образований, вероятно, может свидетельствовать о предшествующей их накоплению эпохе глубокого химического выветривания пород фундамента (шарыжалгайской серии?). Магматическая деятельность начального этапа проявилась в формировании интрузий пироксенитов, перидотитов, габбро, анортозитов (арбанский комплекс), в последующем интенсивно метаморфизованных.

К концу раннего–началу позднего архея, вероятно, относится заложение Главного Саянского разлома, юго-западнее которого (в современных координатах) в позднем архее сформировался мощный (≈ 7 км) комплекс карбонатно-терригенных (возможно, с вулканогенной компонентой) осадков в условиях, близких к шельфовым [65]. Этот комплекс на территории листа известен как китойкинская серия, а в соседних районах – как слюдянская и

ольхонская серии, и как бы обрамляет Шарыжалгайский выступ. Фациальная устойчивость образований на больших площадях некоторыми исследователями интерпретируется как признак их формирования в обстановках, близких к платформенным или «протогеосинклинальным». Ограниченное развитие позднеархейских базитов (арашигнинский комплекс) в строении Онотско-Бельской глыбы, отсутствие офиолитовых ассоциаций, возможно, подтверждают это предположение. На рубеже $\approx 2,58$ млн лет образования позднеархейского возраста были смяты в линейные складки, ориентировка осей которых в целом конформна контурам раннеархейского кратона, метаморфизованы в P-T условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также – эпидот-амфиболитовой фации в Онотском и Андотском грабенах. Метаморфизм амфиболитовой фации (дистен-силлиманитовая фациальная серия) сопровождался формированием крупных масс гранитоидов. Раннеархейские образования претерпели площадной региональный регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации (диафторез), гранулитовые парагенезисы сохраняются лишь в реликтах.

По петролого-геохимическим особенностям гранитоиды китойского комплекса сопоставимы с гранитами как J-, так и S-типа, геодинамическая обстановка их формирования оценивается как орогенная (коллизийная) [106]. Складчатость, метаморфизм и гранитообразование завершили аккрецию ранне- и позднеархейских СВК и формирование в позднем архее суперконтинента – «Пангеи-0».

Позднеархейский этап в минерагеническом отношении является более продуктивным. Со структурно-вещественными комплексами «шовных прогибов» связаны крупные месторождения магнезитов, талька (Савинское и Онотское месторождения на листе N-48), месторождения и проявления железа формации железистых кварцитов (джеспилитов), проявления марганцовистых кварцитов (Андотское проявление), проявления кобальта (кобальтоносные пириты), офикальцита. Со СВК, слагающими Онотско-Бельскую глыбу, связаны повышенные концентрации ванадия, молибдена и урана в графитизированных сланцах, проявления чешуйчатого графита, лазурита (Ара-Шигнинское), карбонатного сырья.

Раннепротерозойский (2,5–1,65 млрд лет) этап. Является одним из важнейших в геологической эволюции территории листа, определяющим многие особенности её геологического строения и минерагении. СВК раннепротерозойского возраста, анализ которых позволяет реставрировать геодинамические обстановки их формирования, наиболее полно представлены в фундаменте Сибирской платформы («Гутарском щите») и Канской глыбе и ограничено – в Алтае-Саянской СО («Дербинский блок-антиклинорий»). На основе существенных отличий в формационных и возрастных (по радиологическим данным) характеристиках СВК в раннепротерозойском этапе выделяются два цикла – раннекарельский и позднекарельский.

С раннекарельским циклом связано заложение и развитие на раннеархейской коре фемически-салического профиля Бирюсинской и Канской глыб системы линейных «желобообразных» прогибов рифтогенного типа, известных также как «зеленокаменные прогибы», «троги». Из рассмотрения геологической карты следует, что границы этих прогибов не отвечали

современным контурам раннекарельских СВК и применение к районам их развития на современном срезе понятия «прогиб» не вполне корректно. ФК этого цикла на территории Бирюсинской и Канской глыб представлены кварцито-мраморно-сланцевой (дистеносланцевой, углеродистосланцевой) формацией (алхадырская свита, туманшетская свита в Бирюсинской глыбе) и кварцито-амфиболито-гнейсовой формацией (с мраморами) (караганская серия в Канской глыбе). Характерными элементами ВК раннекарельского цикла являются многочисленные послынные тела ортоамфиболитов и тесно ассоциирующихся с ними гипербазитов (урда-окинский, кулибинский, ийский, идарский комплексы), что и является основанием для отнесения их к ФК «зеленокаменных прогибов», «трогов».

Особенности размещения тел гипербазитов («ареальный», «нелинейный» тип), возможно, позволяют характеризовать режим рифтогенеза как «рассеянный». Значительные объёмы высокоглинозёмных пород (дистеновых, силлиманитовых, хлоритоидных сланцев и гнейсов) в разрезе алхадырской и туманшетской свит позволяют предполагать предшествующее их накоплению в области сноса («филократонах») глубокое химическое выветривание. При общем северо-западном простираии «прогибов» их внутренняя структура характеризуется отчётливо выраженной субмеридиональной направленностью осей складок, их «сигмоидальными» изгибами, что, несомненно, свидетельствует о субширотной ориентировке главных сжимающих усилий при их формировании. В процесс складкообразования были вовлечены и СВК раннеархейского СЯ, вследствие чего структурное, стратиграфическое и «метаморфическое» несогласие между СВК архейского и палеопротерозойского возраста завуалировано. Для алхадырской свиты устанавливается три этапа складчатых деформаций при меняющемся поле напряжений, что обусловило её сложный складчатый рисунок. Метаморфизм алхадырской свиты отвечает Р-Т условиям альмандин-амфиболитовой фации дистен-силлиманитовой фациальной серии. Возраст метаморфизма алхадырской свиты оценивается в 2200 ± 20 млн лет, имеются определения возраста ультрабазитов ийского комплекса 2657 ± 62 млн лет, что, с определённой вероятностью, позволяет в истории эволюции докембрийских образований выделять раннекарельский цикл.

Туманшетская свита в Туманшетском грабене характеризуется общей мощностью разреза до 4,4 км, большой суммарной мощностью карбонатных пород (преимущественно доломитов), кварцитов и углеродистых кварцитов, высокоглинозёмистых пород (в т. ч. хлоритоидных сланцев), и практически полным отсутствием эффузивов. Наличие косой слоистости, прослоев гравелитов, доломитов может свидетельствовать о её формировании в обстановке относительно мелководного морского бассейна.

В АССО к ФК карельского возраста отнесены терригенно-карбонатные образования дербинской серии, слагающие Дербинский блок-антиклинорий. Как и для китойкинской серии позднего архея (с которой дербинская серия рядом исследователей коррелируется и по возрасту), режим её формирования соответствует «протогеосинклинальному», а тип осадков отвечает зоне шельфа. Судя по наличию в разрезе скаполитовых кристаллосланцев и мраморов (как и в китойкинской серии), не исключается

повышенная «засолонённость» бассейна осадконакопления. Характерна линейная складчатость «геосинклинального типа», в целом «конформная» контуру Сибирской платформы.

Метаморфизм карельского цикла характеризуется выраженной зональностью – возрастанием степени метаморфизма от эпидот-амфиболитовой фации в западной части блока (бассейны рек Сигач, Агул и др.) до гранулитовой – в восточной (бассейн рек Уда и Ия).

С **позднекарельским этапом (2100–1650 млн лет)** связывается заложение на консолидированной коре архейского возраста, на границе Бирюсинского и Шарыжалгайского блоков («террейнов» в понимании ряда исследователей) крупного внутрикратонного прогиба геосинклинального типа (палеорифта), известного как «Урикско-Туманшетский прогиб». На современном срезе его крупными фрагментами являются Урикско-Ийский грабен, Уватское поднятие, Тагул-Бирюсинский горст. Слагающие их позднекарельские(?) образования представлены семейством вулканогенно(дацит-андзит-базальтовых)-карбонатно-терригенных (алевролитово-песчаниковых с фацией чёрных сланцев) формаций мощностью до 9,7 км, выделяемых в составе сублукской серии в Урикско-Ийском грабене и её аналогов в Уватском поднятии и Тагул-Бирюсинском горсте. Характерны ритмичность флишеидного типа, наличие косослоистых серий, градационная слоистость, значительная фациальная невыдержанность и колебания мощностей. Отмечается увеличение вулканогенной компоненты в разрезах северо-западной части прогиба (Тагул-Бирюсинский горст). По химическому составу metabазальты сопоставимы с базальтами толеитовой серии. Указанное свидетельствует о формировании серии в условиях относительно мелководного морского бассейна, на фоне довольно интенсивных колебательных движений и вулканизма преимущественно базальтоидного типа. Инициальный магматизм этапа проявлен также в виде малых интрузий гипербазит-базитовой формации (зимовнинский комплекс). По существующим представлениям, в конце позднекарельского этапа ($\approx 1,85$ млрд лет) в результате сближения и столкновения Бирюсинского и Шарыжалгайского «террейнов» породы, выполняющие прогиб, были смяты в систему сопряжённых линейных складок «геосинклинального типа», метаморфизованы в P-T условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, а в самой зоне столкновения (Бирюсинский разлом) сформировался один из крупнейших в Восточном Саяне пояс интрузий саянского комплекса. На удалении от этого пояса гранитный магматизм был проявлен в виде интрузий аллохтонного типа, более дифференцированных, сопровождавшихся полями пегматитов, в т. ч. редкометалльных. «Финальный» этап магматизма проявлен в виде малых интрузий тоналит-гранодиоритового состава (игнокский комплекс), положение которых определялось разломами северо-западного направления и узлами их пересечения с разломами других направлений (преимущественно широтного). Структура туманшетской свиты характеризуется простотой складчатых форм.

События позднекарельского этапа завершили процесс амальгамации архей-раннепротерозойских структур фундамента Сибирской платформы и,

возможно, структур дорифейского основания Алтае-Саянской складчатой области.

Карельский минерагенический цикл характеризуется гораздо большим, по сравнению с архейским, разнообразием формационных типов месторождений и проявлений минерального сырья и их большей масштабностью. С карельским циклом связано формирование одного из крупнейших в РФ пояса редкометалльных пегматитов в Урикско-Ийском грабене и Тагул-Бирюсинском горсте, месторождений слюды-мусковита в Бирюсинской глыбе, золота в Урикско-Ийском грабене, сульфидных медно-никелевых руд (с МПГ и золотом) в Бирюсинской глыбе, марганца и графита в Дербинском блоке и др.

Раннерифейский (1650–1350 млн лет) этап. События раннерифейского этапа с относительной достоверностью могут быть реконструированы на основе формационного анализа отложений, слагающих серию приразломных грабенов в Урикско-Туманшетском прогибе и известных как калбазыкская серия в Урикско-Ийском грабене и её аналогов в Уватском поднятии и Тагул-Бирюсинском горсте. Резко несогласное налегание груботерригенной (песчаниково-конгломератовой) ермосохинской свиты на ФК позднекарельского этапа, её слабая дислоцированность, очень незначительная степень метаморфических преобразований, локальное развитие, невыдержанность фациального состава свидетельствуют о накоплении её в приразломных прогибах, которые некоторые исследователи считают возможным относить к структурам типа «пулл-апарт» [106]. С ермосохинской свитой тесно ассоциируют близкие к ней по составу, но с большей долей вулканогенной компоненты, образования, выделяемые как одайская свита. Повышенная вулканогенность (туфогенность) свиты связывается с довольно активно проявившимся на этом этапе базальтоидном магматизме, который реализовался частично в формировании вулканов центрального типа (Ангаульская вулканическая постройка). Присутствие в разрезе довольно мощных карбонатных (преимущественно доломитовых) отложений (одайская свита) свидетельствует о формировании раннерифейского комплекса в условиях, переходных от континентальных к морским. Эти геодинамические обстановки были характерны, вероятно, для всего Урикско-Туманшетского прогиба, что отражено в формационной близости раннерифейских образований в Урикско-Ийском грабене, Уватском поднятии, Тагул-Бирюсинском горсте (т. е. на расстоянии около 400 км). К концу раннего рифея, в результате блоковых перемещений в фундаменте, прогибы были трансформированы в грабены, северо-западная часть Урикско-Туманшетского прогиба (междуречье Ии и Туманшета) была перекрыта средне-верхнерифейскими отложениями Присаянского краевого прогиба платформы (карагасская и оселковая серии).

В рифтовой зоне Главного Саянского разлома (Удинско-Колбинская СФО) к условно-раннерифейской отнесена мощная кварцито-сланцево(гнейсово)-карбонатная (с фацией углеродистых сланцев и кварцитов) формация, с несогласием(?), с конгломератами в основании(?) залегающая на СФК карельского возраста (мурхойская толща). Не исключается, что эта формация фиксирует начало формирования рифтовой зоны, заложившейся между Бирюсинской глыбой и Дербинским блоком (геоантиклинальным

поднятием?). Формирование флишоидной толщи происходило в условиях относительно мелководного морского бассейна, широкое развитие «зрелых» осадков (кварциты) может свидетельствовать о предшествующей их формированию эпохе глубокого выветривания ФК в областях сноса (Бирюсинская глыба, возможно – «Дербинский антиклинорий»). С раннерифейским этапом традиционно связываются урановая (с золотом, сурьмой, мышьяком) минерализация в ермосихинской свите («тип несогласия»), проявления редкоземельной минерализации (монацитоносные песчаники ермосихинской свиты).

Средне-позднерифейский этап. События реставрируются на основе формационного анализа ФК средне-позднерифейского возраста, широкого развития на всей территории листа. К среднему рифею относится начало формирования «плитного» комплекса Сибирской платформы, наиболее интенсивное в краевом (перикратонном) Присаянском прогибе, в ретроспективном плане известного как Присаянская авлакогенная СФО [109]. Тектонический режим некоторыми исследователями [65] характеризуется как «миогеосинклиальный». Вертикальный ряд геологических формаций нижнего подъяруса слагают: конгломератово-алевролитово-песчаниковая (шангулежская свита), песчаниково-доломитовая (тагульская свита), красноцветные, песчаниково-глинисто-кремнисто-доломитовая (ипситская свита), песчаниково-алевролитовая (марнинская свита) пестроцветные формации (карагасская серия), характеризующиеся формированием в условиях мелководного морского бассейна на фоне колебательных движений (трещины усыхания, знаки ряби, характер слоистости и ритмичности). На регрессивной(?) стадии развития прогиба произошло внедрение крупных масс габбро-долеритовой формации (нерсинский комплекс), сформировавших в карагасской серии ряд силлов и даек.

Верхний подъярус, представленный песчаниково-алевролитово-аргиллитовой ритмичнослоистой «флишоидной» пестроцветной формацией (оселковой серии), с незначительным несогласием (или согласно) залегающей на ФК нижнего подъяруса, завершает формирование Присаянского краевого прогиба. Максимальные мощности средне-верхнерифейских ФК приблизительно совпадают с Присаянским разломом и возрастают с юго-востока (от бассейна р. Ия) на северо-запад (до бассейна р. Бирюса).

В качестве «филократона» выступали Бирюсинская глыба и структуры фундамента под чехлом среднерифейских отложений. Складчатая структура карагасской и оселковой серий характеризуется как система пологих антиклинальных и синклинальных складок, брахиантиклиналий и брахисинклиналий, сформировавшихся в результате блоковых перемещений фундамента прогиба. Ориентированность крупных складчатых форм в субмеридиональном направлении, при общей северо-западной ориентировке прогиба, объясняется обычно сдвиговыми дислокациями по системе ограничивающих его разломов (Бирюсинского и Присаянского).

Анализ формационного ряда рифейских стратифицированных и нестратифицированных образований Удинско-Колбинской СФО свидетельствует об их формировании в обстановках, типичных для геосинклинальных («тафрогеосинклинальных»). Начальный этап развития геосинклинального

прогиба сопровождался формированием мощной (более 3,0 км) толщи эффузивно(дацит-андезит-базальтовой)-карбонатно (известняково-доломитовой, кремнисто-доломитовой) – сланцевой серии (хорминская, агульская, инжигейская, малореченская свиты), а инициальный магматизм – внедрением интрузий габбровой (пироксенит-габбровой) формации (мадарский комплекс).

Орогенная стадия развития рифейской геосинклинали в Удинско-Колбинской зоне сопровождалась линейной складчатостью «геосинклинального» типа, метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (преимущественно биотит-хлоритовой субфации), внедрением интрузий гранодиорит-плагиогранитовой формации (саржинский комплекс) и завершилась формированием алевролитово-песчаниково (туфопесчаниково)-конгломератовой (молассовой) формации (янгозинская свита).

В сходной геодинамической обстановке формировались СВК в Кизир-Казырской СФО, что отражено в формационной близости вулканогенно-карбанатно-сланцевых образований рифейского возраста к Удинско-Колбинской и Кизир-Казырской СФО. Это обусловлено общностью структурной позиции указанных СФО – их положением в обрамлении Дербинского блок-антиклинория, который на этом этапе являлся, по-видимому, геоантиклинальным поднятием. На начальной («геосинклинальной») стадии развития был сформирован мощный комплекс вулканогенно-осадочных образований, представленных (снизу): вулканогенно(риолит-андезит-базальтово)-известняково-сланцевой (с фацией углеродистых сланцев) формацией (ашкасокская свита), сланцево-кремнисто-карбонатной (ортинская свита), сланцево-карбонатно-вулканогенной (чатыгойская свита) формациями.

Начальная стадия сопровождалась локально проявленным интрузивным магматизмом гипербазитовой (актоврацкий комплекс) и габбровой, сиенит-габбровой (казырский комплекс) формаций. Рифейский цикл завершился складчатостью линейного («геосинклинального») типа, полифациальным метаморфизмом (от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой – в восточной части СФО) фаций. В отличие от Удинско-Колбинской СФО, в Кизир-Казырской СФО неизвестны гранитоиды орогенной стадии развития рифеид, а также – образований молассовой формации. Не исключено, что этим объясняется гораздо меньшая золотеносность Кизир-Казырской СФО, несмотря на наличие других факторов, благоприятных для формирования золоторудных месторождений (низкая степень метаморфизма, относительно широкое развитие углеродистых сланцев и т. д.).

В *Ухтумско-Хамсаринской СФО* формационные комплексы рифейского этапа из-за широкого развития ФК салаирского и герцинского этапов развиты фрагментарно. Они представлены эффузивно(риолито-дацитово)-карбонатно-сланцевой формацией мощностью более 5300 м (ухтумская толща в окинской подзоне и сходная с ней по строению билинская свита в Хамсаринской зоне), кварцито-сланцево-карбонатной формацией мощностью более 2000 м (иркутная, балыгтыгхемская свиты), тоналит-гранодиорит-плагиогранитовой формацией (сумсунурский комплекс). Судя по наличию косо́й слоистости, карбонатных марганцевых руд в разрезе

утхумской, а также иркутной свит, формирование осадков происходило в морских условиях, в зоне шельфа, на фоне колебательных движений, отраженных в выраженной ритмичности (иногда до микроритмичности). От Удинско-Колбинской и Кизир-Казырской СФО рифейский СФК Утхумско-Хамсаринской СФО отличает гораздо меньшая вулканогенность при существенно большей доле эффузивов среднего и кислого состава. В конце рифейского этапа отложения были смяты в систему линейных складок общего широтного простирания с погружающимся зеркалом складчатости с севера на юг, метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, прорваны интрузиями диоритов и плагиогранитов сумсунурского комплекса.

Окинско-Харальская СФО характеризуется широким развитием рифейских СФК, формационным разнообразием, дискуссионностью вопросов об их генетической природе. В соответствии с авторскими представлениями, в позднем(?) рифее на территории СФО в обширном морском бассейне геосинклинального типа происходило формирование мощного (не менее 8 км) комплекса эффузивно-карбонатно-терригенных пород (окинская серия).

Фациальная невыдержанность отложений окинской серии, наличие олистостромовых горизонтов и др., по мнению авторов работы [93], позволяет рассматривать окинскую серию как «тектоническое месиво», а саму структуру по механизму её формирования – как «аккреционную призму». Фациальное разнообразие (даже на ограниченных площадях) слагающих серию комплексов отражает их формирование в неспокойной тектонической обстановке. Вулканогенные породы принадлежат к толеитовой серии, содержат фрагменты ультрабазитов. Эти же особенности характерны для субвулканических образований, выделяемых в составе хурэнского вулканического комплекса. На дискриминационных диаграммах их «поля» отвечают островодужным толеитам и, частично, области перекрытия островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов [93].

Широтная ориентировка складчатых структур окинской серии, сложный (до изоклинального) рисунок складчатости свидетельствуют о меридиональной (в современных координатах) направленности сжимающих усилий при оформлении её складчатой структуры. Выражена тенденция к запрокидыванию складчатых структур и осложняющих их разрывных дислокаций на юг – в сторону Гарганской глыбы.

Сложной, и неоднозначно интерпретируемой, является природа глубоко-метаморфизованных образований (альмандин-амфиболитовая субфация амфиболитовой фации), слагающих Шутхулайскую «глыбу» и «Хайтинский блок». По совокупности признаков эти структурные элементы Окинско-Харальской СФО отвечают понятию «метаморфических ядер».

В конце рифея породы, слагающие прогиб, были смяты в систему сложных линейных складок и метаморфизованы в Р-Т условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, а в «метаморфических ядрах» – до высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации. На отдельных участках установлены парагенезисы, отвечающие метаморфитам глаукофан-зеленосланцевой фации.

Молассовая формация, фиксирующая орогенную стадию развития «типичных» геосинклиналей (как и в других СФО Алтае-Саянской СО), в Окино-Харальской СФО не установлена, и события орогенной стадии проявлены на рубеже 790 млн лет внедрением гранитоидов (сумсунурский комплекс диорит-плагиогранитовый).

Формирование средне-позднерифейских СВК в Гаргано-Боксон-Сархойской СФО и Ильчирской СФО происходило в существенно иных геодинамических обстановках. Предполагается, что рифейский этап здесь начался с формирования кварцито-сланцево-карбонатной толщи (иркутская свита). Мощность иркутской свиты, залегающей на архейских образованиях Гарганской глыбы с «аркозовым» контактом, невелика (от десятков до сотен метров), нижняя часть её разреза «редуцирована». За пределами глыбы (бассейны рек Хорё, Монгоша и др.) мощность иркутской свиты, в том числе и мощность её нижней – терригенной части, резко возрастает – до нескольких километров [93]. Это вполне согласуется с представлениями о формировании карбонатных толщ сокращённой мощности на геантиклинальных поднятиях (или «срединных массивах») (Гарганская глыба) и синхронном или более раннем формировании терригенно(вулканогенно-терригенно)-карбонатных толщ большой мощности в геосинклинальных прогибах (Окинском, Ильчирском). Эти представления согласуются также с результатами геохимических исследований сланцев окинской серии, согласно которым вероятным источником терригенного материала могла быть Гарганская глыба [28].

Характерным элементом рифейских СВК Гарган-Боксон-Сархойской и Ильчирской СФО является офиолитовая ассоциация в составе вулканогенной (андезит-базальтовой) и габбро-перидотит-дунитовой формации (дунжугурская свита, боксонский, ильчирский комплексы), что свидетельствует о принадлежности земной коры (на этом цикле рифейского этапа) в обрамлении Гарганской глыбы к океаническому типу. Из-за неясности положения в разрезе рифейских отложений карбонатно-сланцевой, ритмичнослоистой (с углеродисто-кремнистой фацией) формации (дибинская свита), привлечение её для реконструкций истории развития СФО затруднительно. Однако, по общим особенностям формационного состава и определённому более низкому положению в разрезе относительно сархойской (также рифейской) свиты, сложной складчатости, можно предположить, что она была сформирована на «позднегеосинклинальной» (но «доорогенной») стадии развития прогиба.

Рифейский этап эволюции Гарганско-Боксон-Сархойской СФО завершается формированием пестроцветной терригенно-вулканогенной формации (сархойская свита). Несогласное налегание сархойской свиты на дибинской, относительная простота её складчатых форм, практически полное отсутствие метаморфических преобразований пород, преимущественно кислый, с повышенной щёлочностью состав вулканитов (до ортофиров), значительная роль в её разрезе игнимбритов, с большой вероятностью свидетельствуют о формировании её в наземной обстановке. По этим признакам не исключается её принадлежность к «вулканогенной молассе», фиксирующей

орогенную стадию развития рифейской геосинклинали. Возраст формации по радиологическим данным оценивается в 718 + 30 млн лет.

Сторонники плейт-тектонической концепции считают, что формирование сархойской свиты происходило на «активной континентальной окраине» [94]. Рифейский этап в этой зоне (как и в Окинско-Харальской, Утхумско-Хамсаринской) завершает формирование диорит-плагииогранитовой формации сумсунурского комплекса. Предположение о наличии в районе интрузивных эквивалентов («комагматов») эффузивов сархойской свиты пока не нашло подтверждения [94].

Предполагается, что в рифее, на рубеже \approx 1000–800 млн лет завершился процесс формирования обширного суперконтинента – Родинии.

Средне-верхнерифейский этап на территории листа явился продуктивным в отношении различных видов минерального сырья. В Присаянском краевом прогибе с этим этапом связано формирование терригенно-карбонатных толщ (тагульская свита) с повышенными содержаниями марганца и железа, за счёт которых в последующем были сформированы месторождения и проявления железо-марганцевых руд остаточно-инфильтрационного типа, формирование фосфоритов, связанных с кремнисто-карбонатной ипситской свитой, проявлений цинка и свинца стратиформного, «миссисипского» типа (Вершинное проявление), месторождений и проявлений урана и золота («тип несогласия»), связанных с кремнещелочными метасоматитами зон региональных разломов (Столбовое, Гарет и др.). В Удинско-Колбинской СФО с этим этапом связываются многочисленные проявления золота золото-сульфидно-кварцевой формации (Бирюсинский золотоносный район). В Утхумско-Хамсаринской СФО были сформированы проявления карбонатных, силикатно-карбонатных марганцевых руд (Утхумское и др.). В Гарганско-Боксон-Сархойской и Ильчирской СФО со СВК рифейского возраста связаны проявления железа (формации гематитовых железистых кварцитов), месторождения асбеста, нефрита, проявления алмазов и др. Вероятно, в рифее был сформирован и основной объём руд золота Гарганского рудного района.

Венд-раннепалеозойский (600–428 млн лет) этап является одним из основных в истории развития территории листа, определяющим многие особенности её геологического строения и минерагении.

На территории Сибирской платформы к этому этапу относится заложение и эволюция одного из её крупнейших структурных элементов – Ангаро-Тасеевской синеклизы. Формирование выполняющих её ФК началось с накопления терригенно-карбонатной красноцветной формации (мотская серия), характеризующейся трансгрессивной направленностью развития, сохранившейся до конца раннего кембрия и сопровождавшейся накоплением мощных (до 5,1 км) карбонатных (преимущественно доломитовых) галогенно-галитовых и сульфатоносных формаций (усольская, бельская, булайская, ангарская, литвинцевская свиты). Режим на территории современного выступа фундамента платформы («Гутарский» выступ) отвечал филократонному, хотя южная граница бассейна седиментации была, вероятно, гораздо южнее современной границы ФК этого этапа. Хатакратонный режим на территории Ангаро-Тасеевской синеклизы сохранялся и в средне-

кембрийско-силурийском временном интервале, однако с начала среднего кембрия формирование осадочных формаций: сульфатно-мергелево-аргиллитовой (верхоленская и илгинская свиты), алевролитово-песчаниковых, песчаниково-аргиллитово-алевролитовых пестро- и красноцветных (устькутская, ийская, бадарановская, мамырская, братская, балтуринская, ярская свиты) происходило на фоне регрессии, сопровождалось местными размывами и несогласиями. Общая мощность ФК этого цикла на территории листа составляет до 2,6 км.

Формационный ряд венд-раннепалеозойских образований в Удинско-Колбинской рифтовой зоне свидетельствует о её развитии в обстановках, отвечающих «геосинклинальным» («тафрогеосинклинали»). Как и при формировании плитного комплекса Сибирской платформы, вендскому циклу отвечает накопление довольно мощной (1200 м) песчаниково-конгломератовой (с прослоями известняков) пестро-красноцветной формации (янгозинская, оклерская свиты), в составе которой отмечается наличие туфогенной компоненты [125].

Раннекембрийский цикл на территории листа характеризуется формированием мощной (до 2100 м) терригенно(сланцево)-карбонатно(доломитово)-вулканогенной (андезит-базальтовой) формации (негодкинская свита) и внедрением интрузий гипербазитов (покровский комплекс), что не исключает их принадлежность к офиолитовой ассоциации. Последующее развитие прогиба сопровождалось ослаблением вулканической активности и формированием мощной (до 2500 м) существенно карбонатной (доломитово-известняковой) толщи (миричунская свита). Раннекембрийский цикл завершился внедрением интрузий пироксенит-габбровой (малобирюсинский комплекс) и монзонит-диорит-гранодиоритовой (инжигейский комплекс) формаций, складчатостью и метаморфизмом низких ступеней зеленосланцевой фации. Орогенной стадии развития отвечает формирование песчаниково-конгломератовой пестро- и зеленоцветной «молассовой» формации (киченская свита) мощностью до 1900 м.

Проблематичным (дискуссионным) остаётся вопрос о принадлежности довольно широко развитых на территории листа гранитоидов бугульминского комплекса (лейкогранит-гранитового) ордовикского возраста к определённому геотектоническому циклу. Имеются основания считать их проявлением гранитоидного магматизма позднеорогенной стадии развития каледонид.

Особое место в эволюции магматизма венд-раннепалеозойского этапа принадлежит формированию интрузий вендского(?) возраста формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (зиминский комплекс) и формации ультраосновных (основных) пород и сиенитов (в т. ч. и нефелиновых) (гутарский комплекс). Они имеют локальное развитие и пространственно с другими ФК венд-раннепалеозойского этапа не связаны. Интрузии зиминского комплекса приурочены к Ерминско-Горхонской зоне разломов в Урикско-Ийском грабене, а гутарского комплекса – к Дербинскому блок-антиклинорию АССО и структурам Удинско-Колбинской СФО. Интерпретация положения этих интрузивных комплексов с позиции «геосинклинальной» концепции затруднена; по формационным характе-

ристикам, с позиций «мобилистской» гипотезы, они отвечают формациям «горячих точек мантии». Необходимо отметить, что авторские представления об истории геологической эволюции Удинско-Колбинской СФО на венд-раннепалеозойском этапе существенно отличаются от представлений красноярских геологов [125, 14], согласно которым в составе одного (салаирского) цикла выделяются и позднерифейские, и среднекембрийские образования, хотя и признаётся, что «венд-среднекембрийские отложения с резкой фациальной границей залегают на позднерифейских образованиях» [125], а режим их формирования более отвечает режиму «перикратонных прогибов(?)».

Венд-раннепалеозойский этап в эволюции структур Алтае-Саянской СО на территории листа характеризовался преимущественно «геосинклинальным» типом развития, завершившегося к концу этапа (ордовик) трансформацией их в складчатые системы, известные как «складчатые системы салаирид» или «ранних каледонид».

С началом этапа связывается деструкция земной коры, сформированной к концу рифея («распад» суперконтинента Родиния). Как следует из рассмотрения геологической карты, ряды венд-раннепалеозойских СВК в крупных геоблоках (СФО) были существенно отличными, отражающими особенности их эволюции. Примечательным является присутствие во всех СФО фрагментов довендских (преимущественно рифейских) СВК, которые в ряде СФО по объёму превышают СВК венд-раннепалеозойского этапа.

В *Казыр-Кизирской СФО* формационный ряд венд-кембрийских отложений представлен (снизу): сланцево-кремнисто-карбонатной (существенно доломитовой) формацией венд-раннекембрийского возраста мощностью до 800 м (чибижевская свита), эффузивно(базальтово)-карбонатно-сланцевой (с фацией углеродисто-кремнистых сланцев) формацией мощностью более 700 м раннекембрийского возраста (колпинская свита), согласно залегающей на ней песчаниково-сланцево-карбонатной формацией мощностью до 700 м (балахтисонская свита) и несогласно, с глубоким размывом, залегающей на них песчаниково-конгломератовой (с прослоями сланцев и телами андезитов) формацией мощностью до 1800 м среднекембрийского возраста (осиновская свита). В разрезах ФК раннегеосинклинальной стадии постоянно отмечается присутствие конгломератов. Широко развитые в СФО интрузивные комплексы представлены габбро-гранодиоритовой формацией среднекембрийского возраста (ольховский комплекс); условно в состав ФК венд-раннепалеозойского этапа включены интрузии пироксенит-габбровой формации (запевалихинский комплекс) и лейкогранит-габбровой формации (беллыкский комплекс) условно ордовикского возраста. Этот формационный ряд характеризует режим СФО на венд-раннепалеозойском этапе как типично геосинклинальный, но обладающий рядом особенностей, к которым относятся: постоянное присутствие конгломератов в ФК раннегеосинклинальной стадии, гораздо меньшая (по сравнению с Утхумско-Хамсаринской СФО) «вулканогенность» разреза. Ранее некоторыми исследователями на этом основании режим развития СФО характеризовался как «миогеосинклинальный», что вряд ли верно, учитывая сложный складчатый рисунок ФК раннегеосинклинальной стадии и широкое развитие

интрузивных формаций гранодиоритового и гранитоидного состава, отвечающих орогенной и позднеорогенной стадиям развития геосинклиналей.

По возрасту ФК орогенной стадии развития геосинклинали, сформировавшаяся на её месте складчатая система полностью отвечает понятию «салаирской».

Утхумско-Хамсаринская СФО по характеру слагающих её ФК венд-раннепалеозойского возраста обычно рассматривается как «классический» пример формирования салаирской складчатой системы с «эвгеосинклинальным» типом её развития на раннегеосинклинальной стадии. В венде, на раздробленном фундаменте рифейского возраста, произошло заложение обширного прогиба геосинклинального типа с накоплением мощной (более 2500 м) карбонатно-эффузивно(андезит-базальтовой)-терригенной формации (охемская свита) в его западной части (Хамсаринская зона). В раннем кембрии на фоне возрастающей вулканической активности сформировался мощный (более 5,3 км, а по отдельным оценкам – до 10 км) карбонатно-эффузивный комплекс пород (хамсаринская свита). Эффузивный магматизм в большинстве разрезов характеризуется выраженной гомодромной направленностью – преобладанием в их нижних частях эффузивов основного и среднего состава, а в верхних – среднего и кислого (до субщелочного).

Карбонатные образования – пелитоморфные и органические известняки (возможно – рифовых фаций) приурочены обычно к средним частям разреза. Наиболее вероятно формирование этого ФК в обстановках, близких к «островодужным». *Утхумско-Хамсаринская СФО* характеризуется чрезвычайно широким развитием пород габбро-плагиогранитовой серии и в особенности – диоритов и плагиогранитов (таннуольский комплекс), слагающих на её территории два крупнейших (площадью 4–6 тыс. км²) ареал-плутона (около 50% всей площади СФО). Формирование этих интрузий, а также локально развитой в западной части СФО груботерригенной (молассовой) формации ордовикского возраста (систигхемская серия) завершает геосинклинальную стадию развития СФО.

Формирование СВК венд-раннепалеозойского возраста на территории *Окинско-Харальской СФО* происходило в иной геодинамической обстановке, заключающейся, прежде всего, в карбонатном типе разрезов раннекембрийских образований (боксонская серия), в отличие от «вулканогенного» в *Утхумско-Хамсаринской СФО*, что даёт основание ряду исследователей интерпретировать режим их формирования как «платформенный» [93]. Эти различия несколько нивелируются в западной (Харальской, Восточно-Тувинской) зоне, где охемская свита является «сквозной» для обеих СФО, а туматгайгинская свита (также «сквозная»), коррелируемая по возрасту с хамсаринской, содержит в своём разрезе значительное количество эффузивов.

Предполагается, что формирование «платформенного чехла» в Восточно-Тувинской зоне («прогибе») началось с накопления мощного (около 10 км) терригенно-карбонатного (с фациями углисто-кремнистых и вулканогенных образований) комплекса (айлыгская серия), с резким несогласием и с конгломератами в основании налегающего на рифейские отложения. По мнению ряда исследователей, геодинамическая обстановка формирования

этих комплексов соответствовала «рифтовой» [94]. В конце венда–среднем кембрии в прогибе в обстановке мелководья, «спокойного» тектонического режима происходило накопление карбонатных толщ (боксонская серия), которому предшествовала эпоха пенепленизации рельефа и глубокого химического выветривания, что обусловило повышенную глинозёмистость раннекембрийских (табинзуртинская свита) отложений на территории Гарган-Боксон-Сархойской СФО. На территории Окинско-Харальской СФО формирование карбонатного комплекса происходило в более глубоководных условиях («погруженная часть шельфа»), что отражено в резком преобладании в разрезах известняков над доломитами ($\approx 60\%$). Указанное необходимо учитывать при оценке перспектив бокситоносности района.

Венд-раннепалеозойский этап на территории СФО завершился формированием в среднем кембрии–ордовике терригенных (конгломератово-алевролитово-песчанниковых, с карбонатными породами и эффузивами) комплексов переменной мощности (от 500–600 до 2500 м) (мангатгольская, ямагинская свиты), фиксирующих регрессивный цикл развития прогиба.

Для тектонических реконструкций заслуживают внимания указания Е. Ф. Летниковой на геохимические отличия боксонской серии северного крыла Окинского антиклинория от южного (в Гарган-Боксон-Сархойской СФО), заключающиеся во влиянии на геохимические особенности карбонатных пород северного крыла кислого вулканизма, хотя с представлениями о принадлежности их к Хамсаринской зоне нельзя согласиться [102]. Отличия в эволюции Харальской (Восточно-Тувинской) и Окинской зон заключаются также в полном отсутствии в Окинской зоне «реперных» для венд-раннепалеозойского этапа АССО интрузий габбро-плагиогранитовой серии среднекембрийского возраста (хойтоокинский, таннуольский и другие комплексы), а в Харальской зоне – гранитоидов среднеордовикского возраста (урикский, сархойский комплексы). Указанное действительно может свидетельствовать о тектоническом режиме в Окинской зоне, на венд-раннепалеозойском этапе отвечающем «платформенному». Однако нельзя исключать вероятность и иной интерпретации причин этих отличий, а именно – «возрастного скольжения» эпохи массового гранитообразования, фиксирующего превращение геосинклиналей в складчатые зоны. Формационные отличия орогенного гранитоидного магматизма в этом варианте следуют из представлений о существенных отличиях «зрелости» земной коры в Окинской и Харальской (Восточно-Тувинской) зонах на венд-раннепалеозойском этапе. Обстановки формирования СВК венд-раннепалеозойского возраста в Гарганско-Боксон-Сархойской и Ильчирской СФО принципиально не отличаются от обстановок их формирования в Окинско-Харальской СФО (Окинская зона), что подтверждается удовлетворительной коррелируемостью подразделений этого этапа по возрастным и формационным характеристикам. Отличия заключаются в гораздо большей выраженности субплатформенного режима формирования боксонской серии в этих СФО, резком преобладании доломитовых фаций, присутствии бокситов и аллитов, повышенной фосфоритоносности её разрезов. Характерна также большая простота складчатых форм боксонской серии (за пределами широко развитых в этих СФО надвиговых зон) и низкая

степень метаморфических преобразований. Гранитоидный магматизм этого этапа реализовался в виде интрузий диорит-гранитовой (урикский комплекс) и диорит-гранит-лейкогранитовой (сархойский комплекс) формаций ордовикского возраста, большая часть которых приурочена к зоне сочленения региональных разломов (Эхегольского, Окинского, Китойского). Гранитообразанию предшествовала складчатость «геосинклинального» в Окино-Харальской СФО и промежуточного (в Гарганско-Боксон-Сархойской СФО) типов, завершившихся формированием надвиговых зон. Особенно интенсивно процессы надвигообразования проявились в обрамлении Гарганской глыбы, игравшей роль жёсткого упора, вследствие чего здесь сформировался сложнейший ансамбль структур – «мегамеланж» из СВК рифейского и венд-раннепалеозойского возраста. Таким образом, события венд-раннепалеозойского этапа завершили процесс «кратонизации» земной коры на территории АССО, аккрецию всех слагающих её элементов друг с другом и с Сибирской платформой. Дальнейшие события развивались на коре континентального типа, на фоне дифференцированных глыбовых и сводово-глыбовых движений и периодов тектонического покоя.

Средне-верхнепалеозойский (силур–пермь) этап. Как следует из строения разрезов плитного комплекса Сибирской платформы и геологической карты, на большей части территории листа в среднем–верхнем палеозое тектонический режим отвечал «филократонному», осадочные ФК формировались в изолированных впадинах, их разрезы характеризуются редуцированностью. Ограниченно развитые на севере листа силурийские отложения (балтуринская и ярская свиты), несогласно залегающие на ордовикских отложениях (братская свита) и имеющие небольшую (до 180 м) мощность, представлены пёстро- и красноцветной глинисто-песчаниковой (с фацией известняков и доломитов) формацией, характеризующей обстановку её формирования как лагунно-морскую. Раннедевонские образования в разрезе плитного комплекса неизвестны.

В среднем палеозое Бирюсинская глыба фундамента платформы и большинство структур Алтае-Саянской СО были вовлечены в процессы интенсивной тектоно-магматической активизации, структурным и вещественным выражением которых явилось формирование одного из крупнейших в регионе Саянского вулcano-плутонического пояса. Северная ветвь этого пояса сформировалась на гетерогенном, архейско-раннепротерозойском фундаменте Бирюсинской глыбы и рифейско-раннепалеозойском – Удинско-Колбинской СФО. В целом её границы совпадают с границами рифейско-раннепалеозойской рифтовой зоны. Начальный этап ознаменовался формированием крупной Агульской и других (более мелких) впадин, выполненных вулканитами контрастно дифференцированной трахибазальт-трахилипаритовой формации (нерхинская свита) мощностью до 2 км. Развитие вулканизма в целом характеризовалось гомодромной направленностью, и лишь в конце цикла произошли массовые излияния базальтов. Плутоническая серия представлена сиенит-граносиенит-гранитовой (с фацией щелочных гранитов) формацией (огнитский комплекс), ареал которой охватывает практически всю Бирюсинскую и Удинско-Колбинскую СФО, но за их пределы нигде не выходит.

Последующие события проявились в формировании в раннем девоне впадин, выполненных эффузивно(базальт-риолитовой) – туфогенно-груботерригенной (песчаниково-конгломератовой) пёстро- и красноцветной формацией мощностью до 800 м (хальтинская и карымовская свиты). Этот формационный ряд является «классическим» для эволюции областей ТМА и других регионов. В среднем–верхнем девоне после незначительного перерыва в ряде впадин в бассейнах типа «озеро-море» была сформирована относительно маломощная (до 200 м) терригенно-карбонатная красноцветная формация (павловская, кунгусская свиты), отвечающая в понимании Н. М. Страхова «платформенной мелководной, морской карбонатной формации аридного типа». В раннем карбоне после перерыва, в позднем фамене и раннем турне на ограниченной площади в контуре Мано-Бирюсинской СФЗ или «Канско-Тасеевской телеорогенной СФО» произошло накопление преимущественно сероцветных мергельно-алевролитово-песчаниковых (с фацией карбонатных пород и туфов) отложений, характеризующихся повышенной «зрелостью» (кварцевые песчаники и кремни – чаргинская, баероновская, топорокская свиты).

Процессами средне-верхнепалеозойской ТМА были охвачены и структуры Алтае-Саянской СО. Наиболее интенсивно они проявлены на территории Кизир-Казырской, Утхумско-Хамсаринской СФО (южная ветвь Саянского вулcano-плутонического пояса), в гораздо меньшей степени – на территории Гарган-Боксон-Сархойской и Ильчирской СФО и практически не проявлены на территории Дербинской и Онотско-Бельской СФО. Формационные ряды средне-верхнепалеозойских ВК АССО, структурные особенности принципиальных отличий от таковых северной ветви Саянского вулcano-плутонического пояса не имеют, что отражает единство геодинамических обстановок их формирования, синхронность событий и на Сибирской платформе и в АССО.

События средне-верхнепалеозойского этапа в АССО, как и на Сибирской платформе, начались с формирования в субэкральной обстановке впадин, выполненных контрастно дифференцированной базальт(трахибазальт)-риолитовой (трахириолитовой) формацией (кендейская, имирская свиты, илейская толща) и парагенетически связанных с ней интрузий сиенит-граносиенит-гранитовой формации (огнитский, бреньский комплексы), с последующим формированием интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов (ботогольский, сайбарский, сангиленский комплексы) и впадин, выполненных вулcanoгенно-груботерригенной, красноцветной формацией раннедевонского возраста (сангасская, толтаковская свиты). Средне-верхнедевонские ФК (также груботерригенные, красноцветные) содержат в своём составе карбонатные фации, хотя и в меньшем количестве, чем на Сибирской платформе (атакшильская, уюкская свиты).

Предположительно в позднем девоне–раннем карбоне в изолированных впадинах (Сагансайрский, Шибитский грабены), в континентальных условиях были сформированы пёстроцветные карбонатно-терригенные (с фацией эффузивов и туфов) комплексы (сагансайрская свита, шибитская толща). Следует отметить редуцированность базальтоидного магматизма поздних стадий ТМА средне-позднепалеозойского возраста на территории листа,

характерного для Тувы, Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, что, вероятно, является причиной отсутствия на территории листа сульфоарсенидного, арсенидного медно-никель-кобальтового оруденения. Не исключено, что магматизм этих стадий на территории листа реализовался в виде дайковых долерит-лампрофировых комплексов (дарликский, урдагарганский).

Необходимо отметить, что в последние годы, в связи с получением значительного количества определений радиологического возраста гранитоидов огнитского, брельского комплексов и эффузивов нерхинской, имирской, илейской свит эти подразделения стали датироваться «ордовиком или девоном» [125]. На территории Окинской зоны Окинско-Харальской и Гарганско-Боксон-Сархойской СФО в ограниченном объёме проявился магматизм пермского(?) возраста – в виде интрузий лейкогранитовой формации (самсальский комплекс). Рудные формации средне-верхнепалеозойского этапа и их ряды обладают большинством характеристик, свойственных областям ТМА. На территории листа с ФК этого этапа связано золото-полиметаллическое оруденение (Ергожу и др.), проявления урана, молибдена, графита (Ботогольское), нефелинового сырья и др.

Позднепалеозойско(пермь)-мезозойский этап. В раннем триасе произошло внедрение в плитный комплекс Сибирской платформы габбро-долеритов, сформировавших ряд силлов, крупнейшими из которых являются Нижнеудинский и Тулунский. Достоверных данных о «магмаводах» на территории листа, обусловивших образование силлов, нет. Не исключено, что область генерации огромных по объёму основных магм была расположена гораздо севернее, на территории Тунгусской синеклизы. В зоне Присяянского разлома (N-47-II) в ограниченном объёме проявился базальтовый магматизм трубчатого, «диатремового» типа (коршуновский комплекс). В Удинско-Колбинской СФО и структурах Алтае-Саянской СО, как правило, по зонам глубинных и сопряжённых с ними разломов произошло внедрение немногочисленных, но важных в минерогеническом отношении интрузий щелочных гранитов (хайламинский, арыканский, улугтанзекский комплексы). В ранней–средней юре, после периода относительного тектонического покоя, сопровождавшегося образованием кор выветривания, в южной части Сибирской платформы, на ФК плитного СЯ сформировалась крупная Иркутская предгорная впадина, выполненная ритмично построенной песчано-конгломератовой, угленосной песчано-алеврито-аргиллитовой (черемховская свита), песчано-алевритовой (присяянская свита) парагенерацией.

Северо-западная часть листа охватывает восточный фланг системы крупных межгорных впадин, выполненных ранне-среднеюрскими образованиями, по формационным характеристикам близким к ФК Иркутской впадины (перяясловская, иланская, камалинская свиты). На территории АССО, на фоне общего сводово-глыбового поднятия, в ранней и средней юре были сформированы многочисленные, но незначительные по размерам впадины. Их фрагменты сохранились в виде грабенных (Айнакский и др.) в АССО. Значительно большая, чем на платформе, тектоническая активность обусловила преимущественно грубоэригенный состав выполнявших их осадков (нарингольская свита), большую их мощность (до 1,2 км) в ряде

впадин, неблагоприятные условия для углеобразования, формирования и сохранности кор выветривания.

В позднем мезозое (мел) и палеогене на всей территории листа на фоне относительного тектонического покоя, в условиях аридного климата происходило выравнивание рельефа, формирование площадных и линейно-площадных кор выветривания. С мезозойским этапом на территории листа связано формирование крупных месторождений и проявлений редких металлов и редких земель редкометалльно-щёлочнотитанового типа (Зашихинское, Арысканское и др., возможно-Снежное и др.), месторождения каменных и бурых углей (Иркутский бассейн), титана (ильменитонесные песчаники Тулунского месторождения и др.), стекольных и формовочных песков, глины и др. К началу миоцена территория листа представляла собой слабо всхолмлённую равнину, на которую в раннем миоцене, плиоцене и эоплейстоцене, в связи с возобновлением тектонической активности, ростом Саянского сводово-глыбового поднятия произошло излияние огромных масс базальтов, субщелочных и щелочных базальтов, наиболее крупные поля которых – Окинское и Кадырос-Кижихемское расположены на юге листа, в контурах Гарганско-Боксон-Сархойской, Окинско-Харальской и Утхумско-Хамсаринской СФО. Фрагменты покровов сохранились и на максимальных высотных отметках рельефа в краевом поднятии платформы. Дифференцированные поднятия, максимальные на юге листа, и сопровождающие их процессы эрозии различной интенсивности к концу плиоцена оформили основные элементы современного рельефа. В предгорьях Восточного Саяна ещё в неогене был сформирован ряд впадин, в которых происходило накопление аллювиальных и озёрно-болотных отложений (голуметская свита). В четвертичном периоде на фоне общего воздымания Восточного Саяна, сопровождавшегося формированием террасовых комплексов, в нижнем и среднем плейстоцене произошли излияния базальтовых лав из аппаратов центрального типа. Периоды излияний прерывались формированием аллювиальных и ледниковых отложений в горной части Восточного Саяна. Различная скорость воздыманий в горных сооружениях Восточного Саяна явилась причиной формирования в четвертичный период ряда внутригорных впадин (Годжинская котловина, Окинское плоскогорье), являвшихся областями аккумуляции ледниковых отложений.

Тектоническая активность района в связи с его положением на «плече» Байкальского рифта сохраняется и в настоящее время (см. гл. «Геоморфология»). Кайнозойский этап характеризовался формированием россыпей золота (Бирюсинский золотоносный район и др.), алмазов, ксенотима и монацита (Тегурское проявление), месторождений глины, песчано-гравийных смесей и др. С кайнозойским этапом связано формирование месторождений марганца остаточного-инфильтрационного типа в Присаянском прогибе, крупного месторождения апатит-ниобиевых руд в линейно-площадной коре выветривания (Белозиминское месторождение).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

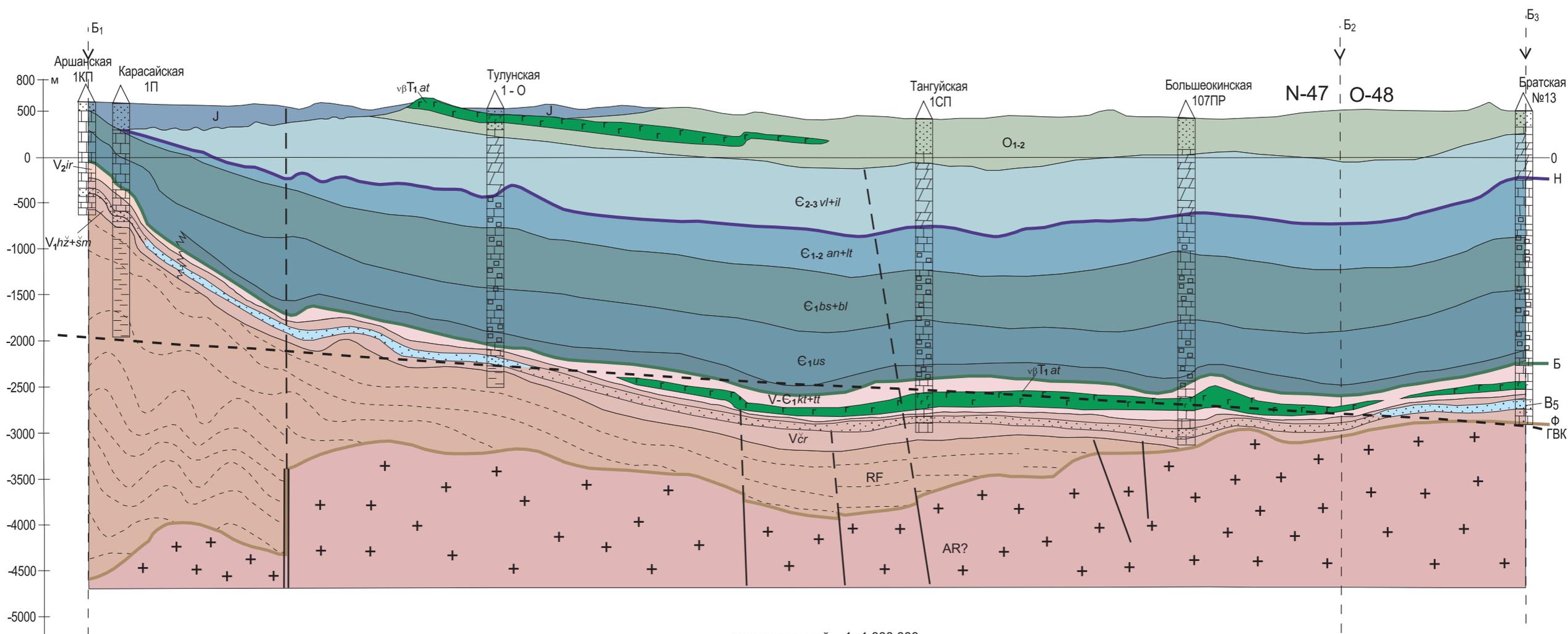
Широкий диапазон и разнообразие геологических формаций, слагающих территорию листа N-47, определяют его перспективность на многочисленные месторождения и проявления различных видов минерального сырья. Всего на КПИ обозначено 1154 объекта, из них 203 – месторождения различного ранга, остальные – проявления, россыпи, шлиховые потоки. На территории листа расположены наиболее крупные месторождения каменных и бурых углей Иркутской области. Здесь сосредоточена основная часть запасов и ресурсов рудного (месторождения Зэгэн-Гольское, Зун-Оспинское и др.) и россыпного золота Восточно-Саянской золотоносной провинции, ряд месторождений являются объектом интенсивной отработки. Подготовлена к освоению уникальная по разнообразию минерально-сырьевая база редких металлов и редких земель иттриевой группы (месторождения редкометалльных пегматитов – Урикское, Вишняковское и др., редкоземельно-редкометалльных апогранитов – Зашихинское, Арысканское, карбонатитов – Белозиминское и др.); некоторые из месторождений этих стратегических видов сырья по совокупности показателей являются лучшими в России. Известны месторождения остродефицитных марганцевых (Николаевское), титановых руд (Малотагульское), меди и молибдена (Аксугское), бокситов (Боксонское), полиметаллов (Ергожу и др.), перспективные проявления рудного сырья, месторождения и проявления нерудных полезных ископаемых – графита, чистого и особо чистого кварцевого сырья, флюорита, барита, фосфоритов и апатита, нефрита, корунда, карбонатного сырья, минеральных вод и других полезных ископаемых, сведения о которых приведены по состоянию на 1.01.2010 г.

Перспективы развития и укрепления минерально-сырьевой базы ряда полезных ископаемых, несмотря на удовлетворительную изученность большей части территории листа, не исчерпаны.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГАЗ И ГАЗОКОНДЕНСАТ

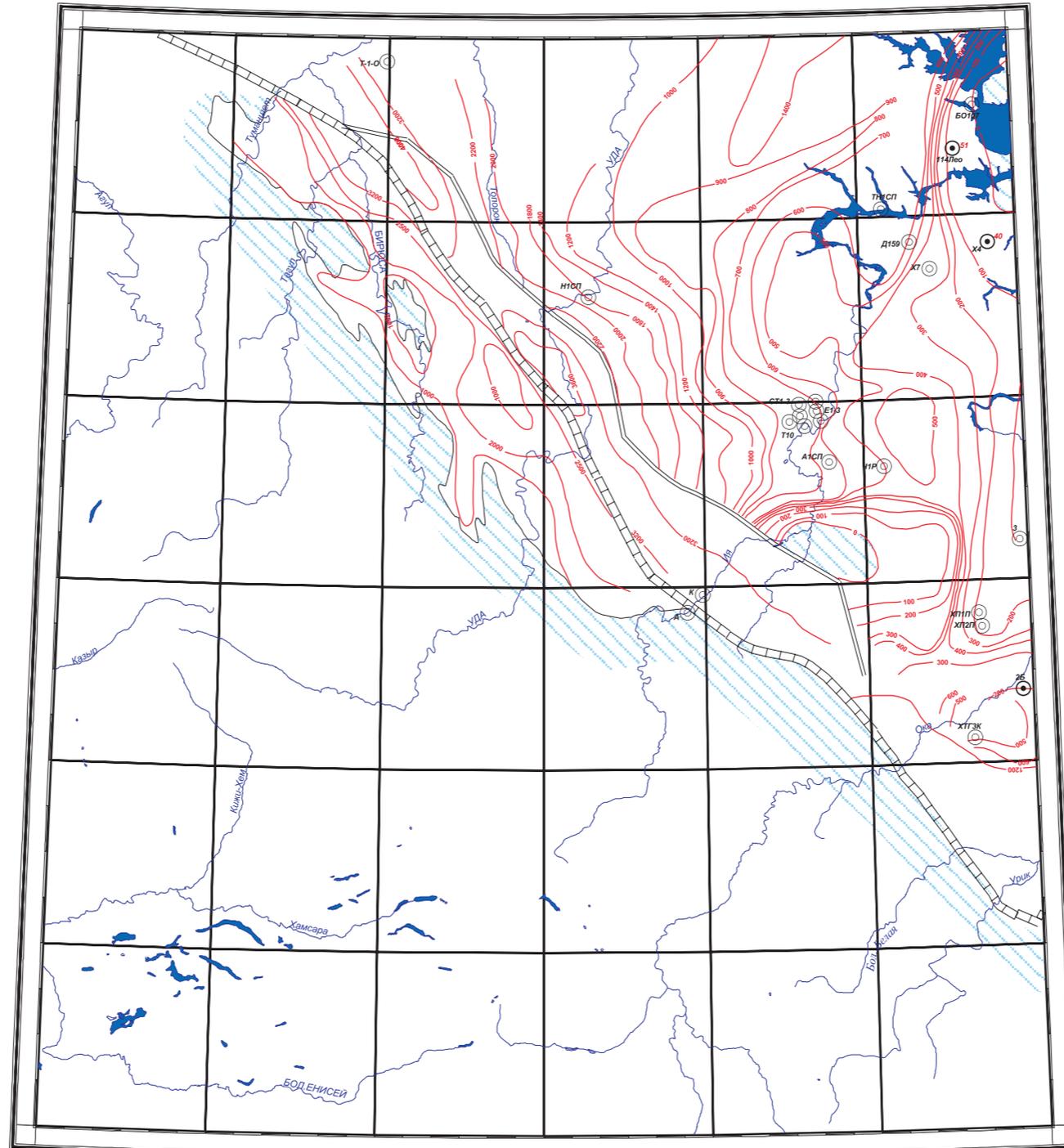
Основной продуктивный на углеводороды горизонт листа N-47 – парфёновский относится к нижнемотскому межрегиональному резервуару венда [217, 321, 323, 334, 335, 336, 337, 394, 445] (рис. 11, 12, 13). Горизонт обладает улучшенными коллекторскими свойствами (III класс). Он сложен



Масштабы: горизонтальный — 1 : 1 000 000
 вертикальный — 1 : 50 000

<p>J Юрские отложения. Песчаники</p> <p>vβT1at Ангаро-тасеевский комплекс. Силлы долеритов</p> <p>O1+2 Ордовикские отложения нерасчлененные. Песчаники, алевролиты, аргиллиты</p> <p>E2-3 vl+il Верхоленская, илгинская свиты объединенные. Мергели, аргиллиты</p> <p>E1-2 an+lt Ангарская, литвинцевская свиты объединенные. Известняки, доломиты с прослоями каменной соли</p> <p>E1bs+bl Бельская, булайская свиты объединенные. Известняки, доломиты с прослоями каменной соли</p> <p>E1us Усольская свита. Каменная соль, доломиты</p>	<p>V-C1kt+tt Катангская, тэтэрская свиты объединенные. Доломиты, мергели, ангидриты с прослоями каменной соли, песчаников, аргиллитов</p> <p>V2ir Иркутская свита. Доломиты, известняки</p> <p>V1hz+sm Хужирская, шаманская свиты объединенные. Песчаники, алевролиты, прослой аргиллитов, гравелитов, в основании — конгломераты; парфеновский горизонт — песчаники.</p> <p>RF Рифейские отложения нерасчлененные. Алевролиты, аргиллиты, доломиты</p> <p>AR? Кристаллический фундамент. Граниты, гнейсы</p>	<p>Литологический состав пород, вскрытых скважинами:</p> <p> Песчаники</p> <p> Алевролиты</p> <p> Мергели</p> <p> Доломиты</p> <p> Каменная соль</p> <p> Габбродолериты</p> <p> Граниты</p>	<p>Тектонические нарушения фундамента:</p> <p> основные (Бирюсино-Кирейский) второстепенные</p> <p> Разломы осадочного чехла</p> <p> Структурные линии в рифейских толщах</p> <p>Отражающие сейсмогеологические границы:</p> <p> Ф поверхность кристаллического фундамента</p> <p> Б кровля отложений мотской серии</p> <p> Н кровля галогенных кембрийских образований</p> <p> Скважины глубокого бурения</p>	<p>Условное положение линии ГВК (газо-водяного контакта) с учетом его позиции на Братском месторождении (абс.отм. 2950 м) и Тулунском проявлении</p> <p> Основной продуктивный горизонт (парфеновский B5)</p> <p> Прогнозируемые газовые залежи в песчаниках парфеновского горизонта</p>
--	--	--	--	---

Рис. 11. Геологический разрез по линии Б₁-Б₂-Б₃



Масштаб 1 : 2 500 000

-  Присяянский разлом
-  Бирюсино-Кирейский разлом
-  Скважины, вскрывшие полный разрез рифейских образований, их мощность
-  Выступы кристаллического фундамента, лишенные рифейского перекрытия
-  Изопахиты рифейских отложений, их мощность

Рис. 12. Схема изопахит рифейских отложений

пачкой песчаников в основании шаманской свиты. Максимальная мощность его 84–88 м (Тагнинское поднятие), и на западном склоне Братского вала (Тангуйское поднятие) она совпадает с максимальной мощностью вендских образований. Наибольшая эффективная мощность (30–40 м) отмечается в Присянье и уменьшается в глубь платформы.

Флюидоупорами в нижнемотском резервуаре Присянья служат аргиллиты, алевролиты и доломиты иркутской свиты, а также тэтэрской, собинской, катангской свит – далее на платформе. В районе Тангуйского поднятия дополнительным флюидоупором являются долериты, перекрывающие верхние части разреза вендских отложений (прил. 4).

К поднятиям приурочены все выявленные перспективные проявления углеводородных газов и газоконденсатов, а также гелия, причём газы ус тановлены в основном в пределах Тангуйского валообразного поднятия и Тулунского свода на северо-востоке и востоке листа, а газоконденсаты сосредоточены на юго-востоке в Тагнинском куполовидном поднятии, в непосредственной близости от выступа кристаллического фундамента платформы.

Основные параметры рассматриваемых проявлений следующие.

Газ и газоконденсат:

Тулунское (Северо-Тулунское) проявление углеводородного газа (III-5-7) относится к малодобитным (менее 800 м³ газа в сутки). О составе газа можно судить по результатам газового анализа скв. Северо-Тулунская 1-СП. Как видно из табл. 1, в составе газовой смеси резко преобладает изобутилен (СН₂).

Тагнинское (Маслягорское) и Хор-Тагнинское проявления газоконденсата (IV-6-8, IV-6-12). Дебит свободного газа 86 м³/сут, воды 252 м³/сут. В составе газов по скв. Хор-Тагнинская 3-Б (табл. 1), как и в предыдущем случае, преобладает изобутилен при высоком содержании азота (18,69%).

Газ гелий:

Леоновское проявление (Лео-114 ПР) (I-6-2). Растворённый газ. Вода: дебит 13–32 м³/сут, газонасыщенность 700 см³/л. В составе газовой смеси высокое содержание Не – 0,28% (табл. 1). Основная газовая доля проявления – изобутилен (88,8%).

Добчурское проявление (Д-159 ПР) (II-6-3). Растворённый газ. Разгазированная вода: дебит 30,8 м³/сут, газонасыщенность 138 см³/л. Здесь в газовой смеси самая высокая из рассматриваемых проявлений доля Не (0,84%).

Тулунское проявление (III-5-9). Отличается наиболее высоким дебитом газа из рассматриваемых проявлений гелия – 800 м³/сут. Содержание гелия в составе газовой смеси скв. Тулунская 1-О – 0,35%.

Как видно из табл. 1, составы газов из скважин Тангуйского и Тагнинского поднятий в пределах листа очень близки к составу «сухого» газа Братского месторождения (за пределами N-47) с содержаниями метана (либо изобутилена) более 60%, что вполне соответствует газовым месторождениям Западной Сибири. Содержания водорода в растворенных газах меняются от 3,18 до 64,6%, что является одним из показателей продуктивности структур, окруженных водами с таким содержанием водорода.

**Составы свободного и растворенного газа
из проявлений парфеновского горизонта (%)**

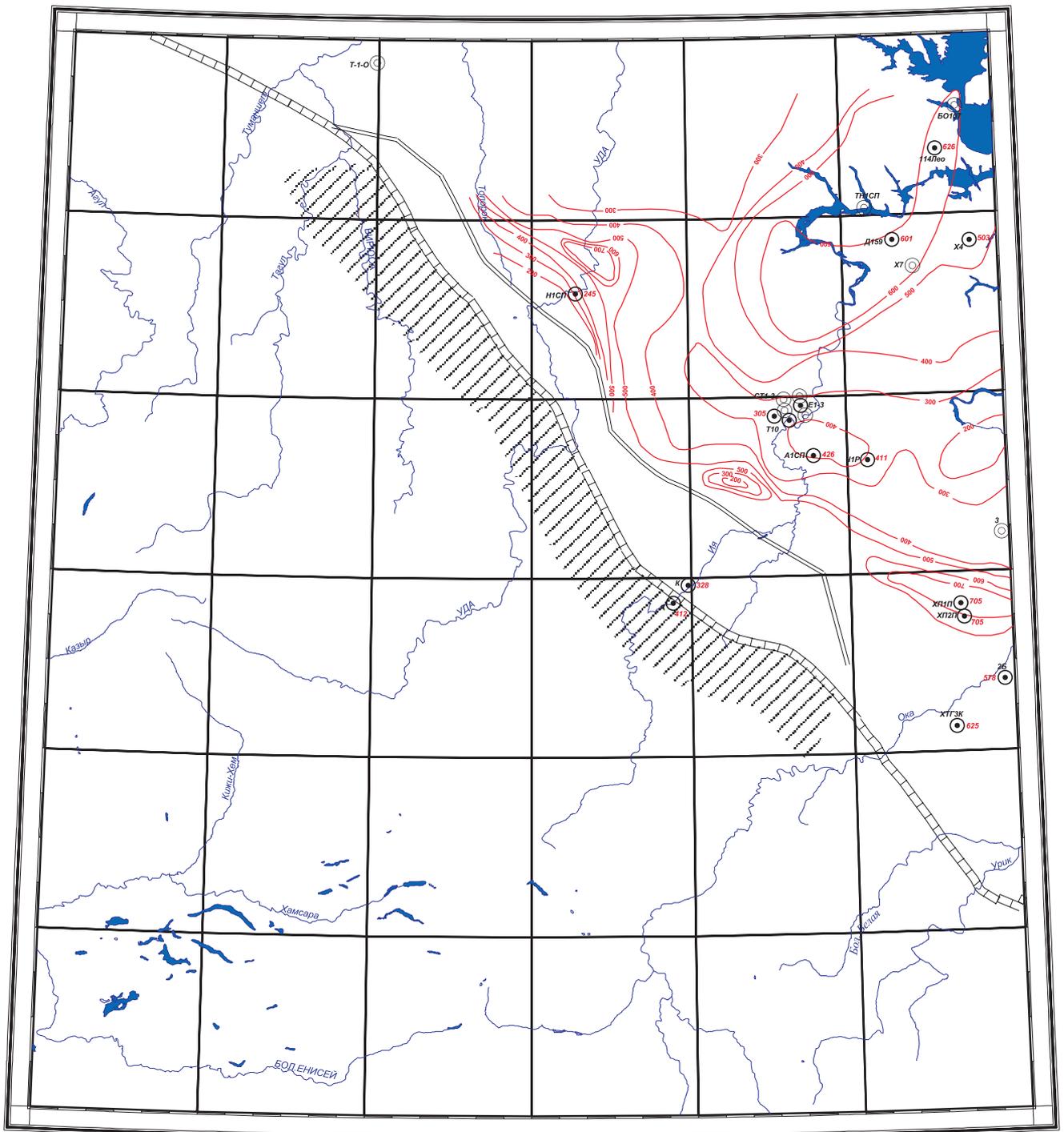
Скважины	H ₂	CH ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	N ₂	He	CO ₂	O ₂	Ar+Kr
Братское месторождение	6,9	70,2	2,62	0,56	–	1,85	0,17–10,3	0,58	–	–
Леоновская 1114-СП	6,14	88,8	2,03	0,63	–	1,77	0,28	0,12	–	–
Добчурская 159-ПР	3,18	88,0		ТУ-1,48		5,59	0,84	–	–	0,13
Хор-Тагнинская 3-Б	–	77,2	–	–	–	18,69	0,03	–	–	–
Тулунская 1-О	64,6	26,7	1,7	3,8	2,9	5,2	0,35	–	–	0,67
Северо-Тулунская 1-СП	3,4	70,17	0,8	0,06	–	–	–	–	–	–

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади работ выделено два угольных бассейна: Иркутский бурогольно-каменноугольный и Канско-Ачинский бурогольный (рис. 14).

Уголь каменный. 10 месторождений и 24 проявления каменного угля локализованы в южной, наиболее углубленной части Иркутского угольного бассейна. Они входят в состав юрской угленосной формации, заполняющей Присяяно-Прибайкальскую зону присводовых впадин. Рабочие пласты угля (более 1 м) ограниченно распространены и, как правило, залегают в отложениях среднечеремховской подсвиты, сложенной ритмично переслаивающейся толщей песчаников, аргиллитов, алевролитов. В пределах этой подсвиты сосредоточены все известные месторождения каменного угля. В прогнутых частях бассейна, локальных впадинах (самая крупная из них – Новометелкинская – 20×70 км) представлены наиболее полные разрезы угленосных отложений, насыщенные многочисленными угольными пластами, неравномерно распределенными по разрезу. Количество выдержанных рабочих пластов, одновременно присутствующих в разрезе, колеблется от 1–2 до 17 (Новометелкинские месторождения – IV-6-14, 16, 17). Основные рабочие пласты угля нередко расщепляются на отдельные самостоятельные. Средняя суммарная мощность пластов угля по отдельным месторождениям 2,0–4,6 м.

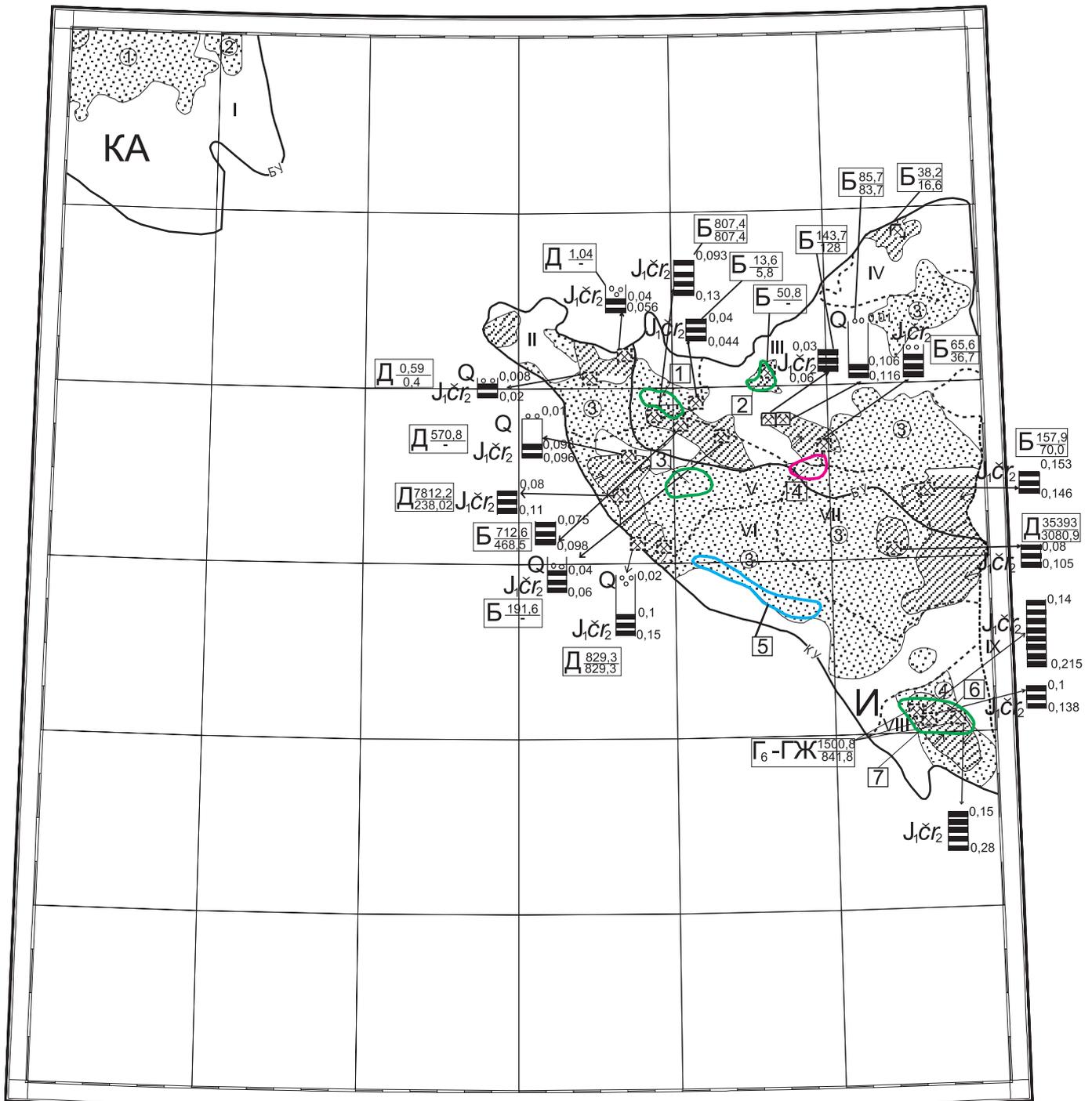
Мощности межугольных пропластков алевролитов, песчаников и аргиллитов колеблются внутри рабочего пласта от 0,38 до 0,5 м, мощность междупластия от 1,5 до 8,2 м и выше [486]. Пласты прослеживаются на десятки километров и распространены на площади до нескольких сот квадратных километров, образуют ряд крупных месторождений (Новометелкинское, участки 9, 10, 11 – IV-6-14, 16, 17), Ишидейское, участки 1–3 – III-4-14),



Масштаб 1 : 2 500 000

-  Присянский разлом
-  Бирюсино-Кирейский разлом
-  Скважины, вскрывшие полный разрез вендских отложений, их мощность
-  Выступ кристаллического фундамента
-  Изопахиты вендских отложений, их мощность

Рис. 13. Схема изопачит вендских отложений



Масштаб 1: 2 500 000

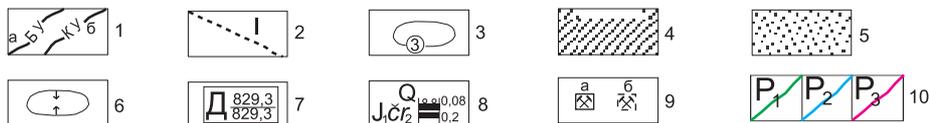


Рис. 14. Схема угленосности территории листа N-47

1 – Границы угольных бассейнов *a*) бурогоугольного (КА – Канско-Ачинский), *б*) бурогоугольного–каменноугольного (И – Иркутский); 2 – границы угленосных районов: I – Абанский, II – Будагово-Удинский, III – Тулунский, IV – Хахарейский, V – Икейский, VI – Верхне-Зиминский, VII – Карандайский, VIII – Центрально-Присяянский, IX – Тыретский; 3 – промышленно-угленосные структуры (цифры в кружках): 1 – Рыбинская, 2 – Абанская, 3 – Иркутская, 4 – Новомешелкинская; 4 – площади для открытого способа добычи; 5 – площади непромышленной угленосности; 6 – выходы пластов угля с направлением падения; 7 – марка угля (числитель – общие запасы и ресурсы угля в млн т, знаменатель – запасы категории А+Б+С в млн т; 8 – колонки-врезки с основными пластами угля: слева – возраст, справа – средняя глубина залегания отложений, км; 9 – угольные разрезы: *a* – действующие, *б* – планируемые, приостановленные, частично отработанные; марки углей: Б – угли бурые, Д – угли каменные длиннопламенные, Г₆ – ГЖ – угли газовые, жирные; 10 – площади с оцененными прогнозными ресурсами P₁, P₂, P₃: 1 – Шебертинская, 2 – Алуюнская, 3 – Едогон-Икейская, 4 – Куйтунская, 5 – Ильмигинская, 6 – Ново-Метелкинская, 7 – Тагнинская (по Ханхараеву С. К., 1998 г.)

средних месторождений: Кадуйское (уч. Хингуйка – II-4-21, Ишидейское уч. 5 – III-4-18), мелких месторождений.

Каменные угли относятся к группе гумолитов, классу гелиолитов, в меньшем количестве присутствуют угли группы сапрогумолитов и в ничтожно малом количестве присутствуют сапропелиты. По внешнему виду угли полублестящие (86%), реже полуматовые (10%) и матовые (2%). Характерен излом углей полураковистый, реже ступенчатый. Типична глазковая отдельность. Слагаются угли микрокомпонентами группы витринита (79–96%). Второстепенными являются микрокомпоненты группы липтинита (23%), в составе которых преобладает кутинит (18%), присутствуют споринит (8%), резинит (1%). Витринит представлен коровыми паренхимными тканями, реже стеблевидными компонентами. Исходным материалом для образования гумолитов послужили гингковые и папоротниковые растения. Угли группы гумолитов по отдельным месторождениям составляют от 73 до 100%. Сапрогумолиты по внешнему виду приближаются то к гумолитам, то к сапрогумолитам в зависимости от содержания в них сапропелевого или гумитового материала. Сапропелиты встречаются в виде редких маломощных (0,05–0,3 м) прослоев и составляют в угольном разрезе до 1%. Сложены они коллоальгинитом (до 90%).

Минеральные примеси в углях представлены каолинитом, сидеритом, арагонитом, кварцем, сульфидами железа, полевыми шпатами, слюдой, хлоритом, гидрослюдами, содержание которых в углях колеблется от 6 до 34%. Сульфиды представлены глобулярной формой, типичной для фации застойных торфяных болот, условий для образования гумолитов. Угли сапрогумолитовые и сапропелиевые образовались в условиях озерно-болотной фации. Марочный состав углей, качественные характеристики, месторождения и сведения о запасах приведены в прил. 5, 6.

Угли бурые. Угли бурые (10 месторождений и 10 проявлений) сосредоточены в Рыбинском угленосном районе, в северной наименее погруженной части Иркутского угольного бассейна (Тулунский и Хахарейский угленосные районы, восточная часть Будагово-Удинского, северные площади Верхне-Зиминского и Икейского угленосных районов).

Основные рабочие пласты бурогоугольных месторождений Иркутского угленосного бассейна (1–2 пласта) мощностью от 1 до 16,0 м, сосредоточенные в продуктивной толще средней подсвиты черемховской свиты, имеют небольшие глубины залегания (2–60 м), что способствует открытой (карьерной) отработке месторождений. Средняя мощность продуктивных пластов 1,5–3,0 м (максимальная мощность 16,3 м); пласты прослеживаются по простиранию на 15–20 км, на площади до 250 км². Мощность межпластьев, сложенных аргиллитами, углистыми аргиллитами, алевролитами и, реже, песчаниками – 0,5–15,0 м. На современном этапе в эксплуатации находятся разрезы Тулунский (Азейское – III-5-18, Центральный (Мугунское – III-5-20).

Бурые угли относятся к группе гумусовых зрелых углей (гумолитам) по отражающей способности (R 70%), переходным от бурых углей к каменным. По условиям образования бурые угли относятся к продуктам водной

среды или переувлажненных мокрых торфяников. Исходным веществом для их образования послужили в основном (50–83%) коровые ткани, мелкие включения пыльцы, микроспор, смолы, реже – водорослей [453]. Угли полублестящие штриховато-полосчатые. Бурые угли характеризуются высокими содержаниями летучих компонентов (42–46%), дегтя (до 20,5%), зольность колеблется в пределах (13–23%), содержания серы до 1,5%. По данным микроскопических исследований, бурые гумусовые угли на 80–90% сложены компонентами группы витринита. В их составе присутствует значительное количество (10–12%) липтинита. Фюзинит почти полностью отсутствует. Минеральные примеси в угле состоят в основном из глинистого вещества и небольшого количества зерен кварца. Глинистый материал, перемешиваясь с органическим, образует микстинит. Сведения о запасах бурых углей приведены в прил. 7.

Повышены содержания в золе углей титана (0,3–1,0%), ванадия (0,003–0,01%). Молибден присутствует в 40% проб, содержания его колеблются в пределах 0,01–0,003%. Повышенные содержания бора наблюдаются в Азейском месторождении бурого угля ($B = 62 \times 10^{-4}\%$ – в угле, $830 \times 10^{-4}\%$ – в золе). Специализированными работами, проведенными на месторождении Мугунское (III-5-20), в трех единичных пробах трех скважин, изолированных друг от друга, установлены содержания германия 49,9; 51,2 и 80 г/т (при минимально промышленном содержании германия в углях – 50 г/т). Ресурсы германия не оценивались.

При оценке метаморфизма углей Иркутского угленосного бассейна за основу был принят показатель витринита (R_0), определенный в кедровом масле. Показатель его меняется от 0,43 до 0,75%, что соответствует изменению метаморфизма до II стадии. Региональный метаморфизм углей постепенно увеличивается с северо-запада на юго-восток. Наименьшей степенью метаморфизма характеризуются угли Будагово-Удинского и Хахарейского угленосных районов – Азейские, Мугунские, Тулунские месторождения, северные участки Ишидейского и Каранцайского месторождений. Угли центрального и южного участков Ишидейского, Каранцайского месторождений относятся к I стадии метаморфизма. По технологическим свойствам каменные угли в среднем характеризуются как средnezольные с повышенным и высоким содержанием серы (месторождение Ишидейское, участки 1–36) высокой теплотой сгорания. По марочному составу они представлены марками Д, Г, ГЖ. Бурые угли в сравнении с каменными характеризуются более низким содержанием серы и близкой теплотой сгорания. Технологические характеристики их соответствуют марке Б. По обогатимости угли Иркутского угленосного бассейна относятся к средне-труднообогатимым, используются как качественное энергетическое топливо [453].

Торф. На территории листа торф представлен двумя объектами – Усть-Мындаудуйским проявлением (I-5-2) в платформенном чехле, в долине р. Чукша и Галечным месторождением в АССО (VI-6-140) в верховьях р. Урик.

Проявление торфа Усть-Мындадуйское (I-5-2) связано с пойменными образованиями р. Чукша. Относится оно к низинному типу с высокой (33–37) степенью разложённости, высокой зольностью (до 29%), низкой теплотворной способностью, поэтому может быть использовано как органическое удобрение. Мощность залежи 1,5 м, площадь 7,5 км². Прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 1068 тыс. т, или 5625 м³ [343].

Малое месторождение Галечное (VI-6-140) приурочено к озерно-болотным образованиям. Детальной разведкой установлено семь залежей торфа общей мощностью 4,5 м на площади 0,51 км². Относится к низинному типу, топяному подтипу моховой группы, сфагнового вида. Забалансовые запасы категории С₂ при минимальной мощности 0,7 м составляют 300 тыс. т, из них с зольностью до 40% – 246,5 тыс. т [438]. Труднодоступность месторождения, удаленность от обжитых районов снижают его перспективность.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа известно 45 проявлений железа следующих формаций: магнезиоферритовой (магномагнетитовой), железистых кварцитов, кремнисто-гематит-магнетитовой, железорудной скарновой, железомарганцевых кор выветривания, бурожелезняковой, сидеритовой, железорудной амфиболит-гнейсовой (эклогитовой). Большая часть объектов принадлежит к формациям железистых кварцитов и железомарганцевых кор выветривания. Наиболее значительным ресурсным потенциалом обладают проявления формации железистых кварцитов (гематит-магнетитовые кварциты).

Формация железистых кварцитов. К этому формационному типу на территории листа отнесены 15 проявлений железных руд, относящихся к разным геолого-промышленным, минеральным типам.

Проявление гематитовых кварцитов Яматинское (VI-4-9) находится на территории Гарганско-Боксон-Сархойской СФО, на водоразделе р. Ямат и руч. Дабан-Жалга–правого притока р. Билюта. Открыто в 1972 г. Ю. П. Бутовым [252, 53]. Гематитовые кварциты приурочены к разрезу боксонской серии (венд–нижний кембрий) и слагают серии крутопадающих (45–75°) пластов и линз, группирующихся в двух рудоносных пачках песчанистых алевролитов, полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность пачек 265–300 м, разделяющей их пачки доломитов, кремнистых доломитов – около 300 м. Суммарная мощность пластов гематитовых руд в доступной для изучения (неполной) части нижней рудоносной пачки колеблется от 37 до 48 м. Среднее содержание суммы окислов железа – 56,82%, железа металлического – 40%. В верхней рудоносной пачке количество пластов «не менее трёх», их мощность 10–20 м, среднее содержание железа металлического также около 40%. Суммарная длина рудных тел, обнажающихся на поверхности, 1430 м, при мощностях 13–42 м. Рудоносные пачки и пласты гематитовых руд под широко

развитыми в районе ледниковыми отложениями и базальтами фиксируются положительными магнитными аномалиями интенсивностью 75–300 нТл (при малой мощности перекрывающих образований). С учётом результатов магниторазведки, суммарная длина рудных тел – 3090 м, а предполагаемая по наличию обломков руд в рыхлых отложениях – около 13,5 км. По составу руды – кварц-гематитовые. Гематит образует пластинки от микроскопических до $0,012 \times 0,004$ мм. Текстуры руд – от относительно «однородных» до полосчатых, иногда брекчиевидных. По результатам спектральных анализов содержания попутных полезных компонентов (Mn, Co, TR и др.) и вредных компонентов (S, P и др.) – низкие.

Различные варианты оценки прогнозных ресурсов проявления приводятся в работе [53]. По мнению авторов карты, наиболее реалистичным является вариант с оценкой «запасов» руды (которые можно классифицировать как прогнозные ресурсы кат. P₂) при подвеске на 400 м – 170 млн т и P₃ – 680 млн т.

Проявление Туманшетское (II-2-32) расположено в Бирюсинской МЗ, локализовано в нижней части разреза туманшетской свиты раннего протерозоя. Рудоносная пачка мощностью 450–500 м представлена переслаиванием слюдистых кварцитов, слюдисто-кварцитовых сланцев, амфиболовых, биотит-амфиболовых сланцев и содержит прослой гематитовых, магнетит-гематитовых, слюдистых гематитовых кварцитов и сланцев мощностью от 0,20 до 1,4–11,8 м. Протяжённость отдельных пластов магнетит-гематитовых кварцитов составляет сотни метров, общая протяжённость рудоносной пачки около 3800 м. Наиболее богатые руды – гематитовые и слюдисто-гематитовые сланцы (железа общего – до 57%); в железистых кварцитах содержание железа общего – 18–31 %. Магнетит в рудах более поздний и присутствует в небольшом количестве (от 5 до 8–20%). Присутствуют также ильменит, лимонит, мартит. Состав руд (%): Fe_{общ} – 18–35; MnO – 1,15–4,5; SiO₂ – 57; TiO₂ – 0,23; Al₂O₃ – 4,0; CaO – 0,6; MgO – 0,8; P₂O₅ – 0,08. Прогнозные ресурсы кат. P₂ проявления до глубины 300 м составляют 48 млн т, при среднем содержании железа 24,6%, MnO – 2,79%. Технологическими испытаниями существенно гематитовых руд установлена возможность получения из них по гравитационной схеме железорудного концентрата с содержанием железа общего 64,27% при извлечении железа на уровне 87%. Коэффициент основности концентрата 0,11, кремневый модуль – 3,38. Концентрат характеризуется низкими содержаниями вредных примесей (S, P₂O₅ и др.). Проявление может быть отнесено к классу месторождений железистых кварцитов, подклассу марганцовистых гематит-магнетитовых кварцитов, «Мало-Хинганскому» ГПТ. Краткие характеристики других проявлений формации железистых кварцитов приведены в БД.

Железорудная скарновая формация. Скарновые, контактово-метасоматические проявления железных руд отмечены в различных минерагенических зонах. Это проявления: Нижнебельское (II-2-34), Улькинское (II-1-4), Усть-Кельчинское (II-1-7), р. Бедий (V-2-12), Маньков (V-5-13), Минусинское (II-1-8).

Проявление Нижнебельское (II-2-34) расположено в верховье р. Нижняя Белая (правого притока р. Туманшет) в контуре Бирюсинской МЗ. Представлено магнетитосодержащими скарнами, залегающими на контакте Верхнебельского массива гранитов огнитского комплекса с известняками и сланцами туманшетской свиты. Рудные скарны вскрыты в одном неполном пересечении скв. УПБ 12/25, фиксируются двумя магнитными аномалиями интенсивностью от 6000 до 18 000 нТл размерами 60×70 м и 40×120 м. По данным химического анализа шести штучных проб содержание в рудах железа общего колеблется в пределах 32,42–54,41%, железа магнетитового – 18,26–36,05%. Руды сложены магнетитом (53%), присутствует гранат оливково-зелёный (11,2%), марганцевый минерал, лимонит, пирит. Ресурсы железных руд кат. P₃ составляют 4,7 млн т.

Мелкие проявления магнетитовых руд скарновой формации на территории листа довольно многочисленны и приурочены обычно к контактам гранитоидов огнитского комплекса с карбонатными породами или амфиболитами (Джугоякско-Огнитская P₃ и др.) и, реже, к контактам гранодиоритов ольховского комплекса с карбонатными породами. Все они в отношении выявления промышленных концентраций железа бесперспективные, но могут являться индикаторами золотого и полиметаллического оруденения скарнового типа.

Магнезиоферритовая (магномагнетитовая) рудная формация. Проявления железа магнезиоферритовой (магномагнетитовой) скарновой рудной формации – Таловское (I-2-39), Берёзовское (I-2-43), Долоновское (I-6-1) расположены на территории листа N-47-II, в контуре Ингашетского потенциального железорудно-алмазоносного РУ и связаны с небольшими по размерам «трубками взрыва», выполненными базальтовыми туфами, туфобрекчиями коршуновского (таловского) комплекса. Трубки фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью 1300–3200 нТл размерами 45–70×45–120 м.

Проявление Таловское (I-2-39) изучено скважиной до глубины 410 м. В интервалах 10–11,1; 20,5–22,9; 89,6–91,0 и 270,2–286,7 м вскрыты оолитовые магнетитовые руды с содержанием железа общего около 50%, магнетитового – 44%. Руды характеризуются повышенными содержаниями фосфора – 0,7% и серы – до 2,44%. Прогнозные ресурсы таких руд оценены по кат. P₂ в количестве 19,2 млн т [36].

Краткие сведения о проявлениях магнезиоферритового скарнового типа – Берёзовском и Догоновском приведены в БД. Перспективы выявления промышленно значимых объектов железа этого формационного типа из-за малых параметров трубок взрыва на территории листа ограничены.

Железорудная амфиболит-гнейсовая (эклогитовая) рудная формация на площади представлена проявлениями Бельское (V-6-20) и Большебельское (V-6-25) в Шарьжалгайской МЗ.

Проявление Бельское (V-6-20) представлено линзовидно-пластовым телом магнетитовых сливных руд среди гранатовых эклогитоподобных амфиболитов таргазойской свиты раннего архея. Руды железа сливные, сложены магнетитом, мощность 8–12 м. На карте аномального магнитного поля над выходом тела магнетитовых руд обозначается положительная

аномалия ΔT интенсивностью до 350 нТл, которая прослеживается по простиранию таргазойской свиты на 34 км. Ресурсы железной руды кат. P_3 оценены в 55,8 млн т (мелкое месторождение) при содержании $Fe_{\text{раств}}$ 36,13% (Паспорт 1460513).

Проявление Большебельское (V-6-25), расположенное по правому борту долины р. Белая, выше устья р. Гихей, представлено линзой и четырьмя пластовыми телами магнетитовых руд, залегающими в разрезе амфиболит-гнейсовой толщи раннеархейского возраста. Охарактеризовано в БД.

Бурожелезняковая (кор выветривания) формация на площади представлена проявлениями: Правый борт долины р. Туманшет (II-1-6), Пономарёвское (I-2-57), Афанасьевское (III-6-2), являющимися бесперспективными в отношении железного оруденения ввиду низких содержаний полезных компонентов и локального характера оруденения (см. БД).

Железорудная сидеритовая формация на площади представлена проявлением Шибитское (V-4-4), расположенным в пределах Утхумско-Хамсаринской МЗ. Сидеритовые руды слагают пластовые тела и линзы (до 10 тел) мощностью 0,1–0,6 м в разрезе конгломератово-песчаниковой (с прослоями карбонатных пород и углеродистых сланцев) шибитской толщи девонско-раннекарбонного возраста, выполняющей ограниченный по площади Шибитский грабен. Прослеженная протяжённость рудоносной пачки около 400 м. Рудные минералы – сидерит, анкерит. По результатам анализов «точечных» проб химический состав руд (%): $FeO \approx 33\text{--}34$, $Fe_2O_3 - 2\text{--}3$, $TiO_2 - 0,4\text{--}0,5$, $SiO_2 \approx 20\text{--}21$, $Al_2O_3 - 5\text{--}6$, $MnO - \text{до } 1\%$, $CaO + MgO \approx 6\text{--}6,7$, $P_2O_5 \approx 0,1\text{--}0,2$. Практического интереса проявление не представляет.

Железорудная кремнисто-гематит-магнетитовая формация представлена двумя проявлениями – Магнитная аномалия 112 (II-6-1) [307] и Истоки Мангаража [124]. Первое проявление локализовано в чехле платформы в низах разреза бадарановской свиты ордовика, второе – в красноцветных отложениях шангулежской свиты рифея в Присяянском прогибе; перспективы ограничены незначительными параметрами. Объекты охарактеризованы в БД.

Оруденение железо-марганцевых кор выветривания охарактеризовано в разделе «Марганец».

Железо, титан. *Титано-магнетитовая формация.* На территории листа известно 15 проявлений железа и титана титано-магнетитовой формации, некоторые из них – Малотагульское (II-2-49), Верхнейское (V-4-12), Монкресское (IV-3-11) по масштабам оруденения могут рассматриваться в ранге месторождений. Проявления связаны с массивами основных и ультраосновных пород раннепротерозойского (Малотагульское, Монкресское), рифейского и раннепалеозойского (Верхнейское, Тырна и др.) возраста с выраженными (в разной степени) элементами расслоенности.

Наиболее крупным объектом является месторождение титано-магнетитовой формации – Малотагульское (II-2-49), обозначенное на карте как железо-титановое. Месторождение расположено в среднем течении р. Малый

Тагул в северо-западной части Бирюсинской глыбы (фундамент платформы). Рудоносный массив малотагульского комплекса позднего архея, площадь на современном срезе более 160 км², имеет неправильную форму, на западном фланге перекрыт эффузивами нерхинской свиты, с вмещающими его породами алхадырской свиты имеет тектонические контакты. По геофизическим данным глубины до нижней кромки массива от 300–500 м в южной части до 5000 м – в северной. По сближенному положению рудных тел на площади массива выделены шесть участков, разделённых безрудными пространствами. Расстояние между участками 5–15 км. Наиболее рудонасыщенными являются участки № 3 и 4 в верховьях руч. Ларин (по существу – это один участок). Рудные тела крутопадающие, субсогласные, с неясно выраженной полосчатостью вмещающих их габбро и пироксенитов, имеют с ними постепенные переходы, выделяются и оконтуриваются по результатам магниторазведки и опробования. Форма рудных тел пласто- и линзообразная, мощность от 4 до 130 м, протяжённость 350–1400 м. Тела прослежены бурением без признаков выклинивания на глубину до 600 м, группируются в рудные залежи мощностью до 250 м. Руды ильменит-титаномагнетитовые, вкрапленные, до густовкрапленных и массивных. На долю последних приходится около 5% от общего объёма руды. Средние содержания во вкрапленных рудах Fe_{общ} – 24,3%, TiO₂ – 4,7%, в массивных рудах Fe_{общ} – 46,6%, TiO₂ – 8,3%. Содержания V₂O₅ в рудах 0,1–0,8%, большая её часть концентрируется в титаномагнетите. Технологическими испытаниями установлена возможность получения из руд по усложнённой магнитно-флотационной схеме селективных ильменитовых и магнетитовых концентратов [37, 426].

По состоянию на 1.01.1999 г. ресурсы и запасы руды составляют (млн т): категории C₂ – 968; P₁ – 1255; P₂ – 300; P₃ – 800, при средних содержаниях (%): Fe – 23,8; TiO₂ – 5,26; V₂O₅ – 0,18.

К этому же типу относится рудопроявление Верхне-Ийское (V-4-12), расположенное в Утхумско-Хамсаринской МЗ в Алтае-Саянской СО [283, 426]. На территории листа выявлены, в различной степени изучены и другие проявления железа титано-магнетитового формационного типа, сведения о которых приведены в БД.

Наиболее высоким средним содержанием TiO₂, составляющим в среднем 10,5%, а на отдельных участках – 10–15%, характеризуются руды Монкресского (Титанового) проявления (IV-3-11) [243], локализованного в метагабброидах и пироксенитах урдаокинского комплекса карелия (БД). Прогнозные ресурсы по состоянию на 1.01.2010 г. оценены в объёме: TiO₂ – 2,98 млн т, Fe_{общ} – 5,48 млн т при содержании TiO₂ – 9,2%, Fe_{общ} – 15,4%; P₃ руды – 10 млн т. Однако и из этих руд по результатам технологических испытаний на материале одной пробы не удалось получить ильменитовый и железный (магнетитовый) концентраты (выход, соответственно, 6,3 и 21,1%), пригодные для производства пигментной двуокиси титана и железный концентрат удовлетворительного качества. Из-за тесных взаимных сростаний магнетита и ильменита с нерудными минералами существенны также потери титана и железа в хвостах. Перспективы проявления ограничены, рекомендуется уточнение ресурсов богатых руд.

В Алтае-Саянской складчатой области находится проявление Барун-Гол-Дабан [423, 439], титано-магнетитовые руды которого связаны с сиенитами огнитского комплекса ($D_1:O_2$). Изучено оно недостаточно, перспективы неясны, охарактеризовано в БД.

Марганец. На территории листа известно три месторождения и 37 проявлений марганцевых руд следующих рудных формаций: марганценосных и железо-марганценосных кор выветривания, марганценосной гондитовой, марганценосной кремнисто-карбонатной и карбонатной, марганценосной терригенной. Принадлежность ряда объектов к определённому формационному типу достаточно условна.

Месторождения и проявления марганценосных и железо-марганценосных кор выветривания. Месторождения (Николаевское, Шунгулежское) и 26 проявлений этого формационного типа выявлены и в различной степени изучены на территории Присянского прогиба. Все они связаны с мел-палеогеновыми(?) остаточными-инфильтрационными корами выветривания, развитыми над обогащёнными марганцем и железом верхнерифейскими карбонатно-терригенными (возможно с туфогенной компонентой) отложениями тагульской (частично – шангулежской) свит.

Месторождение Николаевское (III-3-8) расположено в предгорьях Восточного Саяна, на водоразделе рек Уда и Бирюса, в 60 км южнее г. Нижнеудинск, с которым связано автодорогой. Месторождение было открыто в 60-х годах при проведении ГСР-50 [421] и в последующем, в 1992–1997 гг., было вовлечено в геологоразведочные работы, завершившиеся подсчётом запасов, которые были апробированы ТКЗ по Иркутской области и учтены Госбалансом по состоянию на 1.01.1998 г. (протокол ТКЗ № 71 от 3.04.1997). Месторождение представлено двумя сближенными участками – Николаевским и Рудным (III-3-3).

Мощности рудных тел колеблются от 0,5 до 7,5 м, составляя в среднем по месторождению 1,65 м, при протяжённости по простиранию 100–500 м и по падению 25–460 м. Характерно относительно быстрое «выклинивание» рудных тел на глубину, зависимость протяжённости рудных тел по падению от рельефа, что является одним из обоснований принадлежности оруденения по генезису к остаточным-инфильтрационным корам выветривания. Марганцевые руды по минеральному составу преимущественно пиролюзит-псиломелановые (присутствует также вернадит), по структуре (в порядке распространённости) – землисто-желваковые, желваковые, землистые, прожилковые, цементные. Содержание марганца в рудах (оконтуренных по бортовому содержанию 10%) – 10,64–36,06% (среднее по месторождению 19,09%); железа – 2,40–19,97% (среднее 5,12%); фосфора 0,08–0,53% (среднее 0,28%). Присутствуют линзы богатых «пероксидных» руд. Желваковые, землисто-желваковые руды удовлетворительно обогащаются по простейшим (грохочение, промывка), а также гравитационным схемам.

Запасы кат. $C_1 + C_2$ и прогнозные ресурсы кат. P_1 марганцевых руд Николаевского месторождения, учтенные Государственным балансом по состоянию на 1.01.1998, приведены в табл. 2. Месторождение находится в Распределённом фонде недр, в настоящее время не отрабатывается.

Краткие сведения о других объектах (Шунгулежское месторождение – П-3-17) и многочисленных рудопроявлениях этого формационного типа в Присаянском прогибе приведены в БД. По своим характеристикам они близки к Николаевскому месторождению, отличаясь масштабами оруденения и рядом особенностей состава руд. В частности, руды Шунгулежского месторождения характеризуются более низкой фосфористостью, повышенным содержанием в них кобальта. Месторождение Шунгулежское, проявление Красное (П-3-46) находятся в Распределённом фонде недр.

Таблица 2

**Запасы и прогнозные ресурсы марганцевых руд
Николаевского месторождения**

Участки, рудоносные горизонты	Запасы и прогнозные ресурсы, тыс. т					В том числе балансовые
	C ₁	C ₂	C ₁ +C ₂	P ₁	C ₁ +C ₂ +P ₁	C ₁ +C ₂
Николаевский:						
нижний горизонт	56,1	1683,5	1739,6	550,3	2289,9	1739,6
средний горизонт	–	178,5	178,5	385,1	563,6	178,5
Итого по участку	56,1	1862,0	1918,1	935,4	2853,5	1918,1
Рудный:						
нижний горизонт	–	–	–	884,7	884,7	–
средний горизонт	–	–	–	182,4	182,4	–
Итого по участку	–	–	–	1067,1	1067,1	–
Всего по месторождению (участки Николаевский и Рудный)	56,1	1862,0	1918,1	2002,5	3920,6	1918,1

Марганценосная гондитовая формация представлена проявлениями Утхумское (V-4-7), Андотское (IV-5-23) и Одайское (IV-5-16).

Проявление Утхумское (V-4-7) расположено на северном склоне водораздела рек Ия и Утхум, в 150 км от г. Нижнеудинск. Марганцевые руды приурочены к нижним частям разреза утхумской свиты, локализованы в пачке переслаивающихся двуслюдяных, силлиманитовых, биотит-роговообманковых, гранат-роговообманковых, гранат-биотитовых сланцев, силикатно-карбонатных марганцевых руд (мощность пачки 635–675 м). Наиболее мощный и протяжённый пласт (рудное тело № 1) имеет мощность до 15 м и протяжённость около 4,5 км. Руды карбонатно-силикатные в переслаивании с силикатными, силикатно-карбонатными, среднее содержание Mn – 20,8%. Рудное тело № 2 вскрыто канавами в трех пересечениях на расстоянии 1,5 км при мощности 2,0 м, 3,0 м и 0,6 м; сложено карбонатно-силикатными рудами с средним содержанием Mn – 18,0%. Минеральный состав руд: кнебелит, тефроит, родохрозит, манганокальцит; акцессорные – апатит, магнетит, пирит, циркон, молибденит; второстепенные – спессартин (до 12%), биотит. Руды свежего облика, окислы и гидроокислы Mn

(псиломелан, пиролюзит, вернадит) присутствуют в виде налётов и корок толщиной до 4 см. В минеральном балансе марганца около 50% приходится на манганокальцит, родохрозит, около 50% – на тефроит, кнебелит, спессартин и другие силикаты. Технологическими исследованиями богатых (41% MnO) силикатно-карбонатных марганцевых руд установлена возможность получения (по гравитационной схеме) карбонатного концентрата с содержанием марганца 29,8% (при выходе его от исходной руды 39,4% и извлечении около 37%), по качеству соответствующего I сорту карбонатных концентратов Никопольского месторождения. В 2007–2008 гг. в ВИМСе изучалась возможность получения товарной продукции (силикомарганца и др.) из необогащённой руды проявления. Селективная выемка богатых, существенно карбонатных руд, по существу, исключена. Прогнозные ресурсы марганцевых руд по состоянию на 1.01.1998 г. оцениваются по кат. P₁ в количестве 40 млн т, что соответствует крупному месторождению.

Проявление железомарганцевых руд Андотское (IV-5-23) приурочено к горизонту железистых кварцитов, залегающих в разрезе кварцито-амфиболит-карбонатной (преимущественно доломитовой) андотской толщи позд-неархейского возраста, слагающей небольшой по размерам грабен среди раннеархейских образований Шарыжалгайской глыбы [273]. Проявление Одайское (IV-5-16), представляющее интерес как единственное на территории листа проявления первично-окисных марганцевых руд, охарактеризовано в БД.

Марганцевая кремнисто-карбонатная формация. К этому формационному типу отнесены проявления марганца Урда-Шанское 1 (V-3-14) и Урда-Шанское 2 (V-3-17) [415], расположенные в Утхумско-Хамсаринской СФО и связанные с отложениями утхумской свиты, слагающей в районе проявлений крупный провес кровли в массиве габброидов и гранитоидов таннуольского комплекса. Толща представлена переслаиванием различных сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков с линзами «ороговикованных алевролитов». Существенно карбонатные марганцевые руды слагают на проявлениях четыре сближенных пласта мощностью 1,5–3,0 м и протяжённостью около 550 м (по свалам – до 1,5–2,0 км). Основные рудные минералы: манганокальцит и родохрозит, присутствуют тефроит, родонит, гранат, магнетит, апатит, пирит, графит. Содержание MnO колеблется от 18–19 до 35–45% и в среднем по проявлениям составляет около 26%. Руды характеризуются повышенными содержаниями P₂O₅ (0,53%) и серы (0,64%). Прогнозные ресурсы марганцевых руд не оценивались. При указанных выше параметрах рудных тел – суммарной мощности пластов на проявлениях Урда-Шанское 1,2–12 м, протяженности 550 м, глубине оценки 300 м и объёмной массе руды 3 т/м³ они могут составить около 6 млн т, а при длине рудных тел 1100 м – 12 млн т. По предварительным оценкам, руды пригодны для получения ферромарганца.

Группа проявлений марганцевых руд указанной формации – Додинский Голец (III-1-24), Мал. Тагул (III-1-32), Пыхтунское (III-1-33), междуречье Доды и Сигача (III-1-34) [139, 425] расположены в северном крыле Дербинского блок-антиклинория. Отнесение указанных проявлений к кремнисто-карбонатной формации достаточно условно, т. к. определённый

интерес представляют развитые на них марганценозные коры выветривания. Марганцевые руды проявлений преимущественно прожилково-землистые, пиролюзит-псиломелановые, присутствуют также гаусманит, фриделит, гидрогетит, галлуазит, лимонит, пирит. Крутое (60–80°) залегание пластов кварцитов, мраморов и гнейсов с повышенными содержаниями марганца, их малая мощность, положение на разных стратиграфических уровнях обусловили многочисленность разобщённых в пространстве рудных тел. Содержание (%) в рудах марганца 8–40, железа 3–20, фосфора до 1, повышено содержание кобальта – до 0,15, никеля – до 0,3, цинка – до 0,1. Прогнозные ресурсы марганцевых руд по всей группе проявлений по состоянию на 1.01.1998 г. оцениваются по кат. Р₃ в количестве 40,8 млн т.

Марганценозная терригенная формация. К этому формационному типу отнесено Соколовское проявление марганцевых (свинцово-марганцевых) руд.

Проявление Соколовское (I-2-33) [372, 36] расположено на правом берегу р. Ингашет в зоне Тымбырского разлома. Оруденение локализовано в породах павловской свиты, не обнаруживает чёткой литологической приуроченности. Пигментированный окислами и гидроокислами Fe и Mn цемент обломочных пород встречается по всему разрезу свиты, сложенному конгломератами, песчаниками, алевролитами. На этом фоне выделяются пологозалегające разобщённые прослои, линзы, стяжения марганцевых руд. Руды представлены песчанистыми и плотными (сливными?) разностями. В песчанистых рудах цемент сложен аморфным агрегатом псиломелана с примесью гематита, лимонита, магнетита, а обломочная часть пронизана нитевидными прожилками гидроокислов Fe и Mn. Плотные руды состоят из пиролюзита, криптомелана, присутствуют рамделлит, тодорокит. Мощность рудных тел около 0,2–0,3 м, лишь в одном случае на глубине 21,5 м было вскрыто тело плотных марганцевых руд мощностью 2,0 м. Содержание Mn в омарганцованных породах 1–3,9%, в марганцевых рудах – 7,0–55,0%. Характерно повышенное содержание свинца: в омарганцованных породах – 0,15–0,62%, в рудах – 3,2–7,92%, т. е. руды являются свинцово-марганцевыми. В рудах галенит присутствует в редких знаках, основной свинецсодержащий минерал представлен псиломеланом (коронадитом). Повышены также содержания (%) молибдена (до 0,01), мышьяка (до 0,01), цинка (0,8), вольфрама (до 0,09), меди (до 0,06), бария (до 1), фосфора (не более 0,1). Оценённые до глубины 25 м ресурсы кат. Р₃ свинцово-марганцевых руд в 2-метровом теле, прослеженном на площади 0,5 км², составляют 1,5 млн т [36]. Проявление предположительно отнесено к осадочному генетическому типу.

Хром. Промышленные месторождения хрома на территории листа неизвестны. При проведении геологических исследований объектами изучения в отношении хромитового оруденения являлись дунит-гарцбургитовые формации рифейского и раннепалеозойского возраста (ильчирский, покровский, актоврацкий комплексы). В связи с ними на территории листа выявлен ряд рудопроявлений *формации хромитовой в расслоенных интрузиях*. Известно шесть рудопроявлений. Рудопроявление Орақты-Ой

(III-1-13) [425] расположено на водоразделе рек Бол. Янгоза и Оракты-Ой, в пределах Удинско-Колбинской МЗ. Представлено линзами, гнёздами хромитовых руд в дунитах покровского комплекса раннего кембрия, слагающих линейный массив длиной 7 км, шириной 1,5 км. Простираение рудных линз северо-западное, мощность 3,2 м. Рудные минералы: хромит, хромшпинелиды, магнетит. Содержание Cr_2O_3 в рудах – 35–37%. Перспективы ограничены небольшими размерами рудных тел.

Проявление Верховье р. Бол. Янгоза (III-1-14) [425] (Удинско-Колбинская МЗ) представляет собой шлировидное скопление хромита в расслоенной интрузии дунитов покровского комплекса размером около 8×2 км. Простираение «рудного тела» северо-западное, параметры $0,4 \times 3,0$ м. Минеральный состав руд: магнохромит, магнетит. По данным химического анализа содержание в руде Cr_2O_3 – 40%. Перспективы охарактеризованных проявлений ограничены ввиду малых размеров рудных тел.

В Сархой-Китойской МЗ хромитовое оруденение связано с интрузиями гипербазитов ильчирского комплекса (в офиолитовом поясе) и представлено рудопрооявлениями [438]: Правобережье р. Ока (VI-5-64), Правобережье р. Олот (VI-6-54), северо-западный склон горы Улан-Сарьдаг (VI-6-73). Рудные тела – серпентинизированные дуниты с прожилками и вкрапленностью хромитов, мощность жил хромитов – 5–20 см, гнёзда – 0,1–0,5 м, содержание Cr_2O_3 от 3–14 до 26,65–50,13% [439]. Проявления изучены недостаточно (БД). Проявление Малоянгозинское (III-2-1) [452] описано в разделе «Никель», охарактеризовано в БД.

Титан. На территории листа известно среднее по запасам месторождение (Тулунское) и значительное количество проявлений (21 объект) титана различных формационных, геолого-промышленных типов. Наибольшим ресурсным потенциалом характеризуются объекты, относящиеся к формации древних титаноносных россыпей и к ранее рассмотренной титаномагнетитовой формации; проявлены также формации титановая рутиловая амфиболит-эклогитовая и современных титаноносных россыпей.

Формация древних титаноносных россыпей. К этому формационному типу отнесено месторождение Тулунское (III-5-14) [431] и нижеудинская группа проявлений: Анташейское (II-4-14) [430], Кадуйское (II-4-20), Левококшатское (II-4-9), Правококшатское (II-4-10) [355], Мут-Муксутское (III-4-3) [494] и др. – всего девять объектов. Все они расположены на юге Иркутской области, характеризующейся высокой экономической освоённостью, наличием мощных производств (предприятия цветной металлургии, нефтехимии, угледобычи, строительной индустрии и др.), энергообеспеченностью, развитой транспортной инфраструктурой. Месторождения и проявления представлены ильменитоносными песчаниками «даурской фации», залегающими в основании разреза нижеюрских отложений черемховской свиты.

Наиболее крупным и изученным является месторождение Тулунское (II-5-14) [431], расположенное в непосредственной близости от г. Тулун и представленное ильменитоносными россыпями участков: Козаково, Болюшкинского, Азейского, Тулунского, (Ангаройского), Мугунского

(Иргейского) на площади около 280 км². В контуре каждого из участков по результатам буровых работ и опробования выделяется до пяти «элементарных россыпей» шириной до 1 км и протяжённостью 2,5–5,0 км. Ильменитовые песчаники в разрезе черемховской свиты, несогласно залегающей на ордовикских отложениях ийской свиты и долеритах ангаро-гасеевского комплекса, приурочены к её низам – к пачке переслаивания алевролитов (преобладают) и песчаников, преимущественно мелкозернистых, сидеритсодержащих, кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями углистых сланцев и бурых углей общей мощностью до 30–40 м. Продуктивная пачка перекрывается алевролитами, песчаниками, углистыми сланцами средней подсвиты черемховской свиты и неоген-четвертичными глинами, песками, супесями. Залегание пород практически горизонтальное. Рудные тела – пласты ильменитовых песчаников и алевролитов – выделяются по результатам кернового опробования. Их оконтуривание выполнялось с использованием временных (разведочных) кондиций в 1968 г., основными параметрами которых являлись: а) минимально-промышленное содержание TiO₂ в блоке – 3%; б) бортовое содержание TiO₂ в пробе и крайней выработке – 2,8%; в) минимальная мощность пласта – 1 м; г) предельный коэффициент вскрыши – 4 м³/м³ [431]. Длина «рудных тел» – 120–4550 м, ширина – 225–715 м, мощность – 0,9–33,1 м, глубина залегания кровли – 0,3–69 м. По сложности строения месторождение было отнесено к II группе. Запасы TiO₂ Тулунского месторождения В + С₁ + С₂ = 3,669 млн т при среднем содержании TiO₂ – 3,48%; Р₂ – 7,0–8,5 млн т (апробированы ресурсы 1.01.1998 г.).

Руда представляет собой слабосцементированный мелкозернистый песчаник с переменными количеством частиц алевритовой размерности и глинистой фракции. Ильменит развит по всей массе породы, образуя рассеянную вкрапленность мелких и тонкодисперсных зёрен (редко – в виде слойков) размером 0,025–0,25 мм, в основном 0,07–0,1 мм. 80–88% титана сконцентрировано во фракции –0,1 мм. Малая размерность зёрен ильменита, повышенная глинистость песчаников определяют принадлежность руд к труднообогатимым. Апробированные при обогащении гравитационно-флотационные схемы, включающие также электромагнитную сепарацию на стадии доводки концентратов, обеспечивали получение ильменитовых концентратов с массовой долей TiO₂ на уровне 47,3–51% при извлечении TiO₂ в концентраты не более 56%. Низкое извлечение титана в товарную продукцию при относительно невысоком его содержании в руде (3,34–3,58%) явилось основной причиной отнесения запасов месторождения к забалансовым. В то же время ильменитовые концентраты с массовой долей TiO₂ 43–51% достаточно высококачественные, пригодны для получения пигментной двуокиси титана, высокотитанистого шлака (до 88% TiO₂). Перспективы промышленного освоения месторождения остаются неопределёнными.

Нижнеудинская группа проявлений титана по основным характеристикам близка к Тулускому месторождению, но изучена с меньшей детальностью. Наиболее изучено Анташейское проявление, ресурсы TiO₂ которого Р₁ при бортовом содержании 2,0% – 2,79 млн т.

Часть ильменитовых песчаников Нижнеудинской группы проявлений, отмеченных в БД, характеризуется по сравнению с песчаниками Тулунского месторождения меньшей глинистостью, большей размерностью зёрен ильменита, существенно кварцевым составом, что не исключает улучшение технологических характеристик руд, использование хвостов обогащения в качестве формовочных или стекольных песков.

Титановая рутиловая амфиболит-эклогитовая формация. Этот формационный тип титанового оруденения выделяется на территории листа достаточно условно – по немногочисленным указаниям на повышенные содержания рутила (и титана) в глубокометаморфизованных образованиях архейского и раннепротерозойского возраста. В БД характеризуется проявление Дзэнгольское (V-6-49) [432], представленное рутилосодержащими амфиболитами, гранатовыми амфиболитами дзэнгольской свиты (верхний архей), слагающими три сближенных пластообразных тела мощностью 24 м, 6 м, 10 м в бассейне р. Белая. Необходимо отметить, что при проведении геологических исследований на территории листа поискам и оценке рутилоносных сланцев и гнейсов достаточного внимания не уделялось.

По представлениям авторов, перспективы выявления на территории листа новых крупных объектов титанового сырья с качеством руд, обеспечивающим их конкурентоспособность с известными в регионе месторождениями, ограничены. Перевод уже выявленных крупных запасов и ресурсов титана Тулунского месторождения (III-5-14), Нижнеудинской группы проявлений, Малотагульского проявления в разряд рентабельных для освоения возможен при условии разработки более эффективных схем обогащения руд и способов их отработки.

Ванадий. На территории листа по генетической и формационной принадлежности выделяются проявления ванадия осадочно-метаморфогенного генетического типа, формаций ванадиеносных сланцев, уран-молибден-ванадиеносных сланцев, молибден-ванадиеносных сланцев. Всех их объединяет связь с углеродистыми, кремнисто-углеродистыми «фациями», типичный элементный парагенезис (в различных соотношениях уран, молибден, ванадий, с переменным, иногда значительным содержанием меди, цинка, редких земель и др.), повышенная в той или иной степени радиоактивность.

Формация молибден-ванадиеносных сланцев. Объектом этой формации является проявление Ехэ-Шигнинское (VI-6-18) [434], приуроченное к углеродисто-кремнистым, углеродисто-карбонатно-кремнистым сланцам дабанжалгинской свиты венд-раннекембрийского возраста, залегающим среди зеленых сланцев окинской серии (рифей) в виде своеобразного «черносланцевого коридора» шириной около 1 км и длиной 5 км в междуречье Урика и Бол. Белой. По результатам проведенных в районе общих поисков (радиометрическая, в т. ч. гамма-шпуровая съемка, канавы, шурфы, бурение станком УПБ 12/25, опробование), ванадиеносные сланцы слагают в разрезе черносланцевой толщи ряд крутопадающих (до вертикальных) пластов и линз мощностью от 10 до 60 м и протяженностью до 130–150 м, фиксирующихся зонами повышенной (до 200 мкР/ч) радио-

активности [434]. Углеродисто-кремнистые, углисто-глинистые сланцы в различной степени пиритизированы, кальцитизированы, окварцованы. По результатам химических анализов содержание (%) пятиоксида ванадия – от 0,1 до 2–3, никеля – до 0,03, Со – до 0,01, U – до 0,04. Выделяется ряд интервалов мощностью до 7,5 м со средним содержанием V_2O_5 более 0,74% (до 2–3%), Мо – до 0,1%. Собственные минералы ванадия (а также молибдена, урана, никеля, кобальта) не обнаружены – повышенные концентрации этих элементов присутствуют, по-видимому, в форме металлоорганических соединений. В разрезе черносланцевой толщи отмечаются также пласты фосфоритов, повышенные содержания марганца в известковистых разностях. Прогнозные ресурсы V, Мо, U не оценивались, но могут быть весьма значительными.

Характерным объектом формации молибден-ванадиеносных сланцев является проявление Кош-Пеш (IV-1-24) с повышенными содержаниями меди, цинка, молибдена, приуроченное к углеродистым, серицит-углеродисто-кремнистым сланцам и углеродистым микрокварцитам ортинской свиты рифейского возраста в Казыр-Кизирской СФО. Сланцы в различной степени (часто интенсивно) сульфидизированы (пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, халькозин, борнит, молибденит, арсенопирит), повсеместно окварцованы. Кварцевые прожилки (от долей мм до нескольких мм, редко – сантиметров) в виде трехмерного сетчатого каркаса пронизывают всю породу. Присутствуют также марказит, магнетит, гранат, ильменит, турмалин. Ширина выхода углеродистых сланцев – около 250 м, протяженность (прослеженность) – 2,8 км. Крутопадающие пласты, линзы ванадиеносных сланцев с повышенными содержаниями полезных компонентов фиксируются повышениями радиоактивности до 280 мкР/ч. По результатам гамма-поисков в разрезе «продуктивной пачки» выделяются два пласта мощностью 7–25 м и три-пять тел мощностью 1–4 м, характеризующихся радиоактивностью более 100 мкР/ч. Содержание полезных компонентов в них (%): V_2O_5 – 0,03–0,61; Cu – 0,02–0,4; Мо – 0,03–0,225; Zn – 0,01–0,5; U – 0,001–0,008. В одном из пересечений выделяется два интервала мощностью 2 и 8,0 м со средним содержанием (%) Cu – 0,4 и 0,3; Mo_2O_3 – 0,072 и 0,053; Zn – 0,36 и 0,33; V_2O_5 – 0,48 и 0,38 соответственно. Установлено, что медь, цинк и молибден присутствуют в породах в виде собственных минеральных форм, ванадий и уран – в виде металлоорганических соединений. Для ванадиеносных сланцев характерны также повышенные содержания: никеля – 0,014–0,055%, иттрия – 0,001–0,04%, серебра – до 5 г/т, фосфора – до 0,6%. Гранатсодержащие углеродистые кварциты характеризуются повышенными содержаниями марганца – до 8% (спектральный анализ), карбонатные породы – стронция (до 1%). Прогнозные ресурсы «руды», при мощности «продуктивного» горизонта 250 м, длине 2800 м, объемной массе 2,7 т/м³ и коэффициенте рудоносности 0,15, составляют 280 млн т.

Формация уран-молибден-ванадиеносных сланцев представлена проявлением Базовское (IV-1-15) [13], расположенным в 2 км ниже устья р. Запевалиха в правом борту р. Казыр. Продуктивные пласты углеродистых сланцев залегают среди карбонатно-терригенных отложений ортинской

свиты RF_3 . Линзовидные и пластовые тела черных графитисто-кварцевых сланцев с тонкой вкрапленностью пирита и повышенным содержанием ванадия образуют пять тел с параметрами $0,6 \times 21 \times 470$ м. В отличие от охарактеризованного выше проявления Кош-Пеш молибден-ванадиевых сланцев, на Базовском проявлении радиоактивность минерализованных пород достигает $1800\text{--}2000$ мкР/ч, природа – урановая. По химическому анализу бороздовых проб содержание (%) пятиоксида ванадия – $0,22\text{--}0,69$, молибдена – $0,0005\text{--}0,018$, урана – $0,03\text{--}0,04$. Главные рудные минералы – пирит, пирротин, молибденит, арсенопирит, присутствуют гранат, магнетит.

Вышеописанное проявление относится к уран-молибден-ванадиевой формации, не входящей в ведущие типы месторождений ванадия. Масштабы проявления не позволяют отнести его в разряд практически значимых.

Формация ванадиеносных сланцев представлена семью проявлениями – Левый борт р. Тагул (III-1-27), Таежный (IV-1-11), Облон-Ой (IV-3-25), Ала-Сатын-Сарьдаг (V-5-38), Правобережье р. Саган-Бильчир (VI-5-20), Холбинское (VI-5-41), Урда-Гарганское (VI-5-87), где связываются с раннепротерозойскими графитистыми кварцитами алыкджерской свиты карелия (Дербинская СФО), но более всего – с рифейскими углеродистыми сланцами свит ортинской (Ашкасокская СФЗ), ильчирской (Гарганская СФЗ). Масштабы этих проявлений невелики, содержания V – $0,11\text{--}0,4\%$, Mo – $n \cdot 10^{-3}\%$; охарактеризованы в БД.

Из-за неразработанности промышленных технологий получения из ванадиеносных сланцев (перечисленных формаций) товарной продукции, в настоящее время известные на территории листа проявления (при крупных ресурсах полезных компонентов в некоторых из них) малоперспективны, но в отдаленной перспективе могут являться резервной базой для получения ванадия, молибдена, урана, меди и других металлов.

Ванадий является попутным ценным компонентом ильменит-титано-магнетитовых руд многочисленных (в том числе – масштабных) проявлений на территории листа. Их характеристики приведены в разделах «Железо» и «Титан». Присутствующий в незначительных количествах ванадий в ильмените ильменитоносных россыпей практического интереса не представляет и в схемах переработки ильменитовых концентратов из этих россыпей его извлечение не предусматривается.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади листа известно месторождение (Ак-Сугское – Cu, Mo) и многочисленные проявления меди различных формационных и геолого-промышленных типов, характеризующихся связью с формационными комплексами широкого возрастного диапазона и расположенных практически во всех структурно-формационных областях. Медь также является попутным ценным компонентом руд ряда месторождений и проявлений полиметаллов, золота, никеля. По потенциальной промышленной значимости наибольший интерес представляет оруденение медно-порфировой и молибден-медно-порфировой формаций, к которым относится Ак-Сугское месторождение и ряд проявлений в Утхумско-Хамсаринской СФО.

Медно-порфировая формация представлена проявлениями Верхне-Даштыгойское (IV-1-48) и Биче-Кадыр-Осское (IV-1-49), локализованными в вулканитах киндейской и хамсаринской свит, краткая характеристика которых приведена в БД.

Медноколчеданная формация. К проявлениям этого формационного типа на территории листа отнесены Кадыр-Ойское (IV-1-50), Биче-Кадыр-Ос (V-1-1), Илга-Чуя (V-4-15), Кызыл-Сан-Гас (V-3-6), Кара-Буреньское (V-3-10), Ханныг-Кадыр-Ос (V-3-3), Харагантинское (VI-4-14). Большая их часть связана с вулканогенными, базальт-андезит-риолит-дацитовыми, карбонатно-вулканогенными формациями раннепалеозойского возраста (хамсаринская свита и ее аналоги) и по совокупности признаков имеет определенное сходство с месторождениями «уральского» и «алтайского» типов. Несмотря на принадлежность к перспективному формационному типу, все проявления характеризуются незначительностью параметров оруденения.

Проявление Кадыр-Ойское (IV-1-50) расположено в правом борту р. Кадыр-Ой и локализовано в узле пересечения разноориентированных тектонических зон вблизи выхода небольшого штока порфиров (аксугский комплекс?). Зона сульфидной минерализации (1500×300 м) сложена эффузивами хамсаринской свиты и прорывающими их гранитоидами таннуольского комплекса. В пределах зоны обособляются участки (350–700×150–200 м) сгущения кварцевых жил и линз сплошных сульфидов размером от 3×110 до 15×230 м. Наложенная минерализация: кварц, хлорит, эпидот, пренит, гастингсит, серицит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, самородное золото. Содержание полезных компонентов в сульфидных залежах варьируют в пределах: Cu – 0,1–6,5 %; Zn – 0,1–3,2%; Pb – 0,1–2,5%; Mo – 0,001–0,04%; Ag – до 40 г/т; Au – до 0,4 г/т. Прогнозные ресурсы кат. P₂ проявления оценены в 200 тыс. т меди при среднем содержании ее в руде 2,5%. Следует отметить недостаточную изученность проявления и неопределенность его перспектив. Здесь, как на проявлении Биче-Кадыр-Осское, возможно совмещение медноколчеданного и меднопорфирового типа оруденения, а также вероятна возможность выявления «слепых» рудных тел.

Остальные проявления охарактеризованы в БД.

Медно-кварц-сульфидная формация. К этому формационному типу отнесено 28 проявлений медных руд, расположенных в различных СФО и связанных с формационными комплексами разного состава и возраста. Принадлежность оруденения к второстепенному формационному типу определяет низкую перспективность проявлений как объектов медных руд, однако руды ряда проявлений характеризуются повышенными содержаниями золота.

Проявление Аларское (VI-6-1) [302] расположено в бассейне р. Урик, в Булунском блоке Шарыжалгайской глыбы, в поле развития кристаллосланцев, плагиогнейсов, амфиболитов таргазойской свиты, гранитоидов китойского комплекса архейского возраста и представлено двумя крутопадающими минерализованными зонами дробления длиной 1,8 и 2,0 км, мощностью до 50 м. Породы в зонах брекчированы, гидротермальные изменения выражены в широком развитии в цементе карбонатного (доломит-

сидеритового, кальцитового), кварц-хлоритового замещения, флюоритизации и сульфидизации. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, халькозином; присутствуют (в зоне окисления) ковеллин, малахит, хризоколла, самородная медь. По результатам анализа 253 бороздовых и 327 керновых проб (две скважины) содержания меди в первой рудной зоне колеблются от 0,01 до 3,47%, во второй – до 2,35%, причем из общего количества проб только в 16 разобренных пробах содержания меди приближается к промышленным. В единичных пробах отмечаются повышенные содержания золота – от 0,06 до 5,4 г/т. В целом проявление оценивается как бесперспективное.

Остальные проявления охарактеризованы в БД.

Золото-медно-кварцевая формация. К этому формационному типу отнесены три проявления в разных структурно-формационных областях: Темное (II-3-23), Красное (III-2-14), Уран-Сай (IV-2-34).

Проявление Темное (II-3-23) [124], наиболее полно по степени изученности представляющее данную формацию, расположено в бассейне р. Бирюса, в зоне Тагул-Бирюсинского разлома и приурочено к Бирюсинскому выступу фундамента платформы в Присянской СФО. Проявление открыто в 1967 г., в последующем вовлекалось в геологическое доизучение в 1975–1977 гг. Медное и золотое оруденение контролируется зонами разрывных нарушений северо-западного (зона № 1) и субмеридионального (зона № 2) направлений в гранитах саянского комплекса и прорывающих их дайках долеритов нерсинского комплекса.

Зона № 1 приурочена к разлому северо-западного простирания (300–310°), прослеженному от приустьевой части руч. Темный (левый приток р. Бирюсы) в северо-западном направлении на 15 км. Биотитовые граниты саянского комплекса в зоне разлома шириной до 150–200 м интенсивно катаклазированы, микроклинизированы, окварцованы, карбонатизированы, сульфидизированы. Долериты в различной степени хлоритизированы, карбонатизированы, цеолитизированы, окварцованы. Наиболее интенсивная сульфидная минерализация приурочена к зонам почти полного замещения гранитов и долеритов кварц-карбонатным и карбонатно-кварцевым материалом. Сульфидные руды массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Руды первого типа слагают в зоне кварц-карбонатного замещения жиллообразные, линзовидные, гнездообразные тела мощностью до 1 м, протяженность – десятки метров. Вкрапленное, прожилково-вкрапленное оруденение разной интенсивности отмечается во всем объеме зоны. Минеральный состав руд – халькопирит и развивающиеся по нему борнит, халькозин, ковеллин, куприт, самородная медь, пирит, гематит. Постоянно присутствуют арсенопирит, галенит, пирротин. Отмечаются золото, сфалерит, висмутит, висмутин, барит, флюорит, паризит-синхизит. Содержания меди в массивных и густовкрапленных рудах по результатам анализов бороздовых проб от 1,3 до 7,2%, золота (пробирный анализ) от 0,6 до 7,2 г/т; повышены содержания германия (0,03–0,06%), свинца – до 0,1%, вольфрама – до 0,08%, серебра – до 7,12 г/т. Во вкрапленных рудах содержание меди обычно составляет 0,1–0,5%, золота 0,1–0,6 г/т. Среднее содержание меди в рудном теле (богатые руды) в береговом обнажении по

левому борту р. Бирюса на мощность 3,0 м составило 12,4%, по полному пересечению рудной зоны (при бортовом содержании 0,1%) на мощность 9 м – 4,26%. По простиранию зоны в северо-западном направлении интенсивность оруденения уменьшается: в 150 м от берегового обнажения содержание меди составляет в среднем 0,304%; в 1150 м – 0,112% на мощность 18 м, в 4,5 км оруденение фиксируется в песчаниках шангулежской свиты в зоне мощностью 5 м с содержанием меди 0,1–0,8% [124].

Зона № 2 расположена на левобережье р. Бирюса, в 3 км ниже устья руч. Темный, приурочена к зоне дробления меридионального простирания в гранитах саянского, долеритах нерсинского комплексов протяженностью около 1 км при мощности до 50 м, аналогична зоне № 1, отличаясь лишь меньшими масштабами оруденения. Содержания меди от 0,03 до 0,76% (в отдельных пробах до 1,55%) на мощность десятки см – 1 м, содержание золота – десятые доли г/т, в одной пробе – 1,2 г/т [272].

Прогнозные ресурсы проявления оценены по рудной зоне № 1 [124]. Ресурсы руды кат. P_2 – 14,4 млн т, а ресурсы меди при принятом среднем содержании 0,7% – 100 тыс. т; ресурсы золота при среднем содержании 0,3 г/т – 4,3 т. Из-за ограниченности ресурсов при указанном качестве руд, условиях залегания и морфологии рудных тел на проявлении проведение более детальных работ не рекомендуется.

Формация медистых песчаников и сланцев. Проявления этого формационного типа на территории листа приурочены к верхнерифейским отложениям айсинской свиты (реже удинской) в Присаянском прогибе. Это проявления: Ключ Сыпучий (I-2-51), Медвежий Ключ (III-2-20), Каша (III-4-21), Улырское (IV-4-3). Есть также проявление этой формации в Окинской СФЗ – Левобережье р. Хончин (VI-5-15) в сланцах дабанжалгинской свиты [423] (БД).

Проявление Ключ Сыпучий (I-2-51) [36] расположено на левобережье р. Тагул (у д. Георгиевка) и представлено прослоями песчаников, содержащих вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина, малахита в разрезе айсинской свиты, сложенной преимущественно алевролитами и аргиллитами. Мощность прослоев 0,1–0,6 м. Медное оруденение прослеживается на 2,5 км по простиранию айсинской свиты, имеющей падение на северо-восток под углами 35–40°. По результатам бороздowego опробования содержания меди в прослоях песчаников составляют 0,1–0,7%. Выполненная ранее при проведении тематических работ оценка прогнозных ресурсов меди кат. P_3 по району проявления в количестве 1350 тыс. т представляется определенно завышенной. Малые мощности пропластков медистых песчаников (не превышающие обычно 0,5 м) характерны и для остальных проявлений меди в Присаянском прогибе, охарактеризованных в БД. К данному формационному типу отнесено также проявление Левобережье р. Хончин (VI-5-15), локализованное в сланцах дабанжалгинской свиты в Окинской СФО (БД).

Медно-скарновая формация. Месторождения и проявления скарнового типа, в которых медь является основным ценным компонентом, на территории листа практически отсутствуют. С определенной условностью к этому формационному типу отнесено проявление Сохатик (V-3-15) [290],

представленное зоной мощностью около 8 м сульфидной (халькопирит, пирит, пирротин, галенит) минерализацией в эпидот-гранатовых скарнах на контакте гранитоидов бреньского комплекса и эффузивов кендейской свиты(?). Площадь распространения скарнов незначительна (50×50 м). По результатам анализов пяти проб оруденелых скарнов содержания меди – 0,16–2,22% (среднее 1,06%), серебра – 5–100 г/т (среднее 30 г/т), золота – до 0,4 г/т. В центральной части зоны отмечено жилообразное тело мощностью 0,6–0,8 м богатых сульфидных руд, содержащих 8,06% меди, 0,5% свинца, более 100 г/т серебра и 0,6 г/т золота. Из-за малых параметров зоны скарнирования проявление оценивается как бесперспективное.

Медно-пирротиновая формация. К этому формационному типу условно, только по наличию в составе рудных минералов большого количества пирротина, отнесены проявления Мысовое (VI-5-67) и Восточное (VI-5-74) [438], представленные зонами сульфидизации в долеритах и габбро-долеритах боксонского комплекса. Краткие сведения об этих проявлениях, не характеризующихся значительными ресурсами и высоким качеством руд, приведены в БД.

Никель-медная сульфидная формация. Типовым объектом медно-никелевых руд с относительно высоким медно-никелевым отношением является проявление Пограничное (V-3-18) [415], расположенное в Утхумско-Хамсаринской СФО и связанное с «расслоенным» массивом габброидов мажальского комплекса (нижний кембрий) в верховьях р. Урда-Шан. Оруденение представлено зонами вкрапленных пирит-пентландит-халькопиритовых руд, субсогласных с элементами расслоенности массива и «секущими» жилообразными телами «сплошными» сульфидных руд мощностью 0,6–0,7 м и протяженностью 10–35 м. Содержания меди во вкрапленных рудах 0,1–1,3%, никеля 0,03–0,85%, кобальта до 0,11%; в «сплошных» рудах – меди до 1,5–9,62%, никеля 1,09–1,48%, кобальта 0,12–0,18%, золота до 0,2 г/т. Из-за малых параметров рудных тел проявление отнесено к малоперспективным.

Как отмечалось в разделе «Ванадий», повышенные содержания меди установлены в «черных сланцах» проявления Кош-Пеш – до 0,3–0,4% на мощность до 8 м. Не исключается выявление подобных концентраций меди в разрезе черносланцевых толщ рифейского и венд-раннепалеозойского возраста и на других участках. По ряду признаков оруденение имеет сходство с медно-свинцово-цинковым, медно-цинковым («кавказским») формационным типом.

Таким образом, наиболее перспективным формационным типом медного оруденения на территории листа является медно-порфировый. Значительные ресурсы меди сосредоточены в рудах сульфидной медно-никелевой формации, в скарновых золото-полиметаллических рудах. Заслуживает внимания меденосность широко развитых на территории листа черносланцевых толщ.

Медь, молибден. *Молибден-медно-порфировая формация.* Месторождение Ак-Сугское (IV-1-47) [13] расположено на водоразделе р. Ак-Суг и его левого притока р. Даштыг-Ой в зоне Кандатского разлома. Рудное

поле месторождения оконтуривается площадью распространения интрузии аксугского комплекса (D_1), сложенной на 70% кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, габбро, прорванными телами порфиридных и порфириновых гранитоидов. Рудная минерализация сосредоточена по обрамлению штоков порфириров и в них самих, оруденение как прожилковое, так и вкрапленное, приурочено преимущественно к серицит-кварцевым прожилкам, тяготеющим к субвертикальным трещинам главенствующего северо-восточного простирания. Рудный штокверк занимает внутреннюю часть медно-порфириновой системы и локализуется в эндоконтакте штока плагиогранит-порфириров в кварц-серицитовых метасоматитах и аргиллизитах по тоналит-порфирам и гранодиорит-порфирам. Северная часть рудного штокверка вытянута в субширотном направлении, сложена богатыми и сложными по составу пирит-халькопирит-молибденит-борнитовыми рудами с теннантитом и энаргитом и включает в себе основные запасы месторождения. В восточной и южной частях штокверка развиты в основном бедные прожилковые пирит-халькопиритовые руды (Южная залежь). На западном фланге месторождения, в южной части штокверкового «кольца» выделена Западная залежь средних по качеству халькопирит-борнитовых руд с халькозином и самородной медью. Северная залежь содержит 52,5% запасов, Западная – 10,3%, Южная – 37,2%.

Промышленное оруденение залежей распространено на площади $0,8 \times 0,9$ км и прослежено до глубин от 400 до 700 м. Основную ценность месторождения представляют сульфидные руды с высоким содержанием Cu и средним – Mo; в промышленных концентрациях присутствуют рений, селен, золото и серебро. Зона окисления почти не развита. Образование богатых руд Северной и прилегающих частей Западной залежей объясняется переотложением ранее сформировавшихся бедных по качеству прожилково-вкрапленных руд, аналогичных рудам южного и восточного флангов месторождения в результате внедрения порфириров второго этапа и ремобилизации ранее сформированных руд.

Содержание полезных компонентов молибден-медных руд колеблется в пределах: Cu – 0,3–7,0% (ср. 0,73%); Mo – 0,01–0,5% (ср. 0,002 %); Ag – 18,3–161,6 г/т (ср. 60,5 г/т); Au – 0,1–3,0 г/т (ср. 0,12 г/т); Re – 435 г/т (в молибдените); Se, Te – 0,0006–0,001%.

До глубины 700 м подсчитаны запасы кат. C_1 и C_2 , ниже 700 м – прогнозные ресурсы кат. P_1 . По всем параметрам месторождение относится к разряду крупных объектов и, являясь комплексным, представляется ценным для промышленного освоения. По результатам технологических исследований, руды месторождения признаны труднообогатимыми. Ученные Государственным балансом запасы меди по кат. $C_1 + C_2$ составляют 5,2 млн т, при содержании 0,73% (ГКЗ Роснедра 27.02.2010, протокол № 2114ОП) молибдена – 130 тыс. т, при содержании Mo – 0,02; прогнозные ресурсы руды P_1 (глубокие горизонты месторождения) – 2,8 млн т меди и 80 тыс. т молибдена. Прогнозные ресурсы меди кат. P_2 оцениваются в 2,4 млн т, молибдена – 50 тыс. т (фланги месторождения). Прогнозные ресурсы меди кат. P_3 всего Аксугского РР оцениваются в 10 млн т.

Свинец, цинк. На территории листа известно месторождение (Ергожу – рассматривается ниже, в самостоятельном разделе) и многочисленные проявления свинцово-цинковых руд различных формационных, геолого-промышленных, минеральных типов; рудные формации: свинцово-цинковая скарновая, свинцово-цинковая жильная, свинцово-цинковая стратиформная, полиметаллическая колчеданная, свинцово-цинковая серебросодержащая, золото-полиметаллическая. Преобладающая их часть расположена в зонах средне-верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации региона, представлена орудением скарнового и жильного типов.

Проявления свинцово-цинковой жильной формации: Пах-Пе (III-3-33), Горелое (III-3-47), Водораздельное (III-3-44), Халбалык-Ой (III-3-43), Свинцовое (III-3-21). Все они характеризуются специфическими особенностями геологического строения, морфологии и параметров рудных тел, вещественного состава руд и, в целом, довольно ограниченными ресурсами полезных компонентов. Их краткие характеристики приведены в БД. По имеющейся информации, из-за малых параметров рудных тел, относительно низких содержаний свинца и цинка, слабой изученности, перспективы большинства проявлений оцениваются как ограниченные или неопределённые. К этому же типу относится проявление Башир (IV-5-21) [276], представленное 10 линзообразными телами прожилково-вкрапленных полиметаллических руд мощностью 0,5–8,0 м и протяженностью от десятков до 800 м, субсогласно залегающих в разрезе кварцито-амфиболито-доломитовой андотской толщи архейского возраста – преимущественно в зонах брекчирования. Околорудные изменения – хлоритизация, окварцевание, сульфидизация, карбонатизация. По парагенезу с кремнистой железо-марганцевой формацией, наличию в разрезе пластов доломитов с аномально высоким содержанием цинка (до 1%) не исключается принадлежность орудения к стратиформному типу («жайремский подтип?») с интенсивно проявленным перераспределением рудного вещества при метаморфизме. Содержания суммы цинка и свинца по отдельным пересечениям колеблются от 0,2 до 5,56% (при преобладании цинка над свинцом), серебра 10–295 г/т, меди 0,02–0,1%. Прогнозные ресурсы оцениваются по кат. P₂ по сумме цинка и свинца в 249 тыс. т.

Свинцово-цинковая жильная формация широко представлена проявлениями в других структурах: в Утхумско-Хамсаринской – Снежное (V-27-24), Верховье Мунгулик (V-4-25), Скалистый (V-4-9); в Дербинском блоке – Фомкина (III-1-47); в Гарганской глыбе – Водораздел Гарган–Урик (VI-5-78), Урда-Улзыты (VI-5-85); в Боксон-Сархойской – Дунда-Салаа (V-4-27); в Шарыжалгайской глыбе – Ерминский (V-6-29); в Урикско-Ийском грабене – Улунтей (V-6-53). Все они охарактеризованы в БД.

Свинцово-цинковая серебросодержащая формация. Определённый интерес может представлять (при положительной геолого-экономической оценке месторождения Ергожу) проявление Нейгота (III-3-36) [401] в связи с повышенными содержаниями в рудах серебра (в среднем 106,2 г/т). Геологическая ситуация охарактеризована в БД. Прогнозные ресурсы этого проявления, оценённые по кат. P₂, составляют: руда – 1,7 млн т, свинец – 31 тыс. т, цинк – 17,4 тыс. т, серебро – 148,5 т, золото – 118 кг.

Потенциально промышленно значимыми на территории листа представляются проявления *свинцово-цинковой стратиформной формации*. Перспективы выявления промышленного оруденения связываются, прежде всего, с оценкой Вершинного проявления в Ийско-Уватском РР (П-3-34) [124]. Оруденение этого типа, прогнозировавшееся ранее на основе общегеологических данных, в 1995–1997 гг., выявлено в междуречье Увата и Рубахиной ГПП «Сосновгеология» при проведении работ на уран. Геохимическими поисками по ВОР выявлена группа контрастных аномалий свинца и цинка на площади около 16 км², последующей заверкой которых горными и буровыми работами установлена их связь со свинцово-цинковой минерализацией в доломитах и доломитизированных песчаниках тагульской свиты позднерифейского возраста, слагающих юго-восточное крыло Уватского антиклинального поднятия. По результатам бурения 11 скважин глубиной до 292 м во вскрытых частях разреза тагульской свиты отмечается до 12 согласных со слоистостью (15–45° на СВ) минерализованных зон мощностью 1–18 м с содержаниями цинка 0,4% (до 2–5%), свинца 0,1% (до 1,5%), серебра 2 г/т (до 15 г/т). Стратиформное оруденение сопровождается жильным и прожилковым в зонах крутопадающих разломов и трещин различных направлений. Одной из скважин вскрыта крутопадающая зона мощностью 2 м с содержанием цинка 9%, свинца 9,6%, серебра 91 г/т.

Присянской партией ГПП «Иркутскгеология» [124] пробурена скважина глубиной 290 м. Во вскрытой части разреза тагульской свиты, в доломитах и песчаных доломитах, в интервалах глубин 56,2–62,0 м, 75–78 м, 222–232 м, 251–256 м содержания цинка в керновых пробах составили соответственно (%): 1,76–2,04; 1,40–2,02; 0,95–1,61; 0,09–0,91; свинца – десятые доли, меди, кобальта, никеля – сотые доли.

Сульфидная минерализация в рудах «стратиформного» типа представлена мелкой и тонкой вкрапленностью, редко – прожилками железистого сфалерита, галенита, халькопирита и пирита в трещинах и структурно-столитовых швах доломитов. В рудах жильного типа выделения сульфидов более крупные, иногда образуют гнезда размером до 3×4 см. Характерные околорудные изменения доломитов – вторичная доломитизация, окварцевание, кальцитизация, фосфатизация, гематитизация, омарганцевание, редко – микроклинизация. С поверхности до глубин 120–150 м на водоразделах и пологих склонах сульфиды часто полностью окислены и замещены вторичными водными силикатами, карбонатами, гидрокарбонатами. В зоне окисления совместно с лимонитом присутствуют: соконит, каламин, смитсонит, пироморфит, церрусит, англезит, малахит, азурит. Прогнозные ресурсы цинка, свинца и серебра кат. Р₂, оценённые по продуктивности ВОР цинка в контурах аномалий с содержанием цинка 0,3% и более, в интервалах глубин 150–300 м (вне зоны окисления) составили: цинк – 3,7 млн т, свинец – 375 тыс. т, серебро – 1075 т, при принятых средних содержаниях цинка 5%, свинца 0,5%, серебра 15 г/т [124]. Проявление перспективное, рекомендуется доизучение.

К этому формационному типу отнесено проявление в приустьевой части р. Дэдэ-Борто, приуроченное к «чёрносланцевым» отложениям урикской

свиты раннепротерозойского возраста (VI-6-6) [438]. Практического интереса из-за низких содержаний полиметаллов оно не представляет, краткие сведения о проявлении приведены в БД. Необходимо отметить недостаточную изученность черносланцевых формационных комплексов раннего возраста, широко развитых на территории листа, в отношении их перспективности на полиметаллическое оруденение «Холоднинского ГПТ».

Полиметаллическая колчеданная формация представлена на территории листа проявлением Дальнее (VI-1-5) в Улугуйском прогибе и проявлением Айлыгское (VI-3-19) в Айлыгском прогибе Окинско-Харальской СФО, характеризующейся широким развитием вулканогенно-карбонатно-сланцевых формационных комплексов, благоприятных для оруденения полиметаллического и медноколчеданного типа. На территории листа N-46 в этой зоне расположено перспективное Казыл-Таштыгское месторождение полиметаллов колчеданного типа.

Проявление Айлыгское (VI-3-19) представлено зоной окварцевания, сульфидизации с параметрами 1500×400 м в поле развития биотит-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых, углеродистых сланцев и эффузивов хормногской свиты вендского возраста. Наиболее насыщена сульфидами центральная часть зоны. Сульфидные, кварц-сульфидные прожилки и жилы образуют в сланцах и эффузивах «рудные тела» линейного типа с весьма неравномерным содержанием полезных компонентов. Было выделено шесть «рудных тел» мощностью метры–десятки метров и протяжённостью десятки–сотни метров. По результатам анализа бороздовых, точечно-сколковых и штупных проб, содержания цинка колеблются от 0,0п до 3,44%, свинца – от 0,0п до 2%, меди – от 0,0п до 0,43%, серебра – от 1 до 162,8 г/т, золота – от 0,0п до 0,п г/т. Средние содержания полезных компонентов по пересечениям низкие и обычно не превышают по сумме цинка, свинца и меди десятых долей %, по серебру 5–9 г/т (в «рудном теле № 2» 10–162 г/т), по золоту 0,1—0,8 г/т. Рудные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, блёклыми рудами; присутствуют: барит, магнетит, карбонаты, рутил и др. Золото присутствует в виде зёрен размером до 1×0,6 мм; повышенные (до 300 г/т) его содержания отмечены в пиритах. Прогнозные ресурсы оценены по кат. P₂ в количествах: сумма цинка, свинца и меди 210–220 тыс. т, серебро 700 т, золото 10–11 т [290]. Из-за низких содержаний полезных компонентов эти ресурсы должны быть отнесены к «неактивным».

Свинец, цинк, золото. *Свинцово-цинковая скарновая формация.* Месторождение Ергожу (III-3-41) представляет сложный, полиформационный тип, промышленную ценность которого, наряду со свинцом и цинком, определяют золото и серебро. Золото-полиметаллическое оруденение приурочено к скарнам и серицит-хлорит-кварцевым метасоматитам, вторичным кварцитам в контактах карбонатных пород и амфиболитов раннепротерозойской алхадырской свиты с гранитоидами огнитского комплекса. Всего к настоящему времени по результатам работ оценочной стадии выявлено семь рудоносных зон мощностью десятки метров и протяжённостью до 800 м, а в их контурах до 40–50 рудных тел. Общая характеристика месторождения

Общая характеристика месторождения Ергожу

Геологическая позиция рудного поля	Бирюсинская глыба. Область тектоно-магматической активизации. Двухъярусное строение территории. Ксенолиты докембрийских осадочно-метаморфических образований среди гранитоидов бутульминского и огнитского комплексов		
Параметры рудного поля	Общая площадь ксенолита около 15 км ² . Площадь совмещенных вторичных геохимических ореолов (Pb+Zn) и геофизических аномалий (ЕП, МПП) около 3 км ²		
Генетический тип	Скарновый, гидротермально-метасоматический		
Рудовмещающие формации	Вулканогенно-терригенно-карбонатная (алхалдырская свита, PR ₁)		
Магматические формации этапа рудообразования	Докембрийский этап – базальтоидный магматизм (амфиболиты алхалдырской свиты). Рассеянная линзовидная пирит-пирротиновая минерализация. Среднепалеозойский этап – вулканоплутонические образования нерхинской свиты (грахибазальт-трахиандезит-трахилитаритовая формация) и огнитского интрузивного комплекса (гранит-граносиенитовая формация). Свинцово-цинковое, серебряно-свинцовое, сербрюно-свинцовое, золото-сульфидное оруденение		
Ведущая рудная формация	Свинцово-цинковая скарновая		
Субформации	Колчеданно-полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, серебряно-свинцовая		
Геолого-промышленный тип	Свинцово-цинковый скарновый (Приаргунский)		
Рудовмещающие и рудооктролирующие структуры. Особенности локализации рудных тел	Контактные структуры. Оруденение в участках переслаивания мраморов и амфиболитов в восточном крыле синформальной структуры		
Типы окорудных метасоматитов	Скарны гранат-пироксеновые, метасоматиты хлорит-актинолитовые		
Морфология рудных тел	Субосгласные залежи		
Номера рудных зон	IV	IV-a, VI	VII I, II, III
Промышленный тип руд	Золото-колчеданный, сульфидный	Свинцово-цинковый, свинцово-цинковый сербросодержащий	Цинково-свинцовый, золото-сербросодержащий
Минеральный тип руд	Пирит-пирротиновый в локальных участках в ассоциации с золотом	Сфалерит-пирит-пирротиновый. Галенит-сфалерит-пирит-пирротиновый	Галенит-сфалеритовый. Галенит-сфалерит-кварцевый, галенитовый
Текстуры руд	Массивные, густокрапленные, полосчатые, сферолитовые, колломорфные, пятнистые		
Геохимический тип руд (по данным АСОГИМП)	Золото-висмутово-медный	Полиметаллический (цинковый, свинцово-цинковый)	Золото-сербро-свинцово-цинковый

приведена в табл. 3. Параметры рудных тел: мощность 1,0–3,45 м, средняя – 2,74 м; длина – 1140–3840 м, средняя – 1310 м. Характерны широкие вариации содержаний полезных компонентов в рудных телах. В частности, содержание золота может колебаться от десятых долей г/т до 90–100 г/т в сближенных пересечениях рудного тела.

Месторождение находится в Распределённом фонде недр. Владелец лицензии (ЗАО «Байкальская полиметаллическая компания») в 2002–2004 гг. проведены оценочные работы на одном из участков рудной зоны № 3, по результатам которых Государственным балансом учтены запасы кат. С₂ в количествах: руда – 875,3 млн т, свинец – 15,7 тыс. т, цинк – 19,2 тыс. т, золото – 485,5 кг, серебро – 28 200 кг при содержаниях свинца – 1,8%, цинка – 2,17%, золота – 0,55 г/т, серебра – 32,2 г/т. В качестве забалансовых учтены запасы: руды – 100,9 млн т, свинца – 1,08 тыс. т, цинка – 1,048 тыс. т, золота – 12,2 кг, серебра – 2098 кг. Приняты к сведению прогнозные ресурсы по месторождению в целом в количествах: кат. Р₁ – руда 14 893 тыс. т, свинец – 326,5 тыс. т, цинк – 438 тыс. т, золото – 28,66 т, серебро – 888 т; кат. Р₂ – руда 10870 тыс. т, свинец – 112 тыс. т, цинк – 747 тыс. т, золото – 26 т, серебро – 207 т (Протокол ТКЗ Иркутскнедра № 648 2004 г).

Золото-полиметаллическая формация известна также в Утхумско-Хамсаринском прогибе, где представлена двумя проявлениями – Етомынским (V-5-30) и Илейским (V-5-29). Вкрапленное и массивное галенит-сфалеритовое оруденение этих проявлений в известняках иркутской свиты сформировано в результате преобразования карбонатных пород гранитоидами огнитского комплекса. Содержания Pb – до 10%, Zn – до 6,5%, Au – до 8,8 г/т. Прогнозные ресурсы Р₂ Pb+Zn – 4 тыс. т, Au – 15,2 т, Ag – 12 т [356].

Никель (медь, кобальт, платина). На территории листа известно 13 проявлений никелевых и три проявления кобальтовых руд, большая часть которых по формационной принадлежности относится к медно-никелевой сульфидной формации.

Медно-никелевая сульфидная формация. К этому формационному типу относится шесть рудопроявлений, расположенных в Бирюсинской СФО и связанных с телами ультраосновных и основных пород ийского и урдаокинского комплексов раннепротерозойского возраста, а также четыре проявления, расположенных в Гарганско-Боксон-Сархойской СФО, связанных с ультраосновными породами ильчирского комплекса рифейского возраста. Наиболее перспективной в настоящее время представляется группа проявлений, выделяемых в контуре Ийско-Барбитайского прогнозируемого рудного узла, которые по структурной позиции, возрасту и характеру оруденения имеют много общего с месторождениями (Кингашское) и проявлениями сульфидных медно-никелевых руд Канской глыбы в Красноярском крае. Наиболее изучены проявления Желосское и Токты-Ойское.

Проявление Желосское (IV-4-13) расположено на водоразделе ручьев Желос и Дергапсы – правых притоков р. Барбитай (бассейн р. Ия). Открыто при проведении ГСР-50 [390] и в последующем изучалось Ангарской экспедицией ПГО «Иркутскгеология» [155], специалистами

Института геохимии СО РАН. Проявление представлено серией сближенных зон сульфидизации в линзо-пластообразных телах перидотитов урдаокинского комплекса, образующих во вмещающих их гнейсах, сланцах, кварцитах, кальцифирах и мраморах алхадырской свиты, ортоамфиболитах ареал площадью около 4,5×3 км. Залегание тел перидотитов и зон сульфидизации – согласное или субсогласное с вмещающими породами, имеющими северо-западное и субширотное простирание, крутое (60–80°) падение. Всего в контуре ареала выявлено 8–11 тел сульфидизированных перидотитов мощностью 20–250 м и протяженностью от сотен метров до 4,2 км. Бурением зоны сульфидизации прослеживаются без признаков выклинивания на глубину до 300 м. Степень сульфидизации в границах зон неравномерная. При принятию для оконтуривания бортового содержания никеля 0,2% выделен ряд рудных тел мощностью до 31,5 м и протяженностью десятки-сотни метров. Руды представляют собой серпентинизированные перидотиты с содержанием сульфидов 5–10%, редко – до 60%; по характеру оруденения – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, присутствуют также бравоит, виоларит, миллерит, галенит. Содержание никеля в рудных телах колеблется от 0,2 до 2,15% (в среднем 0,42–0,49%), меди – 0,08–0,35% (среднее 0,3%); кобальта – 0,014%; платины – 0,14–6,0 г/т; палладия 0,59–1,5 г/т (среднее МПГ – 1,42 г/т); золота – 0,072–0,19 г/т; серебра—0,16–5,96 г/т [155].

Краткие сведения о других проявлениях медно-никелевых руд Ийско-Барбитайского прогнозируемого рудного узла приведены в БД.

Проявления сульфидных медно-никелевых руд, связанных с гипербазитами ильчирского комплекса и расположенных в Гарганско-Боксон-Сархойской СФО: Снежное (VI-6-83), Озёрное (VI-6-84), Контактное (VI-6-108), Улан-Сарьдагское (VI-6-65), Правый борт р. Ондольтой (VI-5-55) характеризуются содержаниями никеля, не превышающими 0,22%, и ограниченными ресурсами. Краткие сведения о них, а также о проявлении IV-5-30 в Шарьжалгайском выступе приведены в БД. Сульфидные медно-никелевые руды с повышенным отношением меди к никелю (1 : 1) охарактеризованы в разделе «Медь».

Формация кобальт-никелевых кор выветривания. Содержания никеля, достигающие 0,1–0,3%, кобальта 0,01% (спектральный анализ), установлены в оврагах, развитых над сланцами, доломитизированными известняками ингашинской свиты в Урикско-Ийском грабене – Левозиминское проявление (IV-5-11) – охарактеризовано в БД.

Кобальт. Проявления, в которых кобальт является главным полезным компонентом, принадлежат к кобальт-пиритовой и кобальтовой асболоановой кор выветривания формациям. Определённый интерес, как попутный ценный компонент, представляет кобальт в сульфидных медно-никелевых рудах проявлений, охарактеризованных в разделах «Никель» и «Медь».

К *кобальт-пиритовой формации* отнесено проявление р. Савина (VI-6-26), представленное зоной пиритизированных, окварцованных плагиогнейсов китойской толщи позднеархейского возраста в Булунском блоке

Шарыжалгайского выступа в зоне Онотского разлома. Сведения о проявлении ограничиваются указаниями о приуроченности оруденения к экзоконтакту тел метагаббро арбанского комплекса и на содержания кобальта в штуфных пробах из сульфидизированных гнейсов, достигающие 0,11%.

К формации кобальтовая асболановых кор выветривания отнесено проявление Баширское (IV-5-13), расположенное на левобережье р. Башир (бассейн р. Ия). Оно представлено асболансодержащими интенсивно выветрелыми породами, развитыми над зоной дробленных, рассланцованных, на отдельных участках окварцованных, амфиболитах андотской толщи мощностью до 20 м и протяжённостью около 2,5 км. На ряде интервалов мощностью до 5 м содержание асболана достигает 0,7%, а кобальта – 0,1%. Повышены также содержания цинка (до 0,3%), свинца (до 0,2%), никеля (до 0,1%), серебра (до 5г/т). Вероятным источником кобальта, никеля, цинка и свинца в «коре выветривания» являются зоны сульфидной минерализации, аналогичные выявленным на проявлении полиметаллов Башир (Дальнее) (IV-5-21). Повышенными содержаниями кобальта характеризуются пирролюзит-псиломелановые руды месторождений и проявлений марганца Присяянского прогиба и Дербинского антиклинория. В частности, в марганцевых рудах Шунгулежского месторождения они достигают 0,3%, составляя в среднем 0,09%. Как известно, промышленные технологии извлечения кобальта из таких руд не разработаны и кобальт, как ценный компонент, учитывается в цене марганцевых концентратов.

Молибден. На площади известно 63 объекта молибденового оруденения гидротермального, метасоматического, гидротермально-метасоматического и осадочно-метаморфического генетических типов, принадлежащих к восьми рудным формациям: вольфрам-молибденовой скарновой, молибден-кварцевой, молибденит-шеелит-сульфидной, молибден-ванадиеносных сланцев, молибденовой скарновой, молибденовой грейзеновой, вольфрам-молибденовой грейзеновой и молибденовой порфириевой. Наиболее широко на территории распространено оруденение *молибден-кварцевой формации*, представленной Буруктаевским (VI-5-29) малым месторождением и 26 проявлениями, наиболее значимыми из которых являются: Отбойное Западное (II-2-46), Узун-Ой (III-3-42), Кизи-Хемское (V-2-8), Улуг-Кадыр-Осское (IV-1-52) и Шагайтэгольское (VI-6-28), расположенные в разных минерогенических зонах.

Малое месторождение Буруктаевское (VI-5-29) [438] находится на правобережье среднего течения р. Хончин в Урик-Китой-Боксонской МЗ. Представлено серией кварц-молибденитовых жил, приуроченных к кварц-биотитовым, хлоритовым сланцам и микрогнейсам окинской серии в зоне экзоконтакта гранитоидов Баргутэйского массива урикского комплекса. Средняя мощность жил 0,57 м, протяженность до 64 м. Запасы молибдена кат. $C_1 + C_2$ составляют 1,01 тыс. т, прогнозные ресурсы кат. P_1 – 3,02 тыс. т [424].

Проявление Отбойное Западное (II-2-46) [370] расположено на левобережье р. Правая Отбойная в Огнитской МЗ. Молибденовое оруденение контролируется зоной окварцевания, грейзенизации, березитизации, эпидо-

тизации и тремолитизации вмещающих плагиогнейсов, кристаллических сланцев и мраморов алхадырской свиты раннего протерозоя. В пределах зоны намечается три интервала мощностью 8,2 и 5 м со средним содержанием молибдена 0,047, 0,04 и 0,03% соответственно. Интенсивное развитие зон окисления позволяет предполагать увеличение содержания молибдена на глубине. По состоянию на 1.01.1998 г. прогнозные ресурсы молибдена кат. P_2 оцениваются в 34,4 тыс. т [36].

Проявление Узун-Ой (III-3-42) находится в левом борту долины р. Узун-Ой, правого притока р. Джугояка, в Огнитской МЗ, приурочено к контакту гнейсов, амфиболитов, мраморов и кристаллических сланцев алхадырской свиты раннего протерозоя с интрузией гранодиоритов бугульминского комплекса. По состоянию на 1.01.1998 г. прогнозные ресурсы проявления кат. P_2 при содержании молибдена 0,14% и глубине оценки 200 м составят 2,8 тыс. т молибдена, по кат. P_3 – 3,4 тыс. т. Характеристика проявления – в БД.

Проявление Кизи-Хемское (V-2-8), площадью 20 км², расположенное на правобережье р. Кизи-Хем, в Восточно-Тувинской МЗ, приурочено к приконтактной зоне аргиллизированных адамеллитов таннуольского комплекса и представляет собой штокверк кварцевых, молибденит-кварцевых, молибденитовых, реже – кварц-калишпатовых с молибденитом прожилков, количество которых в ядре штокверка составляет 25–35, а в краевой части – 5–7 шт. на 1 пог. м. Площадь штокверка 0,213 км², среднее содержание молибдена по данным химического анализа составляет 0,023%, спектрального – 0,043%, среднее бортовое содержание по площади штокверка – 0,01%. Содержание молибденита в рудах до 1%, пирита до 2–3%, присутствует в незначительном количестве халькопирит. Прогнозные ресурсы кат. P_3 на глубину до 1,0 м составляют 48,33 т, на глубину 200 м – 9665 т [268].

Проявление Улуг-Кадыр-Осское (IV-1-52) [268], расположенное в Аксуско-Монгольской МЗ, приурочено к апикальной части интрузии гранитоидов таннуольского комплекса, прорванного гранит-порфирами аксусского комплекса нижнего девона, где развиты альбитизированные, калишпатизированные, окварцованные и серицитизированные вторичные породы. Выделяется четыре рудных тела субширотного и субмеридионального простирания: центральное рудное тело в виде штокверка (300×400×160 м), образованного прожилками, жилами и гнездами кварца с сульфидной минерализацией; верхнее рудное тело (200×260 м) с кварцевым штоком (12×32 м) в центральной части; грейзеновое рудное тело (180×300 м) и восточное рудное тело. Содержание молибдена в центральном рудном теле 0,08%, в верхнем – 0,008%, в грейзеновом – 0,03%, в восточном – 0,007%. Прогнозные ресурсы молибдена (при среднем его содержании 0,03%) кат. P_1 составят 2,7 тыс. т [13].

Проявление Шагайтэгольское (VI-6-28) расположено в верховье р. Даялык, правого притока р. Урик, в Сархой-Китойской МЗ, приурочено к гранитам второй фазы самсальского комплекса нижней перми. Руду представляют эруптивные брекчии с кварцево-порфировым и амазонитовым метасоматическим цементом, кварцевые порфиры, кварц-молибденитовые, кварц-серицит-молибденитовые и кварц-флюорит-молибденитовые жилы [424].

Оруденение молибденовой порфировой формации представлено проявлениями Ичемский Вулкан (IV-2-16) и Ажинское (V-1-4).

Проявление Ичемский Вулкан (IV-2-16) расположено в бассейне р. Красная Ичмень, в Огнитской МЗ, представлено субширотной линейной зоной (мощностью от 1–2 до 10 м, протяженностью до 600 м) прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в пропилиитизированных, окварцованных трахиандезитах нерхинской свиты, возраст которой ранний девон–поздний ордовик. Широко развиты процессы серицитизации, пропилиитизации, сульфидизации и лимонитизации. Рудные минералы: молибденит, пирит и лимонит. Спектральным анализом установлено содержание молибдена в сульфидизированных зонах 0,01–0,4%, в пропилитах – 0,1–0,2%, Au – 0,03 г/т. Геохимическая специализация (%): Pb – 0,03; Zn – 0,02; Cu – 0,06; Ni – 0,003; Co – 0,003 [425].

Оруденение молибденовой грейзеновой формации известно в шести проявлениях: это Центральное (II-1-9), Агульское (II-1-12), Участок Горелый (II-1-11), Грейзеновое (II-3-37) и Арыскан (II-3-39), наиболее представительными из которых являются Центральное и Агульское.

Проявление Центральное (II-1-9) находится в бассейне р. Телегаш, в Агульском рудном районе, приурочено к зоне эндо- и экзоконтакта интрузии гранитоидов огнитского комплекса и вулканитов нерхинской свиты, где широко проявлены процессы альбитизации, пропилиитизации, грейзенизации, флюоритизации, окварцевания и березитизации. Оруденение представлено кварц-молибденитовыми прожилками мощностью от 1–2 до 10 см, сгруппированными в рудные тела на пересечении субширотных и северо-западных разломов, размерами 50–150×450–500 м, прослеженными на глубину до 210 м, среди грейзенизированных гранитов и вторичных кварцитов (по нерхинской свите). Размеры штокверка, включающего рудные тела – 1,5×1,0 м. Молибденит замещается ферримолибденитом. Геохимическая специализация руд ($n \times 10^{-3}$ %): Pb – до 30; Zn – 1–10; Ba – до 200; P – до 100. По состоянию на 1.01.1975 г., прогнозные ресурсы руды кат. P₃ составляют 1123 млн т, молибдена – 33,7 тыс. т (при содержании Mo 0,01%) и 101 т (при содержании 0,03%) [443].

Проявление Агульское (II-1-12), расположенное в верховье р. Агул, представляет собой крутозалегающий штокверк с молибденит-кварцевым оруденением прожилково-вкрапленного типа, сосредоточенным преимущественно в эндоконтакте гранитов огнитского комплекса девона, прорывающих гнейсо-граниты, мигматиты хайламинской толщи раннего архея и гранитоиды саянского комплекса раннего протерозоя. В районе проявления широко развиты пропилиты, березиты, грейзенизированные, окварцованные и сульфидизированные породы. Главный рудный минерал – молибденит, второстепенные – серицит, пирит, халькопирит, гематит, пирротин, сфалерит, галенит, магнетит и кварц. Средневзвешенное содержание по штокверку: Mo – 0,0336%, Cu – 0,0197%. Геохимическая специализация процессов (%): Pb – до 0,008; Zn – 0,001; Mn – 0,1; Ba – 0,1; P – до 0,08, редко, Sr – 0,01. Прогнозные ресурсы руды кат. P₃ составляют 312,5 млн т, молибдена – 315 тыс. т, меди – 185 тыс. т [285, 443].

К молибденовой скарновой формации относятся четыре проявления: Этичен (III-2-17), Скарновое –1 (IV-1-18), Аршан-Нур (V-4-5), Левый борт р. Урда-Гарган (VI-5-89).

Проявление Левый борт долины р. Урда-Гарган (VI-5-89) приурочено к скарноидам кварц-эпидот-пироксенового состава по мегаксенолитам ильчирской свиты в гранитоидах сумсунурского комплекса и свалам оруденелых скарнов на площади 50–60×150×200 м. Содержание (%): Мо – 0,24–0,4; Cu – 0,3; Ва – 0,1; Ag – 30 г/т [438]. Другие проявления кратко охарактеризованы в БД.

Оруденение молибден-ванадиеносных сланцев представлено 13 проявлениями: это Базное (III-1-10), Холеминский (III-1-42), Переваляный (III-1-45), Ужур (III-1-46), Легокишетинский (III-1-49), Даштыга (IV-2-25), Эденское (IV-2-32), Верховье р. Ожигай (IV-4-21), р. Урда-Хаптагай-Жалга (VI-5-11), Ермосха (VI-6-5) и Эзирлигский (IV-2-29), Высотный (III-1-40), Кош-Пеш (IV-1-28).

Проявление Базное (III-1-10), площадью 200×350 м, находится в правом борту р. Бол. Янгоза, в пределах Удинско-Колбинской МЗ. Оруденение приурочено к пластам углеродистых молибден-ванадиеносных сланцев негодкинской свиты раннего кембрия, обладающих повышенной радиоактивностью (20–100 мкР/ч). Простираение пород северо-западное. По данным спектрального анализа содержание (%) Мо – 0,10; V – 0,40; Cu – 0,16; Pb – 0,04; Zn – 0,2; P – 10, U – 0,001. Проявление слабо изучено. Перспективы его, как и других проявлений этого формационного типа, не выяснены.

Молибден, вольфрам. *Вольфрам-молибденовая скарновая формация* представлена следующими проявлениями: Скарновое (III-3-35), Правая Отбойная (II-2-47), Яхошоп (VI-5-9), Молибденовый (Подцейкин) (IV-3-20).

Проявление Скарновое (III-3-35) [4018], расположенное в бассейне р. Джуюгяк, правого притока р. Мал. Бирюса в пределах Огнитской МЗ, представлено линейной скарноворудной зоной северо-западного простираения, приуроченной к экзоконтакту интрузии гранодиоритов бугульминского комплекса среди мраморов, кристаллических сланцев, плагиогнейсов и амфиболитов алхадырской свиты раннего протерозоя. Зона гранатсодержащих скарнов шириной от 50 до 600 м, протяженностью 2000 м, включает рудные тела с молибденит-шеелитовой минерализацией. Мощность рудных тел варьирует от 0,3 до 4,4 м, падение северо-восточное под углами 50–60°. Содержание Мо по зоне колеблется от 0,08 до 1,48%, WO₃ – от 0,3 до 1,24%. Рудные тела выделяются при бортовом содержании Мо – 0,08%, WO₃ – 0,3%. Прогнозные ресурсы кат. P₂ до глубины 270 м (при содержании Мо – 0,11%, WO₃ – 0,15%) составляют 2570 тыс. т руды, в том числе Мо – 2,94 тыс. т, WO₃ – 4,015 тыс. т. Ресурсы кат. P₃ для Мо – 3,4 тыс. т, WO₃ – 4,65 тыс. т [124].

Проявление Правая Отбойная (II-2-47) находится в истоке р. Правая Отбойная, правого притока р. Тагул, в пределах Огнитской МЗ. Приурочено к меридиональной зоне окварцованных, грейзенизированных, скарнированных и пиритизированных мраморов и сланцев алхадырской свиты над кровлей интрузии гранитов огнитского комплекса. Шеелит-молибденитовая

минерализация сосредоточена в меридиональной зоне окварцованных гранат-пироксеновых скарнов, участками отмечается в грейзенизированных сланцах, с шириной выхода 5–80 м, протяженностью 400–500 м. Выявлено два сближенных тела мощностью 1,4–2,7 м, длиной 60–70 м, с содержанием Мо – 0,012–0,20%, W – 0,01–0,04%. Прогнозные ресурсы Мо и WO₃ оценены по кат. P₂ (через продуктивность ВОР) в количестве 30,8 и 6,3 тыс. т соответственно [372].

Молибденит-шеелит-сульфидная формация представлена Верхнебельским (II-2-36), Малобельским (II-2-37) и Ларинским Северным (II-2-42) проявлениями, расположенными в Огнитской МЗ, и проявлением Средний Нарын (V-6-43) – в Шарьжалгайской МЗ.

Проявление Верхнебельское (II-2-36) находится в бассейне р. Верх. Белая, приурочено к зоне сульфидизации и окварцевания плагиогнейсов, кристаллических сланцев, мраморов и кальцифиров алхадырской свиты в экзоконтакте интрузии огнитского комплекса. Площадь измененных пород составляет 1,5×3,0 км. Рудные минералы: молибденит, шеелит, халькопирит, пирротин, пирит и малахит. Содержание полезных компонентов по данным спектрального анализа (%): Мо – 0,01–0,08; W – 0,006–0,1; Cu – до 0,1; Bi – 0,04; Pb – 0,5. Прогнозные ресурсы молибдена кат. P₂ (через продуктивный ВОР при содержании Мо – 0,1%) составляют 72 539 тыс. т [36].

В аналогичной обстановке локализовано проявление Малобельское (II-2-37), кратко охарактеризованное в БД. Прогнозные ресурсы кат. P₂ (оцененные через продуктивный ВОР) (тыс. т): Мо – 50,584, WO₃ – 2,974 [452].

Проявление Средний Нарын (V-6-43), расположенное в правом борту верхнего течения р. Урик, приурочено к контакту интрузии гнейсо-гранитов китойского комплекса и амфиболитов таргазойской свиты раннего архея, представлено двумя рудными зонами северо-западного простирания: флюорит-кварцевой с шеелитом (мощностью 3–4 м) и кварцевой с молибденитом. Протяженность зон до 100 м и более. По данным спектрального анализа содержание (%): в кварц-флюоритовой зоне – W – 1,0, Bi – 0,001, Be – 0,0015, в кварцевой с молибденом – Мо – 1,0, Cu – 0,01, Pb – 0,06. Геохимическая специализация (%): Мо – 0,0008; Sn – 0,0008; Sr – 0,08; Y – 0,15, Zr – 0,15 [214]. Проявление слабо изучено.

Вольфрам-молибденовая грейзеновая формация представлена двумя проявлениями – Сапкольским (IV-3-22) и Ключ Рогатый (IV-1-27).

Проявление Ключ Рогатый (IV-1-27) расположено на правом борту долины р. Катун, левого притока р. Казыр, в Казыр-Кизырской МЗ, приурочено к тектонизированному контакту гранитов беллыкского комплекса среднего ордовика с габброидами запевалихинского комплекса нижнего палеозоя. Проявление локализовано в пределах кварцево-жильно-прожилковой зоны субширотного простирания, прослеженной на 800 м. Мощность зоны от 1–3 м на флангах, до 30–50 м – в центральной части. Граниты в пределах зоны катаклазированы, окварцованы, грейзенизированы, содержат кулисообразно расположенные кварцевые и кварц-альбитовые жилы (до 0,5 м) с гнездовой вкрапленной и прожилковой сульфидной минерализацией.

Околожилные изменения выражены в образовании маломощных оторочек кварц-мусковитовых грейзенов. Основные рудные минералы: молибденит, вольфрамит, арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит и халькопирит. По данным химического анализа содержание в рудах (%): Mo – 0,01–0,22; Cu – 0,05–0,8; Pb – 0,05–1,5; Zn – 0,07–3,5; Sn – 0,03–0,33; As – 0,1–2,8; W – 0,01–0,63; Bi – 0,02–1,0. Содержание золота в пробах – от 0,03 до 1,2 г/т [13].

Молибден-вольфрамовая сульфидно-кварцевая формация представлена тремя проявлениями: Бугульминское (IV-2-7), Аршитта (IV-4-6), Хазалхинское (VI-5-53).

Проявление Бугульминское (IV-2-7) находится в 3 км ниже слияния рек Красная и Черная Бирюса. В апикальной зоне интрузии бугульминского комплекса (γ Ob) среди карбонатизированных, хлоритизированных, окварцованных гранитов выявлено четыре жилы кварца с сульфидами мощностью 0,10–1,0 м, протяженностью сотни метров и несколько штокверков, объединяющих кварц-сульфидные прожилки, составляющие до 10% штокверка; мощность прожилков 0,1–5,0 см. Рудные минералы: вольфрамит, шеелит, гематит, барит, касситерит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, золото. По данным химического анализа содержание (%) полезных компонентов в жилах WO_3 – 0,05–0,77, Mo – 0,091, Sn – 0,05–0,43; в штокверках – WO_3 – 0,05–0,292, Mo – 0,035%, Bi – 0,15%, присутствует Be – 0,10%. При среднем содержании WO_3 – 0,15% оценены прогнозные ресурсы кат. P_1 – WO_3 – 65 т, P_2 – 28 т, P_3 – 177 тыс. т, что соответствует объему крупного месторождения (состояние на 1.01.1998 г.).

Проявление Ларинское Южное (II-2-45) расположено на левобережье р. Тагул в зоне контакта гранитоидов огнитского комплекса с породами алхадьрской свиты в пределах Бирюсинской глыбы. Оруденение локализовано в линейной штокверковой зоне кварцевых прожилков субширотного простирания (восточный фланг), а также в субмеридиональных зонах глинисто-ярозит-кварц-адуляровых метасоматитов (западный фланг) с шеелитом. Линейный кварцевый штокверк представляет собой систему субпараллельных кварцевых прожилков мощностью от долей мм до 1–2 см (редко до 20 см), с расстоянием между ними 3–10 см, сопровождающиеся зонами осветления, объемного окварцевания, серицитизации, лимонитизации, аргиллитизации вмещающих пород. Шеелит в виде зерен размером 0,1–3 мм приурочен обычно к зальбандам прожилков. Мощность штокверковой зоны – от первых до десятков метров, протяженность около 800 м. В пределах зоны по бортовому содержанию WO_3 – 0,1% выделено 12 рудных тел мощностью 1–4 м, длиной 70–700 м, со средним содержанием WO_3 – 0,133%, золота – до 0,03 г/т. По результатам опробования выделено восемь крутопадающих рудных тел мощностью 1–6,4 м, протяженностью до сотен метров, со средним содержанием WO_3 – 0,187%. Ресурсы Ларинского проявления по состоянию на 1.01.1998 г. составляют для WO_3 кат. P_2 – 19,2 тыс. т, P_3 – 38,4 тыс. т (при площади 10 км², глубине оценки 600 м, содержании WO_3 – 0,13 и 0,19%) [36]. По результатам геолого-экономических расчетов из-за низких содержаний WO_3 в настоящее время проявление как самостоятельный объект интереса не представляет.

Вольфрам. На площади известно 18 проявлений вольфрамового оруденения различных генетических типов и рудных формаций: шеелит-золото-кварцевой, шеелитовой скарновой, шеелит-сульфидно-кварцевой, олово-вольфрамовой кварцево-грейзеновой, олово-вольфрамовой кварцевой, молибден-вольфрамовой сульфидно-кварцевой, шеелит-кварц-полевошпатовой. Наибольшее значение имеют шеелитовые скарны, связанные с контактовым воздействием на вмещающие карбонатные породы гранитных интрузий.

Шеелитовая скарновая формация представлена проявлениями: Медвежье (IV-1-1), Скарновое (IV-1-12), Одарым (VI-3-11), Билинское (VI-3-15).

Проявление Билинское (VI-3-15) находится в пределах Шутхулайской глыбы, где локализовано в скарнах, метасоматитах хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевых в экзо- и эндоконтактной зонах гранитного массива таннуольского комплекса, прорывающего породы балыктыгхемской и билинской свит. Метасоматиты – в пластообразно-линзовидных телах мощностью 2,0–2,5 м, протяженностью 600 м; шеелитоносные метасоматиты – площадью 20×1000 м и 200×400 м, мощностью 10–15 м, протяженностью 400–700 м; площадь ксенолитов скарнов – до 100 м², мощность до 2,1 м. Оруденение локализовано как в метасоматитах хлорит-биотит-плагиоклаз-кварцевых с шеелитом, так и в шеелитоносных скарнах. Содержание (%) WO₃ – 0,14–1, W – 0,002–0,05 – в метасоматитах, в скарнах – WO₃ – до 1,22, W – до 0,55. Содержание шеелита в рудных телах – 3–15%. Выделено четыре рудных тела протяженностью 1200 м при мощности 2,0–7,0 м со средним содержанием WO₃ – 0,15%. Прогнозные ресурсы до глубины 200 м оценены по кат. P₂ в объеме 5,2 тыс. т WO₃, что соответствует мелкому месторождению. Ресурсы авторские, не апробированы [209].

Проявление Медвежье (IV-1-1) расположено в районе истоков р. Кизир (Кизир-Казырская МЗ), на склоне горы Медвежья, в зоне сочленения Кизирской и Ашкасокской СФЗ, разделенных разломом Звериного Казыра. Шеелитовая минерализация отмечается в скарнах экзоконтакта гранитоидов беллыкского комплекса (Медвежий массив), прорывающих карбонатные отложения ортинской свиты рифея, а также в самих гранитоидах в экзоконтактной зоне. Скарны гранат-эпидотовые, волластонитовые. Шеелитовая вкрапленность в них сопровождается более поздние процессы окварцевания, наложенные на скарны. Площадь шеелитоносных окварцованных скарнов 150×400 м. Вкрапленность шеелита крайне неравномерная, содержания WO₃ колеблется от 0,003 до 0,62% (среднее по 32 борзодовым пробам – 0,12%). Граниты в эндоконтакте альбитизированы, окварцованы и также содержат редкую неравномерную вкрапленность шеелита. Размеры зоны окварцевания и шеелитовой минерализации в гранитах не установлены из-за мощного чехла рыхлых образований. Участок оруденения оконтурен по шлиховым потокам шеелита, касситерита, золота, а также по вторичным геохимическим ореолам Mo, W, Sn, Pb, Be, Nb, La, Bi. К югу и юго-востоку от проявления выявлены геохимические потоки Mo, W, Sn, Bi, а также шлиховые потоки шеелита и касситерита [13]. Проявление принадлежит к перспективному типу, с которым связаны известные крупные месторождения; необходимо доизучение.

Проявления Одарым (VI-3-11) и Шеелитовое (II-2-18) этого формационного типа недостаточно изучены, и перспективы их не выяснены [36].

Шеелит-кварц-полевошпатовая формация на площади листа представлена Улуг-Алымским проявлением (V-2-11), приуроченным к метасоматически преобразованным породам апикальной части массива гранитов бреньского комплекса. Граниты серицитизированы, окварцованы, альбитизированы, в них присутствуют кварц-альбит-мусковитовые грейзены. Рудная залежь состоит из серии линзовидно-пятнистых участков с насыщенной минерализацией среди слабооруденелых гранитов. Рудные ассоциации: молибденит-пирит-халькопиритовая, кварц-полевошпат-шеелитовая, полевошпат-шеелитовая, кварц-молибденит-шеелитовая. Шеелит образует тонкую вкрапленность в измененных гранитах и мономинеральные гнезда в плагиоклаз-альбитовых метасоматитах. Максимум оруденения приурочен к куполовидному выступу гранитов (500×700 м) среди диоритов. Прогнозные ресурсы WO_3 кат. P₂ в контуре подсчета площадью 300×60 м составляют 14,3 тыс. т при среднем содержании WO_3 – 0,87% [416].

Вольфрам, олово. *Олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая формация* представлена проявлением Вольфрамовый (Грейзеновый) (IV-3-27), расположенным в Удинско-Колбинской зоне и приуроченным к апикальной зоне массива апогранитов хайламинского комплекса раннетриасового возраста, прорывающего кристаллические сланцы алхадырской свиты раннего протерозоя (KR₁). Выделяется линейная субширотная зона брекчий на флюорит-кварцевом цементе, площадью 3×6 км, с прожилковым окварцеванием, интенсивной грейзенизацией. В пределах зоны находятся кварцевые жилы северо-западной ориентировки мощностью 0,5 м, протяженностью до 50 м. Мощность кварцевых прожилков в зоне 0,05 м, насыщенность – 2–5 жилок на 1 п. м. Содержание в кварцевых жилах (%): W – 0,005–1,0, Sn – 0,001–0,004, в брекчиях – W – 0,012–0,20, Sn – 0,01, Nb₂O₅ – 0,18, Ta₂O₅ – 0,016. Рудные минералы: вольфрамит, касситерит, молибденит, флюорит, колумбит, берилл, пирохлор, литиевая слюда. Проявление недостаточно изучено, перспективы не ясны [402, 243].

Вольфрамовое оруденение *формации шеелит-сульфидно-кварцевой* представлено на площади листа проявлениями: Участок Медвежий (V-5-9), Участок Поляков (V-5-11), Голубой (V-5-27), расположенными в Урикско-Туманшетском грабене, и проявлением Прямой Казыр (IV-1-3) – в Ашкасакском прогибе. Наиболее типичны для этой формации проявления участков Медвежий и Голубой.

Проявление Участок Медвежий (V-5-9) находится в левом борту долины р. Медвежий (правому притоку р. Ока), приурочивается к горизонту амфиболитов большереченской свиты в зоне экзоконтакта интрузий саянского комплекса. Внутри горизонта выявлены рудные зоны пластообразной формы и штокверки с прожилковым кварц-шеелитовым оруденением. Мощность горизонта 15 м. Внутри горизонта выявлены три рудные зоны, включающие рудные тела мощностью 1,4–5,87 м и протяженностью 100 м. Рудные минералы: пирротин – 330 г/т, шеелит – 187 кг/т, апатит – 24 кг/т, гранат – 2 кг/т; второстепенные: ильменит – 66 г/т, лимонит – 266 г/т.

Содержание WO_3 в рудах 0,50%; ресурсы кат. P_2+P_3 составляют 5,2 млн т [432].

Проявление Голубой (V-5-27) представлено пластообразным штокверком с шеелитовым оруденением в амфиболитах, биотитовых сланцах больше-реченской свиты раннего протерозоя в зоне экзоконтакта интрузий саянского комплекса (KR₂). Простираение штокверка северо-западное, падение на северо-восток под углами 20–30°. Широко проявлены окварцевание и скарнирование пород, в основном в амфиболитах. Рудные минералы: шеелит – 222–526 г/т, арсенопирит – 828 г/т, пирит. Сведения о параметрах оруденения отсутствуют. По данным спектрального анализа бороздовой пробы (2 м) содержание W – до 0,04%. В одной штуфной пробе содержание WO_3 – 1,17%. В 1992 г. оценены прогнозные ресурсы WO_3 проявления кат. P_3 в количестве 3000 т [432].

Олово-вольфрамовая кварцевая формация представлена проявлением Огнит (IV-3-1). Проявление выражено линейной зоной субпараллельных, слабо ветвящихся рудных прожилков среди трахириолитов, трахитов, дацитов, андезитов нерхинской свиты (D₁ : O₃), слагающих Ичемский палеовулкан. Мощность зоны 10–30 м, протяженность 700 м. Мощность кварц-касситерит-вольфрамитовых прожилков от 0,1 до 7 см. Всего в зоне обнаружено восемь прожилков. По данным спектрального анализа содержание в руде Sn – 0,002–0,03%. Содержание рудных минералов: вольфрамита – 100–300 г/т, топаза – 102 г/т; присутствуют – молибденит, галенит, сфалерит, пирит, рутил, апатит, хлорит, эпидот. Вмещающие породы в зоне окварцованы, пропилитизированы, флюоритизированы, сульфидизированы. В районе проявления выявлен шлиховой поток вольфрамита и касситерита с весовым содержанием минералов. Проявление слабо изучено. Перспективы не ясны [215].

Олово. Масштабы проявлений оловянного оруденения на площади листа значительны и представлены следующими формациями: оловорудной пегматитовой, оловорудной кварцево-грейзеновой и оловоносных россыпей в составе месторождения Бельское (V-6-35), проявлений: Мальцевское (I-2-72), Верховья р. Икей (IV-4-3), Торой (VI-3-10), Ключ Двойной (II-2-2), Лидинское (II-2-11), Яшкинское (II-2-22) и россыпей: Ключ Семнадцатый (I-2-73), Ключ Двойной, Ключ Столетний (II-2-2), Лидинское (II-2-11), Яшкинское, россыпь ключа Алексеевский (II-2-72).

Оловорудная минерализация в концентрациях, близких к минимально промышленным, присутствует также в пегматитах крупных редкометалльных месторождений, охарактеризованных в разделе «Редкие металлы».

Формацию оловорудных пегматитов представляют месторождение Бельское и проявления Мальцевское, Верховья р. Икей, Ключ Двойной, Лидинское, Яшкинское.

Оловорудное месторождение Бельское (V-6-35) расположено в 70 км западнее пос. Новостройка Черемховского района Иркутской области. В районе месторождения опойсковано жильное поле оловоносных пегматитов саянского комплекса, грейзенизированных с касситеритом, залегающих среди биотитовых сланцев больше-реченской свиты раннего протерозоя

(KR₂). Длина жил 50–200 м, мощность 0,8–30 м, вскрыша 5–10 м. Рудные минералы: касситерит, танталит-колумбит, сподумен, тантало-ниобаты. Содержание олова 0,20–2%, LiO₂ – 0,06%, BeO – 0,035%. Месторождение по сложности геологического строения отнесено к IV группе, по масштабам – к малому. Утверждены балансовые запасы в жиле № 2 по кат. С₁ в количестве: руда – 31 093 т, олово – 287,7 т при среднем содержании Sn – 0,92%. Учтены как забалансовые запасы кат. С₂ в количестве: руда – 24 587 т, олово – 97,7 т при среднем содержании 0,40% (ГКЗ № 703, 2003 г.).

Другие проявления оловоносных пегматитов, отмеченные выше, охарактеризованы в БД.

Крупные запасы олова сосредоточены в четырех комплексных месторождениях формации редкометалльных пегматитов: Гольцовом, Урикском, Белореченском, Вишняковском. При низких содержаниях олова (0,031–0,055%) в рудах этих месторождений (ниже минимально промышленного – 0,1%), суммарные запасы его соответствуют крупным и мелким месторождениям вследствие значительных объемов редкометалльных руд. Запасы олова Вишняковского месторождения составляют: кат. С₁ – 4408 т, кат. С₂ – 632 т, забалансовые – 192 т. Запасы олова Гольцового месторождения находятся в нераспределенном фонде (С₁ – 23 739 т, С₂ – 6785 т и забалансовые – 4102 т олова). Запасы олова Белореченского и Урикского месторождений, утвержденные ГКЗ по кат. С₂ до 1971 г., учитывались в группе балансовых; в 1972 г. решением Межведомственной комиссии и ГКЗ переведены в группу забалансовых (4600 т и 12 300 т, соответственно).

Оловорудная кварцево-грейзеновая формация представлена проявлениями: Торой (VI-3-10), Бугульминское (IV-2-7), Ключ Рогатый (IV-1-27). Последние два – комплексные проявления с содержанием олова 0,33–0,43% (ниже минимально промышленного – 0,5%) охарактеризованы в разделе «Молибден, вольфрам».

Проявление Торой (VI-3-10) расположено в районе истоков р. Торой, связано с окварцованными (густой сетью прожилков с сульфидизацией) плагиогнейсами шутхулайской свиты (рифей?). Район проявления приурочен к сгущению даек гранит-порфиоров бреньского комплекса, выявлены грейзенизированные плагиогнейсы, кварц-грейзеновые жилы с олово-сульфидной минерализацией на площади около 2 км². Содержание Sn – до 0,015%, W – 0,035%. Рудные минералы: касситерит, молибденит, флюорит, шеелит, перовскит, ильменорутит, пирит, халькопирит. Проявление изучено недостаточно.

Формация оловоносных россыпей распространена в Тагул-Бирюсинском горсте в пределах Елашского грабена, где известны крупные и мелкие месторождения редкометалльных пегматитов и проявления оловоносных пегматитов, локализованные в поле распространения пород часовенской и мальцевской толщ. Из них к малоперспективным (бесперспективным?) отнесены проявления Ключ Двойной (II-2-2), Лидинское (II-2-11), Яшкинское (II-2-22) ввиду низких содержаний олова (0,1–0,3%), не достигающих промышленных концентраций. Вместе с тем, эти проявления являются россыпеобразующими – с ними совмещены россыпи касситерита – Ключ

Столетний (II-2-2), Лидинская (II-2-11), россыпь Ключа Алексеевский (II-2-22), а также – Ключ Семнадцатый (I-2-73).

Лидинская россыпь (II-2-11) непосредственно связана с одноименным коренным проявлением олова, расположена в долине руч. Лида. Мощность песков от 0,5 до 2,5 м. Размеры россыпи: длина 1,1 км, ширина в нижней части ключа – 20 м, в средней – 60–90 м, в верхней – 40 м. Кроме тальвеговой россыпи, на левом склоне ручья оконтурен блок размером 60 × (80–200) м делювиальной россыпи с 0,5-метровым оловоносным пластом. Содержание касситерита в аллювиальной россыпи 0,011–0,067% (220–1340 г/м³). Среднее содержание Sn в касситерите 74,9%. Запасы касситерита C₁ – 21,8 т, C₂ – 14,5 т. Забалансовые запасы – 4,8 т (1.01.1950 г.), добыто 10 т 40%-го концентрата старательским способом.

Запасы касситерита по россыпи Ключ Столетний кат. C₁ – 15,22 т, ресурсы россыпи Ключа Алексеевский P₁ составляют 5,62 т.

Незначительные объемы россыпей при богатых содержаниях касситерита (468–2808 г/м³) предполагают отработку их старательским способом.

Таким образом, оловорудный потенциал территории листа определяют редкометалльные и оловоносные пегматиты саянского комплекса и россыпи касситерита.

Алюминий. На территории листа известны месторождения и проявления алюминиевого сырья следующих формаций: бокситовой карбонатной, нефелиновых сиенитов, высокоглинозёмистой кордиерит-силлиманитовой, высокоглинозёмистой полевошпатовой анортозитовой.

Наиболее значимой является *бокситовая карбонатная формация*, представленная месторождением Боксонское (VI-5-86) и проявлением Улзытское (VI-5-45). Месторождение Боксонское (VI-5-86) расположено в бассейне р. Боксон – левого притока р. Ока. Пласт бокситов приурочен к основанию разреза табинзуртинской свиты боксонской серии (нижний кембрий), прослежен по простирацию на 35 км. По материалам разведки, рудный пласт залегает на микрослоистых и брекчиевидных доломитах, перекрывается обычно горизонтом глинистых сланцев и имеет зональное строение. Собственно к рудам отнесены бемитовые, в меньшей степени – диаспоровые бокситы и аллиты, шамозитовые аллиты. Мощность рудного пласта в целом выдержана и составляет в среднем около 5 м. Бокситы в основном низкокачественные (высококремнистые железистые), но присутствуют и высококачественные разности с кремневым модулем 6–13. Высококачественные бокситы слагают небольшие линзы и гнезда, мощность их может достигать нескольких метров. Содержание Al₂O₃ в наиболее качественных бокситах – 39,41–40,26%, FeO – 20,74–25,54%, кремневый модуль – до 13. Разведанные запасы бокситов (кремневый модуль 3,4) по кат. A + B + C₁ – 76,8 млн т; C₂ – 52 млн т (бокситы и бокситовые породы); A + B + C₁ + C₂ – 223,377 млн т (Бессолицин, 1956); ЖАС (железоалюминиевое сырье) кат. C₂ – 190,4 млн т (Одокий, 1989). Забалансовые руды – 128 912 тыс. т при среднем содержании Al₂O₃ – 41,2%, SiO₂ – 20,80% (ГБЗ, 2008, протокол 1971 г. № 6196) [438].

Формация нефелиновых сиенитов. Объекты этого формационного типа представлены Ботогольским месторождением (VI-5-31), проявлениями Шебелик (VI-5-5) и Дугдинским (VI-3-14).

Месторождение Ботогольское (VI-5-31) представлено штокообразными массивами нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса раннего девона. Оценены два рудных тела: Северное (около 0,6 км²) и Южное (0,2 км²), глубина оценки – 100–200 и 70–150 м, суммарная по месторождению площадь оценки 2,8 км². Средний химический состав «руд» (%) (Северное/Южное): Al₂O₃ – 21,93/22,01; SiO₂ – 54,8/52,85; Fe₂O₃ – 1,45/1,32; FeO – 2,68/4,89; K₂O – 7,93/6,64; Na₂O – 5,45/6,29. Запасы кат. С₂ нефелиновых руд – 343 млн т; Al₂O₃ – 74,1 млн т (при среднем содержании Al₂O₃ 22,0%), или 700 млн т при среднем содержании Al₂O₃ 19,7%. Извлечение глинозёма и щелочей в алюминатный раствор при переработке известняково-содовых шихт спеканием в присутствии восстановителей может достигать соответственно 85 и 90% [438].

Проявление Дугдинское (VI-3-14) представлено линзовидными телами нефелиновых сиенитов, уртитов, фойзитов в интрузии сангиленского комплекса раннего девона. Мощность тел – от первых до 100 м, протяжённость – сотни метров. Содержание (%) нефелина – 30, Al₂O₃ – 21,01–25,29; SiO₂/Al₂O₃ – 1,9–2,6; K₂O/Al₂O₃ – 0,61–0,67; CaO/Al₂O₃ – 0,09–0,13. Минеральный состав: нефелин > 35%, калиевый полевой шпат – 43–55%. Руды глинозёмсодержащие III сорта, требующие обогащения. Объекты этого формационного типа на территории листа из-за отдалённости и низкого качества руд в настоящее время практического значения не имеют.

Высокоглинозёмистая кианитовая формация. В перспективе определённый интерес для алюминиевой промышленности могут представлять проявления высокоглинозёмистых сланцев и гнейсов – кордиеритовых, кианитовых, силлиманитовых, расположенные в Бирюсинской МЗ – проявления Дальняя Шельма (III-2-9), Решет (II-2-51), Тартайское (IV-3-3), Эльдран (IV-4-18), Правобережье р. Эльдран (IV-4-20), в Дербинской МЗ – проявление Малоэденское (IV-2-31).

Проявление Решет (II-2-51) представлено горизонтом гранат-кианит-двуслюдяных сланцев в разрезе алхадырской свиты раннего протерозоя, сложенной кристаллическими сланцами, плагиогнейсами, мраморами, кварцитами. Мощность продуктивного горизонта 150–180 м, протяжённость 2,5 км и более. Минеральный состав руд (%): кианит – 4,7–13, кварц – 19,62, биотит – 25–72, гранат – 0,8–1,5, циркон, рутил, магнетит, пирит, лимонит. Падение пород под углами 30–70°. Прогнозные ресурсы кат. Р₂ при коэффициенте рудоносности (K_р) 0,85 оцениваются в 459 млн т руды с содержанием кианита 8,1% при подвеске на глубину 100 м, плотности 2,88 т/м³ (по состоянию на 1.01.1997 г.). По данным технологических исследований двух проб 60 кг и 43 кг из руд возможно получение высококачественного кианитового концентрата (%): Al₂O₃ – 61–62; SiO₂ – 36,2–36,8; Fe₂O₃ – 0,22–0,37; FeO/TiO₂ – 0,72–1,21; CaO – 0,07; MgO – 0,07–0,10; ZrO₂ – 0,08–0,09. Выход концентрата составил 8–13, при извлечении кианита в концентрат на уровне 91–93%. Попутно получены кондиционные слюдяной, гранатовый и кварцевый концентраты.

Проявление Эльдран (IV-4-18) представлено горизонтами, линзами силлиманит-дистен-гранат-слюдисто-кварцевых сланцев в разрезе алхадырской свиты раннего протерозоя. Протяжённость прослеженной части горизонта 800 м, ширина 650–750 м. Содержание (%) Al_2O_3 – до 37, Fe_2O_3 – до 13, TiO_2 – 1,3–1,6, содержание силлиманита в руде – до 45, среднее – 19,8–20,0. По предварительным данным, требованиям к качеству силлиманитовых (дистеновых) концентратов полностью отвечают концентраты проявления Решет. Качество дистеновых (силлиманитовых) концентратов из сырья других проявлений не оценивалось.

Высокоглинозёмистая полевошпатовая анортозитовая формация. К этому формационному типу отнесено проявление Казырское (IV-1-20) представленное расслоенным массивом габбро, анортозитов казырского комплекса позднего рифея ($vRF_3?k$). Анортозиты слагают в габбро слои, полосы, линзы мощностью 50–60 м, протяжённость не установлена. Содержание (%) темноцветных минералов – 5–15, Al_2O_3 – 22,96, Na_2O – 1,98–5,2, K_2O – 0,8–1,9, CaO – 10,7–15,25, Fe_2O_3 – 0,57–2,12, SiO_2 – 52,0–43,10. Силикатный модуль 1,77–3,46, щелочной модуль 0,05–0,35, кальциевый модуль 0,43–0,62. Перспективы не ясны.

Ртуть. Проявления ртутной минерализации на площади относятся к гидротермальному типу в зонах долгоживущих разломов – Кандатского и Ерминско-Горхонского, представлены карбонатно-киноварным и барит-киноварным типами низкотемпературного оруденения ртутной жильной формации. В пределах площади известны рудные проявления: Ингашинское (IV-5-36), Горхонское (IV-4-4) – в Урикско-Ийском грабене, шлиховой поток Билотский (III-4-15) – в Присаянском прогибе и шлиховой поток Большой Шибит (V-4-6) – в южном крыле Кандатского разлома.

Проявление Горхонское (IV-4-4) расположено в районе истоков р. Горхон, в пределах зоны Ерминско-Горхонского разлома, проходящего по контакту отложений урикской свиты раннего протерозоя и ермосохинской свиты раннего рифея. Дробленные конгломераты и доломиты в пределах зоны разлома карбонатизированы, окремнены и сульфидизированы. Намечаются две линейные зоны низкотемпературной гидротермальной проработки пород. Простираение зон северо-западное, падение вертикальное. Богатые руды тяготеют к окремненным доломитам. Окремнение носит прожилково-гнездовый характер, мощность прожилков 0,06–0,03 мм, гнезд – 2,5×2,5 см. Первая зона при ширине 35 м, мощности 1,1 м, прослеживается на 220 м, вторая зона имеет протяжённость 100 м. Оруденение внутри зон имеет гнездовый характер. Параметр гнезд от нескольких сантиметров до 1,5–2,0×5,0 м. Содержание ртути в рудных телах от 0,001–0,3 до 0,85%. Рудные минералы: пирит, киноварь, онофрит (селеносодержащий минерал ртути). С глубиной (с 12 до 45 м) ртутное оруденение сменяется убогой сульфидной минерализацией [500].

Шлиховой поток Бол. Шибит (V-4-6) локализован в среднем течении р. Бол. Шибит, где распространены вулканиты, известняки, сланцы хамсаринской свиты, интрузии гранитов таннуольского и сиенитов огнитского комплексов. В районе потока развиты скарны гранат-пироксеновые с

наложенным хлоритом, арагонитом, халцедоновидным кварцем, очевидно, связанными с поздним низкотемпературным гидротермальным процессом. В шлихах водотока обнаружена киноварь: 10 проб по 2 знака, 1 проба – 10 знаков. Один знак обнаружен в скарнированных мраморах. В шлихах присутствуют киноварь, пирит, халькопирит, молибденит [242].

Рудные проявления киновари сопровождаются шлиховыми ореолами и потоками ртути. Малые масштабы оруденения и незначительные содержания Hg (от сотых до десятых долей процента) не позволяют рассматривать проявления как перспективные.

Мышьяк. В пределах площади листа известно проявление мышьяка Верховье р. Етомай (V-5-31) гидротермального типа мышьяково-арсениопиритовой рудной формации. Проявление находится в одноименном ключе, правом притоке р. Ока и приурочено к зоне сульфидизации мощностью 200–250 м и протяженностью более 1 км в кварцитовидных породах среди известняков иркутской свиты (RF₃). Субширотное простирание зоны согласно простиранию вмещающих известняков. Кварцитовидные породы представляют собой окварцованные аркозовые песчаники. Химическим анализом проб в них установлены (%): мышьяк – 0,05–0,3, свинец – 0,08–0,11, цинк – 0,01–0,09 и бериллий – 0,025. Рудный минерал – арсениопирит. Металлометрическим опробованием здесь выявлен вторичный ореол рассеивания площадью 10×3 км² с содержанием мышьяка 0,001–0,3%. Проявление изучено недостаточно, перспективы неясны.

В рудах золото-полиметаллического месторождения Ергожу и золоторудного месторождения Зэгэн-Гол содержание мышьяка составляет соответственно 3,92 и 1,25%. Примесь мышьяка в указанных золоторудных месторождениях является отрицательным фактором при оценке руд.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Территория листа N-47 является уникальной по разнообразию формационных и геолого-промышленных типов комплексных месторождений и проявлений редких металлов литофильной группы. Она включает значительную часть разведанных запасов и прогнозных ресурсов редких металлов России, характеризуется высокой концентрированностью размещения месторождений и проявлений, относительно благоприятным географо-экономическим положением части из них.

Бериллий, тантал, ниобий, флюорит. На территории листа выявлены и в различной степени изучены 15 комплексных проявлений оруденения, в которых бериллий является ведущим компонентом. По формационным признакам они подразделяются на следующие типы: 1) берtrandит-фенакит-флюоритовый; 2) флюорит-бериллово-грейзеновый; 3) берилл-редкометалльных пегматитов. Бериллий является также попутным ценным компонентом редкометалльных танталоносных и литиеносных пегматитов. Ниже приводится краткая характеристика наиболее крупных и перспективных

проявлений бериллия и сопутствующих металлов (в порядке их потенциальной значимости).

Берtrandит-фенакит-флюоритовая рудная формация. К этому формационному типу отнесено Снежное проявление (по ресурсам руды и её качеству соответствующее месторождению, но не разведанное и не учтённое Государственным балансом) и ряд других объектов, недостаточно изученных или бесперспективных.

Проявление Снежное (V-4-24) расположено в бассейне р. Хойто-Ока, в 200 км от железнодорожной магистрали в экономически неосвоенном, высокогорном районе. Его геологическая позиция определяется положением в зоне средне-позднепалеозойской и раннемезозойской(?) тектоно-магматической активизации (Утхумско-Хамсаринская СФО), вещественным выражением которой являются многочисленные интрузии субщелочных и щелочных гранитов (огнитский, арысканский комплексы). Проявление приурочено к крупному субширотному Хойто-Окинскому разлому, к блоку тектонических, эруптивных и «рудных» брекчий размером около 550×220 м. Обломочная часть брекчий (с размерностью обломков от нескольких см до метров) представлена в основном габброидами хойто-окинского комплекса и, в меньшей степени, биотит-амфиболовыми сланцами, известняками(?) утхумской свиты. «Цементом» брекчий являются граниты арысканского комплекса, альбитизированные граниты, альбититы, полевошпат-кварц-альбит-карбонатно-флюоритовые метасоматиты с бериллом, фенакитом, тантал-ниобиевыми минералами, иногда сульфидами, бастнезитом.

Наиболее богатое редкометалльное (бериллиевоe) оруденение концентрируется в мелкообломочных брекчиях. Главные минералы рудной ассоциации: берилл, фенакит, флюорит. В ограниченном количестве присутствует бавенит, развивающийся по фенакиту и бериллу, касситерит, бастнезит, ураноторит, манганотанталит, ферсмит, пирит, галенит, молибденит, апатит, циркон. Выделяются три «рудноносные зоны» с параметрами: зона I – ширина выхода (мощность?) 15 – 25 м, длина 200 м; зона II – 25×180 м; зона III – 60×200 м. Распределение бериллия крайне неравномерное, колеблется: ВеО – от 0,012 до 11% (в природном концентрате) и по проявлению в целом составляет 0,93% ВеО. Прогнозные ресурсы кат. P₁ составили: руда – 13 935 тыс. т, ВеО – 12 960 т. Технологическими исследованиями руд, выполненными в ВИМС на материале лабораторной пробы, установлена возможность получения бериллиевого концентрата с содержанием ВеО ≈ 6% при извлечении 78,5% и флюоритового концентрата с содержанием СаF₂ – 90–92% при извлечении около 90%. На восточном фланге проявления, гипсометрически ниже на 300–350 м, в апикальной части интрузии субщелочных гранитов, выделены зоны альбититов, альбитизированных и флюоритизированных брекчий с тантал-ниобиевым оруденением мощностью 10–15 м и протяжённостью до сотен метров. Тантал-ниобиевая минерализация мелко-тонковрапленная (0,01–0,1 мм), представлена манганотанталитом, колумбит-танталитом, тантало-колумбитом, пироклор-микрولитом. Содержание Та₂O₅ – 0,035–0,038%; Nb₂O₅ – 0,022–0,375%. Ресурсы (кат. P₁) составили: Та₂O₅ – 350 т, Nb₂O₅ – 565 т [391]. К этому же формационному типу отнесено рудопроявление Утканское (VI-4-2) [282].

Флюорит-берилловая грейзеновая формация. Самым крупным и наиболее изученным представителем этой формации является Казырское проявление (IV-1-10). Оно, а также ряд других проявлений – Бериллиево (III-1-1), Водораздельное (III-3-44), Квадрат (IV-4-8), Сахир-Шулутинское (VI-5-10) наряду с объектами бертрандит-фенакит-флюоритовой рудной формации, сосредоточены в зонах средне-позднепалеозойской и раннепалеозойской тектоно-магматической активизации.

Проявление Казырское (IV-1-10) расположено в бассейне р. Казыр, в 110 км северо-западнее молибден-медного месторождения Ак-Суг и входит в группу редкометалльных месторождений и проявлений Дербинско-Арысканской МЗ [13]. Оруденение приурочено к зоне экзоконтакта пластинообразного массива субщелочных гранитоидов беллыкского комплекса (ордовик?), прорывающих диориты ольховского комплекса, и представлено бериллоносным штокверком размером 40–90 × 350 м. Бериллоносными являются грейзены кварц-альбит-флюоритовые, кварц-флюорит-мусковитовые, кварц-мусковитовые. Рудное тело линзовидной формы вытянуто в субширотном (параллельном контакту гранитов) направлении и имеет зональное строение.

Нижние горизонты сложены массивными грейзенами, средние – брекчиевидными, верхние – серией кварцевых жил. Основные рудные минералы: берилл, молибденит, флюорит, на верхних горизонтах в заметных количествах присутствуют: касситерит (высокотанталовый), висмутин, вольфрамит, шеелит, сфалерит, галенит. Руды характеризуются повышенной радиоактивностью. Содержания BeO в рудах колеблется от 0,005 до 7,2% и составляет в среднем 0,3% в рудном теле с параметрами 350 × 50 м. Ресурсы BeO в этом рудном теле до глубины 100 м оценены по кат. P_2 в количестве 15 тыс. т [13]. Имеются перспективы наращивания ресурсов за счёт изучения западного и южного флангов проявления. В ряде проб из руд верхних горизонтов установлены высокие содержания Ta_2O_5 и Nb_2O_5 , достигающие 0,38–1,5%. Не исключается возможность выявления оптического флюорита. Объект заслуживает дальнейшего изучения [13].

Пространственная сближенность Ак-Сугского медно-молибденового, Арысканского редкометалльно-редкоземельного, Казырского бериллиевого проявлений выдвигает этот район как перспективный для изучения. Другие проявления бериллия этого формационного типа охарактеризованы в БД.

Формация берилл-редкометалльных пегматитов представлена проявлениями: Ключ Столетний (II-2-1), Левотагульское (II-2-8), Алексеевское (II-2-19), Тайшетское (II-2-30), Мойдо (VI-5-7), Даялык (VI-6-10). Жилы бериллоносных пегматитов, как правило, расположены на удалении от полей танталоносных и литиеносных пегматитов и локализируются в диоритах и гранитах саянского комплекса.

Наиболее крупным и достаточно изученным из них является проявление Тайшетское (II-2-30) [36], расположенное в 20–25 км от Вишняковского редкометалльного месторождения [305]. Проявление представлено двумя пологозалегающими жилами плагиоклаз-микроклиновых пегматитов в гранодиоритах и гранитах саянского комплекса. Их мощность колеблется от 1,0 м в «пережимах» до 15–20 м в «раздувах», протяжённость от

600 м (первая жила) до 1050 м (вторая жила). Внутреннее строение жил на участках повышенной мощности зональное – краевые зоны сложены мелко-среднезернистым пегматитом с кварц-мусковитовым замещающим комплексом, центральные – крупноблоковым и гигантблоковым пегматитом с кристаллами мусковита, берилла, турмалина (шерла). Обогащённые бериллом и рассредоточенные на десятки метров гнёзда размером от 1 до 8–10 м² приурочены к зоне крупноблокового пегматита с кристаллами берилла размером до 35–40–92 см. В кварц-мусковитовой оторочке присутствует мелкокристаллический берилл. Распределение BeO в пегматитах крайне неравномерное и в целом низкое, в гнёздах достигает 0,15–0,18%. По результатам опробования и визуальным оценкам, в объёме пегматитовых жил на обогащенные бериллом гнёзда приходится не более 6–10%. Проявления в целом представляются малоперспективными, определённый интерес могут представлять как объекты керамического сырья с попутной добычей рудоразборного берилла.

Литий, цезий, рубидий, тантал, ниобий. На территории листа разведаны и учтены Государственным балансом запасы комплексных существенно литиевых руд формации редкометалльных пегматитов месторождений: крупного – Урикского (VI-6-8) и среднего – Белореченского (V-6-36). Кроме того, утверждены запасы и ресурсы лития как попутного компонента в комплексных Ta-Li-Sn-Cs-Be рудах пегматитового типа в месторождениях и проявлениях Восточно-Саянского пегматитового пояса (крупные комплексные месторождения Гольцовое (V-6-24), Вишняковское (II-2-24) и в щелочных апогранитах огнитского комплекса (среднее – Зашихинское (IV-3-26)). На рассматриваемой площади также известно девять комплексных проявлений различных формационных типов, в которых литий является одним из ведущих компонентов.

Формация литиевых пегматитов. Наиболее крупным месторождением существенно литиевых руд этой формации на территории листа N-47 является Урикское (VI-6-8), расположенное в 120 км от г. Черемхово, с которым связано автомобильной дорогой, находится в Урикско-Ийском грабене на его крайнем юго-восточном фланге. Как и все пегматитовые поля в Урикско-Ийском грабене, Урикское поле сподумен-микроклин-альбитовых пегматитов общей площадью 3,5 × 0,25–0,6 км приурочено к амфиболит-сланцевым образованиям сублукской серии раннепротерозойского возраста (большереченская свита), метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации; включает значительное количество пегматитовых жил (41) мощностью от 1,0 до 50–130 м в «раздувах» и протяжённостью 200–1100 м. Жилы имеют преимущественно субмеридиональное простирание, крутое (до вертикального) падение, группируются в жилные серии. Внутреннее строение наиболее мощных жил зональное. Основной литиевый минерал – сподумен образует кристаллы удлиненно-пластинчатой формы размером от долей см до 1,3 м. В ограниченном количестве присутствуют амблигонит, сиклерит и другие вторичные минералы лития. Тантал-ниобиевые минералы группы колумбит–танталит образуют в пегматитах рассеянную вкраплённость мелких кристаллов. Постоянно

присутствуют также: касситерит, берилл, в ряде жил обнаружены гнезда поллуцита. Месторождение разведано (предварительная разведка), запасы учтены Государственным балансом (Протокол ГКЗ СССР № 3403. 1961 г.) и составляют: кат. С₁ – руды – 14 690 тыс. т, Li₂O – 160 100 т; кат. С₂ – руды – 20 212 тыс. т, Li₂O – 207 700 т при среднем содержании 1,09% [303]. Учтены также запасы попутных полезных компонентов – Ta₂O₅, BeO.

Технологическими испытаниями укрупнённых лабораторных проб массой до 3 т, выполненных в лабораториях ВИМС и ИРГИРЕДМЕТ, установлена возможность получения из руд сподуменового концентрата, содержащего 4,5–4,8% Li₂O при извлечении Li₂O 70–72%, а также тантал-ниобиевого и касситеритового концентратов и берилл-сподуменового промпродукта. Хвосты обогащения – кварц-полевошпатовые концентраты – могут быть использованы как керамическое сырьё [303].

Близкие качественные характеристики имеют литиевые руды предварительного разведанного Белореченского месторождения (V-6-36). От Урикского месторождения его отличает меньшее количество пегматитовых жил (соответственно – и запасов Li₂O, составляющих по сумме кат. С₁ + С₂: руды – 10 055 тыс. т, Li₂O – 113 300 т при среднем содержании Li₂O – 1,12%) (по состоянию на 1.01.1998 г.) [303]. Краткая характеристика этого объекта приведена в БД.

По результатам укрупнённых геолого-экономических оценок [303] и заключениям специалистов ВИМС, ИМГРЭ, при указанных средних содержаниях Li₂O и технологических показателях отработка литиевых руд этих месторождений нерентабельна. Однако есть возможность выделения на указанных месторождениях блоков более богатых (1,3–2,0% Li₂O) руд, экономическая целесообразность отработки которых должна быть определена на основе составления ТЭО.

Крупные запасы лития сосредоточены в комплексных рудах Гольцового месторождения (V-6-24) (468 600 т Li₂O) [303], которые по содержанию Li₂O (0,794%), а также Ta₂O₅, Sn, Cs значительно превосходят руды единственного разрабатывавшегося в СССР Завитинского литиевого месторождения. Госбалансом учтены запасы лития в комплексных рудах Вишняковского месторождения (II-2-24) в количестве 172,5 тыс. т с содержанием Li₂O – 0,21% [305]. Прогнозные ресурсы литиевых руд на глубоких горизонтах этого месторождения (жильная серия № 2 на юго-западном фланге) в количестве 41,8 млн т руды, 440 тыс. т Li₂O Госбалансом не учтены. Литий в качестве попутного компонента присутствует в цирконий-тантал-ниобиевых рудах Зашихинского месторождения [402].

Сведения о ресурсной оценке территории листа N-47 на литий по объектам и рудным районам (узлам) приведены в прил. 12 и БД.

Месторождения и проявления тантала представлены рудными формациями редкометалльных пегматитов, редкометалльной апогранитовой, редкоземельно-редкометалльной в щелочных метасоматитах, редкоземельной редкометалльной карбонатитовой.

Формация редкометалльных пегматитов. Наиболее крупными и перспективными месторождениями являются Вишняковское (II-2-24) и Гольцовое (V-6-24).

Месторождение Вишняковское (П-2-24) расположено в 110 км от ж. д. станции Тайшет, связано с ним автодорогой, является наиболее крупным в Тагул-Бирюсинском горсте. По совокупности показателей – одно из лучших танталовых месторождений пегматитового типа в России. Пегматиты залегают в ортоамфиболитах часовенской толщи, представлены тремя сериями сближенных субпараллельных жильных зон по 3–7 жил в серии, субширотного простирания и пологого (3–25°) падения к югу. Протяжённость жил по простиранию от 300 до 2500 м, по падению – от 70 до 1600 м. Мощность жил от 1,9 до 32,7 м. Наиболее мощной и протяжённой является жильная серия I (верхняя), заключающая около 60% разведанных запасов. Расстояние между жилами в серии – 3–50 м, между сериями – 50–180 м. На юго-западном фланге месторождения, на глубоких горизонтах, жилы жильной серии II сливаются в одно мощное тело (32–76 м), содержание тантала снижается, а лития – увеличивается (в среднем до 1,06% Li₂O).

В строении пегматитовых жил проявлена асимметричная зональность минерально-структурных комплексов. Танталовая минерализация представлена танталитом, воджинитом, микролитом, иксиолитом, редко – стибитанталитом и сосредоточена в основном в зоне пластинчатого альбита. Литиевая минерализация представлена сподуменом, петалитом, монтебразитом, эвкрипитом, преимущественно в зоне блокового пегматита. Минералы бериллия представлены бериллом, редко – фенакитом; рубидий и цезий концентрируются в слюдах – мусковите, лепидолите. Средние содержания в рудах детально разведанного участка Рябиновый (%): Ta₂O₅ – 0,0198, Nb₂O₅ – 0,0067, Sn – 0,01, BeO – 0,03, Li₂O – 0,09, Rb₂O – 0,396, Cs₂O – 0,0351. Отдельные участки жил характеризуются средними содержаниями Ta₂O₅ ≈ 0,022%. Руды хорошо обогащаются, танталовые концентраты высокосортные (ТАК-1 и ТАК-2), попутно могут быть получены олово-танталовый (КО-1, ТАК-4), литиево-бериллиевый, слюдяной и кварц-полевошпатовый промпродукты. По результатам детальной разведки участка Рябиновый, на основе ТЭО постоянных кондиций, ГКЗ утверждены следующие запасы танталовых руд и тантала: кат. С₁ – руда – 37 621 тыс. т, Ta₂O₅ – 7458 т; кат. С₂ – руда – 5052 тыс. т, Ta₂O₅ – 845 т (Протокол ГКЗ № 8619, 1980 г.) [305].

Цезий и рубидий являются попутными ценными компонентами комплексных редкометалльных руд Гольцового и Вишняковского месторождений пегматитового типа. Наиболее масштабное – Гольцовое месторождение, руды которого по содержанию этих компонентов и их ресурсам являются лучшими в России. Максимальными содержаниями цезия и рубидия характеризуются сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с поллуцитом и монтебразитом (Cs₂O – 0,2–0,8%, Rb₂O – 0,2–0,3%); в пегматитах других минеральных типов их содержания составляют: Cs₂O – 0,03–0,1%, Rb₂O – до 0,1%. Особым типом цезиевых и рубидиевых руд являются метасоматиты – «слюдиты», слагающие экзоконтактные зоны пегматитовых жил и межжильные пространства и содержащие в своём составе переменное количество слюд ряда биотит–протолитионит, а также гольмквистит, мусковит («рубидиевый»). В богатых рудах этого типа содержание (%) Cs₂O – 0,53,0, Rb₂O – 0,1–0,7, Li₂O – 0,3–1,0; в рядовых – Cs₂O – 0,1–0,5,

Rb₂O – 0,05–0,2, Li₂O – 0,15–0,5; в бедных – Cs₂O – 0,03–0,1, Rb₂O – до 0,1, Li₂O – 0,1–0,4.

Технологическими исследованиями установлена принципиальная возможность получения из пегматитовых руд поллуцитового промпродукта, а из сланцевых руд – слюдяного промпродукта, из которых гидрометаллургическими методами возможно получение азотнокислого цезия марки «Ч» (МРТУ 6-09-439-70) и сернокислого рубидия.

Близким аналогом (и резервной базой) Вишняковского месторождения является предварительно разведанное месторождение Отбойное (П-2-26), характеристика которого приведена в БД.

В Урикско-Ийском грабене наиболее крупным и хорошо изученным месторождением существенно танталовых руд является Гольцовое (V-6-24), расположенное в 180 км от г. Черемхово и связанное с ним автодорогой (125 км – гравийная, 55 км – грунтовая). Пегматитовые тела залегают среди разнообразных сланцев (кварц-биотитовых, двуслюдяных, гранат-биотитовых, андалузит-биотитовых и др.) и ортоамфиболитов раннепротерозойского возраста (далдарминская свита, зимовинский комплекс).

Редкометалльные сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты с минералами тантала занимают около 10% площади рудного поля, характеризуются кустовым распределением и группируются в жильные серии двух типов: 1) линзовидных и пластообразных жил, залегающих согласно или косо секущих слоистость вмещающих сланцев, имеющих субмеридиональное простирание и крутое (70–90°) падение на запад; 2) лестничных жильных тел со сложными, «ступенчатыми» контактами, залегающих в амфиболитах и имеющих общее субширотное простирание. Параметры жил – от десятков сантиметров до десятков метров по мощности и до нескольких сот метров по простиранию и падению. Жилы ветвятся, соединяются между собой. Межжильные пространства жильных серий и их внешние экзоконтактные зоны мощностью от десятков сантиметров до 10–15 м сложены вторым типом руд – экзоконтактовыми метасоматитами, содержащими повышенные содержания Li₂O, Cs₂O, Rb₂O, концентрирующимися в слюдах ряда биотит–протолитионит, гольмквистите.

Танталовое оруденение представлено колумбит-танталитом, микролитом, танталитом, воджинитом, танталсодержащим касситеритом; литиевое – сподуменом, гольмквиститом, протолитионитом; цезиевое (и рубидиевое) – поллуцитом, цезий- и рубидийсодержащими слюдами; оловянное – касситеритом; бериллиевое – бериллом. Среднее содержание Ta₂O₅ в рудах – 0, 0138%, Li₂O – 0,8%. Руды удовлетворительно обогащаются. Комбинированная гравитационно-флотационная схема обеспечивает возможность получения танталового концентрата марки ТАК-2 (31,8–34,5% Ta₂O₅) при извлечении в концентрат на уровне 50,2–54,3%, касситеритового концентрата КО-1 (42,2–46,6 Sn) при извлечении 68,7–73,4%, сподуменового концентрата, слюдяного промпродукта, из которых гидрометаллургическими методами возможно получение карбоната лития марки ЛУ-3, нитрата цезия марки «Ч». Полевошпатовые и кварцевые продукты соответствуют требованиям ГОСТ 9077-67 и могут быть использованы в керамической и стекольной промышленности. Технология переработки «сланцевых» руд

изучена в лабораторных и промышленных условиях. В результате получен азотнокислый цезий марки «Ч» (МРТУ 6-09-437-70), сернокислый рубидий при извлечении 78,0 и 59,6% соответственно.

Запасы в контуре открытых работ утверждены ГКЗ СССР 29.09.1976 г. в количествах: кат. С₁ – руда – 44 660 тыс. т, Ta₂O₅ – 6162 т; кат. С₂ – руда – 14 135 тыс. т, Ta₂O₅ – 1703 т (Протокол ГКЗ № 7699 от 29.09.1976). Учтены также прогнозные ресурсы Ta₂O₅ кат. Р₁ в количестве 7700 т, Li₂O – 550 тыс. т [303].

Формация редкометалльная апогранитовая. К этому формационному типу на территории листа отнесены крупное Зашихинское месторождение (IV-3-26) и ряд рудопроявлений. Руды комплексные, тантал-ниобиевые с цирконием, редкими землями преимущественно иттриевой группы. Оруденение на территории листа связано со щелочными гранитами триасового(?) возраста (хайламинский, улуг-танзекский, арысканский комплексы), приуроченными к зонам верхнепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации.

Месторождение Зашихинское (IV-3-26) расположено в 150 км южнее г. Нижнеудинск, на территории Нижнеудинского района Иркутской области. Массив редкометалльных щелочных гранитов и метасоматитов приурочен к северо-восточному крылу Главного Саянского разлома, вмещающими его породами являются диориты раннепротерозойского возраста, граниты среднепалеозойского возраста (огнитский комплекс), гнейсы и амфиболиты алхадырской свиты раннего карелия. Массив имеет эллипсовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, с крутым (60–70°) погружением контактов в сторону вмещающих пород. Площадь массива на современном срезе 1,3 км². Внутреннее строение массива характеризуется отчётливо выраженной латеральной и вертикальной зональностью. К северной части массива, к его эндоконтакту приурочена зона альбититов и кварцевых альбититов с шириной выхода 50–100 м, в южном, юго-западном направлениях гипсометрически ниже смещающаяся зоной кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов шириной 250–300 м с характерным гороховидным кварцем и литиевыми слюдами. Южнее, и на более низких гипсометрических уровнях, развита зона рибекитовых «призматически-зернистых» гранитов, сменяющаяся к югу зоной эгирин-рибекитовых гранитов с характерным «игольчатым» рибекитом и биотитовыми «пегматоидными» гранитами.

Рудой и объектами оценки являлись зона альбититов и кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов, образующая в северной, северо-восточной частях массива линзообразную залежь длиной 1300 м и мощностью в центральной части до 200–250 м, погружающаяся на север-северо-восток под углом около 65° и имеющая склонение на юго-восток. Руды циркон(малакон, циртолит)-колумбитовые, мелковкрапленные, содержат в своём составе литиевые слюды (полилитионит, протолитионит и др.), минералы редких земель (ксенотим, монацит, иттрофлюорит, гагаринит и др.), флюорит, криолит и другие минералы, характерные для руд этого типа.

Наиболее богатой рудой являются альбититы эндоконтактной зоны, эти же руды характеризуются относительно низким (от 1:4 до 1:6) тантал-

Запасы редких металлов Зашихинского месторождения

Категория запасов	Запасы руды, тыс. т	Средние содержания, %		Запасы полезных компонентов, т	
		Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
<i>Балансовые запасы</i>					
C ₁	1790	0,034	0,282	611,0	5050,8
C ₂	12 376	0,030	0,311	3668,0	38 503,0
C ₁ +C ₂	14 166	0,030	0,307	4279	43 553,8
<i>Забалансовые запасы: в контуре карьера</i>					
C ₂	2420	0,019	0,222	460,1	5367,9
<i>за контуром карьера</i>					
C ₂	17 946	0,021	0,318	3745,8	56 990,7
Всего забалансовых запасов:	20 366	0,021	0,306	4205,9	62 358,6

ниобиевым отношением. Основной объём руд представлен циркон-колумбитовыми (с литиевыми слюдами) кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитами II зоны. Оруденение характеризуется низкой вариабельностью содержаний, высокой сплошностью.

ТЭО кондиций и подсчёт запасов составлены в вариантах оконтуривания рудной залежи, подсчёта запасов и геолого-экономической оценки по бортовым содержаниям условной Ta₂O₅ 0,04; 0,05 и 0,06 % [403], утверждённые ГКЗ Роснедра запасы (Протокол № 1978-оп от 22.07.2009) приведены в табл. 4.

К этой же генетической группе (квальмитовой) относятся Арысканское месторождение (IV-1-41) в Казыр-Кизирской СФО, отличающееся высокими содержаниями редких земель, урана и охарактеризованное в разделе «Редкие земли». Тантал-ниобиевые руды «глубоких горизонтов» Снежного проявления бериллия (бертрандит-фенакит-флюоритовая формация) и ряда других проявлений комплексных руд охарактеризованы в соответствующих разделах и БД.

Формация редкоземельно-редкометалльная в щелочных метасоматитах представлена проявлением Перевальное (V-2-4), локализованным в зоне Кандатского разлома в надапикальной зоне невоскрытого интрузива арысканского комплекса щелочных гранитов(?) с образованием линз и жил альбитов в породах оргинской свиты; Ta₂O₅ – 0,01–0,26%, Nb₂O₅ – до 0,74%, TR₂O₃ – более 0,05% [415].

Редкие земли, циркон, тантал, ниобий, уран. На территории листа расположены крупные комплексные месторождения редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации: Белозиминское, Большетагинское, Среднезиминское, а также месторождения и проявления комплексных

тантал-ниобиевых руд формации редкометалльных пегматитов, редкоземельно-редкометалльной в щелочных метасоматитах, редкометалльной апогранитовой, нефелин-тантал-ниобиевой, уран-редкометалльной.

Перспективы территории листа N-47 на редкие земли, цирконий и гафний определяются наличием месторождений и проявлений комплексных редкоземельных–редкометалльных руд, связанных с массивами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (редкометалльно-редкоземельная карбонатитовая формация) и с массивами редкометалльно-редкоземельных апогранитов. Известны также проявления редких земель в связи с пегматитами, чарнокитоидами, щелочными метасоматитами, нефелиновыми сиенитами, стратиформные и незначительные по размерам аллювиальные россыпи ксенотима, монацита, циркона. Несмотря на крупные запасы и значительные содержания редких земель в месторождениях и проявлениях карбонатитового типа, более перспективными представляются проявления *редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации*. В отличие от редкоземельного оруденения карбонатитовой формации, их характеризует принадлежность руд к наиболее дефицитному – иттриеземельному (или промежуточному) типу ($Y - 60-80\%$ от ΣTR). Все они локализованы в зонах средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации и приурочены, как правило, к крупным межблоковым и внутривблоковым разломам.

Наиболее известным месторождением этого типа является Арысканское (IV-1-41), расположенное в Кызыр-Кизирской СФЗ, на территории Тоджинского района Республики Тыва, в экономически неосвоенном районе. Оруденение представлено рибекитовыми альбититами, кварц-альбитовыми и кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами апикальной части куполовидного тела щелочных сиенитов и гранитов арысканского комплекса раннетриасового возраста, прорывающего габбро-диориты ольховского комплекса (средний кембрий). Зона альбититов, кварцевых альбититов, кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов, являющаяся рудным телом, по морфологии представляет собой уплощённо-куполовидную залежь с параметрами $200-375 \times 70-100$ м. Общие сведения и характеристика редкометалльных руд Арысканского месторождения приведены в табл. 5 [152]. Запасы руды S_1 отнесены к забалансовым.

Крупными ресурсами редких земель смешанной (преимущественно иттриевой) группы, а также циркония и гафния, при относительно низких содержаниях $TR_2O_3 - 0,06\%$ и $ZrO_2 - 0,3\%$ обладает Зашихинское редкометалльное месторождение щелочногранитного типа (IV-3-26).

Месторождения и проявления *редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой формации*, связанные с зиминским комплексом ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, локализуются в Урикско-Ийской СФО. В её пределах обнаружены Белозиминское, Большетагнинское, Среднезиминское апатит-редкоземельно-редкометалльные месторождения и ряд рудопроявлений. Все они характеризуются принадлежностью руд к цериево-земельному типу, их связью с анкеритовыми и сидерит-анкеритовыми карбонатитами. Редкоземельные минералы представлены паризитом, бастнезитом, реже – монацитом в виде вкрапленности мелких кристаллов

**Общие сведения и характеристики редкометалльных руд
Арысканского месторождения**

Степень изученности	Детальная разведка. Подсчитаны запасы TR, Nb, Ta, Zr, U (1961)
Главные и попутные компоненты	Ta, Nb (TR, Zr, U)
Минимальное промышленное содержание полезного компонента (условного)	TR ₂ O ₃ – 0,4%
Средние содержания полезных компонентов в рудах (%)	Ta ₂ O ₅ – 0,022; Nb ₂ O ₅ – 0,39; TR ₂ O ₃ – 0,52; ZrO ₂ – 3,15; U – 0,033
Морфология и размеры рудных тел	Уплотненно-куполовидная залежь, вскрыта по простиранию на 200–600 м, площадь 0,3 км ²
Минералы-концентраты и баланс распределения (%) полезных компонентов	Ta ₂ O ₅ , Nb ₂ O ₅ – фергюсонит (85–90), циркон (10–14); ZrO ₂ – циркон; TR ₂ O ₃ – фергюсонит (50–60), эшинит (6), пирохлор (10), циркон (20)
Минеральный тип руд	Пирохлор-эшинит – фергюсонитовый
Распределение оруденения	Вкрапленное, равномерное; богатые жильные руды
Морфология и размеры рудных минералов и их сростания с другими минералами	Пирохлор – изометричная, октаэдрическая $n \times 10^{-2}$ мм; фергюсонит – призматическая, неправильная до $n \times 10^{-1}$ мм; эшинит – неправильная до 2 мм; циркон – дипирамидальная, неправильная 0,0n–0n мм. Сростания с альбитом, рибекитом, эгирином

(0,2 мм и менее). Запасы TR₂O₃ на Белозиминском месторождении, подсчитанные в контуре апатит-редкометалльных руд, составили 216,0 тыс. т при среднем содержании 1,59% (редкометалльные коренные руды Южного участка). Среднее содержание TR₂O₃ в детально разведанных рудах коры выветривания Белозиминского месторождения – 0,93%, запасы – 829 тыс. т (ГБЗ не учтены). Редкие земли частично концентрируются в ниобиевом (0,7% TR₂O₃) и апатитовом (0,72% TR₂O₃) концентратах. Запасы TR₂O₃ (отнесённые к забалансовым) в рудах Среднезиминского месторождения составили 156,58 тыс. т при среднем содержании 0,33%.

Определённый интерес в связи с существенной долей в составе редких земель элементов «промежуточной группы» (Sm, Eu, Ca, Yb, Dy) представляет Ярменская рудная зона (IV-5-12) в Тагнинско-Зиминском РУ [303].

Месторождение Белозиминское (IV-5-17) связано с одноимённым массивом ультраосновных щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса (венд), расположено в 160 км к югу от г. Тулун. Месторождение является одним из крупнейших в России (и в мире), его запасы составляют около 40% разведанных запасов ниобия в России. Белозиминский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов площадью на современном срезе около 19 км² имеет овальную в плане форму, зонально-кольцевое строение. Центральная часть его сложена карбонатитами разных типов, образующими штокообразное тело площадью 9 км², периферия – породами ряда ийолит–мельтийгиты с реликтами пироксенитов (якупирангитов).

Многочисленны дайки пикритовых порфиритов, альнеитов. Оруденение связано с карбонатитами, сформировавшимися в результате сложного многостадийного процесса. Выделяются карбонатиты четырёх стадий, с тремя из которых связана апатит-редкометаллная и редкоземельная минерализация. Главные полезные минералы: пироксид, колумбит, гатчеттолит и апатит, в переменных (в целом незначительных) количествах присутствует магнетит. Оруденение вкрапленное, не имеет чётких границ, оконтуривается по данным опробования, прослеживается в виде крутопадающих «рудных зон» мощностью десятки и сотни метров и протяжённостью до 1,5 км (до 3 км при снижении бортовых содержаний Nb_2O_5 до 0,1%). Выделяются «крупные столбы» с содержанием Nb_2O_5 более 0,5%, которые, как правило, приурочены к крупнозернистым «пегматоидным» форстерит-кальцитовым, флогопит-кальцитовым карбонатитам с крупным пироксидом. По содержанию Nb_2O_5 руды делятся на богатые (более 0,3%), рядовые (0,3–0,2%) и бедные (0,2–0,1%). Выделяются тантал-ниобиевые пегматоидные и крупнозернистые кальцитовые карбонатиты с гатчеттолитом с содержанием Ta_2O_5 0,015–0,025% и тантал-ниобиевым отношением 1:5–1:8, а также редкоземельные (цериевая группа) – анкеритовые карбонатиты с паризитом, бастнезитом, содержащие 1–5% TR_2O_3 .

Богатые и рядовые руды Южного участка месторождения (Белозиминский массив разделяется рекой Белая Зима на Северный и Южный участки) детально разведаны в 80-х годах, запасы кат. C_1 и C_2 учтены Государственным балансом в количествах: кат. C_1 – руда 221 576 тыс. т, Nb_2O_5 – 563 192 т; кат. C_2 – руда 389 638 тыс. т, Nb_2O_5 – 823 044 т при содержании Nb_2O_5 в рудах для открытой отработки – 0,2593%, для подземной – 0,4554% и среднем содержании P_2O_5 – 3,47% (Протокол ГКЗ СССР № 10383. 1988 г.). Запасы P_2O_5 по сумме кат. C_1 + C_2 составили 22 475 тыс. т, Ta_2O_5 – 29,2 тыс. т. В качестве попутного компонента учтены также запасы магнетита 2,85 млн т, фтора в апатите 322,8 тыс. т. Руды удовлетворительно обогащаются по гравитационно-флотационной схеме, пироксидовый концентрат по содержанию ниобия отвечает ОСТ 48-37-72, но по содержанию фосфора (1–2%), серы (0,2–0,5%), урана и тория (0,5 тория экв.) некондиционный. Возможно кондиционирование концентрата гидрометаллургическими методами. Запасы карбонатитовых руд Северного участка предварительно разведаны и учтены Государственным балансом кат. C_2 . Прогнозные ресурсы ниобиевых руд на глубоких горизонтах месторождения (ниже подошвы коры выветривания), до глубины 500 м оцениваются в 660 млн т, пятиокиси ниобия – 1,65 млн т, при среднем содержании 0,25%, а до глубины 1400 м – 10 млрд т, пятиокиси ниобия – 17 млн т. По количеству запасов и ресурсов (но не их качеству) – это одно из крупнейших месторождений в мире.

Промышленную ценность могут представлять рыхлые руды коры выветривания (КВ), развитые над карбонатитовым штоком в долине р. Белая Зима. Месторождение рыхлых руд представлено линейно-площадной залежью (остаточной корой выветривания) протяжённостью около 4,8 км при ширине до 1,2 км и мощностью от 3,5 до 80 м (средняя 35,8 м) и перекрытой современными аллювиально-делювиальными образованиями

мощностью 1–5 м. В строении КВ сверху вниз выделяются два горизонта: «охр» и «сыпучек». «Охры» – конечные продукты выветривания коренных пород – состоят из гидрооксидов и оксидов железа, каолинита, нонтронита, монтмориллонита, гидрослюда. Количество карбонатов – до 5%. Основные полезные минералы: пирохлор, колумбит, гатчеттолит, апатит; главные полезные компоненты – ниобий и фосфор. «Сыпучки», залегающие в основании КВ, представлены дезинтегрированными карбонатитами с примесью гидроокислов железа. Наиболее высокие содержания Nb_2O_5 и P_2O_5 приурочены к горизонту «охр».

Руды КВ детально разведаны ПГО «Иркутскгеология». Запасы утверждены ГКЗ СССР в 1960 и 1977 гг. (Протоколы №№ 3168; 1112-К; 1962 г.). Подсчёт запасов в 1977 г. произведён с использованием кондиций, разработанных в ГИРЕДМЕТ. Запасы руды кат. А+В+С₁ составили: руды – 150 135 тыс. т, Nb_2O_5 – 750 250 т, P_2O_5 – 11333 тыс. т при среднем содержании Nb_2O_5 – 0,546%, P_2O_5 – 11,45%. Запасы кат. С₂ составили: руды 32689 тыс. т, Nb_2O_5 166 089 т. Государственным балансом учтены также запасы Ta_2O_5 в количестве 11 050 т.

К карбонатитовому типу относится также Большетагнинское фосфорниобиевое месторождение (IV-5-9), расположенное в 15–19 км к северо-западу от Белозиминского и приуроченное к Большетагнинскому массиву ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, имеющему округлую форму, концентрически-зональное строение. Специфической особенностью Большетагнинского месторождения, отличающей его от Белозиминского и других месторождений карбонатитового формационного типа, является приуроченность оруденения не к карбонатитам, а к микроклинитам (80–85% руд) и к карбонат-микроклин-биотитовым метасоматитам – «слюдитам». Микроклиниты и «слюдиты» наиболее широко развиты в западной и северо-западной частях массива, окаймляя его карбонатитовое ядро. Микроклиниты интенсивно карбонатизированы, апатитизированы, гематитизированы. Рудная ниобиевая и фосфорная минерализация представлена пирохлором и апатитом, образующими в микроклинитах и слюдитах рассеянную вкраплённость, гнёзда и прожилки. Пирохлор присутствует в значительных количествах (до 10%, в среднем – около 1,5%) в виде мелких зёрен (преобладающий размер – 0,01–0,05), что определяет сложность его извлечения в концентраты по традиционным схемам.

Все запасы и большая часть ресурсов руды сосредоточены в крутопадающей (выполаживающейся на глубине?) залежи протяжённостью около 750 м, шириной выхода до 300 м и сложенную, в основном, микроклинитами. Запасы кат. С₂, оконтуренные по бортовому содержанию Nb_2O_5 0,3%, составили: руды – 70 053 тыс. т, Nb_2O_5 – 723 641 т при среднем содержании Nb_2O_5 0,93% и P_2O_5 – 3,37%. Распределение ниобия в рудах чрезвычайно неравномерное.

К карбонатитовому типу относится предварительно разведанное Среднезиминское месторождение (IV-5-28), характеризующееся преимущественно гатчеттолитовым составом руд. Краткие сведения об этом объекте приведены в БД.

Формация редкоземельных пегматитов. Проявления редких земель пегматитового типа на территории листа приурочены в основном к глубоко-метаморфизованным (до гранулитовой фации) архейским(?) образованиям мангатгольской толщи, китойской серии и представлено жилами, жильными сериями пегматитов хадаминского, китойского комплексов архея и дербинского комплекса карелия в Дербинском блоке.

С пегматитами хадаминского комплекса связаны проявления Зээрдэкшенское (V-5-15), Хойхон-Жалга (V-5-18), Монацитовый (V-5-20), Озерный (V-5-23), Правобережье Бол. Шитого (IV-4-19); в пегматитах китойского комплекса локализованы проявления Дуурен-Гол (VI-6-12), Янхор (VI-6-14), Хара-Горхон (VI-6-16); с дербинскими – IV-2-21.

Проявление Зээрдэкшенское (V-5-15) находится в Мангатгольском горсте, связано с пегматитами хадаминского комплекса, в образованиях мангатгольской толщи. Мощность жил пегматитов – до 20 м, протяжённость – сотни метров. Пегматиты существенно плагиоклазовые, слюды представлены биотитом. Обогащённые монацитом, ортитом, цирконом биотитизированные участки жил фиксируются повышенной радиоактивностью (до 3000 мкР/ч), имеют мощность 1–2 м и протяжённость первые десятки–сотни метров. Содержание ΣTR_2O_3 в таких участках 3–11% при абсолютном преобладании в составе РЗЭ элементов цериевой группы (более 90%). Относительно детально изучены две жилы в бассейне р. Урда-Ока, имеющие длину соответственно 120 и 250 м, мощность 1,6 м и содержание TR_2O_3 11,6 и 5,03%, тория – 0,94 и 0,53%. Прогнозные ресурсы TR_2O_3 в этих жилах оценены кат. P₂ в количестве 8549 т (в т. ч. TR_2O_3 цериевой группы – 7981 т) при среднем содержании TR_2O_3 6,45%. Прогнозные ресурсы TR_2O_3 кат. P₃ в Зээрдэкшенской РЗ, оконтуренной по радиогеохимической аномалии с содержанием Th > 30 × 10⁻⁴, составили 25 тыс. т (Протокол № 17 НТС Иркутскгеолкома от 12.02.1998) [303]. Проявления этого формационного типа малоперспективны из-за цериевого состава РЗЭ, малых параметров рудных тел. Остальные проявления – в БД.

Проявления *формации редкоземельных чарнокитоидов* известны в чарнокитоидах грядинского комплекса (ранний архей?) в зоне Бирюсинского разлома на площади около 7,8 тыс. м². Содержание TR_2O_3 в участках обогащения чарнокитоидов монацитом, цирконом, апатитом, торитом и характеризующихся повышенной радиоактивностью (до 600–700 мкР/ч) составляет 0,031–3,105%, Th – 0,012–0,2%, U – до 0,018%. Перспективы ограничены.

К *формации редкоземельной нефелиновых сиенитов* в породах бо-тогольского комплекса относится охарактеризованное в БД проявление Шебеликское (VI-5-4) [422] с содержаниями TR_2O_3 – 1–2%.

Уран-редкоземельно-редкометаллическая в щелочных метасоматитах формация выделена в выступе фундамента среди девонских пород Агульской впадины, представлено проявлением Правокраснинское (II-1-13) [443]. Оруденение локализовано в метасоматически измененных катаклазитах гранитоидов огнитского комплекса девона; редкие земли цериевые, иттриево-цериевые, содержание U – до 1,5% (БД).

Редкоземельную стратиформную формацию представляет одно проявление – Большеатубское (II-6-4) [307], локализованное в окремненных песчаниках бадарановской свиты ордовика; содержания TR низкие (БД).

Формация редкоземельных россыпей на территории листа представлена группой аллювиальных циркон-монацит-ксенотимовых россыпей рек Тегур, Подпорожная и их притоков (I-2-65, I-2-58). Россыпи приурочены к аллювию русел и низкой поймы, пласты песков имеют мощность 4–15 м, ширина россыпей до 100–500 м, протяжённость до 15–24 км. Россыпи мелкозалегающие, мощности «торфов» 0,5–1,5 м. Выход фракции –2,0 мм, в которой концентрируются ксенотим, циркон, монацит, составляет (россыпь р. Тегур) 11,7%. Содержание ксенотима в песках 40–930 г/м³, монацита – 70–3600 г/м³. Ксенотим, монацит, циркон извлекаются в коллективный концентрат, выход которого – около 4% [244].

Прогнозные ресурсы редких земель по району в целом апробированы НТС Иркутскнедра и «приняты к сведению» в следующих количествах: кат. P₁ – ксенотима – 1762 т, монацита – 8209 т; кат. P₂ – ксенотима – 5093 т, монацита – 24 300 т. Ресурсы Y₂O₃: кат. P₁ – 1358 т, кат. P₂ – 3493 т. Ресурсы Ce₂O₃: кат. P₁ – 2364 т, кат. P₂ – 6998 т. Ресурсы La₂O₃: кат. P₁ – 2129 т, кат. P₂ – 6303 т (Протокол НТС Иркутскнедра № 109 от 11.12.2007) [303].

Рудная формация нефелин-тантал-ниобиевая представлена Хушагольским проявлением (VI-5-32) [438, 423] нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса, локализованным в эндо- и экзоконтактовых зонах Хушатайского массива; содержания Nb₂O₅ – до 0,1%, Ta₂O₅ – до 0,02%. Охарактеризовано в БД.

К *уран-редкометалльной формации* относится проявление Арыскан-Ой (V-4-3) [283] в альбитизированных, флюоритизированных пегматоидных граносиенитах огнитского комплекса; содержание Nb₂O₅ – 0,024%, U – 0,3–0,8% (БД).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото является одним из ведущих полезных ископаемых на территории листа. Здесь известно 174 объекта рудного золота, в т. ч. 18 месторождений и 28 объектов россыпного золота. За длительный период эксплуатации (более 150 лет) значительное количество россыпных месторождений отработано, часть в настоящее время обрабатывается, разведывается.

Большинство объектов золотого оруденения локализовано в пределах Алтае-Саянской складчатой области и фундаменте платформы, меньшая часть – в чехле платформы. Генетические типы – преимущественно гидротермальный, менее распространены осадочный, осадочно-метаморфический метасоматический, гипергенный.

Разнообразие геологических обстановок проявления золотого оруденения, различные составы и возрасты рудоносных комплексов, отличие рудо-локализирующих объектов, рудоконтролирующих признаков, благоприятных рудолокализирующих тектонических структур, палеотектонических обстановок – все эти факторы обусловили необходимость выделения значительного

количества рудных формаций, определяющих закономерности размещения рудных объектов на площади работ.

Золото рудное. Наиболее распространенным и продуктивным является золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций, сосредоточенное главным образом в минерогенических зонах Сархой-Китойской, Удинско-Колбинской, менее – в Урикско-Туманшетской, Бирусинской, Урик-Китой-Боксонской.

Золото-сульфидно-кварцевая формация. В Сархой-Китойской МЗ (Холбинская РЗ) формация представлена месторождениями крупным Зун-Холбинским (VI-6-75), средним Барун-Холбинским (VI-5-52), мелкими Водораздельным (VI-5-49), Сфалеритовым (VI-6-70), Зоной Смежной (VI-5-58), Правобережным (VI-5-62) и проявлениями, обозначенными в каталоге и БД.

Минерализованные зоны месторождений и проявлений этой формации приурочены в указанной МЗ к карбонатно-сланцевым породам рифейского чехла Гарганской глыбы, в контактовых ореолах гранитоидов сумсунурского гранитоидного комплекса. Наиболее важным объектом в районе является Зун-Холбинское крупное месторождение.

Месторождение Зун-Холбинское (VI-6-75) [147, 438] расположено в верховье рек Урик – Китой с выс. отм. гора Зун-Холба 2929 м, в центральной части Холбинской золоторудной зоны в пределах Гарганской глыбы. В геологическом строении месторождения принимают участие диафторированные гнейсы и гнейсограниты гарганского метаморфического комплекса раннеархейского возраста, позднерифейские дайки порфиритов барунхолбинского и гранитоиды сумсунурского комплексов, песчаники, карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения иркутской свиты, различные сланцы, песчаники, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы ильчирской свиты.

Структура месторождения представляет собой узкий антиклинальным выступ архейских пород Гарганской глыбы среди рифейских метаморфических пород и гранитоидов сумсунурского комплекса, осложнённый тремя мощными продольными зонами рассланцевания. Протяженность выступа около 7 км, зон рассланцевания – 7–8 км. Общее простирание структур северо-западное 310–330°, падение субвертикальное. Разрывные нарушения представлены рудоконтролирующими крутопадающими зонами рассланцевания и милонитизации и пострудными взбросами, взбросо-сдвигами и надвигами. Оруденение локализовано в сульфидно-кварцевых жилах (35–40%) и минерализованных зонах (60–65%) во вмещающих силикатных, карбонатных и графитсодержащих «черных сланцах» иркутской и ильчирской свит. Протяженность минерализованных зон по простиранию 43–850 м и более, по падению – 300–1200 м и более, мощность – 2,0–11,5 м (в раздувах до 20 м). Длина стержневых кварцевых жил по простиранию – 20–200 м, по падению – 80–550 м, мощность – 1,0–2,33 м (в раздувах – до 7 м).

Золото-сульфидно-кварцевый тип составляет 44,5% всех руд. Содержание золота находится в прямой зависимости от количества сульфидов. В этих рудах отмечается иногда повышенное содержание полиметаллов. Наряду

с кварц-сульфидными рудами в составе рудных тел участвует большое количество вмещающих золотоносных пород (56–67%) – черных углеродисто-кварцевых сланцев, известняков, лиственитов и др. Среднее содержание золота в кварц-сульфидных рудах составляет 26–27 г/т и колеблется в зависимости от количества сульфидов от 6,4 до 92,7 г/т. Средние содержания золота в черных сланцах – 5,7 г/т. Наряду с рудными участками в минерализованных зонах присутствуют практически незолотоносные породы – известняки, эффузивы различного состава, талькиты и др. Мозаичное распределение золотоносных компонентов (пород и руд) характеризует внутреннее строение минерализованных рудных зон.

Средние содержания полезных компонентов в рудах месторождения: Au – 11,4 г/т, Pb – 0,112%, Zn – 0,15%, Cu – 0,091%, S – 3,29%. Содержание As не превышает 0,05–0,07%, Sb – 0,03%, эпизодически отмечаются Mo – до 0,3%, W – до 0,1%, Cd – до 0,77%, Te – 1,6–2,0 г/т, Se – 1,0–11,0 г/т. Минеральный состав руд по представительной пробе месторождения (%): пирит – 8,2, пирротин – 2,7, галенит – 0,2, сфалерит – 0,3, халькопирит – 0,4, кварц – 40, карбонат – 20, остальные минералы – полевые шпаты, слюда, хлорит и др. Содержание золота от 9 до 19 г/т, Ag от 10 до 15 г/т.

Региональный метаморфизм вмещающих пород соответствует зеленосланцевой фации (зона хлорита). Из всего разнообразия вторичных изменений пород в рудной зоне наиболее широко проявлены серицитизация, окварцевание, альбитизация, скарнирование, лиственитизация и карбонатизация.

Прогнозные ресурсы Au Зун-Холбинского месторождения: P_1 – 137,7 т, P_2 – 93,8 т [438], P_3 – 110 т [147].

Балансовые запасы на 1.01.2006 г.: C_1 – 31,8 т, C_2 – 14,5 т, забалансовые – 0,5 т, при среднем содержании золота 12,8 г/т (протокол 2002 г. № 792) [438].

Наиболее перспективными на прирост запасов месторождения являются золотоносные зоны сульфидизации и золотоносные кварцевые жилы, рассекающие гранитоиды сумсунурского комплекса, а также их контакты с вмещающими породами рифейского чехла Гарганской глыбы [147].

Месторождение Барун-Холбинское (VI-5-52) [147, 438], находящееся на территории Окинского района Бурятии, в 25 км от пос. Самарга – базы рудника, ведущего отработку Зун-Холбинского месторождения, подробно охарактеризовано в работах [174, 438], кратко – в БД.

Прогнозные ресурсы золота кат. P_1 – 18,5 т, P_2 – 73,5 т [438] (Протокол НТС ГПП «Сосновгеология» от 22.06.1993 г). Запасы на 1.01.2007 г.: C_1 – 5,4 т, C_2 – 2,9 т, забалансовые – 0,3 т при среднем содержании 4,4 г/т; отвалы: C_1 – 0,1 т при среднем содержании 6,44 г/т; ТКЗ 1977 г. № 53 (ГБЗ 2008).

Месторождение Водораздельное (VI-5-49) находится на территории Окинского района Бурятии, в 75 км от пос. Орлик и в 7 км к западу от Барун-Холбинского месторождения. Готовится к освоению. Геологическое строение месторождения и условия локализации руд аналогичны описанным для месторождения Зун-Холба.

Прогнозные ресурсы золота (по 5 жильным зонам) кат. P_1 – 2,2 т, P_2 – 11,7 т [438]. Запасы золота по разведанным зонам на 1.01.2001 г. составля-

ли кат. C_1 – 0,6 т, C_2 – 0,8 т, забалансовые – 0,1 т; серебра – C_1 – 0,5 т, C_2 – 1,0 т, забалансовые – 1,5 т. Балансовые запасы золота на 1.01.2007 г.: C_1 – 0,6 т, C_2 – 0,8 т, забалансовые – 0,1 т при среднем содержании 24,92 г/т (РКЗ 1994, № 20) [147].

Месторождение Сфалеритовое (VI-6-70) расположено в пределах интрузии плагиогранитов сумсунурского комплекса позднего рифея. На месторождении разведана серия кварц-сульфидных жил на участке пересечения тектонических зон Перспективной и Меридиональной Зун-Холбинского месторождения. Охарактеризовано в БД.

Запасы золота кат. C_1 – 0,1 т, серебра – 0,07 т; кат. C_2 золота – 0,09 т, серебра – 0,07 т [438]. Месторождение относится к категории малых.

Малые месторождения Холбинской РЗ, локализованные на флангах Зун-Холбинского месторождения – Зона Смежная (VI-5-58), Правобережное (VI-5-62), Золотое (VI-6-66), а также Кварцевое (VI-5-51), охарактеризованы в работах [174, 438] и в БД.

Проявление Геофизический III (VI-6-74) расположено в пределах Гарганской глыбы. В районе проявления развиты сланцы углеродисто-глинистые, углеродисто-хлорит-серицитовые, слюдисто-карбонат-кварцевые ильчирской свиты позднего рифея. Проявление приурочено к зоне смятия, разделяющей гипербазиты ильчирского и плагиограниты сумсунурского комплексов. Протяженность зон сульфидизации и графитизации около 9 км, ширина – до 500 м. Протяженность зоны, насыщенной жилами, прожилками кварца – сотни метров. Кварцевые жилы имеют мощность доли метра, протяженность – до 10 м. Содержание в рудных зонах: золота – 1,0–31,4 г/т, серебра – 1,74–54 г/т, меди – 0,01–1,5%, свинца – 0,0015–0,015%, цинка – 0,008–0,01%. На проявлении определены ресурсы золота кат. P_2 – 0,016 т, серебра – 158 т [438].

На восточном фланге Гарганской глыбы расположено месторождение Зун-Оспинское (VI-6-68) [147, 438]. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения оспинской свиты, гипербазиты ильчирского и гранитоиды сумсунурского комплексов. Оспинская свита представляет собой терригенно-вулканогенный компонент офиолитовой ассоциации – метабазиты, метаандезиты, сланцы кальцит-хлоритовые, альбит-кварцевые. Гипербазиты ильчирского комплекса на месторождении полностью серпентинизированы. С плагиогранитами, тоналитами сумсунурского комплекса в виде интрузии в центре рудного поля связаны интенсивные преобразования вмещающих пород. Оруденение проявлено в зонах гидротермально-метасоматически преобразованных тектонитов по вмещающим породам – интенсивно окварцованным, сульфидизированным, лиственилизированным, березитизированным. На месторождении выделено более 20 рудных зон, локализованных на контакте или близ контакта катаклазированных гранитов и серпентинитов, тальк-карбонатных пород. Зоны местами пересекаются, образуя структуры типа «конского хвоста». Рудные тела – кварц-полисульфидные, где сульфиды представлены (в порядке убывания): пиритом, пирротином, галенимом, халькопиритом, сфалеритом. Присутствуют самородное золото и серебро, каламин, англезит, церрусит, плумбоярозит, малахит, азурит. Содержания золота в руде

2,2–23,12 г/т, серебра – 77–1238,8 г/т; в околожильных метасоматитах: Au – 4,7 г/т и 72,6 г/т, Zn – 0,07–6,5%, Pb – 0,06–13,2%, Cu – 0,01–0,1%, Cd – 0,016–0,46%, Sb – до 0,032%, As – до 0,1%. Мощность рудных тел до 8,0 м, протяженность – до 180 м. Ресурсы P₁: Au – 40,5 т, Ag – 974 т, P₂: Au – 43,6 т, Ag – 3323 т [438]. Утвержденные (ГБЗ, 2007) запасы Au: C₁ – 1,35 т, C₂ – 5,08 т, Ag – C₁ – 39,9 т, C₂ – 112,6 т.

Руды труднообогатимые, золото и серебро преимущественно в сульфидных [147]. Рекомендуются оценка флангов месторождения, а также смежных рудных зон [438].

В Урикско-Ийском грабене крупным и перспективным объектом золото-сульфидно-кварцевой формации является среднее месторождение Зэгэн-Гольское (VI-6-4), расположенное в южной части Урикско-Ийского грабена, где находятся также проявления Таборное (V-6-41), Среднеерминское (V-6-50), Большеерминское (V-6-52).

Месторождение Зэгэн-Гольское (VI-6-4) [353] расположено в бассейнах рек Зэгэн-Гол, Дээдэ-Борто – левых притоков р. Урик на территории Окинского района Республики Бурятия (южная часть) и Черемховского района Иркутской области (северная часть), в 110 км юго-западнее пос. Новостройка.

Литолого-стратиграфический контроль оруденения проявлен в его преимущественной приуроченности к образованиям далдарминской свиты, представленной переслаиванием мелкозернистых существенно кварцевых метапесчаников, серицит-кварцевых, углисто-серицит-биотитовых сланцев. Необходимо отметить, что приуроченность оруденения к породам низов разреза далдарминской свиты характерна и для других проявлений золота в Урикско-Тагнинском РУ.

Важным рудоконтролирующим фактором является положение пород рудного поля между двумя относительно крупными штоками диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров игнокского комплекса, обусловивших интенсивные рудогенерирующие гидротермальные процессы в Урикско-Ийском грабене.

Основным морфологическим типом золотого оруденения на Зэгэн-Гольском месторождении являются минерализованные зоны дробления, субсогласные с простираем и падением вмещающих сланцев и метапесчаников далдарминской свиты, даек гранодиорит-порфиров игнокского комплекса, метагаббро-долеритов зимовнинского комплекса.

Рудоносные зоны прослеживаются на расстоянии свыше 3,5 км из долины р. Зэгэн-Гол, через руч. Дальний в истоки р. Дээдэ-Борто. На всем протяжении они трассируются аномалией ΔT порядка 200–900 нТл, прерывистыми геохимическими аномалиями (ВОР) золота (0,01–0,1 г/т) и мышьяка (0,003%). Ширина (мощность) зон колеблется от 10–15 до 40–50 м. Морфология рудных тел (с содержаниями Au, превышающими 4,7 г/т) достаточно сложная. На отдельных участках они «ветвятся», состоят из двух-трех «апофиз», разделенных слабооруденелыми породами мощностью 2–3 м.

Разность гипсометрических отметок выходов рудных тел составляет около 300 м, что может свидетельствовать о значительном вертикальном размахе оруденения. Кроме минерализованных зон дробления в пределах

рудного поля обнаружено свыше 20 кварцевых карбонатно-кварцевых жил с повышенной золотоносностью.

Рудами являются рассланцованные, катаклазированные, окварцованные, биотитизированные, турмалинизированные, сульфидизированные гранодиорит-порфиры, гранодиориты, серицит-биотит-кварцевые сланцы, относящиеся по содержанию сульфидов к умеренносульфидным, а по их составу – к пирротин-арсенопиритовым.

Рудная минерализация проявлена в формировании золото-пирит-пирротин-арсенопиритовой ассоциации. Резко подчиненное значение имеют галенит, сфалерит, халькопирит, антимонит, молибденит, шеелит. Отмечена следующая последовательность формирования рудных минералов: ильменит – пирит I – пирротин I – халькопирит – арсенопирит I – пирит II – марказит, мельниквит, пирит III – арсенопирит II – пирротин II – скородит, гидроокислы железа.

Золото находится в рудах в самородном виде, во включениях – в арсенопирите, пирротине, марказите, гидроокислах железа размером 0,002–0,005 мм, реже 0,01–0,3 мм и в виде свободных зерен размером до 0,2–0,3 мм, редко 0,1–0,6 мм.

Наибольшие концентрации золота отмечены в арсенопиритах (96–130 г/т), в марказите и пирротине (12–37 г/т). Арсенопирит образует в рудах неравномерно рассеянную вкрапленность зерен, линейно-вытянутых агрегатов с размером зерен (преобладающим) от 0,002 до 0,3 мм.

Запасы золота, подсчитанные по результатам работ, проведенных ООО «Горнорудная компания «Олимп» в 2001–2006 гг., составили по кат. С₂ – 11,6 т при содержании Au: для открытой отработки – 3,48 г/т, для подземной – 5,06 г/т (утверждены ТКЗ Республики Бурятия, протокол № 15 от 9.07.2008 г.). Прогнозные ресурсы Au рудного поля Р₁ – 54 т. В доизучение необходимо вовлечение Дээдэ-Бортинского рудного поля (фланг месторождения) с оцененными ресурсами Р₃ – 10 т [353].

К золото-сульфидно-кварцевому типу в Урикско-Тагнинском РУ относится также проявление Таборное (V-6-41) [353], охарактеризовано в БД. Прогнозные ресурсы кат. Р₂ по оценкам «прямым» методом и на основе аналогий с Зэгэн-Гольским месторождением составляют 33,4 т (на 1.01.2005 г.) [353].

Золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в Окино-Ийской РЗ в северо-восточной части Урикско-Ийского грабена представлено проявлениями Правый борт долины р. Ярма (IV-5-8), Агалтуй (IV-5-14), Золотой (IV-5-27), Игнок (IV-5-33), Дандаргол (IV-5-35), охарактеризованными в БД.

В Урик-Китой-Боксонской МЗ находится месторождение Коневинское (V-4-29) [356, 147], расположенное в северном крыле Азасско-Жомболокского глубинного разлома в пределах Хужирского рудного узла на восточном фланге Хужирско-Илейской рудной зоны. В целом площадь Хужирского рудного поля включает площадь Сайлагского массива гранодиоритов сархойского комплекса среднеордовикского возраста, прорывающего породы иркутской свиты – мраморы, доломиты, слюдисто-кварцевые, углеродисто-глинистые сланцы, кварциты позднерифейского возраста.

Оруденение представлено кварцевыми жилами и прожилками с видимым золотом и околожильными березитизированными, сульфидизированными породами. Мощность жил и прожилков 0,10–0,12 м, в раздувах – до 0,4 м, протяженность 8 м, мощность сульфидизированных пород 0,2–0,6 м, протяженность 8 м. Длина основной рудной зоны месторождения 3160 м, мощность 300–500 м (средняя 400 м), прослежена бурением на глубину 727 м. Простираение зоны северо-западное (аз. 310°), залегание крутое (70–75°). Содержание полезных компонентов в жилах и прожилках: в отдельных пробах (г/т) Au – 77,0; 148,8; 216,0; Ag – 10,0; 50,8; 38,8 г/т; в околожильных породах – Au – 5,6. По данным поисковых работ установлено равномерное распределение золотоносности как по простиранию, так и по мощности. Рудными минералами являются: золото (видимое, размером до 1,5 мм), пирит, халькопирит, блеклые руды, малахит, висмутин, тетрадимит. Основные гидротермально-метасоматические процессы проявились в окварцевании и сульфидизации пород.

Согласно экспертизе ЦНИГРИ в 2005 г., запасы С₂ руды – 802 тыс. т, С₂ золота 9,3 т при среднем содержании 9,5 г/т; С₂ серебра – 6,7 т при среднем содержании 8,3 г/т (Коневинское месторождение). Коневинское рудное поле: Au – кат. Р₂ – 50 т; Хужирский РУ: Au – кат. Р₃ – 100 т, Р₁ – 10 т; Верхнехончинское РП: кат. Р₂ золота – 50 т [356].

В Удинско-Колбинской зоне оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации представлено рудопроявлениями Бирюсинского и Агульско-Тагульского рудных узлов.

В Бирюсинском РУ находится проявление Гурбейское (IV-2-9), Сергеевско-Ильинское (III-2-25), Мал. Мурхой (IV-2-6), Левобережье р. Сухой Миричун (III-2-24), Андреевское (III-2-29), Корзаковский (III-2-31), Катышный (III-2-22), р. Мал. Бирюса (III-2-21) и др., обозначенные в каталоге, в БД.

Прогнозные ресурсы, оцененные [353] по состоянию на 1.01.2005 г. по некоторым из указанных проявлений (но не прошедшие апробацию), составляют: Сергеевско-Ильинское Р₃ – 14 т, Миричунское Р₃ – 10 т, Катышное Р₃ – 17 т.

В геологическом строении территории проявления Гурбейское (IV-2-9) [274, 425] принимают участие рифейские углеродисто-карбонатные, амфибол-биотит-карбонатные отложения свит и метаэффузивы кислого–среднего состава. Гидротермально-метасоматические рудогенерирующие преобразования этих пород связаны с внедрением верхнерифейских плагиогранитов саржинского комплекса. На проявлении выделяется шесть территориально разобнесенных рудных зон, вмещающих рудные тела – линейные зоны жильно-прожилкового окварцевания и сульфидизации, серии жил. Характеристика рудных зон и рудных тел, оценка прогнозных ресурсов приведены в табл. 6 [353].

Согласно оценке прогнозных ресурсов золота по состоянию на 1.01.2005 г., утвержденной ЦНИГРИ, они составляют по категориям: Р₁ – 17 т, Р₂ – 18 т [353].

Проявления Андреевское (III-2-29) и Корзаковское (III-2-31) охарактеризованы в БД. Ресурсы золота на проявлении Андреевское оценены по кат. Р₃ в количестве 19 т [274], на Корзаковском – не оценивались.

Параметры рудных зон и рудных тел, их изученность, оценка прогнозных ресурсов рудопроявления Гурбей

Номера рудных зон и тел		Средняя мощность, м	Протяженность по падению, м	Площадь, м ²	Протяженность по простиранию, м	Объем руды, м ³	Коэффициент рудоносности	Объемная масса, т/м ³	Ресурсы руды, тыс. т	Среднее содержание золота, г/т	Прогнозные ресурсы золота кат. Р ₁ , кг
Зона II		1,6	300	480	900	432 000	0,8	2,73	943,2	7,3	6887
Зона III		9,5	50	475	100	47 500		2,73	129,6	3,5	454
Зона IV	PT-1	2,0	40	80	80	6400		2,73	17,5	6,29	110
	PT-2	1,38	115	158	230	36 340		2,73	99,2	3,44	341
Зона широтная	PT-1	1,5	125	187,5	250	46 875		2,73	127,7	4,79	613
Зона центральная	PT-1	2,0	200	400	360	144 000		2,73	393,0	3,2	1258
	PT-2	2,0	300	600	520	312 000		2,73	851,5	4,3	3662
	PT-3	1,0	300	300	460	138 000		2,73	376,6	5,31	2000
	PT-4	2,8	100	280	200	56 000		2,73	152,7	3,46	528
	PT-5	1,08	150	162	290	46 980		2,73	128,5	3,84	492
	PT-7	0,87	19	16,5	37	610		2,73	1,7	17,1	28
	PT-8	1,44	22	31,7	45	1426		2,73	3,9	8,03	31
	PT-11	1,3	20	26	40	1040		2,73	2,8	3,9	11
Итого по зоне центральной									1910,7	4,19	8010
Зона VI		1,2	100	120	200	24 000		2,73	65,5	7,56	495
Всего по рудопроявлению Гурбей									3293,4	5,1	16 910

Площади Андреевского и Корзаковского участков перспективны на выявление золоторудных проявлений гурбейского типа.

Золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в Агульско-Тагульском РУ представлено проявлениями Порожистый (III-1-15), Амбарный (III-1-17), Янгозинское (III-1-20), Додинское (III-1-26), Мал. Инжигей (III-1-35). Проявления охарактеризованы в БД, содержания золота в рудах до 0,6–2 г/т, перспективы ограничены.

Оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации в Монкрес-Хайламинском РУ представлено месторождением Аройское (IV-3-14), проявлениями Кл. Горелый (IV-3-17), Нижнесапкольское (IV-3-21), Подцейкинское (IV-3-23).

Месторождение Аройское (IV-3-14) расположено в Нижнеудинском районе Иркутской области, в верхнем течении р. Арой и Прямой Монкресс, бассейна р. Хайлама, внутри Монкресского массива габброидов урдаокинско-раннего протерозоя; рудогенерирующими являются лейкократовые граниты бугульминского комплекса ордовикского возраста. В 2004–2007 гг. в пределах Аройского рудного поля проводила прогнозно-поисковые работы на золото ЗАО «Сибирская геологическая компания». В результате работ Аройское проявление в 2008 г. было переведено в ранг месторождения. Месторождение представлено двумя минерализованными зонами (Горелая и Золотая), в которых локализованы кварц-сульфидные золотоносные жилы (80 жил). По зоне Горелая запасы кат. С₂ при средней мощности рудных тел 2,28 м составили: золота – 3,6 т при среднем содержании 4,58 г/т, серебра – 18,2 т при среднем содержании 23,16 г/т. Прогнозные ресурсы по зоне Горелая составили: золота – 10,9 т, серебра – 56,2 т (протокол ТКЗ «Иркутскнедра» № 797 от 26.06.2008 г.).

По зоне Золотая запасы кат. С₂ при средней вертикальной мощности рудных тел в 2,34 м составили: золота – 0,6 т при среднем содержании 2,26 г/т, серебра – 0,6 т при среднем содержании 22,19 г/т.

Прогнозные ресурсы кат. Р₁ по зоне Золотая составили: золота – 3,1 т, серебра – 30,6 т. К западу и к северу от месторождения выделены перспективные участки – Складской, Монкресс.

Проявление Антимонитовый (VI-6-129) золото-сульфидно-кварцевой формации расположено в Сагансайрской РЗ Ильчирской МЗ, приурочено к эндоконтакту массива катаклазированных и обохренных гранитов сархойского комплекса среднего ордовика, на границе с конгломератами сагансайрской свиты среднедевонско-раннекарбонического возраста. В зоне тектонизированного контакта выявлена серия кварц-сульфидных жил с золотом. Мощность зоны до 10 м, протяженность не установлена. Рудный минерал – антимонит. Содержание золота в жилах – 0,8 г/т, серебра – 1199 г/т. Перспективы проявления неясны.

Оруденение описываемой формации в Казырском РР представлено проявлениями Верхнеказырское (IV-1-7), Валинское (IV-1-8), Кварцевое (IV-1-17), Верхнекатунское (IV-1-32), Алгыякское (IV-1-33), Томское (IV-1-36), охарактеризованными в БД. Проявления недоизучены, перспективы неясны.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение незначительно проявлено в структурах архейского фундамента платформы (в Булунском блоке) среди гнейсов и амфиболитов таргазойской свиты, представлено Таргазойским (V-6-26) и Ерминским (V-6-29) проявлениями, охарактеризованными в БД; ввиду низких содержаний и небольших параметров практического интереса не представляют.

Второй по значимости после золото-сульфидно-кварцевой является *золото-кварцевая формация*, которая широко проявлена в Алтае-Саянской складчатой области.

Золото-кварцевая формация в Гарганской глыбе в Холбинской РЗ представлена месторождениями Пионерское (VI-6-100), Хуша-Гол (VI-5-34), Самартинское (VI-6-89), Гранитное (VI-6-78), Озерное (VI-6-86) и рядом проявлений, обозначенных в каталоге и БД.

Месторождение Пионерское (VI-6-100) расположено в 8,5 км от Зун-Холбинского месторождения, на абс. отм. 2300–2530 м. В районе месторождения развит гарганский метаморфический комплекс раннего архея, гнейсоплагиограниты, гнейсограниты биотитовые, биотит-амфиболовые, мигматиты, амфиболиты.

В южной части месторождения в ядре антиклинальной складки отмечаются окварцованные и мраморизованные известняки с прослоями графитизированных и углеродистых сланцев иркутной свиты позднего рифея. Широко распространены гранитоиды сумсунурского комплекса позднего рифея. Многие исследователи отмечают экранирующую роль известняков для оруденения Пионерского месторождения: наибольшее количество зон рассланцевания и рудовмещающих трещин характерно для приконтактной части гнейсогранитов и известняков. На площади месторождения закартировано более 20 жил, из которых разведывались только три тела (жилы № 12, 2 и 4). Жилы – золото-кварцевые, реже – золото-кварц-мало-сульфидные по составу, имеют северо-западное простирание (270–310°), крутое падение (65–85°) на северо-восток и юго-запад под углом 60–70°; в зонах рассланцевания согласно залегают кварцевые, карбонатно-кварцевые и карбонатные жилы, линзы, прожилки и неправильной формы выделения. Мощность отдельных зон 0,5–6,0 м и более. Зоны сконцентрированы в полосе шириной 200–300 м, протяженностью до 1–1,5 км. Размеры кварцевых тел по простиранию от 1 до 40–50 м при мощности от 5–10 см до 1,0–1,5 м. Характерно кулисообразное расположение жил и наличие мелких апофиз. Содержание золота по месторождению – от следов до 2929,6 г/т, по жилам – 12,0–194,2 г/т, среднее по месторождению – 111,5 г/т. Пробность золота 929–986. Рудные минералы: пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, мельникит, борнит, халькозин, лейкоксен, теллурид висмута, креннерит, калаверит, сильванит, алтаит, милонит, ринкардит, станин, золото, самородное золото. Наибольшее количество золота сосредоточено в рудных столбах, обычно приуроченных к раздувам.

Подсчет запасов золота по рудным телам Пионерского месторождения производился при принятых параметрах: минимально-промышленное содержание Au – 10 г/т, бортовое содержание – 7 г/т, минимальная мощность – 0,8 м. Запасы кат. В – 0,45 т, С₁ – 1,24 т [438]. Балансовые запасы

на 1.01.2006 г.: $C_1 - 3$ т (ГБЗ, 2007); $P_1 - 1,7$ т; $P_2 - 0,5$ т. Руды легкообогатимые. Благоприятными факторами являются наличие золота в самородном состоянии в виде включений в кварце и пирите, преобладание крупного золота (85–90%).

Остальные объекты золото-кварцевой рудной формации – четыре мелких месторождения и около 20 проявлений золота этого типа – охарактеризованы в БД.

Золото-серебряная формация на площади представлена месторождением Динамитное (IV-6-125) и проявлениями Тувинское (IV-2-35), Биче-Ашкасокское (IV-2-36), Халбая-Хара-Гольское (V-5-33), Хундыгольское (VI-6-128), расположенными в разных минерагенических зонах.

Малое месторождение Динамитное (VI-6-125) расположено в Гарганской СФЗ, в южном обрамлении Гарганской глыбы, локализовано в рифейских породах чехла глыбы. Рудовмещающими являются карбонатные породы иркутной свиты, вулканиты ильчирской свиты в контакте с гнейсо-гранитами гарганского комплекса. Вулканиты лиственитизированы, березитизированы и, по-видимому, с этими вулканическими процессами связана генерация руд [438]. Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами на контакте известняков и гарганских гнейсогранитов. Протяженность кулисообразно расположенных жил до 30 м, мощность 0,05–0,2 м (0,11 м средняя). Сульфиды – блеклая руда, галенит, пирит, самородное золото. Серебро участвует в составе блеклых руд. Содержание в рудах полезных компонентов: Au – 201 г/т (среднее), Ag – от 0,6 г/т до 11 кг/т (среднее 44 г/т). На месторождении проведена предварительная разведка, объект отнесен в Госрезерв. По состоянию на 1.01.2007 г. (ГБЗ, 2007) утверждены запасы Au по кат. $C_2 - 0,025$ т, запасы и ресурсы серебра не оценены.

Проявления золото-серебряной формации выявлены в Ашкасокском прогибе (IV-2-35, IV-2-36) в связи с вулканитами чатырлыгской свиты, где содержания золота – до 0,2 г/т, серебра – 13,7–73,8 г/т, повышено содержание мышьяка – 0,8–1%. Проявления охарактеризованы в БД, изучены недостаточно, перспективы неясны. Остальные проявления описываемой формации охарактеризованы в БД.

Золотое оруденение *золоторудной березитовой формации* на площади листа представлено месторождением Таинское (VI-6-88), проявлениями Медвежье (VI-6-97), Баритовое (VI-5-76), р. Рудаша (V-5-1), расположенными в разных минерагенических зонах.

Месторождение Таинское (VI-6-88) приурочено к восточному флангу Ильчирского офиолитового покрова, в 8 км к востоку от Зун-Оспинского месторождения золота [438]. В геологическом строении района принимают участие гнейсограниты, гнейсоплагиограниты гарганского комплекса раннего архея, образования вулканогенно-осадочного и офиолитового комплексов среднерифейского возраста, гранитоиды сумсунурского комплекса позднего рифея и самсальского комплекса ранней перми.

Таинское месторождение локализовано в штоке гранодиоритов и плагиогранитов сумсунурского комплекса размером 300×700 м, прорывающем серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты. Массив, вмещающий золотое оруденение, имеет форму двух примыкающих друг к другу

деформированных линз. Краевые части массива в той или иной степени заражены углеродистым веществом. Значительную часть массива составляют березитизированные разновидности и березиты. Главными особенностями Таинского штока гранитоидов являются обуглероженность его краевых фаций, преимущественное развитие пирротина в березитах и в березитизированных разновидностях, интенсивная деформированность как всего штока, так и отдельных его частей до бластокатаклазитов. На месторождении выделяются три типа рудных тел, сложенных кварцево-жильными малосульфидными телами, кварц-мусковит-пирротиновыми рудами, прожилково-вкрапленными рудами.

Общее содержание золота в кварцевых жилах и линзовидных будинах кварца колеблется от 7 до 25 г/т. При этом количество свободно извлекаемого золота составляет 85–94%, золото в сульфидах – 6–15%. Кварц-мусковит-пирротиновые руды отличаются высоким (до 60–70%) содержанием сульфидов (главным образом пирротина), слагают жильообразные тела мощностью до 0,6 м, мало изучены, главным образом по свалам в делювии. В отличие от кварцевых жил, этот тип руд характеризуется высоким содержанием золота и серебра: Au – 150–200 г/т, Ag – 300–450 г/т. Основным сульфидным минералом является пирротин – до 95–98 об. % всех сульфидных минералов. Руды прожилково-вкрапленного типа распространены среди темно-серых углеродизированных, мусковитизированных, катаклазированных, березитизированных плагиогранитов. Они слагают протяженные (первые сотни метров при мощности 5–30 м) зоны в гранитоидах и представлены кварц-серицит-мусковитовыми породами с примесью карбоната (кальцита), сульфидов и углеродистого вещества.

Всего на месторождении выявлено восемь кварцевых жил мощностью 0,02–0,25 м, протяженностью 12–70 м. Длина зон березитов (прослеженная) 350 м по падению и 230 м по вертикали, мощность до 30 м. Содержание рудных компонентов по месторождению: Au – 24,1 г/т (среднее), Ag – 46,0 г/т (среднее), Cu – 0,14–0,57%, Pb – 0,01–0,20%, Zn – 0,01–0,05%, Cd – 0,003–0,09%, Bi – 0,003%, As, Sb (в единичных пробах) – 0,01%. Рудные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, блеклые руды, самородное золото и серебро.

Ресурсы на месторождении оценены по кат. P₁: золото – 2,4 т, серебро – 4,7 т; кат. P₂ – золото – 7,3 т, серебро – 14 т [147]. Запасы золота кат. C₂ – 1,7 т при среднем содержании 13,69 г/т (протокол ТКЗ 1998, № 27. ГБЗ, 2007 г.).

Проявление Медвежье (VI-6-97) входит в Холбинскую группу золоторудных месторождений и проявлений. В районе проявления развиты интрузии плагиогранитов, тоналитов сумсунурского и малые тела, дайки риодацитов, дацитов, порфириновых кварцевых диоритов холбинского комплексов позднего рифея. На проявлении широко распространены березитизированные милониты, березиты, содержащие кварцевые жилы (ядра) с сульфидной минерализацией. Всего выявлено 17 субпараллельных минерализованных зон в штоке гранитоидов в зоне офиолитового меланжа. Форма рудных тел жильная и пластообразная, мощность зон от 0,10–2,0 м, протяженность до 520 м. Содержание в кварцевых жилах: Au – от следов

до 17,6 г/т, Ag – 0,6–2188 г/т, во вмещающих березитах Au – от следов до 23,6 г/т, Ag – 1,0–190,9 г/т. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин.

Ресурсы: $P_1 + P_2$ Au – 6,3 т, Ag – 163 т, в т. ч. P_1 – Au – 0,8 т, Ag – 14 т [438].

В Урикско-Ийском грабене золотое оруденение золоторудной березитовой формации представлено проявлением р. Рудаша (V-5-1). В районе проявления отмечается зона карбонатизированных, лимонитизированных сланцев, амфиболитов далдарминской свиты, березитизированных кварцевых порфиров саянского комплекса. Из-за низких содержаний полезного компонента проявление практического значения не имеет, кратко охарактеризовано в БД.

Проявление Баритовое (VI-5-76) указанной формации расположено в северо-восточном борту Гарганской глыбы в Гарганской РЗ, локализовано в зоне экзоконтакта интрузии плагиогранитов сумсунурского комплекса позднего рифея среди гнейсоплагиогранитов, гнейсогранитов биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболитов гарганского метаморфического комплекса раннего архея. Опоискована линейная зона березитизированных катаклизатов и милонитов, включающих кварц-баритовые жилы с золото-сульфидным оруденением. Рудные минералы: барит, галенит, сфалерит, халькопирит. Содержание золота в жилах – 0,10–30,0 г/т, серебра – до 100 г/т, свинца, цинка, меди – до 0,2–0,3%.

Прогнозные ресурсы на проявлении кат. Р₃ золота – 6,5 т [438].

Оруденение *формации золотоносных скарнов* на площади представлено проявлениями Звериное I (IV-1-19), Верхнепихтовое (IV-2-38).

Проявление Звериное I (IV-1-19) расположено по правому борту долины р. Звериный Казыр, в Казырском РР, приурочено к провесу кровли интрузии диоритов, гранодиоритов ольховского комплекса среднего кембрия среди известняков, графитистых сланцев, углеродистых алевролитовых сланцев ортинской свиты среднего рифея. В экзоконтакте шириной 50–300 м залегают ороговикованные породы и эпидот-пироксеновые, гранат-эпидот-пироксеновые, пироксен-гранатовые с сульфидами скарны. Скарнирование накладывается не только на вмещающие породы, но и на интрузивные. Выделяется линейная зона оруденелых скарнов северо-восточного направления мощностью 250 м. Скарны дроблены, окварцованы и сульфидизированы в основном по трещинам северо-восточного простирания. На площади 2 км² выявлено восемь рудных тел мощностью 0,3–5,3 м и протяженностью 25–200 м. Рудное тело I мощностью 0,8 м и протяженностью 30 м характеризуется содержанием Au – 4,1 г/т, Ag – 15,79 г/т, Cu – 1,12%, Pb – 0,01%, Zn – 0,01%. Рудное тело II мощностью 3,3 м и протяженностью 35 м содержит Au – 0,2–21,6 г/т (атомно-абсорбционный анализ). Рудные минералы (%): пирит (10), халькопирит (2), арсенопирит (до 7), магнетит (до 1,5); второстепенные – пирротин, галенит, сфалерит, циркон, ильменит. Околорудные изменения выражены в хлоритизации, эпидотизации, тремолитизации, карбонатизации, окварцевании пород. Проявление недоизучено, перспективы неясны.

Проявление Верхнепихтовое (IV-2-38) расположено в Ашкасокском прогибе в Сарлыгском РУ. В зоне экзоконтакта интрузии гранитов таннуольского

комплекса среднего кембрия среди известняков ортинской свиты залегают линзы оруденелых скарнов пироксен-гранатового состава; охарактеризовано в БД. Проявление недоизучено, перспективы неясны.

Золоторудная-черносланцевая формация на площади представлена проявлениями Мышкинское (IV-1-13) и Домашнее (IV-1-14), расположенными по правому и левому борту р. Казыр между устьями рек Запевахи и Домашняя, в пределах Казырского РР. В районе проявлений в углеродисто-кварцевых сланцах ортинской свиты позднего рифея закартированы линзовидно-пластовые согласно залегающие тела полосчатых густовкрапленных и сливных пирит-пирротиновых руд слабозолотоносных. Простираание тел северо-восточное, мощность до 25 м, протяженность до 150 м. Содержание (%) Au – до 0,3, As – 0,06, Ni – 0,02, Fe – до 14, Ti – до 0,10. Проявления недоизучены, перспективы неясны.

Золотое оруденение *золото-адуляр-кварцевой формации* на площади листа представлено проявлениями Мокрый Миричун, верхнее течение реки (III-2-16) и уч. Лев. Ташинда (III-1-6).

Проявление Мокрый Миричун (III-2-16) расположено в верхнем течении одноименной реки в Удинско-Колбинской МЗ, в Бирюсино-Агульской РЗ среди андезитов, базальтов, туфоалевролитов, известняков негодкинской свиты раннего кембрия. В районе проявления развиты вторичные кварциты, эпидозиты, адуляризованные, пренитизированные пропилиты, содержащие сульфидную минерализацию. Обнаружено две минерализованные зоны дробленых, брекчированных, окремненных и окварцованных пород с трещинами, заполненными карбонатом. Мощность зон до 60 м, протяженность 200–300 м, а также участки пропилитов 20×200 м. Простираание зон субширотное и субмеридиональное (аз. пад 100° ∠70°). По данным пробирного анализа содержание золота – 1,2–2,0 г/т, редко до 35 г/т. Рудные минералы: пирит, пирротин, лимонит, арсенопирит, галенит, сфалерит, золото. Околорудные изменения пород проявлены в их окварцевании, эпидотизации, пропилитизации, адуляризации, карбонатизации, микроклинизации..

Проявление уч. Лев. Ташинда (III-1-6) охарактеризовано в БД.

Формация золотоносных кор выветривания на площади представлена проявлениями Харанурское (VI-5-43) и Калга (IV-4-10).

Проявление Харанурское (VI-5-43) расположено в Хорё-Урикской РЗ. В районе проявления развиты палеогеновые коры выветривания: глинисто-суглинистые, глинисто-щебнистые отложения с блоками доломитов, вторичные фосфориты. Отложения приурочены к карстовой полости в подошве офиолитов. Линзовидные рудные тела выделяются по результатам опробования. Протяженность линейных золотоносных кор выветривания до 2000 м, длина полости карстовых фосфоритов с золотым оруденением 2200–2300 м, ширина 180–540 м. Установленная мощность золотоносных пород до 10,25 м при мощности вскрыши около 1,5 м. Золотое оруденение изучено до глубины 10 м. Содержание золота – до 3,966 г/м³ (среднее 617 мг/м³). Спектральный анализ шлиха показал содержание: Au – 15 г/т, Ni – до 40%, Co – 0,08%, Cu – до 0,04%, Cr – до 1%, As – до 0,05%, Zn – до 0,10%. Прогнозные ресурсы золота (глубина оценки 40 м) кат. P₁ – 13 кг

(Протокол НТС № 40 от 7.05.2004 г.). Извлечение золота на концентрационном столе 88,6%, на центробежном сепараторе «ИТОМАК» – 96,10% [438].

Проявление Калга (IV-4-10) расположено в истоках р. Калга, в Урикско-Ийской РЗ. Кора выветривания лимонит-ярозитового состава над линейной зоной окварцевания, серицитизации, лимонитизации по сланцам биотитовым, углеродистым далдарминской свиты раннего протерозоя. Охарактеризовано в БД. Из-за незначительных размеров проявление промышленной ценности не представляет.

Золоторудная лиственитовая формация представлена тремя проявлениями – р. Шоглой (VI-5-69), уч. Борто-Гол (VI-6-80), уч. Хушунский (VI-6-99), локализованными в лиственитах офиолитового пояса. Из них Борто-Гол и Хушунское находятся в Оспинском алмазо-золоторудном узле, р. Шоглой – на восточном фланге Гарганского РР.

Проявление уч. Хушунский (VI-6-99) залегает в зоне интенсивно гидротермально-метасоматически измененных ультрабазитах ильчирского комплекса – окварцованных тальк-карбонатных породах, структурно приуроченных к разлому, отделяющих их от терригенных пород сагансайрской свиты. Окварцевание прожилковое. Мощность зоны 0,5–3,0 м, длина 600–700 м, мощность кварцевых прожилков от нескольких мм до 3–10 см. Содержание рудных компонентов: Au – до 6,4 г/т, Ag – до 175,2 г/т, Cu – 0,093–0,53%.

Золотое оруденение *формации золотоносных конгломератов* на площади представлено проявлениями Хужирское (V-6-34), Малоелахойское (V-6-37), Урган-Биргенитуйское (V-6-44), Гиргинтуйское (V-6-45), локализованными в чехле Сибирской платформы в Елахойском РУ.

В районе проявления Хужирское (V-6-34) закартирован пласт золотоносных конгломератов в основании разреза хужирской свиты раннего венда. В разрезе участвуют конгломераты, гравелиты, песчаники. Мощность золотоносного пласта 1–5 м, ширина выхода на поверхность 200–250 м, протяженность 2000 м, вскрыша 0–5 м. Золото древнероссыпное. Залегание пласта пологое ($\angle 5-7^\circ$), падение на северо-восток. Рудные минералы в древней россыпи: золото, касситерит, монацит, ксенотим, ортит, циркон, рутил. Содержание золота по данным пробирного анализа – 0,2–222 г/т, среднее – 2,32 г/т. Прогнозные ресурсы проявления определены по кат. P₁ в количестве 0,5 т (не апробированы) [378].

Золото россыпное. Всего на территории листа известно 28 объектов россыпного золота. Территория еще с позапрошлого столетия являлась объектом поисков и добычи золота из россыпей, которые к настоящему времени большей частью отработаны. Возобновление разведочных работ и добычи россыпного золота произошло в конце прошлого столетия с появлением многочисленных старательских артелей. Современная система рек площади заложена на мел-палеогеновом рельефе, вскрывшем многочисленные месторождения и проявления золота. Большинство россыпей размещается в речных долинах морфоструктур сводово-глыбовых поднятий высокогорных хребтов, в областях развития структурно-денудационных форм

рельефа, реже – в среднегорье. Преобладает аллювиальный генетический тип с пойменным подтипом, при котором широко развиты русловые и долинные россыпи с нормальной мощностью аллювия.

Россыпи территории листа приурочены к площадям золоторудной минерализации. На площади известны Агульско-Тагульский, Бирюсинский и Монкрес-Хайламинский золоторудно-россыпные узлы, контролируемые зоной Главного Саянского разлома, россыпи которых в настоящее время значительно отработаны. В юго-восточной части площади известны россыпи в Урикско-Ийской РЗ, Улуг-Ойской золоторудно-россыпной МЗ, Елахойском РУ; в юго-западной части – Харальский золотороссыпной узел, Урик-Китой-Боксонская МЗ, Окино-Ийская РЗ, Ильчирская МЗ.

Бирюсинский золотороссыпной узел характеризуется крупными и богатыми россыпями, территориально охватывает бассейны рек Мал. Бирюса, Бол. Бирюса и ее притоков (Хорма, Миричун, Катышный, Сергеевский и др.). Россыпи в значительной степени отработаны. За период 1836–1917 г. в районе добыто 35 т золота при среднем содержании 3,8 г/м³. Золотодобыча была возобновлена в 1929 г. и продолжалась с перерывами до 1949 г. За этот период добыто около 2,9 т золота. С 1970 г. старательская добыча была продолжена и проводится до настоящего времени. В Бирюсинском узле находятся россыпи – Большебирюсинская (III-2-18), Чернобирюсинская (IV-2-14), Хорминская (III-2-27), руч. Катышного (III-2-23), Мокрого Миричуна (III-2-16) и Хорма–2 (IV-2-4).

В результате разведочных и старательских работ установлена промышленная золотоносность аллювиальных отложений всего комплекса террас Бирюсинского узла, среди которых выделяются эрозионно-аккумулятивные террасы высотой 4–6, 8–10, 12–15, 20–25, 60–80 и 100–120 м. Мощность пластов в террасовом комплексе колеблется от 1,1 до 2,2 м, содержание металла в них 1,2 г/м³. Наиболее высокая золотоносность отмечена в аллювии 100–120-метровой террасы р. Бол. Бирюса – Нижнеильинская терраса (III-2-28), где содержание золота достигало 10 г/м³. Из-за фрагментарного развития террас роль их в общих запасах и ресурсах района незначительна. В гранулометрическом составе золота Бирюсинского узла преобладает среднее (0,5–2,0 мм) золото – 53–70%, на долю крупного приходится от 4,7 до 15,9%. Для россыпи Черной Бирюсы характерно наличие крупного (4 мм) золота в количестве до 14%, самородки весом 900–400 г не являются редкостью. Пробность золота колеблется от 890 до 980 и по узлу в среднем составляет 948. В настоящее время в изучение и эксплуатацию вовлекаются россыпи притоков рек Бирюса и Хорма.

В Агульско-Тагульском золотороссыпном узле в бассейне р. Агул россыпи – Кохтарминская (III-1-7), Малоянгозинская (III-1-11), Большая Речка (III-1-9), Додская (III-1-25), Инжигей (III-1-30). Россыпи золота (Мал. Янгоза, кл. Порожистый, Инжигей) известны с 1834 г. и отработывались старательским методом. В дальнейшем, с открытием масштабных россыпей по р. Бирюса, работы были прекращены. Россыпи характеризуются низким содержанием золота и не представляют интереса для механизированной отработки, но отдельные участки долин этих водотоков могут быть пригодны для старательской добычи. Последняя оценка ресурсов выполне-

на по состоянию на 1.01.2005 г. [353], согласно которой ресурсы россыпей бассейна р. Тагул – проявлений Инжигейское (III-1-30), Додское (III-1-25), Бол. Речка (III-1-9) кат. P_3 составляют – 0,3 т; ресурсы апробированы.

В границах Монкресс-Хайламинского рудного узла с 1999 г. ООО «Иркана» запасы россыпного золота подсчитывались по нижней части долины р. Арой. Оконтурена россыпь с параметрами: длина россыпи – 1610 м (балансовые запасы) и 1419 м (забалансовые запасы) при ее ширине соответственно 51,7 и 35,0 м, мощность песков 0,64 и 0,57 м, торфов – 2,56 и 2,13 м и среднем содержании золота 1,24 и 0,64 г/м³. При указанных параметрах запасы золота на двух террасовых уровнях левой и правобережной рч. Арой в его нижнем течении составили: балансовые запасы кат. C_2 : пески – 53,43 тыс. м³, золото – 0,07 т; забалансовые запасы кат. C_2 : пески – 28,29 тыс. м³, золото – 0,02 т. По району в целом были оценены прогнозные ресурсы золота, составившие: кат. P_1 – 0,45 т при среднем содержании 1,1 г/м³, кат. P_2 – 0,65 т при среднем содержании 0,9 г/м³. Оцененные прогнозные ресурсы золота кат. P_2 по долинам руч. Прямой Монкресс – 0,15 т и Кривой Монкресс – 0,5 т [353]. Указанные запасы и ресурсы россыпного золота в Монкресс-Хайламинском узле учтены ТКЗ (протокол ТКЗ № 651 от 20.12.2004).

На юго-западном фланге Окино-Ийской рудной зоны находится золотоносная россыпь Черная Зима (IV-5-31), локализованная между устьями руч. Средняя Зима и кл. Еремкин, общей длиной 7,1 км. Долина р. Черная Зима на этом отрезке имеет корытообразный поперечный профиль, ее ширина составляет 100–300 м. Большую часть днища долины занимает низкая пойма, на отдельных участках сохранились фрагменты террас 5-метрового уровня. Продольный профиль долины ступенчатый, мощность аллювиальных отложений колеблется от 1,2 до 5,6 м; плотик представлен метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами сублукской серии. Выделены две «струи» золотоносного аллювия. Верхняя (по течению) струя имеет длину 3,8 км при ширине 30–40 м. Золотоносный пласт имеет мощность 0,3–0,5 м при ширине 15–25 м и мощности торфов 2,0–4,4 м, приурочен к правому борту долины. Содержания золота на пласт колеблется от 0,33 до 3,96 г/м³. Нижняя струя россыпи прослеживается по левобережью р. Черная Зима. Ее длина составляет ~5 км, ширина (средняя) – 20,5 м. Мощность торфов 2–3,9 м (средняя 2,8 м), пласта – 0,3–0,5 м (средняя 0,37 м). Содержания золота 0,33–20,76 г/м³. Среднее содержание (при учете и замене «ураганной» пробы 20,76 г/м³) составило 3,06 г/м³. Преобладающая форма золотин таблитчатая, окатанность 40–70%. В составе тяжелой фракции шлиха постоянно присутствуют арсенопирит, шеелит – характерные минералы руд Урикско-Туманшетской МЗ.

При среднем содержании золота 1 г/т были оценены ресурсы россыпного золота в Окино-Ийской МЗ в объеме: кат. P_1 ~ 0,04 т, кат. P_2 ~ 0,09 т, P_3 ~ 1,76 т при значении минимально-промышленного содержания Au – 0,64 г/м³ [431, 353].

В юго-восточной части площади в пределах Урик-Китой-Боксонской МЗ находятся золотоносные россыпи Шигнинская (VI-6-17), Хончинская (VI-6-19), Сархой (VI-4-8), Диб-Шазлаг (VI-4-5) [438].

Характеристика золотоносных россыпей территории листа N-47

№ п/п	Золото-россыпной район	Основные россыпи	Номер на КПИ	Параметры тел россыпей			Литологический состав россыпей	Ресурсы, запасы	Особенности золотоносности
				длина	ширина	мощность			
1	Бирюсинский	Чёрная Бирюса	IV-2-14	10 км	150 м		Пески, галечники	Добыто 1,97 т	Размер золотинок – 4 мм, самородки – 400–900 г
		Руч. Катышного	III-2-23	3,2 км 1,4 км	12–67 м 16–56 м	0,6–2,7 м 0,4–1,5 м	Гравий, галечники, валуны с глинистым цементом	A+B+C ₁ = 0,12 т Добыто – 2,4 т	Au _{ср} = 0,93 г/м ³
		Мокрый Миричун	III-2-16	7,4 км			Валуны, галечники	P ₁ + P ₂ = 0,03 т C ₂ = 0,01 т	Au _{ср} = 1 г/м ³
		Нижеильинская терраса	III-2-28	0,5 км	60–124 м	1,4–2,9 м	Аллювий, песчаники, галечник	A+B+C ₁ = 0,11 т	Au _{max} = 10 г/м ³ Размер золотинок 0,5–2 мм
2	Агульско-Тагульский	Кохгарминская	III-1-7	10 км	20–40 м		Аллювий поймы		
		Малоянгозинская	III-1-11	18 км	50–400 м	0,9 м	Пески, суглинки	P ₁ = 0,4 т A+B+C ₁ = 0,6 т	
		Додская	III-1-25	5 км	250 м		Русловой аллювий	P ₃ = 0,4 т	
3	Монкресс-Хайламинский	Руч. Арой	VI-3-13	3 км (общ)	15–82 м	0,5–0,8 м	Глыбы, валуны, илы	P ₁ + P ₂ = 1,1 т C ₂ = 0,1 т	Au _{ср} = 0,6–1,1 г/м ³
		Монкресская	IV-3-9	6 км	15–20 м		Пески, галечники	P ₂ = 0,65 т	
4	Харальский	Степановский Увал	VI-1-9	Террасы высотой до 40 м		6–7 м	Аллювий надпойменный	Выработано 2 т	Au + Pt + осмистый иридий
5	Окино-Ийский	Чёрная Зима	IV-5-31	4,6 км 5 км	20–53 м 15–25 м	0,2–0,5 м 0,3–0,7 м	Аллювиальные пески, галечники	P ₁ + P ₂ = 0,3 т	
6	Урик-Китой-Боксонский	Шигнинская	VI-6-17	0,6 км	60 м	0,4 м	Русловой аллювий, валуны, гальки, песок		ЭПГ-осмистый иридий
		Хончинская	VI-6-19	4,5 км	60 м	0,4 м	Пески, галечники, валуны	P ₁ + P ₂ = 0,04 т Добыто – 0,16 т	Au _{ср} = 0,4–0,5 мг/м ³ , Pt
		Сархойская	VI-4-8	11 км	5–50 м	0,9–2 м	Аллювий пойменных террас	C ₂ = 0,17 т	Размер золотинок до 4×3–4×6 мм

В юго-западном углу площади в Улуг-Ойской МЗ (Харальский РУ), в районе большой излучины р. Бол. Енисей, известны малые россыпи золота Ключ Лагерный (VI-1-6), Хадын (VI-1-7), Тылба (VI-1-8), Степановский и Первомайский Увалы (VI-1-9). Наиболее значимыми являются россыпи Степановского и Первомайского Увалов (VI-1-9) с россыпеобразующим объектом, расположенным за рамкой листа – Харальским месторождением коренного золота. Россыпи приурочены к аллювию надпойменной цокольной террасы высотой 40 м, мощность которого составляет 6–7 м. Совместно с золотом обнаружена платина и осмистый иридий. Из россыпи выработано 2 т золота. Условия эксплуатации весьма неблагоприятные. В русловых отложениях пройдено 48 скважин, из них в 12 присутствует золото. Россыпь Тылба (VI-1-8) разрабатывалась, законсервирована [192, 14]. Освоение россыпей золота данного района затруднено из-за удаленности.

Характеристика основных россыпей золотороссыпных районов листа N-47 приводится в табл. 7.

Серебро. Серебро на территории листа представляют 16 проявлений в составе трех формаций: золото-серебряной, свинцово-серебряной, серебро-никель-кобальтовой. Кроме того, серебро в промышленных концентрациях присутствует в рудах золоторудных проявлений и месторождений, где оно также получило количественную и качественную оценку.

Золото-серебряная формация наиболее распространена на площади листа и включает проявления: Тувинское (IV-2-35), Биче-Ашкасok (IV-2-36), Левый борт р. Урик (VI-6-2), Правый борт Дээдэ-Борто (VI-6-3), Кл. Заманчивый (VI-6-7), Левобережье р. Даялык (VI-6-37), Сентябрьское (VI-6-64), Левый приток р. Урик (VI-5-68), Верховье р. Барун-Холбо (VI-5-73), Правый борт р. Хойто-Гарган (VI-5-75), Сумсу-Гол (VI-5-77), р. Барун-Гол (VI-6-113).

Серебряная минерализация во всех проявлениях приурочена к зонам гидротермальной, метасоматической переработки вмещающих пород, сопровождающейся повсеместно окварцеванием и сульфидизацией. Повышенная концентрация серебра во всех проявлениях сопровождается повышенными содержаниями золота. Наиболее представительно в этой группе проявление Тувинское (IV-2-35) [183, 14], расположенное в правом борту р. Улуг-Ашкасok (верховья р. Кижиг-Хем) в Сарлыгском РУ в пределах Ашкасokского прогиба. Проявление приурочено к линейной зоне гидротермально переработанных (окварцевание, пиритизация) катаклазитов по сланцам ортинской свиты (рифей). Внутри зоны развиты гнезда арсенопирита. Протяженность зоны 700 м, мощность 50–70 м, параметры гнезд: 0,4×10 м, 0,2×0,4 м. Содержания серебра в рудах колеблется в пределах 13,7–73,8 г/т. Кроме серебра руды содержат: Au – 0,2 г/т, As – 8–10%. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом. Масштабы оруденения, параметры тел, высокие содержания серебра в рудах позволяют положительно оценивать перспективы проявления и рекомендовать его доизучение. Остальные проявления кратко охарактеризованы в БД.

Серебро-никель-кобальтовая формация представлена Оспинским проявлением (VI-6-76), которое находится в верховьях р. Орот, в серпентинизированных ультрабазитах ильчирского комплекса (рифей). Проявление приурочено к пластообразной, согласной простираю контакта, зоне расланцевания в северном эндоконтакте Оспинско-Китойского массива гипербазитов. Гипербазиты в зоне серпентинизированы, сульфидизированы. Мощность зоны 10–120 м, протяженность 1200 м. Содержания серебра достигают 335 г/т, присутствует никель – 0,11–0,22%. По проявлению В. И. Левицким в 1961 г. [438] оценены ресурсы серебра кат. P₁ – 4957,0 т. Рудные минералы не определены.

Свинцово-серебряная формация в пределах листа включает проявления: Верхне-Хуллокское (III-2-19), Рогатое (IV-1-25), уч. Полиметаллический (VI-6-130). Из них наиболее охарактеризованное проявление Рогатое (IV-1-25) [13] находится на перевале кл. Рогатый и кл. Домашний, притоков рек Кашун и Казыр. Оруденение приурочено к линзам полисульфидного состава в кварц-хлорит-анкеритовых, кальцит-тремолитовых скарпах, развитых по ксенолитам карбонатных пород ортинской свиты (рифей) в гранитоидах беллькского комплекса (ордовик). Линзы галенитового, пирит-арсенопиритового состава обособлены друг от друга и ориентированы в субширотном направлении. Всего изучены три линзы: 150×4 м, 70×3,56 м, 4×450 м. Содержания: Ag – 50–2273 г/т, Au – 0,1–0,6 г/т. Содержания серебра по всем типам руд составляют (г/т): галенитовый тип – 1475, пирит-галенит-сфалеритовый – 653, пиритовый с пирротинном – 239, сфалеритовый – 305, пирит-арсенопиритовый – 42. Кроме серебра в составе руд присутствуют в промышленных и близких к ним содержаниях элементы (%): Cu – 0,1–0,6; As – 0,0004–24,5; Pb – 0,16–14,36; Zn – 0,01–34,08; Sn – 0,05–0,65; Sb – 0,01–0,30; Bi – 0,003–0,12; Cd – 0,004–0,17. Проявление представляет интерес для дальнейшей постановки поисковых работ.

Не меньший интерес для дальнейших поисков представляет проявление уч. Полиметаллический (VI-6-130), в рудах которого помимо высоких содержаний серебра Ag (0,1–50 г/т) повышены Zn – 10%, Pb до 10%, As – 10% (БД).

Как следует из вышеизложенного и материалов БД, изучение проявлений серебра в пределах листа ограничивалось поисками в процессе ГСР. Некоторые из них: Рогатое, Оспинское, уч. Полиметаллический, имеющие значительные объемы при высоких содержаниях серебра: 50–2273 г/т (Рогатое), от 0,1–50 до 1000 г/т (уч. Полиметаллический), до 335 г/т (Оспинское), рекомендуются для постановки поисково-оценочных работ. Количественная оценка запасов и ресурсов серебра в золоторудных объектах приведена в разделе «Золото».

Металлы платиновой группы. Платиноиды в пределах листа известны в шести проявлениях, относимых к платинометалльной малосульфидной ультрамафит-мафитовой, платиноносной черносланцевой и хром-платиновой формациям.

Платинометалльная малосульфидная ультрамафит-мафитовая формация представлена четырьмя проявлениями. Из них два – Запевахиинское

(IV-1-16) и Хурайжалгинское (VI-5-38) связаны с изменёнными габброидами. Запевалихинское проявление [13] находится в левом борту р. Казыр в Казыр-Кизирской СФО в габброидах Запевалихинского массива раннепалеозойского возраста. Оруденение платины приурочено к блоку сульфидизированных меланократовых габбро шлировой, трахитоидной текстуры с рассеянной вкрапленностью сульфидов (2–2,5%). Внутри блока наблюдается пологозалегающий (согласный внутреннему строению массива) горизонт густовкрапленных руд с содержанием сульфидов 20–25%, мощностью 100–150 м, содержащий линзы (0,05–1,5 × 20 м) сливных сульфидных руд. Сульфидизированы (20–25%) и роговики, развивающиеся в экзоконтакте интрузий по терригенно-метаморфическим породам ортинской свиты (рифей). Содержания платины в густовкрапленных сульфидных рудах 1,43 г/т, в сливных – 1–2 г/т. В сливных сульфидных рудах, помимо платины, отмечаются минимально промышленные содержания меди (0,86%), повышенные содержания никеля (0,91%), кобальта (0,11%). В составе густовкрапленных руд (%): Cu–0,03, Ni–0,095, Co–0,015. Рудные минералы представлены пиротином, халькопиритом, пентландитом. Платиновые минералы не обнаружены. В целом сульфидизированные габброиды Запевалихинского массива характеризуются повышенными содержаниями платины (0,1–0,77 г/т), а также никеля, меди, кобальта. Перспективы проявления неясны.

Проявление Хурайжалгинское (VI-5-38) [438] находится на водоразделе рек Тустук и Улзыта. Платиновое оруденение приурочено к зонам сульфидно-магнетитовой минерализации в силлообразном теле амфиболитизированных габброидов субвулканитов хурэнской свиты (рифей) окинской серии в южном борту Окинского синклиория. Мощность зон 0,5–15,2 м (среднее 5 м), протяженность от десятков до 800–900 м (суммарная протяженность – 7,3 км). Вскрыто 16 интервалов мощностью 0,5–15,2 м с содержанием платины и палладия. В одном интервале (мощность 15,2 м) среднее содержание Pt – 0,4 г/т. В отдельных пробах содержания платиноидов достигают минимально промышленных: Pt – 0,1–1,78 г/т, редко 5,2 г/т, Pd – 0,1–10,0 г/т. Наряду с МПГ в рудах установлены: Au – 0,3–15 г/т, Ag – 1–10 г/т, Ni – 0,004–0,04%, Cu – 0,001–0,3%, V – 0,005–0,1%, Co – 0,02–0,04%, Ti – 1%, Fe – 10%. Рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит. Минералы-носители платиноидов не выявлены. Проявление в достаточной степени не изучено. Появление в пробах промышленных содержаний платиноидов (Pt до 5,2 г/т, Pd до 10,0 г/т) указывает на перспективность обнаружения промышленной рудоносности.

К этому же формационному типу относятся два проявления МПГ с существенным содержанием палладия: истоки рек Ильчир (VI-6-63) [438] и Олот (VI-6-72) [437]. Оба проявления приурочены к антигоритизированным гарцбургитам ильчирского комплекса (рифей). Локализованы они в жилах хромитовых руд (истоки р. Ильчир) и в метасоматитах кварц-плагиоклазового состава (р. Олот). Содержания Pd – 0,019–0,02 г/т. Проявления слабо изучены, охарактеризованы в БД.

Несомненный интерес представляют результаты исследований по благороднометалльной минерализации в углеродизированных гипербазитах юго-восточной части Восточного Саяна (ильчирский комплекс, Оспинско-

Китойский район) [63]. Содержания благородных металлов в пробах (г/т): Pt – 0,93–1,27, Pd – 0,1–0,13, Au – 0,5. Рудные минералы представлены преимущественно платинистым палладием и платиноносным и палладиеносным оловом (рустенбургитом-атокитом). Распределение платиноидов в обуглероженных породах неравномерное.

Платиноносная черносланцевая формация представлена проявлением Васильевское (VI-6-112) [438] в верховьях р. Ильчир в Гарганской зоне, приурочено к углеродистым сланцам ильчирской свиты (рифей) с олистолитами гипербазитов, в зоне смятия на границе с мраморами иркутской свиты. Рудные тела пластообразной формы согласны общему простиранию вмещающих пород, сложены графитизированными окварцованными сульфидизированными сланцами, имеют мощность около 1 м. Содержания полезных компонентов составляют: Pt – 0,19–0,43 г/т, Au – 1,0–2,5 г/т (бороздовое опробование). Рудные минералы представлены пирротинном, халькопиритом, пиритом, борнитом, ковеллином. К этой же формации относятся платиноиды, определенные в точечных пробах из углеродистых сланцев дабанжалгинской свиты (венд–кембрий), отобранных в верховьях р. Ехе-Шигна (авторы, 2010 г.). Содержания платиноидов в них составляет: Pt – 0,024–0,068 г/т. В шлиховых пробах золотоносной россыпи, отобранных ниже, установлены рудоносные минералы: сперрилит, осмирид.

Хром-платиновая формация характеризуется проявлением Чадынныг-Ой (III-1-19) [425], которое находится на левом борту долины р. Малый Тагул против устья Кл. Чадынныг-Ой и представлено линзами хромитовых гипербазитов в серпентинитах покровского комплекса раннего кембрия. Размеры гнезд хромитов 0,33–0,4 м; размеры тел хромитсодержащих дунитов – ширина 0,5 км, протяженность 1,5–2,0 км. Содержания: Cr_2O_3 – 30%, Pt – 0,3 г/т. Рудные минералы представлены хромитом, хромшпинелидами, магнохромитом, платиной. Проявление слабо изучено.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На территории листа N-47 известно три малых месторождения и 49 проявлений, относящихся к девяти формациям: 1) урановой в минерализованных зонах дробления, 2) урановой в зонах несогласия, 3) урановой гумбеитовой, 4) урановорудной в пегматитах, 5) урановой березитовой, 6) урановой в углеродистых сланцах, 7) фосфор-урановой, 8) урановой редкометалльной в щелочных метасоматитах и пегматитах, 9) ураноносных кор выветривания. Все основные параметры месторождений и проявлений этих формаций охарактеризованы в БД. Ниже приводятся описания наиболее типичных представителей каждого формационного типа.

Промышленно продуктивными являются урановые формации в минерализованных зонах дробления и в зонах несогласия.

Урановая формация в минерализованных зонах дробления пространственно совмещена с формацией зоны несогласия и по продуктивности соизмерима с последней. В ее составе отмечаются месторождения Столбовое (II-3-14), Рябиновое (II-1-16) [487], проявления Говоровское (II-3-27),

Кременьшетское (II-2-39), Восточное (II-2-37), Гарет (II-3-30), Гольцовое (II-3-32), Уватское (II-3-33), Крепская группа проявлений (I-2-30, I-2-32, I-2-35, I-2-28), Ореольное (I-2-68), Крестовое (V-6-51), Скарновый (V-4-13).

В качестве одного из представителей этого формационного типа рассмотрим месторождение Столбовое (II-3-14) [124], которое находится в правом борту р. Бирюса выше устья р. Кременьшет, в поле биотитовых гранитов второй фазы саянского комплекса, перекрытых песчаниками шангулежской свиты (рифей), прорванных серией даек нерсинского комплекса (рифей). Урановое оруденение в пределах рудного поля месторождения (20 км²) локализуется в крутопадающих тектонических зонах дробления, развитых вдоль контактов даек долеритов нерсинского комплекса и вмещающих их гранитов. Окварцованные, обохренные микроклинизированные граниты в тектонических зонах замещаются гидрослюдами, хлоритом, карбонатом. Прослежено 30 рудоносных зон мощностью от десятков см до 18 м, протяженностью от первых метров до первых сотен метров, две зоны – до 2 км. По вертикали зоны прослежены до 450 м. Оруденение в зонах образует гнезда и линзы. Содержание урана в рудных телах колеблется от 0,05 до 0,15%, в отдельных сечениях – от 0,5–0,7 до 6,2–26,7% при мощности 0,4–2,5 м. Рудные минералы представлены настураном, коффинитом, уранинитом и браннеритом, с которыми ассоциируют пирит, галенит, халькопирит, арсенопирит, гематит, флюорит, турмалин. Руды содержат: ванадий – 0,1%, медь – 0,3%, свинец и молибден – 0,03%, мышьяк – 0,2–0,3%, серебро – 10 г/т. Рудные залежи выше поверхности несогласия (в песчаниках шангулежской свиты) не распространяются. Возраст оруденения определяется свинцово-изотопным методом в 800–900 тыс. лет [487]. Ресурсы урана на месторождении кат. Р₁ оцениваются в 1000 т, в т. ч. разведанные запасы С₂ – 380 т.

Из других проявлений формации в минерализованных зонах дробления наибольший интерес представляют месторождение Рябиновое и проявления, приуроченные к уватской толще: Уватское (II-3-3), Гольцовое (II-3-32), Гарет (II-3-30), характеризующиеся высокими содержаниями урана (U – 0,5%) при мощности зон 0,5–9 м, протяженности их до 170 м, а также проявление Крестовое (V-6-51) в карбонатизированных, ожелезненных, сульфидизированных сланцах далдарминской свиты в Ерминско-Горхонской зоне (U – до 4,52%).

Формация урановая в зонах несогласия представлена месторождением Ансах (II-3-25), проявлениями Туманшетское-1 (I-2-36), Туманшетское-2 (I-2-29), Произвольное (II-3-45), Чернозиминское (IV-5-26), Заполошное (V-6-39), Башкан (V-5-14), Веселый (V-5-7), Дайковое (VI-6-123).

Месторождение Ансах (II-3-25) расположено в среднем течении р. Каменка (левый приток р. Уда). Урановое оруденение локализуется в мощной (до 300 м) пологой, двухуровневой зоне кварц-карбонат-серицит-хлоритовых метасоматитов по нижнепротерозойским сланцам и метапесчаникам уватской толщи, на которых со стратиграфическим несогласием залегают конгломераты и песчаники курятской свиты, перекрытые, в свою очередь, терригенными породами шангулежской свиты. Мощность верхнего уровня 50–130 м, нижнего 30–40 м. Верхний уровень тяготеет к

поверхности контакта с перекрывающей курятской свитой. Скважинами и канавами зона прослежена на 4 км по простиранию и 1,2 км – по падению. Внутри двух уровней вмещается около 30 рудных тел мощностью 0,3–7,0 м и содержанием урана 0,01–0,15% (до 0,425% в одном сечении на мощность 1,1 м). Богатые, до 1,8%, содержания урана наблюдаются в узлах пересечения пологой зоны с крутопадающими нарушениями северо-восточного простирания. Руды – кварц-карбонат-серицит-хлоритовые метасоматиты с настураном, в ассоциации с пиритом, марказитом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, баритом, прожилково-вкрапленные. Настуран в зоне окисления замещается отенитом, бетауранотилом, уранофаном, торнбернитом. Руды бесториевые, в них отмечаются повышенные содержания меди (0,04%), свинца, цинка (0,03%), ванадия (до 0,04%), бария (до 6%), золота (0,1–0,3 г/т). Прогнозные ресурсы урана (тыс. т): P_1 – 4,4, P_2 – 10,6, P_3 – 35.

Урановая гумбеитовая формация представлена проявлениями: Аномалия № 801 (III-3-14), Водопадное (II-2-43), Аномалия № 710 (III-3-9), Снежное (II-1-10), Огнитское (III-3-28). Все проявления пространственно связаны с рудопроявлениями и месторождениями формаций зон несогласия и минерализованных зон дробления. Вмещающие породы – гранитоиды саянского комплекса, осадочные образования шангулежской свиты. Оруденение связано с линейными зонами милонитизации, катаклаза, сопровождающимися кремнещелочным метасоматозом, микроклинизацией, хлоритизацией, аргиллитизацией, гумбеитизацией.

Проявление Аномалия № 801 (III-3-14) [401] этой группы находится в правом борту р. Бирюса в 500 м ниже устья р. Эйшма. Рудные тела мощностью 0,6 м насыщают линейную зону милонитизации, сложенную кремнещелочными метасоматитами, гумбеитами, аргиллизитами по песчаникам шангулежской свиты и гранитам саянского комплекса. Мощность зоны 100 м, протяженность до 500 м. Содержание урана в рудных телах составляет 0,047%, золота – 0,1–1,5 г/т, серебра – 100 г/т, меди – 0,008%, молибдена – 0,015%. В составе рудных минералов присутствуют метатенит, торнбернит, ураноцирцит, уранофан. Прогнозные ресурсы урана (Аномалия № 801 и Аномалия № 710) кат. P_3 – 34 тыс. т. Проявление этой формации – Снежное приурочено к измененным гранитам, грейзенизированным вулканитам кислого состава и вторичным по ним кварцитам и кремнещелочным метасоматитам. Содержание урана низкое (0,025–0,04%), перспективы ограничены.

Формация урановая в пегматитах представлена в основном пегматитами дербинского комплекса Дербинской металлогенической зоны, образующих проявления Тана-Ой (III-1-31), Хондинское (IV-2-17), Эденское (IV-2-30), Хангарок (IV-2-33), Исыг-Суг (IV-3-31).

Наиболее изучено проявление Тана-Ой (III-1-31) [352], расположенное на водораздельном хребте рек Агул и Бол. Агул. Проявление представлено серией сближенных пегматитовых жил в гнейсах алыгджерской свиты нижнего протерозоя (13 жил), мощностью от 1–2 до 35 м, протягивающихся на расстояние до 3 км. Содержание урана составляет 0,036%, тория – 0,015%. Рудные минералы представлены (г/т): уранинитом – 57,9–653,

ураноторитом, ксенотимом – до 960, монацитом – 353, золотом – до 0,2. Проявление требует дальнейшего изучения, перспективы ограничены.

Урановая березитовая формация представлена двумя проявлениями: Аномалия 34/220 (III-1-4), Уч. Агульский (III-1-5). Оба проявления локализованы в туфах, туфолавах кислого состава нерхинской свиты ($D_1:O_3$). Породы трещиноватые, березитизированные (окварцованные, хлоритизированные, эпидотизированные, сульфидизированные) с повышенной (160–220 мкР/ч) радиоактивностью. Содержание (%): урана – 0,0011–0,0058, Th – 0,0141–0,0248, Mo – 0,215. Рудные минералы представлены браннеритом, флюоритом, ортитом, цирконом. При незначительных содержаниях урана (ниже минимально промышленного – 0,05%) и незначительных параметрах тел ($S - 0,25 \text{ км}^2$) проявления не представляют практического интереса.

Формация урановая в углеродистых сланцах в пределах листа представлена ураноносными углеродисто-кремнистыми сланцами дабанжалгинской свиты ($V-C_1$), получившими распространение в Урик-Китой-Боксонской фосфоро-ванадиево-золоторудной минерагенической зоне и образующими проявления: Эрье-Хара-Жалгинское (VI-5-18), Хода (VI-5-24), Убэржодойское (VI-5-28), Дабан-Жалга (VI-5-35), Тустукское (VI-5-37). Ураноносность сланцев сопровождается повышенными содержаниями ванадия и молибдена. По всем проявлениям проведена ресурсная оценка P_1 и P_2 (БД). Наиболее значимым из них является проявление Эрье-Хара-Жалгинское (VI-5-18) [438], расположенное в верхнем течении р. Бол. Белая. Ураноносным является горизонт углеродисто-кремнистых сланцев дабанжалгинской свиты, мощностью 0,06–4,3 м, протяженностью 45–160 м с суммарной площадью 1150 м². Содержания полезных компонентов (%): $U_2O_5 - 0,01-0,175$ (среднее 0,0375), $V_2O_5 - 0,06-0,74$ (среднее 0,21), Mo – 0,076–0,28 (среднее 0,103). Рудные минералы представлены уранофаном, кариотитом, метаторнбернитом. При глубине оценки 300 м, ресурсы кат. P_2 составляют: U – 300 т, Mo – 4 тыс. т, $V_2O_5 - 30$ тыс. т. Перспективы проявлений описанной формации определяются комплексным характером руд, в которых наряду с ураном отмечаются высокие содержания V_2O_5 , Mo.

Фосфор-урановая формация представлена проявлением Урда-Хантагай-Жалгинским (V-5-13), приуроченным к горизонту кремнистых фосфоритов дабанжалгинской свиты. Ураноносный горизонт мощностью первые метры прослежен по простиранию на 5–10 км. Содержания урана – 0,017–0,056%, $P_2O_5 - 22,9-26,7\%$. Проявление требует дальнейшего изучения.

Урановая редкометалльная в щелочных метасоматитах и пегматитах формация в составе одного проявления Улуг-Адыр-Ойское (VI-2-5) находится в Билинской редкоземельно-редкометалльной зоне, расположено в левом борту р. Бол. Енисей, выше устья р. Айлыг. Проявление представлено жилами пегматитов и альбититов сангиленского комплекса (D_1). Мощность жил от 10 до 20 м. Протяженность 70–400 м, единичных – до 800 м. Содержания (%): $TR_2O_5 - 0,03-0,46$, $ThO_2 - 0,008-2,00$, $Nb_2O_5 - 0,013-0,18$, $ZrO_2 - 0,015-1,6$, U – 0,01–1. Радиоактивность пород 100–300 мкР/ч. Рудные минералы представлены ураноторитом, пирохлором,

повеллитом, эвдиалитом, цирконом. Ресурсы категории P_3 составляют: U – 16 т, ZrO_2 – 900 т, ΣTR – 200 т.

К этой же группе можно отнести редкометалльные месторождения Большетагинское, Белозиминское, Среднезиминское. При сравнительно низком (U – 0,02%) содержании урана, что значительно ниже минимально промышленного (0,05%), из редкометалльных (гагчеттолитовых) руд этих месторождений возможно попутное извлечение урана (урановый концентрат с содержанием урана 45,7%) (технология извлечения изучена на рудах Белозиминского месторождения).

Формация ураноносных кор выветривания развивается по ураноносным углеродисто-кремнистыми сланцам дабанжалгинской свиты и представлена линейными корами выветривания в проявлениях Даялыкское (VI-5-25) и Дабан-Жалга (VI-5-31). Из них наиболее изучено проявление Даялыкское [423], где при ширине выхода 40–50 м, оруденение прослежено на глубину 150 м, по простиранию – на 400 м. Выделено шесть рудных зон с содержаниями: U – 0,04–0,089% (при среднем 0,065%), Mo – 0,1–1,0% (среднее 0,5%), V – 0,08–0,2%, P – 1,0–10,0%, Mn – 1,0–2,0%, Zn – 0,05–0,2%, Cu – 0,05–0,15%, Ni – 0,8%, Ag – 10,4 г/т, Au – 0,1%. Рудные минералы представлены уранинитом, сенжьеритом, фольбортитом, настураном, урановыми слюдками.

Торий. На площади листа известно два проявления уран-ториевой минерализации: Родионовское (II-2-9) [36] и Ливоутхумское (V-4-1) [122]. Оба приурочены к зонам милонитизации и катаклаза и сопровождаются повышенными содержаниями урана (БД). Ливоутхумское проявление находится в левом борту р. Утхум против устья р. Ниж. Арыскан-Ой, локализовано в тектонической зоне в сланцах алхадырской свиты (нижний протерозой), в границах трех сближенных линейных зон флюоритизированных милонитов с повышенной радиоактивностью 145–1100 мкР/ч. Мощность зон 0,7; 1,5; 3,5 м при средней протяженности 20 м. Содержание (%) тория – 5,68%; присутствует уран – 0,024, ниобий – 0,02, иттербий – 0,01, лантан – 0,01. Рудный минерал – торит. Проявление недоизучено.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Исландский шпат в пределах листа встречается на платформе и в горной части.

На платформе обнаружено два проявления: Угловское (V-6-16) и Сахирское (V-6-15) [436], в приводораздельной части рек Белая, Голуметь в падах Углы, Сахир и Бол. Олот – Жилгай. Исландский шпат образуется в линейных зонах выщелачивания битуминозных известняков бельской свиты нижнего кембрия. Зоны выщелачивания заполнены глинистым материалом, внутри которого отмечаются гнезда кристаллов исландского шпата.

На проявлении Угловское (V-6-16), наиболее изученном, на площади 5 км² установлена зона выщелачивания мощностью 200 м, в которой вы-

явлено пять тел ($14 \times 17 \text{ м}^2$), содержащих гнезда кристаллов исландского шпата. Из одной полости получено 8,5 кг оптического кальцита: I сорта – 1,81 кг, II сорта – 4,05 кг, III сорта – 2,94 кг. Размеры кристаллов от $5 \times 10 \times 3$ до $65 \times 70 \times 35$ см. Полученный исландский шпат относится к группе А, пригодной для работы в широкой области спектра (400–1900 нм).

Менее исследованы вследствие труднодоступности проявления исландского шпата в горной части, в пределах Дербинского блока и Мурхойского грабена. Проявления: Чатыг-Ойское (III-1-28) [425] в верховьях р. Чатыг-Ой приурочено к мраморам мурхойской свиты рифея; Среднекиштинское (III-1-39) [483] на водоразделе рек Мал. и Средней Кишты; Верхний Урлыга (IV-1-30) [291] в левом борту р. Кадыр-Ос – приурочено к дербинской свите протерозойского возраста. Оптический кальцит образует гнезда диаметром до 1,5 м и отдельные прожилки внутри зон и полостей кальцитизации на участках (зонах) дробления мраморов. Мощность зон дробления от 0,1 м (пос. Чатыг-Ой) до 25 м (пос. Среднекиштынское), протяженность – 300–600 м. Оптический кальцит образует кристаллы от 10 до 15 см при прожилковой кальцитизации. Эти проявления требуют дальнейшего изучения. Проявление исландского шпата Биле (V-5-21) [284] приурочено к известнякам хамсаринской свиты кембрия, представлено оно огромными кристаллами, имеющими длину 1,0 м и толщину 0,3–0,5 м. По заключению экспертов, эти кристаллы представляют чисто минералогический интерес. Они заполняют полость в известняках шириной 6,5–9,0 м, длиной 80 м.

Кварц оптический в пределах площади листа отмечается в составе двух формационных типов: хрусталеносных пегматитов и формации хрусталеносных кварцевых жил. Хрусталеносные пегматиты являются жильной фацией самсальского комплекса пермского возраста. Крутопадающие жилы шпировых и линзовидных хрусталеносных пегматитов (проявления Самсальское – VI-6-27, Верховье р. Узино – VI-6-31) находятся на водоразделе рек Олот и Даялык, в апикальной части массива гранитов самсальского комплекса. Протяженность жил 10–100 м, мощность 20–30 м. Центральная часть их представлена кварцевым ядром объемом $0,51\text{--}15 \text{ м}^3$, содержащим занорыши объемом $1\text{--}0,5 \text{ м}^3$, или камеры $1,0\text{--}1,4 \text{ м}^3$. Расстояние между занорышами составляет 3–8 м. Занорыши и камеры выполнены обелисковидными кристаллами горного хрусталя размером 2–76 см, весом от 25 г до 25 кг. Среди кристаллов горного хрусталя наблюдаются единичные кристаллы раухтопаза и мориона. Вследствие труднодоступности проявления слабо изучены. Горный хрусталь формации хрусталеносных кварцевых жил встречается как реликтовый в корях выветривания доломитов тагульской свиты Присяянского прогиба и в зонах дробления по хлорит-антигоритовым сланцам камчадальской свиты Олотского грабена. В корях выветривания (Дангыды – II-3-50; верховья р. Мангараж – II-3-38), представленных песчано-глинистыми отложениями с обломками кварца, сохраняются друзы с кристаллами удлиненного габитуса, обелисковидными с размерами кристаллов в поперечнике $0,5\text{--}2,5$ до $4\text{--}7$ см в длину. Проявления изучены слабо и представляют только минералогический интерес.

Проявления оптического кварца, образующего занорыши в кварцевых жилах – Фатуй (V-6-46), Нижнесамоходкинское (V-6-56), приурочены к зонам милонитизации по хлорит-антигоритовым сланцам, амфиболитам камчадальской свиты нижнего протерозоя. Охарактеризованы в БД.

Кварц гранулированный. На крайнем юго-востоке площади, на водоразделе рек Ока, Урик, Китой наблюдается серия проявлений гранулированного кварца: Шагайтэ-Гольское (VI-6-33), Дабан-Жалгинское (IV-6-42), Семерка (VI-5-88), Снежное (IV-5-61), Холбинское (VI-5-50), Харанурское (IV-5-47) и малое месторождение БуралСардыкское (VI-5-72). Все проявления сосредоточены в низах разреза иркутной свиты верхнего рифея. Наиболее изучено и получило промышленную оценку месторождение Бурал-Сардыкское (VI-5-72) [438], расположенное на водоразделе рек Ока и Урик. Пласт гранулированных белых кварцитов мощностью 50–60 м, протяженностью 400–600 м залегает среди мраморов и доломитов, доломитовых известняков иркутной свиты. Падение пород крутое – 50–60°. Кварциты обладают высокой чистотой химического состава, массовая доля SiO₂ составляет 99,999%, коэффициент светопропускания достигает 72%, массовая доля примесей также невелика – 22,3 ppm. Ученные Госбалансом на 1.01.2008 г. запасы кварцитов кат. С₁ для производства кварцевой крупки (КГО-6, ТУ-5726-002-1149-6665-97) составляют 37 тыс. т, микрокварцитов для производства кремния марки КРОО кат. С₁ – 432 тыс. т, С₂ – 401 тыс. т. Проведена оценка прогнозных ресурсов до глубины 100 м кат. Р₁ – 7,3 млн т гранулированных кварцитов (руды), 1460 тыс. т ОЧК; Р₂–58 млн т руды, 11 644 тыс. т ОЧК. Проявления кратко охарактеризованы в БД.

Кварциты пригодны для производства кварцевой крупки, предназначенной для варки оптических и увеоловых стекол, для наплавления кварцевых стекол. По сортности крупка от 2-го сорта до высшего. Ресурсы гранулированных кварцитов Окино-Китойского рудного района составляют: кат. Р₁ – 8 млн т руды, Р₂ – 71,36 млн т, Р₃ – 21,9 млн т руды, перспективы района на открытие новых месторождений высокочистого кварцевого сырья несомненны.

Флюорит оптический. На территории листа известно одно проявление оптического флюорита – Средне-Мольтинское (V-6-21) [239], расположенное на водоразделе рек Верхняя и Средняя Мольта, левых притоков р. Бол. Белая, приурочено к окремненным доломитам бельской и булайской свит в зоне надвига на них рифейских образований. Жеоды и прожилки, содержащие оптический флюорит, развиваются внутри линейной зоны окремненных пород мощностью 3 м, протяженностью 1,0 км. Жеоды диаметром 0,1–0,15 м содержат кристаллы флюорита размером 0,2–0,14 см, на 1,0 м² зоны наблюдается 3–4 гнезда флюорита. В прожилках кристаллы флюорита размером 2–3 мм наблюдаются вместе с кристаллами кальцита. Проявление требует дополнительных исследований.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит (флюс). Флюорит, используемый в качестве химического сырья, образует в пределах площади месторождение Большетагнинское (IV-5-10) и проявление Улуг-Язы (V-5-36). Наиболее крупным и изученным является Большетагнинское месторождение [431]. Флюорит развивается в двух зонах вторичных анкеритовых карбонатитов, развитых в центре основного Большетагнинского штока. Мощность зон колеблется в пределах 10–70 м, протяженность 600 м. Содержание флюорита в рудной зоне № 1 – 26,1%, по рудной зоне № 2 – 17,94–19,85%. Запасы флюорита по рудной зоне № 1 кат. C_1 – 1596,7 тыс. т, по рудной зоне № 2 суммарные запасы кат. $C_1 + C_2$ – 1472 тыс. т. Госбалансом не учтены. Плавиновый шпат с Большетагнинского месторождения отвечает маркам Ф-75, Ф-30, Ф-40, которые могут быть использованы для выплавки средне- и низколегированных сталей (Ф-75), для получения высококачественного цемента (Ф-30, Ф-40).

Проявление Улуг-Язы (V-5-36) [387] кратко охарактеризовано в БД. Проявление недоизучено. Флюорит является попутным компонентом бериллиевых руд Снежного месторождения флюорит-фенакит-берtrandитовой рудной формации. При изучении этого месторождения содержания флюорита в бороздовых пробах не определялись. Они могут быть приближенно оценены по результатам анализов четырех технологических проб (%): 69; 7; 43; 5–6. Для оценки ресурсов принято содержание флюорита на уровне 10%. При «запасах» бериллиевых руд 13 280 тыс. т ресурсы флюорита кат. P_1 составят 0,013 млн т.

Барит. Проявления барита гидротермального типа расположены: в приустевой части р. Бол. Улька (бассейн рек Агул–Улька – I-1-12), по р. Мягла – правый приток р. Уда (Мягла – III-4-7) и в верховьях р. Еда, левого притока р. Икей (Новый – III-4-13).

Рудопроявление Улька (I-1-12) [216] открыто при ГСР-50, изучено на стадии общих поисков, расположено в бассейне р. Улька – правого притока р. Агул на территории Красноярского края, в 55 км к югу от железной дороги Абакан–Тайшет. Оно представлено серией субсогласных («стратиформных») залежей баритовых, барит-кварцевых руд в известняках средней подсвиты туманшетской свиты, залегающих моноклинално, с падением слоев на северо-запад под углами 33–25°. Характерно обилие субсогласных, косесекущих слоистость тел габбро-долеритов рифейского нерсинского комплекса. Строение баритовых залежей в обобщенном виде от внутренних зон к внешним следующее: существенно баритовые руды – барит-кварцевые, барит-карбонат-кварцевые руды – тремолит-кварц-карбонатные сланцеватые породы с вкрапленностью и прожилками барита – хлорит-карбонат-актинолитовые породы – кристаллические известняки слабо измененные. В рудах в виде вкрапленности присутствуют барит, галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит, гематит. Всего к настоящему времени выявлено четыре залежи мощностью 8–10 м и протяженностью 200–500 м. Содержания барита – от 5 до 90%. По приближенным оценкам

ресурсы баритовых руд с содержанием $BaSO_4$ от 25 до 95% составляют 2,6 млн т, с содержанием от 5 до 25% – 6,9 млн т [216]. Руды содержат до 1% стронция, до 2% цинка, до 0,2–0,6% свинца (в отдельных пробах).

Два других проявления барита: Мягла (III-4-7) и Новый (III-4-13) приурочены к зонам брекчирования (Новый) и к штокверковой зоне (Мягла) в песчаниках удинской и доломитах тагульской свит в юго-западном борту Присаянского прогиба. Рудные тела сложены рудами кварц-баритового состава. Химическим анализом установлены содержания BaO – 54, 46% (Новый), 16,0–59,52% (Мягла). В составе руд присутствуют: Cu – 2%, Fe – 4–8%. В рудах проявления Мягла присутствует стронций – 0,3–1% и рубидий – 0,01%. Охарактеризованные руды, вероятно, служат источником лития, рубидия, стронция для промышленных рассолов и соленосных отложений платформы [488].

Известняк (флюс). Известняки павловской свиты платформенного чехла и боксонской серии горной области образуют месторождения: Верховья р. Шумиловка (II-3-9), Монгошинское (VI-6-139), Хужиртайское (VI-5-82). По содержанию CaO больше 50% могут быть использованы в качестве флюса при доменном производстве и в глиноземной промышленности. Месторождение Хужиртайское [438] представляет собой пласт известняков хужиртайской свиты (нижний кембрий), моноклинально залегающий под углом 30–35° на ЗСЗ, прослежен на 11 км. Протяженность разведанной части 3000 м, мощность 94–144 м, ширина 230 м, разведано до глубины 300 м. Химический состав (средний, %): CaO – 52,98; MgO – 0,67; SiO_2 – 1,47; Al_2O_3 – 0,88; P_2O_5 – 0,11; F_2O_3 – 0,37; SO_3 – 0,22. Суммарные запасы кат. В + C_1 + C_2 – 225 млн т (протокол НТС ИГУ от 1.02.1956 г.).

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит. Апатитоносные формации представлены апатит-карбонатитовой, редкоземельно-apatитовых кор выветривания и апатитовой в метагабброидах. На территории листа расположены крупные месторождения комплексных апатит-редкометалльных руд, связанных с массивами щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса и развивающимися по ним корами выветривания, где первые две формации из перечисленных неразрывно связаны: Большешетагнинское (IV-5-9), Среднезиминское (IV-5-17), Белозиминское (IV-5-18). Массивы щелочных пород и карбонатиты образуют штоки площадью от 13 км² (Большешетагнинский) до 18 км² (Белозиминский), самый мелкий из них Среднезиминский массив (2,5 км²) в сложнодислоцированных осадочно-метаморфических породах урикской свиты. Массивы, первичномагматический состав которых представлен нефелиновыми сиенитами, ийолитами, сиенитами, претерпели многоэтапное замещение микроклинитами, слюдитами, анкеритовыми и кальцитовыми карбонатитами. Пятиокись фосфора, представленная апатитом, содержится в рудах среди микроклинитов и слюдитов Большешетагнинского массива (P_2O_5 – 2–8%), в тантало-ниобиевых (P_2O_5 – 2–6%), ниобиево-редкоземельных (19%),

ниобиевых (3,5%) рудах Белозиминского, альбит-гатчетолитовых (2,3%) рудах Среднезиминского массивов.

Наиболее высокие содержания фосфора наблюдаются в корях выветривания, развивающихся по породам Белозиминского и Среднезиминского массивов. В пределах Белозиминского массива кора выветривания составляет 25% от площади массива. Ширина ее 400–1200 м, протяженность до 4,5 км при мощности 3,5–80 м, имеет плащобразную форму. Рудные тела линзообразные, сложены тремя типами руд: охристыми рудами с содержаниями P_2O_5 – 9–25% при среднем содержании – 13,7%, обохренной сыпучкой с содержаниями P_2O_5 – 5–15%, необохренной сыпучкой (P_2O_5 – 4–4,7%). Фосфорсодержащие минералы представлены франколитом, штаффелитом, фторapatитом. В пределах Большетагнинского массива первично-магматические породы – нефелиновые сиениты, йолиты, щелочные сиениты – присутствуют в виде небольших незамещенных участков среди микроклинитов и карбонатитов. Микроклиниты слагают до 50% площади массива, образуя шток площадью 3 км², а также серию жильных и линзовидных тел в периферийной части штока. В пределах массива выделено восемь апатитоносных зон, развитых локальными участками. Среди магматических пород наиболее обогащены P_2O_5 йолиты (1,22%), содержание P_2O_5 в щелочных сиенитах в два раза выше, чем в нефелиновых сиенитах (соответственно 0,63–0,37%). Среди апатитоносных пород массива выделяются четыре типа руд: 1) апатит-микроклиновые; 2) апатит-биотитовые; 3) апатит-шорломит-калишпатовые; 4) карбонатитовые. Апатит-микроклиновые руды являются апатитизированными микроклинитами. Апатит чаще всего образует прожилки и гнездообразные обособления, по химическому составу отвечает фтор-apatиту. Апатит-биотитовые руды присутствуют в виде полузамещенных остатков среди апатит-микроклиновых руд (P_2O_5 – 7,78%). Апатит-шорломит-калишпатовые руды развиваются по флангам апатит-микроклиновых руд. Апатит в них ассоциирует с шорломитом, образуя жильные выделения мощностью 0,5–1,0 см. К карбонатитовым рудам могут быть условно отнесены карбонатиты с содержанием P_2O_5 выше 2,5%. В пределах массива выделено восемь апатитоносных рудных зон микроклинитов (с апатит-микроклиновыми рудами) мощностью от 20 до 300 м, протяженностью 250–900 м. Содержания P_2O_5 колеблются от 3,11 до 9%. Установлено, что интенсивность апатитового оруденения на глубину (150 м от поверхности) не меняется. Апатит-биотитовые, апатит-шорломит-калиевошпатовые, карбонатитовые руды в пределах этих зон имеют крайне незначительное распространение. Характерна постоянная связь апатита с пирохлором. Последний в составе руд присутствует в виде очень мелкой вкрапленности.

Запасы P_2O_5 составляют: Большетагнинское кат. C_2 по р. з. №1 – 2,4 млн т, все зоны – кат. C_2 – 4,7 млн т; Белозиминское по сумме кат. А + В + C_1 – 8,976 млн т, C_2 – 13,51 млн т в коренных породах и сумма кат. А + В + C_1 – 17,2 млн т, C_2 – 2,83 млн т – в корях выветривания; Среднезиминское кат. C_2 – 0,57 млн т. Госбалансом на 1.01.2009 г. учтены запасы Белозиминского месторождения [303].

Апатитовые руды в составе *apatитовой в метагабброидах рудной формации* приурочены к щелочным габброидам гутарского венд-кембрийского и эденского протерозойского комплексов в составе Дербинского блока. Апатитовые руды щелочных габброидов (проявления Усть-Хорминское – III-1-50 [274], Правохорминское – III-1-37 [483]) относятся к категории убогих (содержания P_2O_5 – 2,15–5,5%), что наряду с незначительными размерами массивов (S – 2 км^2), удаленностью от промышленно развитых центров определяет бесперспективность этой группы проявлений.

Фосфориты. На территории листа известно два месторождения фосфоритов и 18 проявлений, принадлежащих к рудным формациям: фосфоритовой карбонатной стратиформной, фосфоритоносных кор выветривания, фосфоритовой терригенной, фосфоритоносной кремнисто-карбонатной, фосфоритовой, оолитово-зернистой.

Формация фосфоритовая карбонатная стратиформная представлена крупным месторождением Хара-Нурское (VI-5-42) и тремя проявлениями: Боксонское (VI-5-84), Базовое (VI-4-13), Хужиртай-Горхонское (VI-4-10), расположенными в Сархой-Китойской МЗ.

Месторождение Хара-Нурское (VI-5-42) [438] площадью 100 км^2 находится на водоразделе рек Урик и Даялык, локализовано в доломитах забитской свиты. Продуктивный горизонт содержит 2–4 пласта, состоящих из переслаивания монофосфатных, карбонатных, кремнисто-карбонатных, слюдисто-кремнисто-карбонатных фосфоритов, имеющих моноклиналиное залегание. Мощность продуктивного горизонта колеблется от 4,6 до 112 м, протяженность 2650–7800 м, мощность продуктивных пластов от 4–20 до 7–23,9 м, суммарная протяженность их 10 450 м. Продуктивная пачка прослежена на 20 км. Среднее содержание P_2O_5 в пластах 8,5–25%. Фосфориты афанитовые, оолитовые, слоистые, брекчиевые; по качеству руд относятся к бедным и средним, реже – богатым. Запасы месторождения, оцененные в контуре открытой отработки, по сумме кат. $C_1 + C_2$ составляют 119,4 млн т руды (20,3 млн т P_2O_5) при среднем содержании P_2O_5 – 16,86%. Запасы руды и P_2O_5 , оцененные до горизонта 1500 м, составляют 285,5 и 48,8 млн т соответственно при среднем содержании P_2O_5 – 17,09%. Ресурсы P_1 – 84 млн т руды, 15,3 млн т P_2O_5 при среднем содержании P_2O_5 – 18,2%. Руды труднообогатимые.

К *формации фосфоритоносных кор выветривания* относится малое месторождение Хара-Нурское (VI-5-43), расположенное в 10 км восточнее одноименного крупного месторождения в Хоре-Урикской РЗ. Месторождение залегает среди палеогеновых кор выветривания, развитых по доломитам забитской свиты венда. Карстовые полости протяженностью 2200–2300 м, шириной 180–540 м, глубиной до 75 м, заполненные глинистыми, глинисто-суглинистыми отложениями с обломками доломитов, содержат рудные залежи линзовидные, ленточные, плащевидные мощностью 0,5–25 м, протяженностью 0,1–1,0 км. Руды представлены рыхлыми желто-бурыми глинами с содержаниями P_2O_5 – 17,64%, в том числе лимоннорастворимого P_2O_5 – до 6,9%. Запасы руды кат. C_2 составляют 0,65 млн т, P_2O_5 – 0,1 млн т (при среднем содержании – 17,89%), в т. ч. лимоннорастворимого

P_2O_5 – 42,7 тыс. т (ГБЗ-2008). Фосфориты месторождения пригодны для производства минеральных удобрений (фосфорной муки).

Проявления фосфоритов других формационных типов охарактеризованы в БД, а также в работах [36, 50, 124, 401,405, 420, 422, 438].

В общей оценке перспективности Восточной Сибири на фосфоритовые руды, Окино-Китойский район Восточного Саяна представляется наиболее перспективным. Из всех запасов и прогнозных ресурсов фосфоритовых руд Сибири [438] на эту площадь приходится 54% [53].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Пески кварцевые, огнеупорные. Пески керамические, используемые для производства силикатного кирпича (марка «150») в пределах площади добываются в месторождении – Алзамайское-1 (Средне-Топорковское – I-3-2). В аллювии среднего течения р. Топорок среди четвертичных галечников выявлен и разведан горизонтально залегающий пласт песков мощностью 3–27 м полевошпат-кварцевого состава (кварца – 87%, полевых шпатов – 0,4–8,7%, прочих минералов – 2,57%). По гранулометрическому составу пески отвечают мелкозернистым разностям. Химический состав (%): SiO_2 – 92,56; Fe_2O_3 – 0,93; CaO – 0,24; MgO – 0,42; R_2O_3 – 0,92; ппп – 0,93. Запасы сырья, учтенные в сводном балансе запасов Иркутской области на 1.01.2005 г., составляют 0,17 млн т.

Пегматиты керамические. Керамическое сырье на исследуемой площади связано с пегматитами саянского комплекса раннего протерозоя, относимыми к формации керамических и редкометалльных пегматитов. Источником кварц-полевошпатового сырья служат как сами керамические пегматиты, так и хвосты обогащения редкометалльных пегматитов. Керамические пегматиты развиты в пределах Тагул-Бирюсинского горста, где они образуют серию мелких месторождений и проявлений, в числе которых месторождения Водораздельное (II-2-20), Фирсенкин (II-2-28), Тайшетское (II-2-31), проявление Стрелка (II-2-17). Также оценены запасы керамического сырья на месторождениях редкометалльных пегматитов Вишняковское (II-2-24, жила № 1) и Александровское (I-2-70).

Месторождение Тайшетское (II-2-31) [244] расположено в излучине р. Тайшет в 6 км выше устья, представлено двадцатью пегматитовыми жилами, залегающими среди гранитов, гранодиоритов саянского комплекса. Жилы плитообразные мощностью от 1–2 до 30 м, падение восточное, северо-восточное под углом 5–20°, реже – 85°, протяженностью 50–100 м до 2,5 км. На месторождении выявлены три жилы зонального строения с обособленными блоками микроклина и кварца с зонами блокового микроклина мощностью 3–5 м, представляющие наибольший практический интерес. Средний состав микроклина (%): SiO_2 – 66,26; TiO_2 – 0,01; Al_2O_3 – 17,68; $FeO + Fe_2O_3$ – 0,3–0,07; MnO – 0,03; CaO – 0,19; Na_2O – 4,66; K_2O – 10,74. Кварц-микроклиновый пегматит после предварительного обогащения, а также крупноблоковый микроклин соответствуют требованиям ГОСТ 7030-75, ГОСТ-Т фаянсовой, электротехнической, стекольной

отраслей промышленности. Запасы микроклина кат. С₂ по трем жилам при подвеске на 50 м составляют 0,13 млн т, что соответствует мелкому месторождению. В целом суммарные запасы по пяти месторождениям (включая Вишняковское и Алесандровское) кат. С₂: кварц-полевошпатового сырья – 1,22 млн т, микроклина – 41,2 млн т. Госбалансом учтены запасы только Вишняковского месторождения.

Каолин, глины огнеупорные. Каолин и керамические глины известны в пределах площади в четырех месторождениях и пяти проявлениях. Из них проявления каолина – Покровское (I-2-13), группа Малая Подпорожная (I-2-55), Южно-Александровское (I-1-4), Покровское (I-2-13) [36], Мал. Бурдук (V-6-17) [240]. Остальные месторождения – Венгерское (уч. Саранчетский (I-2-19), Туманшетский (I-2-18), Камышетское (II-3-4), Тулунское (II-5-12) и проявления – Вершина Мурки (II-2-63) представлены керамическими глинами (БД). Основное распространение получили глины линейных кор выветривания, развивающихся по разновозрастным отложениям платформенного чехла. Два проявления – Мал. Подпорожная (каолин), Вершина Мурки (керамические глины) образованы по рифейским отложениям Присаянского и сланцам Туманшетского прогибов.

Промышленно значимым является Тулунское месторождение (II-5-12) [431] керамических глин, расположенное в левом борту р. Ия, выше по течению от г. Тулун. Представлено горизонтально залегающим пластом глин мощностью 0,1–6,8 м, протяженностью 2000 м при ширине выхода 200–800 м, залегающих в коре выветривания мел-палеогенового возраста по песчано-аргиллитовым отложениям черемховской свиты. Химический состав глин (%): SiO₂ – 63,00; TiO₂ – 1,05–2,66; Al₂O₃ – 20,5–20,32; Fe₂O₃ – 4,19–8,24; CaO – 0,74–1,05; MgO – 0,81–0,87; Na₂O – 0,34–0,36; K₂O – 1,84–0,72; ппп – 7,88–8,43. Глины месторождения отвечают требованиям ГОСТ 6184-82 «Плитка керамическая для внутренней облицовки стен» и ГОСТ 6787-80 «Плитка керамическая для полов». Запасы месторождения по сумме кат. А + В + С₁ составляют 2962 тыс. т. Учтены Госбалансом на 1.01.2009 г.

Доломит огнеупорный. В пределах площади известно три месторождения в кембрийских доломитах платформенной части листа и в доломитах табинзуртинской свиты Окинской структуры Восточного Саяна: Соляное (I-2-52), Таловское (I-2-46) [36], Орсони-Жалгинское (VI-5-46) [438].

Проявление Соляное (I-2-52) [36] расположено в правом борту р. Бирюса у д. Соляная. Горизонт доломитов находится в разрезе горизонтально залегающих отложений бельской свиты нижнего кембрия, прослежен по простиранию на 700 м, ширина выхода 3 м, мощность 27 м. Химический состав пород (%): MgO – 17,04–19,18; SiO₂ – 3,16–5,0; P₂O₃ – 0,635–1,34; CaO, MgO – 1,5–1,96. Ресурсы P₂ в пределах выхода пласта на дневную поверхность оценены в объеме 1,6 млн т.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Камни точильные. Абразивные материалы в пределах листа представлены точильными камнями проявления р. Туманшет (I-2-62) [372], корундами и корундом проявлений Калга (IV-4-9) [389] и Баргутейское (VI-6-35) и полировальными камнями проявления Горлыкгольское (VI-6-118) [437]. Кроме того, черные гранаты проявления Харлыг-Гойское (IV-1-22) могут быть использованы как поделочные камни и в качестве абразивов.

Более крупным является проявление корунда Баргутейское (VI-6-35) [438], расположенное в левом борту р. Урик, в истоках р. Баргуте. Оно представлено моноклинально залегающим пластом корундовых и ставролитовых сланцев в разрезе аллитсодержащих доломитов и сланцев табинзуртинской свиты боксонской серии нижнего кембрия. Протяженность корундового пласта 1,5 км, мощность 2,5 м. Содержание Al_2O_3 – 52,0–58,4%, SiO_2 – 11,3–16,0%, сумма окислов железа – 25,75% (среднее). Основными породообразующими минералами являются корунд и магнетит. Запасы кат. C_2 (1992 г.) составляют 2325 тыс. т (корунд-магнетитовых наждаков), прогнозные ресурсы кат. P_1 – 465 тыс. т.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Хризотил-асбест. Асбест в пределах площади приурочен к серпентинизированным гипербазитам зимовнинского, ийского и ильчирского комплексов. На территории листа находятся два месторождения – Мунконовское (VI-5-48) и Ильчирское (VI-6-127) и восемь проявлений [438]. Группа промышленно значимых с оцененными ресурсами и запасами месторождений и проявлений асбеста, связанных с гипербазитами ильчирского комплекса в южной и северной ветвях офиолитовой ассоциации, находится в юго-восточной части листа N-47 на водоразделе рек Урик, Китой, Ока.

В южной ветви гипербазитов офиолитового пояса находятся Ильчирское месторождение (VI-6-127), проявления Оспин-Дабанское (VI-6-79), Борто-Гольское (VI-6-96), Хушагольское (VI-6-92), Зеленое (VI-6-85).

Месторождение Ильчирское (VI-6-127) [438] приурочено к массиву площадью 2 км² (2 × 1). Линзовидные рудные залежи протяженностью 1,7 км, шириной 100–300 м залегают среди серпентинитов хризотил-антигоритового, реже хризотилового состава. Асбестизация, представленная зонами крупной и мелкой сетки, прослежена до глубины 300–400 м. Содержание волокна невысокое – 3,12–6%. Длина волокна 3–5 мм. Балансовые запасы по Ильчирскому месторождению по сумме кат. А + В + C_1 составляют 173 млн т руды, волокна – 4,6 млн т при среднем содержании 2,66% (на 1.01.2007 г.) [438].

К северной ветке гипербазитов офиолитового пояса приурочено мелкое месторождение Мунконовское (VI-5-48). Залежи линзовидной формы мелко- и крупносетчатого строения развиваются в серпентинизированных гарцбургитах. Содержание волокна АК-III-VII составляет 9,4–17%. Прогнозные ресурсы хризотил-асбеста сорта АК-III–АК-V (до глубины 100 м) – 0,8 млн т, 0,067 млн т текстильного волокна.

Мусковит. Наиболее значимые месторождения и проявления мусковита находятся в Бирусинской глыбе, в пределах фундамента платформы, где образуют Гутаро-Бирусинский слюдоносный район площадью около 2000 км² в междуречье Гутара–Бол. Бирусса. В составе слюдоносного района выделяются две группы. Бирусинская группа включает семь месторождений и восемь проявлений: месторождения – Березовое (Ш-2-2), Нерой-II (Ш-2-3), Нерой-I (Ш-2-4), Алашинское (Ш-2-5), Шельма (Ш-2-6), Свита Жил (Ш-2-7), Тепса (Ш-2-8), Трудовое (Ш-3-19); проявления – Яндарминское (Ш-3-24), Кенготойское (Ш-3-25), Ньюруйское (Ш-3-27) и др. Гутаро-Тагульская группа: месторождения – Ларинское (П-2-44), Тагульское (П-2-48), Нижнезажарминское (П-2-50), Верхнерешетское (П-2-54), Студенческое (П-2-55), Решетское (П-2-56), Карачун-I (П-2-60), Карачун-II (П-2-58), Голумбейское (П-2-62) и проявление Прямая Мурка (П-2-64).

Все известные месторождения мусковитосных пегматитов локализованы в пачке средне-крупночешуйчатых биотит-мусковитовых гнейсов и сланцев алхадырской свиты нижнего протерозоя. Главную промышленную ценность имеют пегматиты двуполевошпатового состава. Крупноразмерный мусковит приурочен к жилам протяженностью от 10 до 330 м, мощностью 1–30 м. Характерна значительная протяженность мусковитосодержащих зон на глубину, превосходящая в ряде случаев их длину по простиранию. По результатам разведки, только 3% жил содержит более 1 тыс. т запасов мусковита, 5% – от 0,5 до 1 тыс. т, 23% – от 0,1 до 0,5 тыс. т, 62% – менее 0,1 тыс. т. Отмечено, что пегматиты, содержащие гранат и турмалин (шерл), апатит, содержат 92,5% всех добытых и разведанных запасов мусковита. Средние содержания мусковита в жилах, по данным эксплуатации Бирусинской группы месторождений – 16,4 кг/м³, по Гутаро-Тагульской – 12,5 кг/м³.

Согласно протоколу ГКЗ СССР № 2650 от 1959 г., запасы слюды составляют 18,8 тыс. т, в том числе по Бирусинской группе – 15,0 тыс. т, Гутаро-Тагульской – 3,7 тыс. т. Эти запасы учтены Госбалансом по состоянию на 1.01.2009 г. Прогнозные ресурсы Р₂ по Бирусинской группе месторождений составляют 52 тыс. т, Р₃ – 68,7 тыс. т, для Гутарско-Тагульской группы Р₂ – 53,5 тыс. т, Р₃ – 78,1 тыс. т.

Тальк в пределах площади в основном представлен четырьмя проявлениями апогипербазитовой формации, двумя проявлениями апокарбонатной формации.

Проявления *тальковой апогипербазитовой рудной формации* приурочены к трем структурно-тектоническим зонам развития ультраосновных пород: Бирусинской глыбе (ийский комплекс, протерозой), Канской глыбе (идарский комплекс, протерозой), Удинско-Колбинской зоне (покровский комплекс, кембрий), Ильчирскому офиолитовому поясу (ильчирский комплекс, рифей). Проявления р. Ерма (П-1-14), Хорой (П-1-19) [444], Больничный (Ш-2-26) [274] расположены по р. Ерма – правому притоку р. Агул и в верховьях р. Бирусса, представляют собой высокосортные (талька – 80–94%) тальковые руды (талькиты серпентинового типа, развивающиеся по ультрабазитам ийского, идарского и покровского комплексов).

Рудные тела талькистов мощностью от 0,8–3,0 до 10 м, протяженностью до 1,0 км состоят на 74–90% из талька и 10% – магнезита. Химический состав талькистов (%): SiO₂ – 55,42; Al₂O₃ – 1,23; Fe₂O₃ до 2,8; CaO – 0,37–0,44; MgO – 28,99–30,62.

В гипербазитах ильчирского комплекса Оспино-Китойского массива, развитых на водоразделе рек Китой, Урик, Белая, руды тальк-кальцитового состава образуют удлинённые тела мощностью 2–150 м, протяженностью до 2 км, контролируемые тектоническими зонами (Левобережье р. Онет-VI-6-44) [438]. Тальковые руды убогие, железистые (Fe₂O₃ до 2,8%), содержание талька – 30–50%.

Проявление Левоодайское (IV-5-19) [276] *тальковой апокарбонатной формации* представлено линзами оталькованных доломитов андотской свиты, находящихся в линейной зоне тремолитизации и диопсидизации. Мощность зоны достигает 1,5 км, протяженность тальковых линз 2,0–2,5 км. Проявление требует дальнейшего изучения. К этой же формации принадлежит Нижнесамоходкинское проявление (V-6-55), локализованное в камчадальской свите (БД).

Графит. В пределах площади известно два месторождения и 18 проявлений графита графитовой метаморфической и графитовой контактово-метасоматической формаций.

Формация графитовая контактово-метасоматическая. Ботогольское месторождение (VI-5-30) [439] высококачественного кристаллического графита расположено на северном склоне одноименного гольца, на водоразделе рек Ока, Бол. Белая, Урик, приурочено к массиву нефелиновых сиенитов ботогольского комплекса (девон) с сохранившимися фрагментами сланцево-известняковой кровли дабанжалгинской свиты. Графит наблюдается в нефелиновых сиенитах, известняках, метаморфических сланцах, скарнах. Встречаются следующие его разновидности: 1) массивный плотнокристаллический, 2) волокнистый древовидный, похожий на уголь, особенно лигнит, 3) каплевидный, 4) концентрический скорлуповатый. Месторождение слагают четыре типа руд: 1) сплошные, массивной или волокнистой текстуры, с содержанием углерода 40–78%; 2) пропитанные, массивной текстуры, с видимыми включениями силикатов в виде жил, линз, и рассеянных зерен полевого шпата, нефелина; содержание углерода в них 30–46%; 3) полосчатые, в которых массивный графит чередуется с безрудными слоями кальцита и других минералов; содержание углерода 15–20%; 4) вкрапленные в интенсивно графитизированных нефелиновых сиенитах, плотнокристаллический графит в них образует бесформенные включения; содержание углерода 5–12%. Предметом добычи являются сплошные и пропитанные руды, остальные транспортируются в отвал. Эти руды слагают 30 небольших штокообразных тел. Балансовые запасы А + В + С₁ – 0,04 млн т графита при содержании 40,66%, забалансовые запасы 0,19 млн т (ГБЗ 2007 г.). Прогнозные ресурсы (млн т): Р₁ – 4, Р₂ – 2, Р₃ – 26 [438].

Формация графитовая метаморфическая представлена мелким месторождением Барун-Богдашка (VI-5-34) и рядом проявлений в Дербинском

блоке, Олотско-Бельской глыбе и Боксон-Сархойском синклинии. В Дербинском блоке проявления графита: Барбалыгаякское (III-1-36), р. Мал. Сигач (III-1-41), р. Ванькина (III-1-44), Источный (IV-2-18), Нижнехондинское (IV-2-20), Исток р. Дзун-Иерлиг (IV-2-27), Верховья Дзун-Тагулды (IV-2-26), Урангайчикское (IV-3-16), Гольцовое (IV-3-18), Спириновское (IV-3-19), Крестик (IV-3-29) локализуются среди кварцитов и мраморов эденской, дербинской и алыгджерской свит нижнего протерозоя. Графитовые руды образуют линзовидные тела мощностью 2–4 м, протяженностью до 650 м. На отдельных проявлениях (Барбалыгаякское) линзы графита образуют полосы насыщения среди гнейсов и кварцитов, протяженностью до 4 км. Содержание графита в рудах от 14 до 90%. $C_{\text{орг}}$ до 50% от общего содержания графита. Прогнозные ресурсы кат. P₂ по проявлениям Гольцовое [482] и Спириновское [150] составляют от 0,015 [482] до 0,3 млн т [150] руды (не апробированы).

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. На территории листа известны коренные проявления алмазов, относимые к двум формациям – алмазоносной кимберлитовой и обуглероженных перидотитов; есть также три алмазоносные россыпи, отмечены отдельные находки алмазов в аллювии.

Формация алмазоносная кимберлитовая представлена Ингашинским проявлением (V-5-2) [478, 207, 376]. Проявление расположено на левобережье р. Ока, локализовано в структурах Урикско-Ийского грабена в фундаменте платформы, где вмещающими породами служат метапесчаники и сланцы ингашинской свиты позднекарельского возраста. Обоснованием для постановки поисковых работ на алмазы послужили находки пиропов в шлихах из русла р. Ингаши при ГС-50 [207]. В начале 60-х годов при прогнозно-поисковых работах [376] в бассейне р. Ингаши были найдены две жилы кимберлитов. На жильных интервалах, протяженностью 420 м и мощностью 0,3–0,5 м, обнаружено шесть кристаллов алмазов. В 80-х годах при алмазопроисковых работах [478] были найдены алмазы в жиле «Искра» (№ 1) – один кристалл, в жиле № 3 (уч. Пироповый) – один кристалл, в жиле № 8 – один кристалл весом 1,2 мг. Всего на проявлении известны девять кристаллов алмазов общим весом 30,1 мг. Жилы слюдяных кимберлитов группируются в пояс северо-западного–субширотного простирания, секущий общее простирание вмещающих пород. Ширина пояса жил около 1 км при протяженности ~ 4,5 км. Мощность жил 0,1–0,6 м, протяженность до 800 м, по падению они прослежены на 150–230 м (по данным бурения); падение крутое – от 70° до вертикального. Характерны коленообразные изгибы жил по простиранию, как правило, с левым смещением. Отмечается будинач – в вертикальном разрезе линзообразные раздувы сменяются пережимами. Изученные жилы располагаются на различных гипсометрических уровнях; состав их и петрографические особенности отражают вертикальную зональность, позволяющую определить незначительный уровень эрозионного среза [478]. С поверхности и до глубины 7–8 м кимберлиты выветрелые – превращены в «жёлтую глину», ниже

сменяющуюся голубовато-серой плотной глиной с горошинами оливина серпентинизированного, фиолетового пироба. Минеральный состав кимберлитов: оливин в фенокристаллах и основной массе, флогопит, серпентин, апатит, пироп (до 2%), оранжевый гранат, ильменит, рутил, сфен, анатаз, турмалин, хромдиопсид. Одной из особенностей состава кимберлитов является отсутствие в них пикроильменита, ильменит содержит до 3,6% MnO и первые проценты Nb. Эта минералого-геохимическая особенность отличает их от кимберлитов Якутии. Представляется немаловажным факт присутствия в алмазонасной жиле № 8 обломков эклогитов (эклогитизированных габброидов) и наличие в кимберлитах гранатов эклогитового парагенезиса (пироп – 32–39%, гроссуляр – 23–26%, алмадин – 30–40%). Небольшой эрозионный срез жил кимберлитов повышает перспективы Ингашинского кимберлитового поля, недостаточно изученного в настоящее время на глубину. Находки пиробов на правом берегу р. Ока (бассейны рек Гуник, Шишига, Арзома, Хогот) дают основание продлить кимберлитовое поле к юго-востоку, вплоть до р. Чёрная Тагна.

При проведении ГДП-200 [349, 350] была подсчитана удельная продуктивность кимберлитов и оценены ресурсы P_3 в объёме 2394 карата. С учётом распространения спутников алмазов рекомендуется постановка поисковых работ на алмазы на правом берегу р. Ока и на северо-западном продолжении кимберлитового поля [21, 349, 350, 478].

Проявление *формации обуглероженных перидотитов* изучено в пределах Оспинско-Китойского массива [63]. Алмазонасными являются углеродистые метасоматиты зон брекчирования гипербазитов офиолитового комплекса рифея. Метасоматиты образуют жилы пластовой формы мощностью от 0,15 до 60 м, протяжённостью от 60 до 1200 м. Среди гипербазитов присутствуют деформированные линзы мусковитовых гранит-порфиров, углеродизированных и сульфидизированных в краевых частях. Характерной особенностью состава углеродизированных гипербазитов является присутствие в них полихромного корунда со значительными концентрациями хрома; установлены серпентин, диопсид, оливин, содержащие рассеянное углеродистое вещество. Это позволяет предполагать, что в штокверкоподобных зонах углеродизации углеродистое вещество сингенетично формированию высокотемпературных минералов (в т. ч. алмазов). Определение алмазов проводилось в катодных лучах. Из трёх известных проявлений: Харь (VI-6-62), Графитовое (VI-6-87), Змеевиковое (VI-6-95) наиболее богатым является проявление Харь, где было определено 251 зерно алмаза с максимальным размером до 0,1–0,9 мм. Рассчитанное содержание по всем трём проявлениям составляет 0,003–40 карат/т. Ресурсы кат. P_3 по Оспинско-Китойскому массиву составляют 2–4 млрд карат [438]. Алмазы данного типа пригодны для овализации с дальнейшим использованием в инструменте (XX, реже VII и X группы).

Алмазонасные россыпи на территории листа в платформенном чехле относятся к непромышленным – Бирюсинская (I-2-31) (в отложениях долинного комплекса р. Ингашет и террасового левобережья р. Бирюса в приустьевой части р. Ингашет), Тангуй-Удинская (I-4-8) и Чукшинская (I-5-1) (в аллювии бассейна р. Уда, в пределах платформенного чехла) [36,

270, 372] (табл. 8). Коренные источники россыпей не выявлены. По оценке [270], прогнозные ресурсы россыпных алмазов по Ингашетскому отрезку Бирюсинской россыпи P_1 – 0,01 млн карат, по Бирюсинскому отрезку – 0,052 млн карат. Таким образом, общие ресурсы P_1 Бирюсинской россыпи оценены в объеме 0,062 млн карат; кат. $P_2 \sim 3$ млн карат.

Таблица 8

Краткие сведения об алмазности россыпей территории листа N-47

Название россыпи	Местоположение	Количество найденных алмазов	Общий вес алмазов (в каратах)	Средний вес алмазов	Наибольший вес
Бирюсинская	Аллювий долины р. Ингашит, терраса левобережья р. Бирюса	26	11,2	0,43	2,97
Тангуй-Удинская и Чукшинская (объединённые)	Аллювий бассейна р. Уда	144	27,94	0,2	2,43

Топаз. Известно три проявления топаза: Тиссинское (VI-3-9) [208] в пределах Шутхулайского поднятия, Топазовое (VI-5-14) [437, 438], Водораздельное (VI-6-81) [438], находящиеся в поле развития гипербазитов ильчирского комплекса. Все проявления связаны с пегматитами бреньского (девон) и самсальского (пермь) комплексов. В Тиссинском проявлении [110], кроме топаза, присутствует и амазонит. Проявление расположено в правом борту р. Тисса, в верхнем ее течении, приурочено к зональным пегматитам бреньского комплекса. На площади 2 км² выявлено свыше 50 жил протяженностью 80–90 м, мощностью 0,1–1,5 м, сложенных среднезернистым агрегатом кварца, полевых шпатов и слюд. Центральные части жил выполнены щипрами с крупными кристаллами ювелирных амазонитов (до 16 см) и топазов (1×4×5 см³). Прогнозные ресурсы оценены в 1000 кг (P_2).

Нефрит. На территории листа выявлены месторождения (семь) и соответствующие им россыпи (четыре) нефритовой апоультрабазитовой формации и проявление нефритовой аподоломитовой формации.

Формация нефритовая апоультрабазитовая. Наиболее крупные в РФ месторождения нефрита связаны с гипербазитами ильчирского комплекса. Нефриты этого типа образуют серию коренных и сопровождающих их россыпных месторождений и проявлений на водоразделе рек Китой, Урик, Ока, Белая. Коренные месторождения нефрита: Улан-Ходинское (VI-5-44), Оспинское (VI-6-71), Зун-Оспинское (VI-6-77), Борто-Гольское (IV-2-19), Хундыгольское (VI-6-98), Горлыкгольское (VI-6-105), Арахушанжалгинское (VI-6-93) образованы жилами нефрита, сосредоточенными в нефритоносных зонах, сложенных серпентинитами, антигоритовыми, хризотил-лизордитовыми и тальк-карбонатными породами. Жилы нефрита залегают, как

правило, в экзоконтакте даек, штоков, штокообразных тел гранит-порфиров, габброидов, габбро-долеритов боксонского, холбинского комплексов, а также жил родингитов, альбититов и метасоматитов, прорывающих и развивающихся по серпентинитам. Мощность тел нефрита колеблется в пределах 0,1–2,5 м, протяженность 2–25 м. Выход сортового нефрита до 20%. По большей части месторождений (Улан-Ходинское, Оспинское, Зун-Оспинское, Арахушанжалгинское, Горлыкгольское) проведена детальная разведка с подсчетом запасов, учтенных балансом на 1.01.2008 г. (БД). На месторождениях Борто-Гольское, Хундыгольское оценены только прогнозные ресурсы кат. P_1 . Нефрит на всех месторождениях представлен ювелирными и поделочными сортами. Цвета их варьируют от темно-зеленого до зеленовато-серого. Наиболее крупное месторождение – Горлыкгольское (VI-6-105) находится в верховьях р. Горлык-Гол – левого притока р. Китой. Месторождение приурочено к гипербазитам ильчирского комплекса верхнего рифея. Нефритоносные жилы (43 шт.) локализованы в серпентинитах, образующих субширотную зону вдоль тектонического контакта гипербазитов с вмещающими породами ильчирской свиты верхнего рифея (сланцы углеродистые, слюдястые). Мощность жил нефрита 0,3–2,5 м, протяженность 5–65 м. На 1.01.2009 г. по 11 жилам запасы нефрита-сырца составляют кат. C_1 – 3020 т, C_2 – 3005 т [438]. Сырье представлено ювелирными и поделочными сортами.

Формация нефритовая аподолмитовая представлена одним проявлением – Чело-Монго (IV-2-19) [481], названным по ключу Чело-Монго, правому притоку р. Уда. Находится в Дербинском блоке, приурочено к доломитам эденской свиты нижнего протерозоя. Нефрит образует небольшие тела внутри двух метасоматических зон тремолит-серпентинитового, серпентин-тремолитового состава, расположенных в доломитах эденской свиты. Мощность зон от 0,6 до 1–2 м, протяженность от 20–25 до 40 м. Насыщенность зон нефритом составляет 25%. Мощность нефритовых тел до 0,5 м. В пределах каждой зоны намечается четкая метасоматическая зональность от рудного тела к вмещающей толще следующего порядка: нефрит-тремолитовая порода – серпентинит-талкиит-диопсидит-оливиновый магнезиальный кальцифир-доломит. Нефрит имеет зеленый, зеленовато-серый цвет. Прогнозные ресурсы проявления кат. P_2 составляют 68 т (авторская оценка).

Россыпные месторождения нефрита – Онотская россыпь – VI-6-24, Бортогольская россыпь – VI-6-91, Арахушанжалгинская россыпь – VI-5-106, Хара-Жалгинская россыпь – VI-5-39, образовавшиеся в результате разрушения и переотложения реками и ледниками коренных источников, характеризуются высокой сортностью и ювелирными разностями, высоким процентом выхода сортового камня (30–36%) (в отличие от коренных месторождений, где выход сортовых разностей составляет 10–20%). В результате детальных разведок по россыпям проведены оценки прогнозных ресурсов кат. P_1 на части месторождений, на Арахушанжалгинской россыпи оценены запасы суммы кат. $A + B + C_1$ – 1003 т. (Госбаланс от 1.01.2009 г.). По классификации Е. И. Киевленко (1973 г.), нефрит этой россыпи относится к ювелирно-поделочным камням второго порядка с выходом сортового

камня 10–100%. Из 132 валунов, изученных в контуре подсчета, 117 оказались кондиционным сырьем. Размеры валунов колеблются от $1,1 \times 0,5 \times 0,4$ до $6,0 \times 3,6 \times 1,8$ м. Таким образом, наибольший промышленный интерес представляют нефриты ультрамафитовой природы; как правило, более качественный нефрит наблюдается в россыпях.

Офикальцит. Проявления офикальцита (пять) в пределах листа расположены в Миричунском (Ильинское – III-2-20) и Урикско-Ийском (Слюдянское – V-5-4, Офикальцитовый – V-6-42, Щеки – V-6-57) грабенах, Окинском прогибе (Сумсунурское – VI-5-60), приурочены к контактам карбонатсодержащих, осадочных, осадочно-метаморфических пород с интрузивными образованиями. Ильинское проявление приурочено к зоне экзоконтакта даек дарликовского комплекса девона с известняками миричунской свиты кембрия; Слюдянское, Офикальцитовое и Щеки – к эндоконтакту гранитов саянского и долеритов нерсинского комплексов с карбонатсодержащими породами большереченской и урикской свит нижнего протерозоя; Сумсунурское – к контакту мраморов иркутской свиты рифея и гранитоидов сумсунурского комплекса. Офикальциты развиваются в виде экзоконтактовых оторочек и линз в эндоконтактах интрузивных пород. Мощность оторочек 0,4–0,7 м, линз 0,5–7,5 м при протяженности 17,5–50,0 м (Слюдянское, Щеки). Прогнозные ресурсы кат. P₂ составляют (тыс. м³) по Офикальцовому – 4512, Слюдянскому – 0,29, Щеки – 5,97, Сумсунурскому – 548. Камни тонкозернистой структуры, пятнисто-полосчатой, брекчиевидной текстуры. Цвета разнообразные – ярко-зеленые, желто-зеленые, голубые, серые, на проявлении Ильинское появляются кирпично-красные, красные оттенки. Соответствуют 1-му сорту поделочных камней для декоративных и художественных изделий.

Халцедон. Халцедоны молочно-белого, зеленоватого оттенков образуют проявление Хушагольское (VI-6-92) [438], расположенное в левом борту р. Даялык, приуроченное к дайке альбитофиров холбинского комплекса, прорывающих зону брекчий на контакте антигоритовых серпентинитов ильчирского комплекса верхнего рифея. Халцедон образует прожилки, жилы, желваки мощностью от 1 до 30 см при протяженности 10–15 м. Зона оруденения прослеживается по простиранию на 900 м. По результатам проведенных поисковых работ, прогнозные ресурсы кат. P₂ составляют 46 875 т при протяженности зоны 150 м и средней мощности 0,25 м [438].

Аметист. Аметисты встречены в верховьях р. Чунарка (Чунарское – I-2-66), правого притока р. Бол. Речка, впадающей в р. Тагул у д. Георгиевка, приурочено к линейной коре выветривания, развитой по доломитам ипситской свиты в зоне разлома. Щетки аметиста наблюдаются в рыхлых продуктах выветривания и в кварцевых жилах. Мощность жил 0,1–0,25 м. В них находятся полости с друзами, щетками полупрозрачного кварца, с мелкими кристалликами (3–4 мм) в поперечнике прозрачного горного хрусталя и прозрачными бледно-сиреневого цвета кристаллами аметиста

размером 5–8 мм в поперечнике при длине 10 мм. Проявление представляет интерес и требует дальнейшего изучения.

Амазонит. Проявление амазонита Тиссинское (V-3-9) охарактеризовано в разделе «Топаз».

Турмалин. Цветные турмалины в пределах листа отмечены в двух проявлениях: Александровское (I-2-71) в Тагул-Бирюсинском горсте, р. Малый Сигач (III-1-43) в Дербинском блоке. Александровское проявление (I-2-7) [244] полихромных турмалинов рубеллитов сиренево-розовых, темно-синих, индиголитов, ахроитов, белых турмалинов приурочено к жилам № 15 и 16 кварц-альбитовых пегматитов саянского комплекса. Кристаллы турмалинов достигают 8–10 см в длину, 4–5 см в поперечнике, сильно трещиноваты, в качестве ювелирного сырья непригодны.

Проявление р. Мал. Сигач (III-1-43) [483] находится в верховьях одноименной реки. Зеленые турмалины – верделиты приурочены к горизонту серых мраморов дербинской свиты протяженностью 2600 м, мощностью 8–40 м. Плотность встречаемости 5–10 кристаллов на 1 м³. Размеры кристаллов от долей мм до 5×22 мм. Процессы турмалинизации мраморов сопровождаются окварцеванием, мусковитизацией, сульфидизацией. Площадь нетрещиноватых участков незначительная – 2×5 мм². Могут быть использованы в ювелирной промышленности.

Кремни поделочные. В пределах платформенной части листа установлено три проявления кремней поделочных: Кирюша (V-6-5), Добрый Шерагул (V-6-1), Лев. Борт р. Хор-Тагна (V-6-3). Проявления формации опалоносных кор выветривания приурочены к предъюрской коре выветривания по карбонатным породам кембрия и к юрским конгломератам, залегающим на этой коре. Цветные кремни насыщают глинистые образования коры выветривания, образуя пласт кремнистых брекчий на глинистом цементе. Наблюдаются они также в гальке конгломератов, причем число кремнистых обломков увеличивается в конгломератах. Суммарные ресурсы проявлений оцениваются по кат. P₁ в 200 тыс. м³, по кат. P₂ – в 141,6 тыс. м³.

Яшмы. Яшмы – окремненные породы высокой прочности в пределах листа известны в одном проявлении Перевальное (IV-1-31), расположенном в верховьях р. Катун, в правом ее борту. Проявление приурочено к осиновской свите кембрия, в разрезе которой среди кремнистых сланцев и известняков наблюдается четыре пласта однотонных яшм оранжевого, зеленого, бурого цветов мощностью 0,5–6,0 м, протяженностью 300–400 м [438] (см. БД).

Онколитовые известняки. Пейзажные высокодекоративные карбонатные породы в пределах площади известны в Кизи-Хемском (IV-1-29) [13] проявлении в Ашкасокском прогибе, в истоке р. Кизи-Хем. Представлены онколитовыми известняками ортинской свиты рифея. Вследствие труднодоступности перспективы ограничены.

Роговики. Роговики в пределах листа образуют два проявления, приуроченных к зоне верхнего экзоконтакта силла долеритов ангаро-гасеевского комплекса триаса с известковистыми тонкоплосчатыми аргиллитами и алевролитами усть-кутской свиты кембрия (Серьга – I-2-37), с аргиллитами и алевролитами балтуринской свиты силура (Северо-Чукшинское – I-5-4).

Проявление Серьга (I-2-37) [372] расположено в правом борту р. Бирюса в приустьевой части р. Серьга. Роговики образуют два тела мощностью от 3,4 до 10 м, протяженностью 850–1300 м и образуют серию ксенолитов (2×3 м и более) в горизонте долеритов. По составу роговики пироксеновые и пироксен-амфиболовые. Окраска полосчатая – болотно-зеленого, коричневого, серого и голубого цвета. При твердости 7 хорошо принимают полировку. Блочность 24×45×37 см, при принятой минимальной блочности 150×150×100 мм для 1-го сорта. Прогнозные ресурсы кат. Р₁ составляют 200 тыс. м³. По заключению лаборатории «Байкалкварцсамоцветы», роговики, согласно ОСТ 41-117-76, могут быть использованы как высокодекоративное поделочное сырье для производства сувенирных и художественных изделий.

Северо-Чукшинское (I-5-4) [343] проявление расположено в верхнем течении р. Сев. Чукша. Роговики образуют дайкообразное тело мощностью 2–2,8 м, протяженностью 3,5 км. Блочность составляет 0,9×0,9×0,7 м. Прогнозные ресурсы кат. Р₂ при средней мощности 1,8 м, длине 4,0 км и подвеске на глубину 10 м составляют 72 тыс. м³.

Гранат черный. В пределах листа известно Харлыг-Ойское (IV-1-22) проявление шорломита – черного андрадита, развивающегося по известнякам ортинской свиты. Гранат может быть использован в качестве ограночного материала (БД).

Голубой диопсид (виолан). Проявление голубого диопсида Виолан (IV-1-26) [13] расположено в левом борту р. Зверинный Казыр, приурочено к эндоскарнам на контакте габброидов запевалихинского комплекса нижнего палеозоя с известняками ортинской свиты верхнего рифея. В скарнах наблюдаются гнезда и жилы голубого диопсида, размер зерен которого 0,1–6 мм, очень редко 3 см. Известняки на контакте мраморизированы, приобретают голубую окраску. Проявление представляет ценность как источник ювелирного сырья.

Листвениты. Проявления лиственитов Соругское-1 (IV-1-45) и Соругское-2 (IV-1-46) [13] расположены в правом борту р. Киж-Хем и в верховьях р. Ак-Суг, приурочены к телам гипербазитов актоврацкого комплекса, претерпевших метасоматическую переработку в субширотной зоне Кандатского разлома. Листвениты изумрудно-зеленого и черного цвета образуют два линзовидных тела мощностью до 50 м, протяженностью 4 км, отстоящих друг от друга на 20 км. По декоративным свойствам относятся к камням 2-го сорта.

Камни поделочные. Проявление высокодекоративных камней 1-го класса Елашское (II-2-21) находится в правом борту руч. Елаш, левого притока р. Бол. Бирюса, в приустьевой части ручья, представлено дайкой порфирированных гранитов огнитского комплекса (девон) мощностью 20 м, протяженностью 4,5 км; декоративно-облицовочное сырье.

Лазурит. Проявление Лазуритовое (Арашигнинское) (VI-6-11) [158] на южном склоне горы Ермосхин-Сарьдаг на высоте 2000 м, в верховьях р. Ара-Шигна. Лазуритовые залежи представляют собой небольшие линзообразные тела в карбонатных породах хулгарэжалгинской свиты архея в Олотско-Бельской глыбе. Лазуритовые линзы имеют четкое концентрически-зональное строение: 1) плагиоклазиты – слагающие центральные части тела; 2) диоксид-скаполитовая зона; 3) лазурит-амфиболовая зона; 4) кальцитовые (дедоломитизированные) мраморы. Лазурит-амфиболовая зона шириной 0,5–6 см сложена попеременно-волокнуистым агрегатом воднопрозрачного эденита и паргасит-эденита. Амфибол густо насыщен включениями лазурита, что придает агрегату ровный насыщенный васильковый цвет. Высокие художественно-декоративные качества обусловлены и хорошей полируемостью, шелковистым блеском и прозрачностью в тонких сколах.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Кислые интрузивные породы. Уватское проявление (II-3-35) [124] облицовочного материала находится в правом борту р. Уват, представлено гранитами гуникского комплекса, обладающими высокодекоративными свойствами. Ресурсы кат. Р₁ составляют 437,5 тыс. м³. Близость железнодорожной станции г. Нижнеудинск, хорошая грунтовая дорога, соединяющая месторождение с городом, повышает его перспективность.

Основные интрузивные породы. Долериты, габбро-долериты ангаро-тасеевского комплекса, закартированные в пределах листа, используются в качестве бутового камня, щебня в бетоне, в качестве балласта для покрытия дорог, как материал балластирования железнодорожного полотна, камня для обработки мостовых устоев. Запасы долеритов не ограничиваются месторождениями, благоприятными для карьерной разработки как по геоморфологическому фактору, так и по наличию подъездных путей. На карте полезных ископаемых обозначены месторождения: Хингуйское (II-4-15), Тулунское (III-5-15), Вознесенское (II-4-11), Нюринское (III-5-13), Мугунское (II-5-21), Туманшетское (I-2-11), Перевознинское (I-2-12), Плеша (II-4-1), разрабатывавшиеся и работающие в настоящее время при эксплуатации Транссибирской магистрали и железной дороги Абакан–Тайшет. Пластовые тела долеритов залегают среди песчаников ийской свиты ордовика. Мощность их от 14–15 м (Мугунское) до 240 м (Плеша), протяженность выходов до 20 км. Максимальная глубина вскрыши 17,8 м.

Запасы по сумме кат. А + В + С₁ месторождений, учтенных Госбалансом 2009 г., составляют: Хингуйского – 19 408 м³, Вознесенского – 18 408 м³, Перевознинского – 53 767 м³(БД).

Карбонатные породы

Мраморы. Мраморы Урда-Шанского проявления (V-3-16) [208], приуроченного к разрезу утхумской свиты рифея, оцененные как высокодекоративное сырье, могут быть использованы при облицовочных работах. Химический состав (%): CaO – 55,91; SiO₂ – 0,11; Fe₂O₃ – 0,33–0,44; FeO – 0,21–0,36; MgO – 0,21; P₂O₅ – 0,022; MnO – 0,03%, позволяет использовать их и как химическое сырье.

Известяки и доломиты. На территории листа выявлено и оценено девять месторождений известняков и три месторождения доломитов с качеством сырья, отвечающим требованиям для использования в различных отраслях промышленности. Некоторые из них – Венгерское (I-2-25), Топорокское (II-3-2), Тымбырское (II-3-3), Камышетское (II-3-6) являлись объектами отработки для удовлетворения местных потребностей в известии и в настоящее время «законсервированы». Доломиты Рубахинского месторождения (II-3-47), имеющие рисунчатое, пятнисто-рисунчатое слоистое строение, представляют интерес как высокодекоративное сырье. Государственным балансом указанные месторождения не учтены. Краткие сведения о месторождениях приведены в БД.

Глинистые породы

Глины кирпичные. Известные на площади 16 месторождений кирпичных глин и суглинков с подготовленными балансовыми запасами полностью обеспечивают действующие кирпичные заводы, используются для местных нужд населения. Все месторождения представлены легкоплавкими глинами и суглинками и приурочены к аллювиальным отложениям третьей–четвертой надпойменных и пойменных террас рек Ока, Ия, Бирюса – Баероновское (I-3-1), Зиминское (IV-6-3), Хор-Тагнинское (IV-6-13), Ермаковское (III-5-3), Суетихинское (I-2-5), Едогонское (III-5-39), Камышетское (II-3-4), Глушковское (I-1-7), Уватское (I-3-21); к озерно-болотным отложениям позднечетвертичного возраста – Арбыкское (VI-1-2); к переотложенным корам выветривания, развитым в отложениях черемховской (Черемшанское – V-6-7, Катарбейское – III-4-9, Большеодерское – III-4-11, Мельничное – II-4-17, Утайское – III-5-2), ийской (Инзигановское – II-3-13) свит.

Как пример глин, связанных с аллювием террас, можно охарактеризовать месторождение Баероновское (I-3-1) [313], которое находится в 4 км на юго-восток от г. Тайшет. Пластообразное тело коричневых пластичных глин залегает среди торфов и песков четвертичных террасовых отложений р. Бирюса. Ширина выхода 245 м, мощность в контуре подсчета 4,0–7,8 м,

протяженность 280 м, глубина залегания 0,2–0,5 м. Химический состав (%): SiO_2 – 61; TiO_2 – 61,92; TiO_2 – 0,56–0,94; Al_2O_3 – 16,21–15,09; FeO – 0,57–0,79; MnO – 0,05–0,08; P_2O_5 – 0,84–0,88; CaO – 1,68–3,50; MgO – 1,68–2,09; K_2O – 1,79–3,06; SO_3 – 0,01–0,04; ппп – 7,17. Гранулометрический состав (%): глинистые частицы – 18,30–34,0, количество песка – 15–45, количество пыли – 32,81–61,87. Глины морозостойкие, с коэффициентом пластичности 7,8–47,9, воздушной усадкой 7,8–9,3%, огневой усадкой 0,3–1,6%, водопоглощением 12,2–14,7%, механической прочностью на сжатие 124,9–202 кг/см². Лабораторными ползаводскими испытаниями установлена пригодность сырья для производства кирпича марки «100–150» (ГОСТ 530-41). Запасы по сумме категорий А + В + С₁ – 0,004 млн м³ учтены в Сводном балансе запасов кирпичных глин по Иркутской области на 1.01.2005 г.

При проведении ГСР-50 в пределах Тоджинской котловины было открыто Арбыкское месторождение пылеватых суглинков и глин, приуроченное к верхнечетвертичным отложениям ледниковых озер. Суглинки образуют горизонтально залегающую пластообразную залежь среди песков и заиленных песков. Площадь залежи 100 м², мощность 1,5 м, глубина залегания 0,3 м. Глины используются для производства кирпича для местных нужд.

Наиболее представительным из месторождений глин мел-палеогеновых кор выветривания является Большеодерское месторождение (III-4-11) [189] кирпичных глин и суглинков, расположенное в среднем течении р. Бол. Одер – левого притока р. Икей. На месторождении разведан горизонтально залегающий пласт суглинков среди супесей, алевролитов переотложенной коры выветривания по отложениям черемховской свиты. Ширина пласта 350 м, протяженность 2000 м, мощность в контуре подсчета 1,5–6,3 м, глубина залегания 0,3–1,0 м. Минералогический состав глин: каолинит, монтмориллонит, карбонат, кварц, железистый минерал. Химический состав суглинков (%): SiO_2 – 64,15; TiO_2 – 1,1; Al_2O_3 – 16,0; Fe_2O_3 – 6,5; FeO – 0,05; CaO – 2,88; MgO – 2,57; Na_2O – 1,56; K_2O – 2,0–2,7; H_2O – 1,46–2,92; ппп – 5. По заключению лаборатории «Иркутскгеология», из суглинков и глин возможно получение строительного кирпича марки «125» (ГОСТ 530-80). Балансовые запасы кат. А + В + С₁ – 0,97 млн м³, кат. С₂ – 1,6 млн м³ учтены в Сводном балансе кирпичных глин Иркутской области на 1.01.2005 г.

Глины для цементного сырья. Глины для цементного производства в пределах площади представлены месторождением Камышлеевское (I-2-17) [367]. Месторождение расположенным в 1,5 км к юго-востоку от д. Камышлеевка, представлено глинами мел-палеогеновой коры выветривания аргиллитов, алевролитов усть-кутской свиты ордовика. Глина красно-бурая, пластичная, залегает в виде линз мощностью до 15 м, длиной 170 м, шириной 105 м. Химический состав (%): SiO_2 – 50,8, Al_2O_3 – 17,67; Fe_2O_3 – 8,93; CaO – 2,54; MgO – 0,79; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 1,24; ппп – 1,25. Модули: силикатный – 1,9, глиноземный – 2,0, коэффициент насыщения низкий – 0,2, вредные примеси – 2%. Лабораторно-технологическими испытаниями установлена пригодность глин как наполнителей для цементного сырья и

для приготовления глинистого раствора. Запасы месторождения категории C_1 составляют 13,6 тыс. м³.

Глины керамзитовые. Месторождения керамзитовых глин Алзамайское (I-3-4) [75], Тагнинское (IV-5-5) [82], Услонское (IV-6-1) [71] приурочены к аллювиальным и озерно-болотным четвертичным отложениям. Месторождения детально разведаны с подсчетом запасов категорий $A+B+C_1$ и учтены в Сводном балансе на 1.01.2005 г.

Месторождение Тагнинское (IV-5-5) находится на заболоченном водоразделе рек Бол. Углой и Кирейская Тагна. Четвертичные озерные глины и суглинки залегают в форме линзообразной горизонтальной залежи, мощность которой в контуре подсчета запасов составляет 5,6 м. Протяженность залежи 1600 м, ширина 380–600 м. Минеральный состав глин каолинит гидрослюдистый. Средний химический состав их (%): SiO_2 – 60,62; Al_2O_3 – 19,2; Fe_2O_3 – 7,56; CaO – 1,32; MgO – 1,52; MnO – 0,06; P_2O_5 – 0,2; H_2O – 3,64; K_2O – 3,17. Гранулометрический состав представлен фракциями: 0,005 мм – 52,7%; 0,005–0,05 мм – 43%; 0,05–0,025 мм – 4%; 0,025–0,015 мм – 0,3%. Основные характеристики: предел прочности на изгиб – 900 °С – 52–221 кг/см²; предел прочности на сжатие – 900 °С – 213–899 кг/см²; t° вспучивания 1050/1150 °С; коэффициент чувствительности к сушке 1,4–1,81; огнеупорность 1210–1345 °С; число пластичности 2,0–26,5; усадка воздушная 8,6–11,6%; водопоглощение при 900° – 4,9–35,9%. По всем параметрам удовлетворяют требованиям по производству керамзита. Запасы по сумме категорий составляют 5,7 млн м³ [82, 389].

Обломочные породы

Песчано-гравийный и гравийно-галечный материал. В пределах листа известно 29 месторождений песчано-гравийного и гравийно-галечного материала (БД), приуроченных в основном к четвертичным отложениям террас и русел рек платформенного участка площади. Менее распространены месторождения, связанные с мел-палеогеновыми корами выветривания, развитыми по конгломератам ийской, братской, верхоленской, павловской свит и мотской серии. В горно-складчатых образованиях Восточного Саяна отмечено месторождение песчано-гравийных смесей в ледниковых образованиях (Озерное – IV-6-136).

Для большинства месторождений проведена детальная разведка и определены запасы кат. $A+B+C_1$, учтенные Госбалансом (БД).

Щебень основных пород. Характеристика месторождений долеритов Вознесенское (II-4-11), Хингуйское (II-4-15) приведена в разделе «Основные интрузивные породы».

Песок строительный. Пески строительные в пределах площади образуют месторождения: Каштак (III-5-27), Алзамайское (I-3-3), Ново-Алзамайское (I-3-5), Алзамайское-1 (Средне-Топорокское) (I-3-6). Месторождение Каштак приурочено к четвертичным пескам р. Кирей.

В результате предварительной разведки, в правом борту реки ниже устья р. Манут, был разведен горизонтально залегающий пласт песка протяженностью 650–2150 м, шириной выхода 500 м, мощностью 4,9 м, при глубине вскрыши 0,2–4,8 м. Согласно ГОСТ 8736-65, отвечает песку для строительных работ. Запасы сырья по сумме кат. А+В+С₁, учтенные в Сводном балансе Иркутской области на 1.01.2005 г., составляют 4,3 млн м³.

Песок формовочный. Пески формовочные образуют в пределах площади ряд месторождений, приуроченных к слабосцементированным песчаникам, пескам нижней подсвиты черемховской свиты: Бурмайское (II-5-2), Калиновский (II-5-1), Даурское (II-4-16); усть-кутской свиты – Нижне-Манутское (III-5-22) и к аллювиальным пескам четвертичного возраста: Алзамайское-1 (I-3-2), Ново-Алзамайское (I-3-5), Алзамайское (I-3-3) (БД).

При проведении детальной разведки на месторождении Калиновское (II-5-1) [62], которое находится в левом борту р. Кирей ниже устья р. Эхтей, в разрезе нижней подсвиты черемховской свиты среди алевролитов и аргиллитов выявлен пласт слабосцементированных кварцевых песчаников в составе: кварц (70–97%), полевые шпаты (до 3,8%), глинистые частицы (до 0,84%). По простиранию пласт прослежен на 5500 м при ширине выхода 800–2500 м. Мощность пласта 7,5 м, глубина залегания 0,6–0,7 м. При проведении технологических испытаний установлена газопроницаемость песков, составляющая 54–167 см³/мин, огнестойкость 1650–1730 °С, объемная масса 1,69–1,94 г/см³. По результатам отсева: ГК-03-15Б – 20,3%, 2КО2А – 39,6%, 1КО-16А – 23,6%, сумма – 83,5%, формовочные пески относятся к группе А сосредоточенной структуры. Таким образом, пески Калиновского месторождения могут быть использованы при формовочном производстве для стального литья. Запасы месторождения по сумме кат. А+В+С₁ составляют 72,7 млн т по состоянию на 1.01.1982 г., по переучету на период 1.01.2009 г. не подвергались. Пески месторождений, приуроченных к аллювиальным пескам четвертичного возраста, как правило, несут примесь гравийного материала, поэтому могут быть использованы после обогащения (отсеивания). Остальные месторождения охарактеризованы БД.

Песок стекольный. Кварцевые пески и песчаники, используемые при производстве оконного и бутылочного стекла, образуют в пределах площади три месторождения: Нижне-Манутское (III-5-26), приуроченное к кварцевым песчаникам усть-кутской свиты нижнего ордовика (см. БД), Тулунское (III-5-10), Северо-Тулунское (III-5-4), представленные кварцевыми песками, слабосцементированными песчаниками нижней подсвиты черемховской свиты юры. Месторождения носят комплексный характер – наряду со стекольными песками во всех месторождениях присутствуют и формовочные разновидности. Запасы стекольных песков по Тулунскому месторождению кат. А+В+С₁, значащиеся в Нераспределенном фонде Госбаланса 1.01.2009 г., составляют 1,1 млн т, формовочных песков – 5,3 млн т [431].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Кварциты. Кварциты, пригодные для металлургического производства, представлены двумя месторождениями и 11 проявлениями, приурочены к отложениям туманшетской свиты (нижняя подсвета и граница верхней и средней подсвет) нижнего протерозоя, образующих серию выступов в верховьях рек Мал. Улька и Пойма, р. Агул, приустьевая часть рек Улька и Бол. Кеса. Это проявления: Верхне-Малоулькинское (I-1-10), Пойминское (I-1-8), Пойма (I-1-9), Абакумовское (I-1-6), Глушковское (I-1-7), Хомяковское (I-2-63) – Поймеская группа; Колха (I-1-11), Сахарное (I-1-13), Горевое (II-1-1), Цветковое (II-1-2), Агульское (II-1-3), Седелка (II-1-5) – Агульская группа. Несколько отличны по своей природе месторождения Уватское (II-3-31), расположенное на Уватском поднятии, приуроченное к уватской толще нижнего протерозоя, и Слюдянское (I-1-5) [35] (правый борт р. Слюдянка), связанное с кварцитами мальцевской свиты нижнего протерозоя. Данные, приведённые в БД, свидетельствуют о том, что прогнозные ресурсы кварцитов практически неограниченны.

На крупном месторождении кварцитов Слюдянское (I-1-5) [35] промышленная залежь мощностью 30 м прослежена по простиранию на 3 км, сложена сливными мелкозернистыми кварцитами состава (%): SiO_2 – 95,05; TiO_2 – 0,05; Al_2O_3 – 1,76; F_2O_3 – 1,63; CaO – 0,29. Кварциты могут быть использованы в качестве строительного камня, сырья для кислотоупорного материала и огнеупорного кирпича 11-го класса при кладке мартеновских и коксовых печей. Месторождение разведано на площади 7,5 тыс. м². Прогнозные ресурсы оцениваются в 198,2 тыс. м³.

Месторождение Уватское (II-3-31) [124] представлено пластами белых мелкозернистых кварцитов, согласно залегающих среди слюдяных сланцев; прослежены и оценены два пласта протяженностью 6,5 км. Мощность пласта кварцитов, пригодных для производства металлического кремния, составляет от 8 до 100 м, для производства динаса – 10–90 м. Химический состав кварцитов (%): SiO_2 – 97,45–98,80; Fe_2O_3 – 0,12–0,388; Al_2O_3 – 0,52–1,11. В Госбалансе на 1.01.2009 г. запасы C_2 – 6906 тыс. т утверждены ТКЗ 2002, протокол № 551. Прогнозные ресурсы кат. Р₁ для производства металлического кремния 5,6 млн м³, ферросилиция – 40,0 млн м³, динаса – 46,5 млн м³. Благоприятное географическое положение (близость железной дороги – ст. Нижнеудинск), наличие отсыпанной грунтовой дороги до самого карьера, близость линии ЛЭП – 6–8 км, возможность отработки сырья открытым карьером, повышают его перспективность.

Глины красочные. На площади известно семь проявлений красящих пигментов: Кашинское (II-5-7), Суклетское (III-6-4), Куйтунское (III-6-6), Дагнинское (IV-6-18), Сухинское (I-2-26), р. Бол. Талая (I-2-47), Курятское (II-3-16) и месторождение Еланское (I-2-24). Объекты приурочены к глинистым образованиям остаточной и переотложенной кор выветривания мелпалеогенового возраста, развитых по породам ипситской свиты верхнего рифея (р. Бол. Талая), верхоленской свиты (Еланское, Сухинское) среднего

кембрия и черемховской свиты (Котинское, Суклетское, Куйтунское) юры (см. БД).

Наибольшую ценность представляет месторождение Еланское (I-2-24) [35], которое находится в Тайшетском районе у д. Еланка. Месторождение представлено мел-палеогеновыми охристыми глинами красного цвета с примесью песка, образующими плащевидные формы тел, перекрывающие среднекембрийские образования верхоленской свиты (аргиллиты, алевролиты), по которым они развиты. Ширина выхода глин 385 м, протяженность 1500 м, средняя мощность в контуре оценки ресурсов – 2,1 м. Минеральный состав пигментов: каолинит, монтмориллонит, кварц, гидроксиды железа. Химический состав (%): SiO_2 – 59,6; $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 9,25; Al_2O_3 – 19,48; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 1,28; маслосодержание составляет 44 г/100 г, укрывистость 150 г/м², выход пигмента более 90%. Глины пригодны для производства охры марки (0–4) ГОСТ 8019-71 «охра сухая». При объеме весе 2,6 г/см³ прогнозные ресурсы P_2 на месторождении составляют 3,1 млн т при коэффициенте вскрыши, равном 0,80 м. Месторождение забалансовое. Горнотехнические условия, благоприятные для отработки открытым способом, освоенность района работ повышают перспективность месторождения.

Глины буровые представлены месторождением Таловское (I-2-44) [36], связанным с четвертичными аллювиальными глинами; расположено в 2 км западнее д. Талая на левом борту р. Бол. Бирюса, представляет собой линзовидную залежь глины в аллювии р. Тагул. Длина залежи 290 м, ширина 105 м, средняя мощность 1,2 м. Глина плотная, красно-бурая, пластичная с редкой галькой кварцитовидных пород. Химический состав (%): SiO_2 – 56,68; Al_2O_3 – 19,4; Fe_2O_3 – 8,25; CaO – 0,94; MgO – 0,24; $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 0,80. По результатам технологической экспертизы, проведенной в лаборатории ИГУ Мингео РСФСР, глины пригодны для буровых глинистых растворов. Запасы кат. C_1 составляют 0,03 млн м³.

СОЛИ

СОЛИ НАТРИЕВЫЕ (ГАЛИТ)

Каменная соль. Запасы каменной соли на площади Лено-Тунгусского соленосного бассейна, к которому относится и территория исследуемой площади, неисчерпаемы. На территории соседнего листа находятся три крупнейших обрабатываемых месторождения: Зиминское, Усольское, Тыретское. В пределах площади находятся проявления: Нижнеудинское (II-4-5), Зиминское (ОАО «Химпласт» № 1 и № 2) (IV-6-2, 5). Кроме того, в разрезах всех глубоких скважин, пробуренных на территории листа N-47 (кроме скважин, находящихся вблизи выхода кристаллического фундамента – Карасайской, Аршанской), нижнекембрийские отложения соленосны. С использованием данных глубокого бурения отстроена «Схема изопакит каменной соли» по солеродным свитам, характеризующая продуктивную

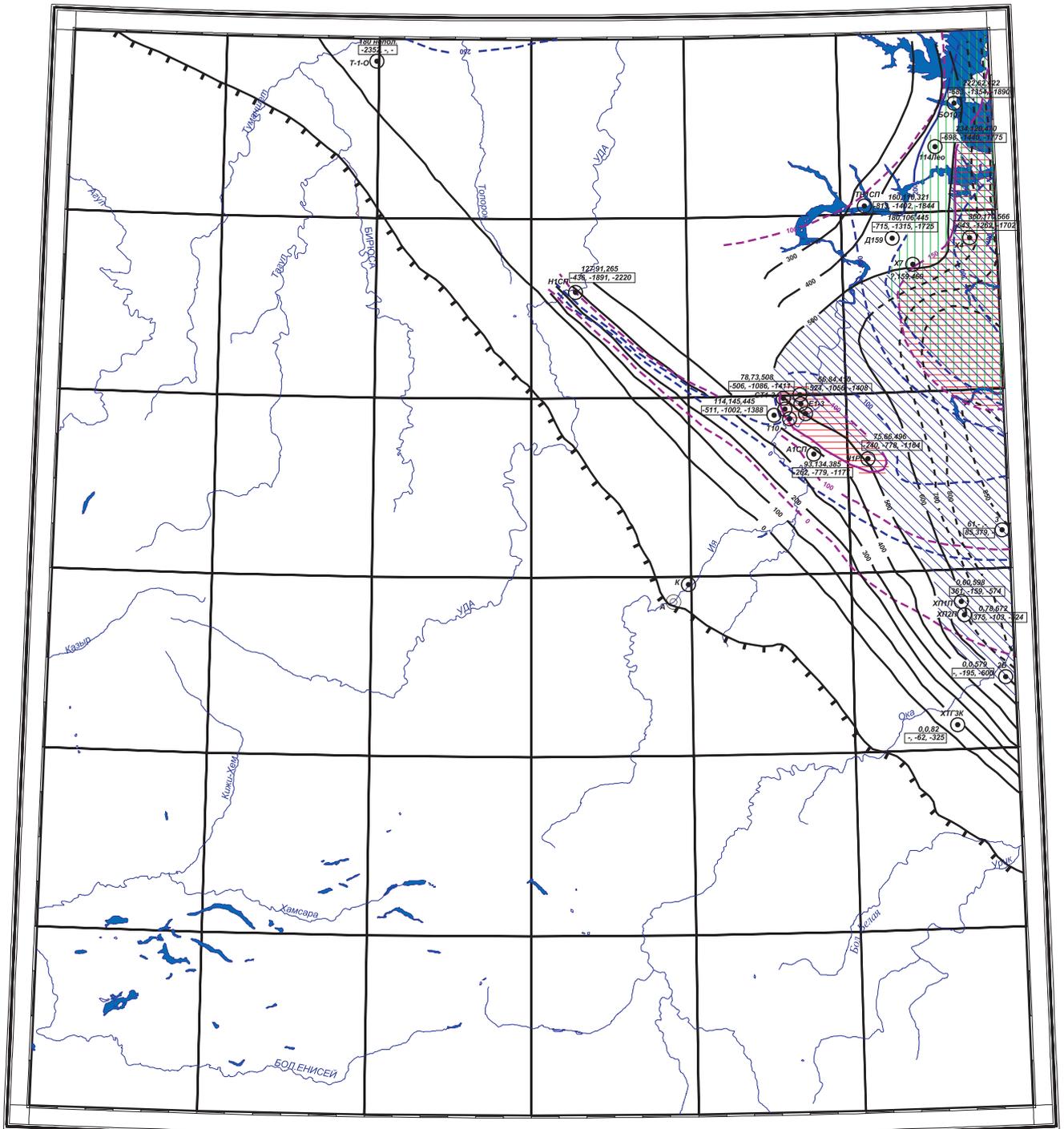
соленосность бассейна каждой свиты, его контуры и положение в абсолютных отметках (рис. 15).

Каждая глубокая скважина (кроме района, приближенного к выходу кристаллического фундамента) вскрывает горизонты каменной соли. В замкнутых, в пределах исследуемой площади, контурах изопакит пластов соли, определяющих площади соленосности усольской (500), бельской (100, 150), ангарской (200) свит, возможно определение ресурсов каменной соли категории P_3 прямым расчетом с вводом понижающего коэффициента по формуле: $Q = S \times m \times K_d \times d$, где S – площадь контура, m – мощность солей, K_d – коэффициент достоверности, d – объемный вес, t/m^3 . Согласно полученным данным, запасы каменной соли в пределах рассматриваемой площади огромны. Они составляют (млн т) по усольской свите – 291×10^4 , бельской – 188×10^4 , ангарской – $48,6 \times 10^4$.

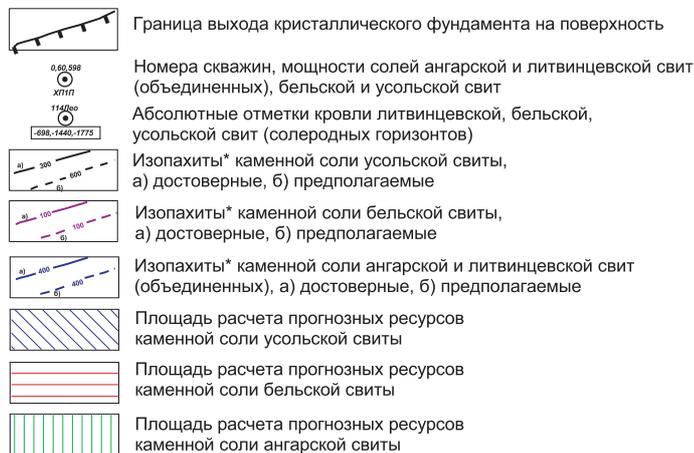
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ, РАССОЛЫ, ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Минеральные промышленные. На территории листа находятся два месторождения минеральных промышленных вод – Рождественское (I-2-23) и Иркутское (II-5-4). Минеральные воды и промышленные рассолы характеризуются содержаниями полезных компонентов, превышающими (mg/dm^3): для брома – 200, бора – 100, калия – 1000, стронция – 300, лития – 10, рубидия – 3, цезия – 0,5, германия – 0,5. Выделено шесть рассолоносных горизонтов: шелонинский и христофоровский – в верхней части галогенно-карбонатной гидрогеологической формации; балыхтинский и осинский в отложениях нижней части этой же формации – в усольской свите; парфеновский и боханский горизонты в отложениях карбонатно-терригенной формации – мотской серии в Присяянье.

В Присяянье в пределах Нижнеудинской, Тулунской, Тагнинской площадей нефтепоискового бурения околугурено Иркутское месторождение (II-5-4) [467, 468] промышленных бромсодержащих хлоридно-кальциевого состава рассолов. Помимо брома, в составе рассолов присутствуют литий, рубидий, стронций в промышленных концентрациях. Месторождение прослеживается полосой с северо-запада от г. Нижнеудинск до ст. Тыреть в 20 км за восточную границу площади параллельно Транссибирской ж. д. магистрали. Длина его в пределах площади 240 км, ширина от 10 до 37 км, площадь 3306 км^2 (рис. 15). Приурочено оно к песчаникам парфеновского горизонта, залегающим на глубинах 2100–3250 м. Водопроницаемость песчаников от 0,5 до 1,5 $m^2/сут$, содержание брома 5 $г/дм^3$ (от 3 до 7). Содержания микроэлементов в рассолах (средневзвешенное, mg/dm^3): литий – 56,46; рубидий – 2,7; стронций – 2614; бром – 5150; калий – 5820; магний – 13 476. Государственным балансом оцененные запасы промышленных вод не учтены. В системе освоения месторождения, состоящей из семи водозаборов общей производительностью 5 тыс. $m^3/сут$ с коэффициентом извлечения 0,8, расчетный выход (запасы кат. C_2) составляют (т/год): брома – 17 950, лития – 187,0 стронция – 10 128, рубидия – 11,8. В подсчет прогнозных эксплуатационных запасов не вошли результаты, полученные при бурении

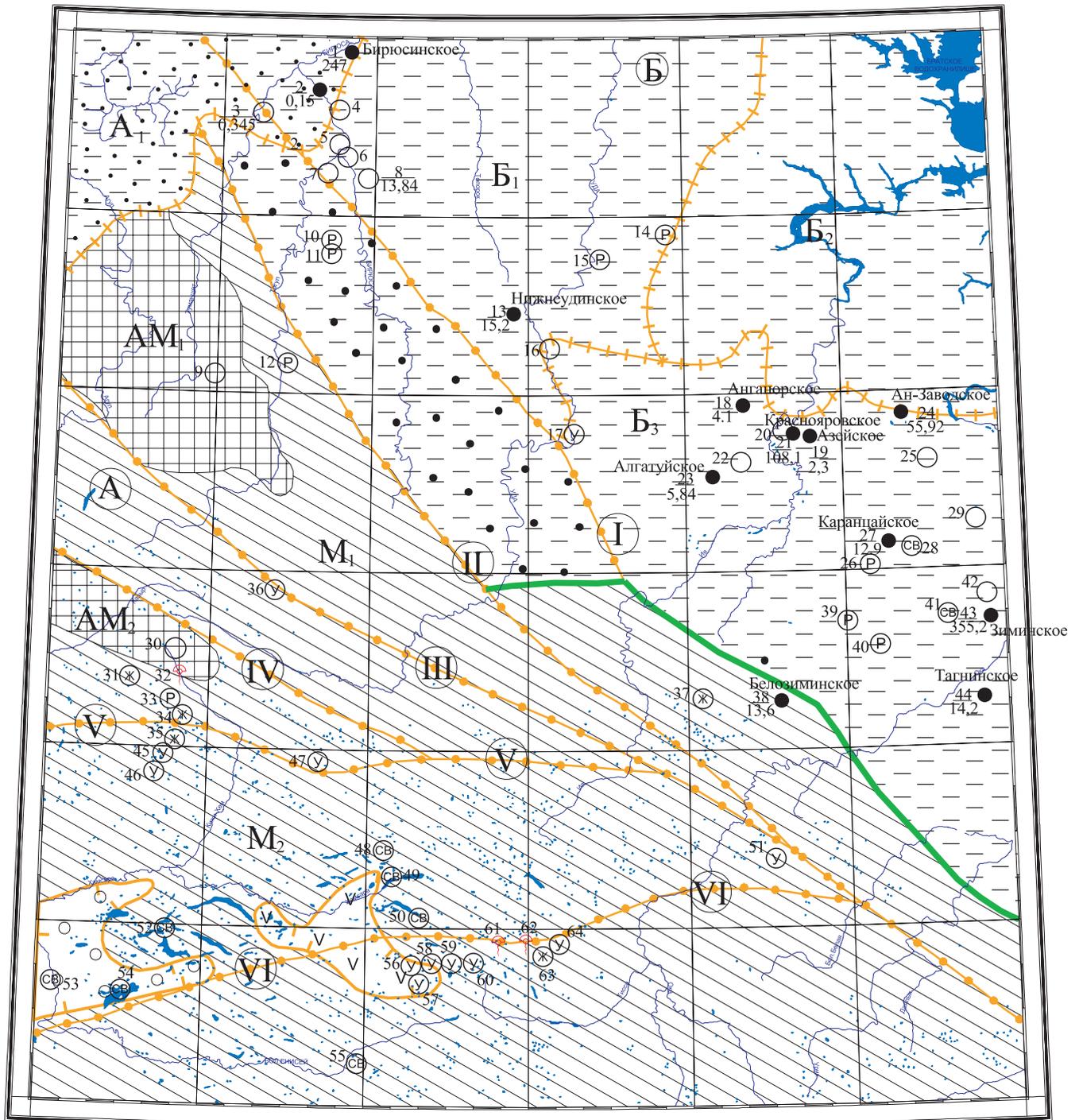


Масштаб 1 : 2 500 000



* суммарная мощность пластов каменной соли в разрезе

Рис. 15. Схема изопахит и площадей расчета прогнозных ресурсов каменной соли Ангаро-Верхоленского соленосного района



Масштаб 1 : 2 500 000

Саяно-Алтае-Енисейская складчатая гидрогеологическая область

-  гидрогеологические массивы (M₁ – Восточно-Саянский, M₂ – Восточно-Тувинский)
-  гидрогеологические АД массивы (AM₁ – Хайдымский, AM₂ – Кунгусский)
-  артезианские бассейны (A₁ – Рыбинский)
-  межгорные артезианские бассейны (Тоджинский)
-  вулканогенные бассейны (Соругский)
-  Присяянский гидрогеологический район

-  Восточно-Сибирская платформенная гидрогеологическая область (Ангаро-Ленский бассейн I порядка): (B₁ – Канский артезианский бассейн II порядка; B₂ – Приангарский артезианский бассейн II порядка; B₃ – Иркутский артезианский бассейн II порядка)

-  границы: а) гидрогеологических областей; б, в, г) гидрогеологических структур II и III порядка

-  $\frac{2}{8,3}$ месторождения пресных питьевых и технических подземных вод с утвержденными эксплуатационными запасами (номер по таблице/запасы тыс. м³/сут.)

-  $\frac{3}{1,5}$ проявления и месторождения минеральных вод: (CB – сероводородных, ♀ – термальных, ⓧ – железистых, ⊙ – углекислых, (P) – радоновых, ○ – без разделения по составу (номер по таблице/запасы тыс. м³/сут.)

-  зоны обводненных разломов (I – Присяянский, II – Бирюсинский, III – Главный Саянский, IV – Восточно-Саянский, V – Кандатский, VI – Азасско-Жомболокский)

Рис. 16. Схема расположения месторождений и проявлений пресных питьевых, хозяйственных и минеральных вод территории листа N-47

**Характеристика минеральных промышленных вод
Иркутского месторождения**

Площадь	Горизонт	Общая минерализация, г/дм ³	Содержание, г/дм ³					
			Br	K	Li	Rb	J	B
Нижнеудинская	Парфеновский	333–344	7	7		1,5	6	
Тулунская	»	303	2,4	6	32		5	50
Тагнинская	»	450	8	22				
Зиминская (Химпласт № 1, № 2)	»	406–436	7	10,8	34	1,43		
Запасы C ₂ (т/год)			17950		187,0	11,8		

скважин № 1 и № 2 ОАО «Химпласт», пробуренных в 2008 г. (табл. 9), расширяющие контуры площади месторождения.

Месторождение Рождественское (I-2-23) расположено вблизи пос. Рождественка, вскрыто скважиной на глубине 144 м, приурочено к зоне Тымбырского разлома в мергелях и алевролитах усть-кутской свиты. Воды трещинно-жильные кальциево-хлоридные с сероводородом, бромные; минерализация – 6,2 г/дм³; содержание (мг/экв.): Ca – 58; Na – 42; Cl' – 84; SO₄" – 15; а также (мг/дм³) B – до 0,8, Br – до 4, Li – до 0,44. Общая минерализация – до 5,3 мг/дм³. Утвержденные запасы (ТКЗ 2135 от 27.02.75) кат. А – 0,086 тыс. м³/с, В – 0,073 тыс. м³/с [469]. Воды бромные.

Минеральные лечебные воды. В пределах Саяно-Алтайской гидрогеологической области и Сибирского сложного артезианского бассейна находится более 53 источников и скважин с лечебными водами широкого спектра бальнеологических свойств. В пределах Саяно-Алтайской складчатой гидрогеологической области основным хранилищем минеральных углекислых, азотных терм, сероводородных, радоновых, железистых вод является Восточно-Тувинский гидрогеологический массив, Тоджинский и Соругский артезианские бассейны (рис. 16). Основная масса родников и источников контролируется зонами крупнейших обводненных разломов – Азасско-Жомболокского, Кандатского, Присяянского.

Восточно-Сибирская гидрогеологическая (гидроминеральная) область в составе Ангаро-Ленского артезианского бассейна II порядка вмещает основные запасы пресных вод в юрско-ордовикской части гидрогеологического разреза; венд-кембрийские уровни разреза насыщены рассолами, солеными, минеральными водами. Редкие источники радоновых, сульфатных, азотно-метановых вод локализируются в юрских водоносных горизонтах Иркутского артезианского бассейна III порядка. Общая минерализация для минеральных питьевых лечебно-столовых вод [126] установлена в пределах 2–8 г/дм³, для лечебных – 8–12 г/дм³. Воды с общей

минерализацией менее 2 г/дм³ отнесены к природным столовым (ОСТ 18-107-73). Принадлежность к лечебным для различных типов вод отражена в прил. 8. В пределах исследуемой площади выделяются следующие типы лечебных вод [294]:

а) питьевые лечебно-столовые (минерализация в г/дм³):

– дарасунского типа гидрокарбонатно-магниевые (2,0–5,0), краинского типа сульфатно-кальциевые (2–3), ашхабадского типа сульфатно-магниевые (2,5–4,0), минского типа хлоридно-натриевые (5,0–8,0), полуостровского типа железистые (3,0), миргородского типа гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевые (2,0) используются для лечения органов пищеварения;

– липовского типа, холодные радоновые воды используются для лечения периферической нервной системы;

б) питьевые-лечебные:

– бирюсинского типа хлоридно-натриево-кальциевые с повышенным содержанием сульфатов и стронция (3–5 г/дм³), используются для лечения печени, лимфатических желез;

в) купальные:

– тулунского типа хлоридно-кальциевые вод (132–549,0 г/дм³), бромные могут быть использованы в случае многократного разбавления для лечения органов движения.

Радоновые воды. Холодные радоновые воды, известные на территории листа, разгружаются на поверхность в виде родников и источников. Локализованы в Восточно-Сибирской платформенной гидрогеологической (гидроминеральной) области. Самая северная группа источников (Вишняковский – П-2-23, Правобережье р. Елаш – П-2-25) локализована в бассейне р. Бирюса, тяготеет к обводненной северо-западной части Присяянского разлома. Вмещающими породами являются тектонизированные сланцы, гнейсы, амфиболиты архейского, протерозойского возраста. Южное скопление радоновых источников локализовано в горизонтах песчаников юрского возраста Иркутского и в песчаниках бадарановской свиты Канского артезианских бассейнов II порядка. Содержания радона в этих источниках не превышают 200 Бк/л. В Алтае-Саянской гидрогеологической области в пределах исследуемой площади охарактеризованы источники: Правогутарский (П-2-53), Гутарская залежь (П-2-57), Аржан (IV-1-39) и Хульцайский (IV-5-20). Источник Аржан (IV-1-39) находится в зоне Кандатского разлома, содержание радона в нем составляет 8639,5 Бк/л. Состав вод в источниках гидрокарбонатно-магниевый, гидрокарбонатно-магниевый-кальциевый, кислородно-сульфатный, дебиты их колеблются в пределах 3–7,5 л/с (прил. 8). По ионно-солевому, микрокомпонентному и газовому составу радоновые воды соответствуют купальным водам липовского типа.

Железистые, углекислые воды. Средне- и малodeбитные (0,05–5 л/с) источники и родники холодных (4 °С) железистых, железисто-углекислых и углекислых минеральных вод представлены 13 проявлениями. Железистые

воды в зоне Кандатского обводненного разлома – Холдунг-Башский (IV-1-37), Соругский (IV-1-44). Проявления углекислых вод сосредоточены в зонах Азасско-Жомболокского и Кандатского разломов – Айнакский (V-5-32), Шандал-Ой (VI-3-4), Конур-Суг (VI-3-8) и др., охарактеризованы в прил. 8. Воды этих источников слабо исследованы. Используются в настоящее время «диким» способом для лечения органов пищеварения.

Сероводородные минеральные воды представлены семью источниками, перечисленными в Электронном каталоге, охарактеризованы в прил. 8, тяготеют преимущественно к областям молодого вулканизма и новейшей тектоники (Тоджинский и Соругский артезианские бассейны II порядка). Воды сосредоточены в Утхумско-Хамсаринской СФО. Характеризуются низкой концентрацией дейтерия и кислорода. Малодебитные (0,01–0,5 л/с) в основной массе источники и родники приурочены к трещиноватым породам пестрого состава – доломитам, гранитам, эффузивам. По составу воды сульфатно-кальциевые, гидрокарбонатно-магниевые-кальциевые с устойчивым запахом сероводорода (содержание H_2S до $0,010$ г/дм³) (Облукский источник – VI-1-1, Азасский источник – VI-1-3). Общая минерализация воды $0,19–2,39$ г/дм³. По солевому составу относятся к питьевым лечебно-столовым дарасунского типа, используются при лечении сердечно-сосудистой системы.

Термальные воды источников и скважины – Кизи-Хемский (IV-1-35), Чойганский (VI-3-3), Аршан (VI-4-1) изливаются в виде редких родников в зоне Восточно-Саянского и Азасско-Жомболокского разломов. Температура воды в источниках поднимается до 40 °С (прил. 8). Состав вод гидрокарбонатно-кальциево-натриевый с низкой ($2,6$ г/дм³) минерализацией. Источники, как правило, обогащены радоном до 407 Бк/л, по микрокомпонентному составу близки к водам «Боржоми» и водам курорта «Белокуриха». Используются при лечении органов пищеварения.

Минеральные воды (без разделения по составу). Этот тип вод обозначен авторами в Восточно-Сибирской платформенной и Саяно-Алтайской гидрогеологических областях. Охарактеризованы в прил. 8, перечислены в Электронном каталоге, включают 14 объектов. Восточно-Сибирская гидрогеологическая область характеризуется хлоридно-натриевыми, хлоридно-кальциевыми с сероводородом, иногда слабозелезистыми бромными водами, связанными с карбонатно-галогенной формацией нижнего кембрия. Воды изливаются на поверхность в виде источников, родников, а также вскрыты скважинами нефтяного (глубокого) бурения. Воды слабощелочные (рН $6,7–7,4$) от минерализованных до $38,8$ г/дм³ (Туманшетский источник – I-2-27), до крепких рассолов – $549,1$ г/дм³ (скв. Тулунская 1-О), насыщенные сероводородом, бромом, бором, с повышенной радиоактивностью (родник у д. Козловка, U – $5,7 \times 10^{-5}\%$). Менее распространены сульфатно-магниевые, сульфатно-кальциевые воды. Оцениваются как лечебно-столовые минского, ашхабадского типов со слабой минерализацией ($4,6–5,7$ г/дм³), питьевые, купальные с общей минерализацией $104–549$ г/дм³,

требующие при употреблении разбавления. Среди хлоридных вод известны разведанные месторождения с балансовыми запасами (Соленовская группа родников – I-2-50) (прил. 8).

Питьевые воды представлены 11 месторождениями. Загрязнение сточными и промышленными водами рек Ангарского бассейна грунтовых вод неглубокого залегания, питающих колодцы и сельскохозяйственные заборы, скважины, ухудшает условия водоснабжения населения. Полный объем обеспеченности области пресной водой составляет 609,4 м³/с; при средней потребности в пресной воде 0,81 л/с/км² [471], потребность в пресной воде промышленной зоны листа N-47, простирающейся вдоль железной дороги на 400 км при средней ширине 120 км (48 000 км²), составляет 38,8 м³/с.

Естественные ресурсы пресных подземных вод горноскладчатого сооружения Восточных Саян составляют 216,5 м³/с при водосборной площади 85 тыс. км², модуле подземного стока 2,6 л/с/км² и коэффициенте подземного питания 24%. Естественные ресурсы участка Сибирской платформы в пределах листа N-47 при среднем модуле стока 1,3 л/с/км² составляют 57,3 м³/с (S – 45 тыс. км²). Т. е. потребности в пресной воде промышленной зоны листа N-47, составляющие по расчетам 38,8 м³/с, могут быть полностью удовлетворены чистыми пресными подземными водами, как платформенной, так и горной части листа. В фундаменте платформы находится единственное месторождение – Белозиминское (V-5-24), выявленное при работах Белозиминского ГОКа. Воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава залегают в гравийниках аллювия и трещиноватых сланцах протерозойского возраста (прил. 9).

На территории платформенного чехла наиболее водообильны четвертичные отложения (аллювий низких террас), с которыми связаны крупные месторождения (Бирюсинское – I-2-6, Зиминское – IV-6-7 (прил. 9). Глубина залежей 4,1–20,0 м, водный режим тесно связан с режимом рек. Большая часть эксплуатируемых месторождений приурочена к ордовикским водоносным комплексам. Водоносные горизонты сложены песчаниками, глубина залегания – до 40 м, очень редко – до 100 м (Азейское – III-5-23, Анганорское – III-5-9); воды по составу гидрокарбонатно-магниево-кальциевые. Общая минерализация вод 400–1000 мг/дм³. Остальные месторождения охарактеризованы в прил. 9.

Суммарные запасы пресных вод по 11 месторождениям составляют 882 м³/сут. Этого явно недостаточно для удовлетворения потребности в качественной воде, а постоянное ухудшение экологической обстановки требует переориентации всей системы водоснабжения на подземные воды и продолжения поисков новых месторождений при условии, что естественные ресурсы пресных вод и платформенной и горной части листа достаточны.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Территория листа N-47 характеризуется минерагенической разнородностью, обусловленной ее тектоническими особенностями – положением на сочленении Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. В ее пределах происходили активные процессы осадконакопления, магматизма, метаморфических преобразований, сопровождающиеся рудообразованием, перераспределением, концентрацией или рассеянием полезных ископаемых. В соответствии со схемой минерагенического районирования ВСЕГЕИ (Минерагеническая карта России, м-б 1:5 000 000; ВСЕГЕИ, 2006 г.; гл. ред. О. В. Петров), территория листа входит своей северо-восточной частью в Восточно-Сибирскую минерагеническую провинцию, юго-западная – в Алтае-Саянскую провинцию, геологическими аналогами которых являются отмеченные выше структурно-тектонические подразделения первого порядка – Сибирская платформа и Алтае-Саянская складчатая область.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХ И ЭТАПОВ

В геологическом развитии района выделяются эпохи: архейская, карельская, рифейская, салаирская, герцинская, мезозойская и кайнозойская. С каждой эпохой связаны процессы рудообразования и свой комплекс полезных ископаемых.

Неоднородность проявления в пространстве и времени рудообразующих процессов, привязанных к определенным тектоническим структурам, обусловила выделение минерагенических зон в пределах вышеуказанных провинций.

Алтае-Саянская минерагеническая провинция

Архейская эпоха представлена минерагенией поздnearхейского этапа, проявленного становлением графитовых объектов (месторождение Барун-Богдашка и проявлениями) осадочно-метаморфического типа рудной формации графитовой метаморфической, титанового оруденения формации титановой рутиловой амфиболит-эклогитовой. Рудоносными в обоих случаях служат породы китойкинской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации с наложенным региональным ретроградным

метаморфизмом амфиболитовой фации. Первая из них, очевидно, является главным рудоконтролирующим фактором.

В породах китойкинской серии локализованы проявления редкометалльных и редкоземельных пегматитов и урановорудная в пегматитах китойского комплекса (малоперспективные), для которых отрицательным минерагеническим фактором является высокий метаморфизм вмещающих пород. Перечисленные рудные объекты структурно приурочены к Онотско-Бельской глыбе, в границах которой обособлена *Онотско-Бельская рудоносная зона* (вне минерагенических зон).

Карельская эпоха проявилась раннекарельским этапом, с которым связано оруденение графитовой метаморфической формации осадочно-метаморфического типа, развивающееся по мраморам и кварцитам дербинской и эденской свит, а также марганцевое оруденение марганценовой кремнисто-карбонатной формации в дербинской свите раннекарельского возраста в Дербинском антиклинории. В рамках последнего выделена *Дербинская минерагеническая зона*. Рудоконтролирующим фактором является метаморфизм амфиболитовой фации первичных пород, обогащенных изначально углеродистым веществом и марганцем.

Рифейская и салаирская эпохи наиболее продуктивны, многообразны по типам формаций, проявлены практически по всей территории Алтае-Саянской СО. В большинстве случаев развитие рифейских структур (и рудогенеза) продолжалось в салаирскую эпоху (венд, кембрий), завершилось в ордовике складчатостью и магматизмом. В связи с этим формирование оруденения в ряде минерагенических подразделений является многостадийным, а минерагенические подразделения – полихронными.

В южной части листа в рамках Гарганской СФЗ Гарганско-Боксон-Сархойской СФО в рифейских образованиях чехла Гарганской глыбы, Ильчирского офиолитового пояса локализованы месторождения кварца гранулированного (Буралсардыкское) и проявления этого сырья, а также проявления ванадия (ванадиеносных сланцев) в ильчирской свите; в ильчирском комплексе – месторождения и проявления асбеста (формация хризотил-асбестовая апогипербазитовая), хром (хромитовая в расслоенных интрузиях), никель (медно-никелевая сульфидная); медь (медноколчеданная), алмазы в обуглероженных перидотитах, нефрит; в известняках балыктык-хемской свиты – графит метаморфический; широко распространенные в СФО гранитоиды сумсунурского комплекса являются рудогенерирующими для золотого оруденения (месторождение Барунхолбинское и проявления) золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой, золото-серебряной формаций гидротермального типа, а также золоторудной березитовой; с гранитоидами холбинского, хорингольского комплексов связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золоторудной березитовой (месторождение Водораздельное, проявления), медно-кварц-сульфидной формаций, локализованные в отложениях ильчирской, иркутной, сархойской свит, а также в гнейсах гарганского метаморфического комплекса. Оруденение в стратифицированных и вулканогенных образованиях контролируется исходным литологическим составом пород и слабым метаморфизмом (зеленосланцевой фации). Золотое оруденение локализуется в зонах разломов,

трещиноватости, а также в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузий.

В юго-восточной части листа на востоке Алтае-Саянской провинции выделяются минерагенические зоны Сархой-Китойская и Урикско-Китой-Боксонская МЗ (обозначена на Минерагенической карте России, ВСЕГЕИ, 2006 г.), охватывающие выходы рифейских и венд-ордовикских образований, которые контролируют бокситы, фосфориты, графит, нефрит, золото и др. В салаирское время (венд-кембрий) формировались отложения боксонской серии, в разрезе которой стратифицированные месторождения (Боксонское) фосфоритов и бокситов. Минерагеническим аналогом Гарганско-Боксон-Сархойской СФО является *Сархой-Китойская минерагеническая зона*, в которой в качестве металлотектов на КЗПИ обозначены перечисленные выше геологические подразделения.

Севернее Гарганско-Боксон-Сархойской СФО в структурах Окинской зоны Окино-Харальской СФО с рифейскими образованиями, выполняющими Окинский «синклиорий» (окинская серия), связаны проявления ванадия (ванадиеносных сланцев) в углеродистых сланцах хурайжалгинской и иркутной свит, железистых кварцитов в разрезе хуренской свиты, золоторудной листовитовой формации в метасоматитах по туфоалевролитам хурэнской свиты; в углеродистых, углеродисто-кремнистых сланцах дабанжалгинской свиты локализовано оруденение формации урановой в углеродистых сланцах, ванадиеносных сланцев, молибден-ванадиеносных сланцев, в кремнистых фосфоритах – фосфор-урановая. С ордовикским магматизмом (урикский, сархойский гранитоидные комплексы) связаны проявления молибден-вольфрамовой сульфидно-кварцевой (в дабанжалгинской свите), молибден-кварцевой, золото-кварцевой формаций, бериллиеносных пегматитов и метасоматитов, мусковитоносных пегматитов (урикский комплекс). Рудоподводящими структурами служат ограничивающие СФО Азасско-Жомболокский и Окинский разломы. В рамках Окино-Харальской СФО выделяется *Урик-Китой-Боксонская минерагеническая зона*. В качестве металлотектов на КЗПИ обозначены подразделения боксонской серии (кроме нюргатинской и хютенской свит), дабанжалгинская свита и ордовикские гранитоиды.

Казыр-Кизирская СФО, включающая Ашкасокскую (прогиб) и Кизирскую зоны, выполненные рифейскими отложениями, в которых локализуются проявления медноколчеданной (в вулканитах чатырлыгской свиты), молибден-ванадиеносных сланцев, золоторудная черносланцевая, урановая в углеродистых сланцах, уран-молибден-ванадиеносных сланцев (ашкасокская свита), а также в экзоконтактах гранитоидных массивов – шеелитовая скарновая, молибденовая скарновая, золотоносных скарнов (ортинская свита); проявления гидротермального типа – золото-сульфидно-кварцевая (рудоносный ольховский комплекс), золото-серебряная, флюорит-берилловая грейзеновая, молибден-вольфрам-сульфидно-кварцевая (рудоносный беллыкский комплекс). Рамками Казыр-Кизирской СФО ограничивается *Казыр-Кизирская минерагеническая зона*.

В Утхумско-Хамсаринском прогибе рифейские осадочные породы (утхумская свита) контролируют марганцевое (седиментогенное) оруденение; в кембрийских вулканитах хамсаринской свиты локализованы медное,

молибденовое, свинцово-цинковое, золотое оруденение различных формационных типов; с раннекембрийскими габброидами можалыкского комплекса и расслоенными массивами остюренского комплекса связано оруденение медно-никелевой сульфидной и титано-магнетитовой формаций, в экзоконтактах кембрийских гранитоидов таннуольского комплекса проявлено оруденение молибденит-кварцевой формации; габброиды хойтоокинского комплекса генерируют титано-магнетитовое и медное оруденение. В границах Утхумско-Хамсаринского прогиба выделена *Утхумско-Хамсаринская минерагеническая зона*.

В западной части площади листа к югу от Кандатского разлома обособляется ареал кембрийских вулканических пород (хамсаринская свита) и гранитоидных интрузий таннуольского комплекса, среди которых в ксенолитах сохраняются рифейские и вендские карбонатные, вулканогенные, терригенные породы. С юга и востока «ареал» ограничен полем развития образований девонского вулканоплутонического комплекса. Металлогения магматогенных кембрийских образований отмечена выше. Рудовмещающими служат рифейские и вендские отложения. Рудоподводящая роль принадлежит Кандатскому разлому. Охарактеризованный район выделен в качестве *Восточно-Тувинской минерагенической зоны*. Последняя прослеживается на запад в пределы листа N-46, где также выделена и прослежена, представляет минерагению салаирского этапа.

Минерагения рифейского и салаирского этапов также проявлена в Окино-Харальской СФО, где вулканы туматтайгинской свиты генерируют полиметаллическое (Pb,Zn) колчеданное оруденение. В этой же СФО рифейские отложения харальской свиты (за пределами площади) являются рудовмещающими для золотого оруденения. На площади листа в поле развития рифейских отложений локализованы только золотоносные россыпи. В границах выхода харальской и туматтайгинской свит выделена *Улугойская минерагеническая зона*.

Пояс рифейских расслоенных интрузий казырского комплекса, вытянутый вдоль Восточно-Саянского и Кандатского разломов, выделен как *Лысано-Казырская минерагеническая зона*, в которой с казырским комплексом связано титановое оруденение титано-магнетитовой формации.

Герцинская эпоха проявилась тектоно-магматической активизацией, с которой связано становление девонских умереннощелочных вулкаников и их интрузивных гранитоидных комагматов. Вулканы генерируют оруденение полиметаллической колчеданной, золото-сульфидно-кварцевой, медно-кварц-сульфидной формаций; с гранитоидами (бреньский, огнитский комплексы) связаны формации медно-кварц-сульфидная, редкоземельно-редкометалльных щелочных метасоматитов, молибденит-кварцевая, молибден-вольфрамовая сульфидно-кварцевая, свинцово-цинковая скарновая; аксугский комплекс генерирует оруденение молибден-медно-порфировой (месторождение Аксугское) и молибден-кварцевой формаций; с щелочными сиенитами ботогольского, сайбарского, сангиленского комплексов связаны месторождение (Ботогольское) и проявления нефелиновых сиенитов, редких земель (уран-редкоземельно-редкометалльных щелочных метасоматитов, редкоземельных нефелиновых сиенитов), нефелин-тантал-ниобиевой,

графитовой контактово-метасоматической. Ареал распространения рудоносных магматических пород, контролирующийся зоной Кандатского разлома, выделяется в качестве минерагенической зоны – *Аксугско-Могойская МЗ* (в южном крыле Кандатского разлома). Ареалы распространения перечисленных выше рудогенерирующих девонских магматических образований включены в площади, охарактеризованные ранее как полихронные минерагенические подразделения с обозначением возраста наиболее позднего – герцинского активизационного рудогенеза. Это – вышеописанные Урик-Китой-Боксонская, Утхумско-Хамсаринская МЗ.

Мезозойская эпоха проявлена в складчатой области тектоно-магматической активизацией, с которой связано формирование, главным образом, редкометалльного оруденения формаций редкоземельно-редкометалльных щелочных метасоматитов, редкометалльной апогранитовой, бертрандит-фенакит-флюоритовой, уран-редкометалльная в щелочных метасоматитах; рудогенерирующими и рудовмещающими Та-Nb и редкоземельных руд являются главным образом интрузии арысканского и улугтанзекского комплексов, в то время как бериллиевое оруденение локализовано в их надинтрузивных зонах (Снежное проявление). Рудоносные интрузии арысканского комплекса локализованы в зонах крупных разломов – *Дербинско-Арысканская минерагеническая зона* (Арысканское месторождение) приурочена к юго-западному крылу Восточно-Саянского разлома, ограничена с юго-востока Кандатским разломом; *Холбинско-Кандатская рудоносная зона* (вне минерагенической зоны) контролируется Кандатским разломом, приурочена к южному его крылу; *Билинская минерагеническая зона* прослеживается вдоль Азасско-Жомболокского разлома, затем, огибая Шутхулайскую глыбу, разворачивается в субмеридиональном направлении в Айлыгский прогиб, где локализована интрузия улугтанзекского комплекса (проявления редких земель, ниобия, циркона). В зоне Эхе-Гольского разлома находятся две крупные интрузии самсальского комплекса (пермского возраста), с которыми связаны проявления флюорит-берилловые грейзеновые и топазозонных пегматитов. В пределах Ильчирской СФО (Ильчирского прогиба) с мезозойской активизацией связано формирование Сагансарайского грабена, выполненного сагансарайским осадочно-вулканическим комплексом, вмещающим оруденение золото-серебряной, золото-сульфидно-кварцевой формаций, а также урановой в зонах несогласия. Ильчирским прогибом ограничена *Ильчирская минерагеническая зона*.

Кайнозойская эпоха проявлена россыпной золотоносностью, бурожелезняковыми корами выветривания, ураноносными корами выветривания.

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция

Фундамент платформы

Архейская эпоха проявлена минерагенией фундамента платформы, где выделяются раннеархейский и позднеархейский этапы.

Минерагению раннеархейского этапа определяют проявления метаморфогенных железных руд формации железорудной амфиболит-гнейсовой

(эклогитовой), локализованных в эклогитоподобных амфиболитах, амфиболит-гнейсовых магнетитсодержащих образованиях булунской серии в Шарыжалгайской глыбе, ограниченной как *Шарыжалгайская минерагеническая зона*. В той же структуре в наложенных грабенах (Андотском, Онотском) проявлена минерагения позднеархейского этапа осадочно-метаморфическим оруденением формаций марганценовой гондитовой, тальковой апокарбонатной, железистых кварцитов, локализованных в породах андотской свиты и савинской серии; гнейсы китойской толщи вмещают кобальт-пиритовое оруденение и медное кварц-сульфидное гидротермального типа. На смежной площади (N-48) в указанной МЗ проявлено также оруденение высокоглинозёмистой кордиерит-силлиманитовой формации.

В Каннском выступе на листе N-46 выделена прослеживающаяся на лист N-47 *Манско-Саянская минерагеническая зона*, в которой в связи с архейскими гипербазитами кингашского комплекса проявлено кобальт-медно-никелевое оруденение. На территории листа N-47 архейская минерагения в Каннском выступе не установлена.

Минерагения позднеархейского этапа проявлена в структурах Бирюсинской глыбы и Мангатольского блока, объединённых в *Бирюсинскую минерагеническую зону*. Этап отмечен становлением титано-магнетитовой формации (при рудоносной роли малотагульского анортозит-метагаббрового комплекса). С тем же этапом проявлено оруденение редкоземельных пегматитов в связи с чарнокитоидами грядинского и гранитоидами хадамиского комплексов. Бирюсинская МЗ является полихронной – вмещает также оруденение карельской эпохи.

Карельская эпоха в фундаменте платформы характеризуется высокой продуктивностью и большим формационным разнообразием различных видов минерального сырья.

Раннекарельский этап в Бирюсинской глыбе (охарактеризованной в описании архейской эпохи как Бирюсинская МЗ) отмечен проявлениями железистых кварцитов, высокоглинозёмистых сланцев осадочно-метаморфического типа в рудоносной алхадырской свите, породы которой также вмещают слюдоносные пегматиты (саянского комплекса), проявления молибденовой скарновой, свинцово-цинковой скарновой, золото-сульфидно-кварцевой формаций. В разрезе туманшетской свиты стратифицированные кварциты (динасовое сырьё), железистые кварциты, а также гидротермальное(?) проявление барита. Габброиды и перидотиты урдоокинского комплекса генерируют оруденение формаций медно-никелевой сульфидной, титано-магнетитовой, медно-кварц-сульфидной; с ультрабазитами и габброидного комплекса связано оруденение формаций хромитовой в расслоенных интрузиях, хризотил-асбестовой, тальковой апогипербазитовой.

В *Манско-Саянской минерагенической зоне* (Каннской глыбе) раннекарельский этап отмечен оруденением титано-магнетитовой формации при рудогенерирующей роли идарского комплекса.

Позднекарельский этап в структурах Урикско-Туманшетского прогиба проявлен перспективным оруденением формаций редкометалльных, литиеносных пегматитов, локализующихся в породах сублукской серии, часовенской, ингашинской свит (при рудогенерирующей роли саянского

комплекса). В этот же период сформировалось также гидротермальное оруденение молибден-вольфрамовой, сульфидно-кварцевой шеелит-сульфидно-кварцевой и молибден-кварцевой формаций (при рудоносной роли саянского комплекса); в разрезах сублукской серии образовалось стратифицированное оруденение формаций урановой в углеродистых сланцах и железистых кварцитов; с гранитоидами игнокского комплекса связано золото-сульфидно-кварцевое (в т. ч. крупное месторождение), золото-кварцевое, золото-серебряное оруденение, с перидотитами зимовнинского комплекса – месторождения хризотил-асбеста. Урикско-Туманшетскому прогибу минерагенически соответствует *Урикско-Туманшетская минерагеническая зона* с отмеченной выше специализацией. Урикско-Туманшетская МЗ является полихронной, что связано с активизацией структуры в рифее и венде.

Рифейская и салаирская эпохи в фундаменте платформы проявились в Урикско-Туманшетской МЗ. Рифейская эпоха отмечена формированием уранового оруденения формаций урановой в минерализованных зонах дробления (в породах уриксской свиты) и урановой в зонах несогласия (ермосохинская, курятская свиты), алмазных кимберлитов ингашинского комплекса. Салаирская эпоха отмечена становлением зиминского комплекса ультраосновных щелочных породы и карбонатитов, несущих оруденение формаций редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой (крупные месторождения), апатит-карбонатитовой.

В Удинско-Колбинской рифтовой зоне (краевом шве платформы) рифейская эпоха проявилась золотым оруденением формаций золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой при рудоносной роли гранитоидов саржинского комплекса; локализовано оруденение в раннерифейских осадочных толщах и габброидах мадарского комплекса; в рамках рифтовой зоны выделена *Удинско-Колбинская минерагеническая зона*.

С салаирской эпохой в Удинско-Колбинской МЗ проявлено оруденение формаций золото-адуляр-кварцевой и молибден-ванадиевых сланцев в вулканогенно-терригенном разрезе негодкинской свиты, титано-магнетитовой – в габброидах малобирюсинского комплекса, золото-сульфидно-кварцевой, медно-кварц-сульфидной – локализованных в породах миричунской и киченской свит; покровский дунит-перидотитовый комплекс является рудоносным в отношении хрома и платины – формации хромитовая в расслоенных интрузиях и платинометалльная малосульфидная ультрамафит-мафитовая. Рудоносный бугульминский комплекс завершает салаирскую минерагеническую эпоху в Бирюсинской МЗ оруденением формаций вольфрам-молибденовой грейзеновой, свинцово-цинковой жильной, в Удинско-Колбинской МЗ – редкоземельно-редкометалльной апогранитовой, олово-вольфрамовой кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, скарновой молибденовой.

Герцинская эпоха в фундаменте платформы представлена минерагенической девонского этапа – становлением девонской вулcano-плутонической ассоциации – нерхинской свиты и огнитского сиенит-граносиенит-гранитового комплекса, площадь распространения которых выделена в *Огнитскую минерагеническую зону*. С вулканитами нерхинской свиты проявлено разнообразное оруденение (формации): олово-вольфрамовая кварцевая, урановая

в минерализованных зонах дробления, молибденовая порфировая, урановая березитовая, урановая гумбеитовая; отмечается также золотое оруденение – золото-адуляр-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Огнитские гранитоиды являются рудоносными в отношении оруденения формаций свинцово-цинковой скарновой (наиболее перспективной, месторождение Ергожу), молибден-кварцевой, золото-медно-кварцевой, золото-кварцевой, свинцово-серебряной.

Мезозойская эпоха проявлена в Монкресской структуре Ийско-Кукшерского прогиба, где обособлен Монкрес-Хайламинский рудный узел (вне минерагенической зоны и рудного района), в котором локализовано Зашихинское месторождение редких металлов формации редкометалльно-редкоземельных апогранитов и щелочных метасоматитов и олово-вольфрамовой кварцево-грейзеновой, в экзоконтакте массива – бериллиевая минерализация.

Кайнозойская эпоха отмечена формированием россыпей золота.

Чехол платформы

Минерагения чехла платформы формировалась в течение рифейской, салаирской, герцинской, мезозойской, кайнозойской минерагенических эпох.

Рифейская эпоха ознаменовалась формированием *Присаянской минерагенической зоны* в рамках Присаянского перикратонного прогиба, где в рифейских отложениях локализовано оруденение формаций: урановой в зонах несогласия, баритовой жильной, фосфоритовой терригенной, фосфоритовой оолитово-зернистой, фосфоритовой карбонатной стратиформной, медистых песчаников. Наибольшие перспективы Присаянской МЗ связаны с железо-марганцевым и марганцевым оруденением инфильтрационного типа, развивающимся по исходно обогащенным железом и марганцем осадочным отложениям карагасской серии.

Салаирская эпоха. Начало эпохи отмечено формированием золотоносных вендских конгломератов, выходы которых ограничены Елакойским золоторудным узлом (вне минерагенической зоны и рудного района).

С салаирской эпохой связывается формирование углеводородного сырья – газоконденсат и газ, распространение которых обозначено на Карте прогноза на нефть и газ в пределах *Присаянской НГО* и *Ангаро-Ленской ГНО*, локализованных в вендских отложениях. С салаирским этапом связано становление кембрийского *Ангаро-Ленского солеродного бассейна* с неограниченными запасами каменных солей (формация галитовая).

Герцинская эпоха в чехле платформы проявлена прогнозируемой *Тангуй-Удинской алмазонасной минерагенической зоной*, ограничиваемой полем распространения шлиховых точечных проб и россыпей алмазов, в пределах которого прогнозируется присутствие на глубине коренных источников, предположительно среднемезозойского возраста. Вне минерагенической зоны и рудного района выделяется *Ингашетский рудный узел* прогнозируемый, где предполагаются в качестве коренного источника алмазов породы елашского комплекса девона.

Мезозойская эпоха характеризуется широким развитием юрских угленосных отложений, обособленных в рамках *Канско-Ачинского бурогольного* и *Иркутского бурогольно-каменноугольного* бассейнов.

В вышеотмеченном *Ингашетском рудном узле* проявлены железорудные трубки взрыва таловского комплекса – оруденение железорудной магноманетитовой (магнезиоферритовой) формации. К той же формации отнесено оруденение в трубках взрыва коршуновского комплекса в *Ангарской минерагенической зоне*.

В рамках Присянской НГО обособлена *Тангуй-Тулунская минерагеническая зона* в контурах поля гелиефильтрующих проводников; локализован гелий в вендских отложениях парфеновского горизонта, но полученная радиологическая датировка соответствует меловому возрасту.

Кайнозойская эпоха проявлена россыпями золота, алмазов, а также прогнозируемым урановым оруденением в отложениях баероновской свиты, где концентрации урана связаны с обогащением в коре выветривания исходно оруденелых терригенных пород, поле развития которых обозначено как *Алмазайский рудный прогнозируемый район*.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Восточно-Сибирская минерагеническая провинция

Фрагмент этого регионального подразделения, представленный на площади листа N-47, включает минерагенические площади фундамента и чехла Сибирской платформы, выделение которых обозначено выше.

Фундамент платформы

Шарыжалгайская глинозёмно-железорудная минерагеническая зона (1.Fe, Al/AR₁₋₂–KR₁). *Булунский железорудный район (1.1.Fe/AR₁)* выделен в границах Булунского блока, выполнен раннеархейскими образованиями булунской серии, специализирован в отношении железорудной амфиболит-гнейсовой (эклогитовой) рудной формации. Оруденение локализуется в породах ёрминской и таргазойской свит, контролируется высоким (гранулитовой фации) метаморфизмом. Перспективным представляется Бельское проявление (V-6-20), локализованное в эклогитоподобных породах таргазойской свиты, ресурсы которого при ГС-50 оценены в незначительном объёме P₃ – 130 тыс. т (не апробированы). В рамках РР выделена **Бельская железорудная зона (1.1.1.Fe/AR₁)**, прогнозные ресурсы железных руд P₃ в которой оценены в количестве 55,8 млн т (апробированы, паспорт 1460513, ВСЕГЕИ), что соответствует мелкому месторождению.

Вне рудного района в границах Андотского грабена обозначен **Андотский марганцеворудный узел (прогнозируемый) (1.0.1.Mn/AR₂)**. Марганцевое оруденение имеет стратиграфический контроль, локализуясь в разрезе андотской толщи, литологически приурочено к интервалам мраморизованных карбонатных пород, ассоциирует с пластами железистых

кварцитов (проявление Одайское – IV-5-16). Рудная формация гондитовая. Перспективными могут быть коры выветривания, в которых могут образовываться залежи богатых марганцевых руд. В настоящее время в Андотском грабене в корях выветривания, развивающихся в зонах дробления и рассланцевания марганецсодержащих пород, известно Баширское проявление (V-5-13) формации кобальтовой асболоановой кор выветривания; содержание кобальта отвечает промышленному. В месторождениях этого типа могут быть сосредоточены значительные запасы кобальта; проявление изучено недостаточно. В зонах дробления и гидротермальной проработки пород андотской свиты участками проявлено свинцово-цинковое жильное оруденение, рекомендуется доизучение. Оталькованные доломиты распространены незначительно, принадлежат к тальковой апокарбонатной формации.

Таёжно-Ёрминская железорудная зона (1.0.2.Fe/KR₁) вне рудного района соответствует Тагнинскому грабену – узколинейному блоку в зоне Тагнинского разлома, выполненному тагнинской толщей раннекарельского возраста, несущей железное оруденение формации железистых кварцитов, где на Тагнинском (V-6-14) проявлении оценены (не апробированы) P₃ Fe руды – 100 млн т [214], проявление Шишига (V-6-2) – P₃ руды 105 млн т (не апробированы) [276].

Малобельско-Китойский алюминиево-кобальто-железорудный район (1.2.Fe, Co, Al/AR₂) на территории листа представлен фрагментарно («уходит» на лист N-48) линейным блоком меридионального направления, выполненным китойской толщей AR₂. Проявлена кобальт-пиритовая минерализация – п. Савина (VI-6-26), контролируемая зонами гидротермальной проработки, содержания кобальта промышленные, недоизучено. Глинозёмистые сланцы на территории листа отсутствуют. Железистые кварциты стратифицированы в камчадальской свите AR₂ (проявление Фатуйское, V-6-47). На смежной территории известны в той же обстановке месторождения железистых кварцитов.

Онотский тальково-магнезитово-железорудный район (1.3.Fe, Mg, t/AR₂) представлен небольшим фрагментом Онотского грабена, где в разрезе камчадальской свиты стратифицированы тальковая апокарбонатная формация и формация железистых кварцитов (на смежном листе находятся месторождения талька и магнезита); отмечаются жилы кварца (для плавки) и хрусталеносные жилы и полости, локализованные в хлорит-антигоритовых сланцах камчадальской свиты. Район перспективен в отношении талька и магнезита.

Манско-Саянская железорудная минерагеническая зона (2.Fe/AR₂; KR₁) выделена в Канской глыбе, на территории листа N-47 проявлено оруденение железорудной титано-магнетитовой формации в связи с гипербазитами идарского комплекса раннего карелия (проявление Большеянгозинское, III-1-12), перспективы ограничены незначительным площадным распространением рудоносного комплекса.

Бирюсинская мусковит-редкоземельно-никелеворудная минерагеническая зона (3.Ni, TR, mu (Ti)/AR₂; KR) выделена в границах Бирюсинской

глыбы и Мангатгольского блока, в составе её выделяются Туманшетская и Гутаро-Бирюсинская рудоносные зоны и рудные узлы вне рудных зон.

Туманшетская железо-барито-кварцитоносная зона (3.1.q,ba,Fe/KR₁) геологически эквивалентна Туманшетскому прогибу. Основанием для выделения является широкое развитие металлоносных отложений туманшетской свиты, включающие в себя стратиформные проявления кварцитов (как сырья на динас) (P₃ – 6583 млн м³, не апробированы), железистых кварцитов (МП – 378 млн т, не апробированы). В карбонатных породах свиты локализовано проявление Улька (1-1-2) баритовой жильной формации P₂ – 9,5 млн т (по состоянию на 1.01.1998 г., НТС); перспективы баритового оруденения определяются наличием на поверхности геохимических ореолов свинца и цинка, что позволяет прогнозировать выявление на глубине барит-полиметаллических руд.

Гутаро-Бирюсинская мусковитоносная зона (3.2.mu/KR₂) выделена в поле развития пород алхадырской свиты, вмещающие поля мусковитоносных пегматитовых жил саянского комплекса – месторождения Тёпса (III-2-8), Нерой I и II (III-2-3,4) и др. Жилы субсогласны с залеганием вмещающих пород; структурный контроль размещения серий жил определяется резкими изгибами слоёв в субширотном направлении (горизонтальные флексуры), способствующих образованию пустот отслоения, благоприятных для проникновения и локализации рудоносных пегматитов. Ресурсы мусковита по мусковитовой зоне составляют: P₂ – 105,5 тыс. т, P₃ – 146,8 тыс. т слюды (по состоянию на 1.01.2009 г.). Оцененная зона перспективна для постановки поисково-оценочных и разведочных работ. В разрезе алхадырской свиты находятся перспективные проявления высокоглинозёмистого сырья – дистеновых сланцев – проявление Решет (II-2-5), где оцененные ресурсы P₂ составляют 459 млн т руды (НТС ИГУ, 1.01.1997 г.), перспективы неясны из-за неопределённости конъюнктуры.

Малотагульский железо-титановорудный узел (вне рудного района) (3.01.Ti,Fe/AR₂) ограничен рамками Малотагульского крупного интрузива малотагульского анортозит-габбрового комплекса позднего архея, обнажающегося на фланге девонской Агульской впадины. В узле расположен крупный железо-титановый объект с запасами руды C₂ – 968 млн т, ресурсами руды P₁ – 1255 млн т, P₂ – 300 млн т, P₃ – 800 млн т (утверждён Комитетом природных ресурсов Иркутской области на 20.05.1998 г.).

Благоприятным фактором, повышающим качество руд, является высокий метаморфизм пород с перекристаллизацией и увеличением зернистости рудных минералов, способствующей их лучшему извлечению. Месторождение перспективное, рекомендуется постановка разведочных работ.

Ийско-Барбитайский никелеворудный узел (3.0.2.Ni/KR₁) прогнозируемый (вне рудного района) объединяет группу ультраосновных–основных массивов урдаокинского комплекса раннего протерозоя, сосредоточенных в Кукшерско-Ийском прогибе, выполненном алхадырской свитой; массивы дифференцированы (проявлена ликвация), форма тел рудоносных гипербазитов субпластовая. Никелевое, платинометалльно-никелевое оруденение локализуется в придонных частях гипербазитовых тел. Поисковым

признаком никеленосности служит высокая степень первично-магматической сульфидизации (5–18% и более). Геохимическим критерием рудной никеленосности является высокое содержание MgO, по которому рудоносные перидотиты приближаются к дунитам. Руды характеризуются повышенным содержанием МПГ и золота (на проявлении Желос – V-4-13: Pt – 1,24 г/т, Pd – 1,26 г/т, Au – 0,23 г/т). По Ийско-Барбитайскому РУ оценены и апробированы Иркутскнедра (протокол №83 от 16.11.2007 г.) прогнозные ресурсы P₃: Ni – 500 тыс. т, Au – 23 т, МПГ – 60 т, Си – 190 тыс. т. Вне рудного узла отмечается проявление Ni, Co, Ti в отдельных разобщённых габбро-гипербазитовых телах урдаокинского комплекса. Рудный узел представляется перспективным для постановки поисково-оценочных работ.

Зээкдершенская редкоземельнорудная зона (3.0.3.TR/KR₂) (прогнозируемая) ограничена полем выхода массивов мигматит-гранитов и жил пегматитов хадаминского комплекса, образующих пояс протяжённостью 60 км (площадью 40 км²). Прогнозные ресурсы P₂ ∑TR₂O₃ – 25 тыс. т при среднем содержании TR₂O₃ 6–7% (утверждены протоколом № 7 НТС «Иркутскнедра» от 12.02.1998). Зээкдершенская P₃ является перспективным объектом для постановки поисковых работ.

Вне выделенных в Бирюсинской МЗ минерогенических таксонов высоких порядков, на площади, пространственно совпадающей с Джугояжско-Огнитской рудоносной зоной (герцинской минерогенической эпохи), проявлено молибденовое оруденение в связи с гранитоидами бугульминского комплекса, массивы которого в пределах P₃ залегают в обрамлении девонских интрузий огнитского комплекса. Молибденовое оруденение описано при характеристике Джугояжско-Огнитской рудоносной зоны.

Урикско-Туманшетская ураново-золото-редкометалльнорудная минерогеническая зона (4.Li,Ta,Au,U/KR₂;RF–V) является полихронной, выделяется в границах одноимённого грабена, фрагментами которого (имеющими выход на поверхность) являются Урикско-Ийский грабен и трассирующие общую структуру к северо-западу от последнего Уватское поднятие и Тагул-Бирюсинский горст, обнажающиеся в поле развития рифейских отложений. В рамках указанных структур выделяются рудоносная зона – Урикско-Ийская, рудный район – Тагул-Бирюсинский, рудный узел вне рудного района – Уватский.

Урикско-Ийская золото-ураново-редкометалльная рудоносная зона (4.1.Li, Nb,U,Au) охватывает структуру Урикско-Ийского грабена, выполненного отложениями сублукской серии позднего карелия, которые прорываются позднекарельскими гранитоидами саянского, гуникского, игнокского комплексов, ультрамафит-мафитовым зимовнинским комплексом. Редкометалльное оруденение формаций редкометалльных, литиеносных редкометалльных, оловорудных пегматитов связано с саянским комплексом. Пегматиты прорывают породы большереченской, реже – далдарминской свит, где редкометалльная специализация контролируется метаморфизмом вмещающих пород, соответствующим условиям эпидот-амфиболитовой фации.

Южная часть Урикско-Ийской рудоносной зоны в междуречье Урика и Тагны Чёрной, вмещающая промышленные редкометалльные объекты –

месторождения Гольцовое, Урикское, Бельское, а также перспективные проявления рудной формации, входит в состав **Урикско-Тагнинского ураново-золото-редкометалльного рудного узла (4.1.2. Li,Au,U/KR₂,RF)**. Урановая минерализация в РУ принадлежит к формациям: 1) урановой в углеродистых сланцах (в урикской свите), перспективы которой ограничены незначительными масштабами проявления; 2) урановой в зонах несогласия – на контакте конгломератов ермосихинской свиты рифея и подстилающих углеродистых сланцев урикской свиты; 3) урановой в минерализованных зонах дробления, локализуется в системе трещин Ёрминско-Горхонского разлома в сланцах большереченской свиты, окварцованных, сульфидизированных. Источником рудного вещества могли служить углеродистые сланцы, подводящими каналами – зоны дробления.

Золотое оруденение в Урикско-Тагнинском РУ проявлено в основном формацией золото-сульфидно-кварцевой, наиболее перспективным объектом которой является Зэгэн-Гольское месторождение (VI-6-4) с запасами С₁ – 6377 кг (ТБЗ, 2008 г.); Р₁ – 20,7 т, Р₂ – 41,7 т (на 1.01.2005 г.). Литогостратиграфический контроль оруденения проявлен в приуроченности его к верхам разреза урикской свиты (сланцы углеродистые, серицит-кварцевые, метапесчаники), что характерно и для других золоторудных проявлений МЗ. Рудоподводящими служили зоны трещиноватости, сопровождающие Ёрминско-Горхонский и Главный Саянский разломы; зоны трещиноватости контролируют гидротермально-метасоматические преобразования предрудного и рудного этапов. Рудогенерирующими являются гранитоиды игнокского комплекса. Оцененные ресурсы на 1.01.2005 г. (Иркутскнедра) Урикско-Тагнинского РУ (по Коткину – Урикско-Бельского): Р₃ – 43,3 т; Р₂ – 41,7 т; Р₁ – 20,7 т. Ресурсы Au кат. Р₁ по Зэгэн-Гольскому месторождению переоценены и составляют 54 т (ГКЗ Республики Бурятия, по состоянию на 1.01.2009 г.). Ряд проявлений изучены недостаточно, нет полной определённости в отношении перспектив углеродистых сланцев сульфидизированных и других типов. Необходима постановка поисковых работ в Урикско-Тагнинском РУ.

На севере Урикско-Ийского грабена, в восточном его крыле, выделяется **Окино-Ийская уран-золоторудно-россыпная рудная зона (4.1.1.Au,U/KR₂,RF)**. Золотое оруденение принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой формации, менее проявлена золото-кварцевая (проявления Дандаргол-2, Игнок – IV-5-33, IV-5-35). Оруденение контролируется гидротермальной проработкой, вмещающими служат сланцы урикской и далдарминской свит; рудогенерирующая роль принадлежит игнокскому комплексу. Прогнозные ресурсы рудной зоны оценены по кат. Р₃ – 129,6 т золота (Иркутскнедра, по состоянию на 1.01.2005 г.). На проявлении Верховье Рудаша (V-5-1) оруденение принадлежит к золоторудной березитовой формации и локализовано в березитизированных кварцевых порфирах игнокского комплекса, прорывающих сланцы далдарминской свиты. Перспективы этого типа ограничены невысокими содержаниями золота; изучено недостаточно. Вместе с тем, золотоносная березитизация может рассматриваться как поисковый признак на золотое оруденение жильного типа. Коренные объекты золотого оруденения являются россыпеобразующими. В Окино-Ийской РЗ, как и в

Урикско-Тагнинском рудном узле, проявлено урановое оруденение формации урановой в зонах несогласия, локализованное в основании ермосохинской свиты в зоне Ёрминско-Горхонского разлома – рудоподводящей структуры (проявление Башкан – V-5-14 и др.). Отмечается оруденение формаций урановой в углеродистых сланцах, локализованное в сланцах урикской свиты (уч. Удачный – V-6-31), содержания невысокие. К зоне Ёрминско-Горхонского разлома приурочены проявления ртутной жильной формации, локализованные в межформационных брекчиях на тектоническом контакте карбонатных пород урикской свиты с конгломератами ермосохинской свиты. Перспективным представляется Горхонское проявление (IV-4-4), где установлены две линейные зоны со средним содержанием Hg 0,25 и 0,85%. Проявления ртутного оруденения требуют доизучения. Контроль оруденения осуществляется зоной глубинного Ёрминско-Горхонского разлома.

В Урикско-Ийской рудоносной зоне выделен **Зиминско-Тагнинский апатит-редкометалльный рудный узел (4.1.3.Nb,ap/V)**, ограничивающий поле развития вендских карбонатитов зиминского комплекса, прорывающих породы сублукской серии позднего карелия. С зиминским комплексом связано оруденение редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой, апатит-карбонатитовой, редкометалльно-редкоземельной карбонатитовой формаций и флюоритоносных карбонатитов, нефелин-тантал-ниобиевая (месторождения Большетагнинское – IV-5-9, Белозиминское – IV-5-16, Среднезиминское – IV-5-28, Ярминская зона – IV-5-12). На одном из крупнейших в России редкоземельно-редкометалльных карбонатитовых месторождений – Белозиминском – главная рудоконтролирующая роль принадлежит процессам химического выветривания, при которых происходит вынос подвижных компонентов и обогащение остаточной коры выветривания минералами редких земель, редких металлов и апатитом – формация редкоземельно-apatитоносных кор выветривания. Развитию кор выветривания способствует локализация карбонатитов в зонах рудоподводящих разломов. На площади листа карбонатиты проявлены в Урикско-Ийском грабене, представляющем собой палеорифтовую структуру, рудоподводящей структурой, вероятно, служит Ёрминско-Горхонская зона разлома.

В магнитном поле массивы карбонатитов фиксируются изометричными магнитными положительными аномалиями интенсивностью более 500 нТл. К югу и в непосредственной близости от отмеченного РУ в пределах Мангатгольского блока выделяется аналогичная положительная аномалия (+550 нТл) на фоне отрицательного поля, фиксирующая, по-видимому, нескрытый массив карбонатов, тем более что на современном срезе над аномалией установлены шлиховые потоки редкоземельных минералов. Глубину залегания массива определить по имеющимся данным невозможно, но перспективы выявления карбонатитовых массивов на глубине – имеют место.

Зиминско-Тагнинский РУ во многом определяет перспективность Урикско-Ийской рудоносной зоны в отношении редких металлов, редких земель, апатита и флюорита.

Следует отметить недостаточную поисковую изученность Окино-Ийской рудной зоны в отношении золота, в то время как имеет место

благоприятное сочетание критериев и признаков золотого оруденения золото-сульфидно-кварцевого типа. Необходима также оценка россыпного золота.

Тагул-Бирюсинский олово-бериллиево-танталорудный район (4.2. Ta, Be, Sn/KR₂) выделен в границах Тагул-Бирюсинского горста, vyplненного отложениями часовенской и мальцевской толщ, прорванными гранитоидами и пегматитами саянского комплекса, метагабброидами часовенского комплекса, является хорошо изученным. Объекты рудных металлов принадлежат к разным формациям: редкометалльных пегматитов, берилл-редкометалльных и оловоносных пегматитов саянского комплекса позднего карелия. Локализация редкометалльных (Ta, Nb) пегматитов имеет литолого-стратиграфический контроль – метавулканитами, ортоамфиболитами, амфибол-биотитовыми сланцами часовенской толщи и часовенского комплекса раннего карелия, метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации (редкометалльные месторождения – Вишняковское, Копна, Водораздельный, Отбойное и др., ряд проявлений). Бериллиеносные пегматиты локализуются в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации – практически все объекты этого типа проявлены в прилегающем к Елашскому грабену Мангатгольском блоке одноимённой толщи раннего архея (проявления Лидинское, Тайшетское и др.). Оловоносные пегматиты проявлены как с редкометалльными, так и с бериллиеносными пегматитами. В Тагул-Бирюсинском РР локализованы также керамические пегматиты саянского комплекса – Тайшетское, Елашское, Александровское и др. с подсчитанными запасами, положительно оцененными технологическими свойствами сырья.

Наиболее перспективным и подготовленным к освоению является Вишняковское месторождение комплексных редкометалльных пегматитов. Определённый интерес в качестве редкометалльного сырья представляют элювиальные и делювиальные россыпи, развивающиеся на месторождениях пегматитов.

Уватский кварцито-урановорудный узел (4.0.1. U, q/KR₂, RF) выделен в рамках Уватского поднятия, сложенного породами уватской толщи раннего карелия, прорванной интрузиями гранитоидов саянского комплекса и курятской свитой рифея. В рудном узле проявлено урановое оруденение формаций урановой в зонах несогласного налегания терригенных пород курятской свиты на сланцы уватской толщи, урановой в минерализованных зонах дробления, локализованной в крутопадающих тектонических нарушениях высоких порядков, где наиболее богатое оруденение отмечено в узлах сопряжения крутопадающих нарушений с пологими зонами несогласия. Рудоподводящая роль принадлежит, по-видимому, Присяянскому разлому.

В Уватской свите стратифицированы кварциты, пригодные в качестве динасового сырья для производства кристаллического кремния, ферросилиция – Уватское месторождение среднее (П-3-31): P₁ – 5,6 млн т на кристаллический кремний, 40 млн т – на ферросилиций, 46,5 млн т – на динас (1.01.2007 г.).

По результатам проведённых прогнозно-минерагенических работ на уран («Сосновгеология», ВСЕГЕИ, 2003 г.) обосновано выделение Присяянской урановорудной минерагенической зоны, включающей структуры карельского фундамента платформы (Урикско-Туманшетский прогиб в составе Урикско-Ийского грабена, Уватского поднятия, Тагул-Бирюсинского горста, а также – Туманшетский прогиб) и Присяянский прогиб. Оцененные и утверждённые Протоколом НТС территориального агентства по недропользованию № 10 (ВИМС от 2.12.2008 г.) ресурсы P_3 – урана 90 тыс. т на глубину 300 м при площади 23 000 км² (метод экспертной оценки). В настоящей работе урановое оруденение на указанной площади описано раздельно в рамках Урикско-Туманшетской и Присяянской МЗ.

Удинско-Колбинская свинцово-золоторудная минерагеническая зона (5.Au,Pb(Cr,Pt)/RF–O;Q) охватывает совокупность структурно-вещественных комплексов зоны Главного Саянского разлома (Удинско-Колбинская зона разломов). Профилирующими полезными ископаемыми минерагенической зоны являются рудное и россыпное золото, полиметаллы, а также вольфрам, молибден и другие виды минерального сырья. В контуры Удинско-Колбинской зоны входит система рифейско-палеозойских грабенов и горстов, вытянутая по южному ограничению Бирюсинской глыбы.

На территории листа N-47 наиболее крупным таксоном Удинско-Колбинской МЗ является **Бирюсино-Агульская свинцово-золоторудно-россыпная зона (5.1.Au, Pb)**. Границы её определяются контурами распространения приразломных грабенов, выполненных рифейскими и кембрийскими вулканогенно-терригенными, вулканогенно-терригенно-карбонатными, карбонатными, терригенными отложениями с интрузиями гранитоидов рифейского и ордовикского возраста.

В пределах Бирюсино-Агульской рудоносной зоны обособляются Агульско-Тагульский золоторудно-россыпной узел и Бирюсинский свинцово-золоторудно-россыпной узел.

Агульско-Тагульский золоторудный россыпной узел (5.1.1.Au) выделен в рамках узкого грабена в междуречье Мал. Тагула и Агула в бас. р. Мал. Янгоза, выполненного рифейскими отложениями, прорванными гранитоидами саржинского комплекса. Оруденение локализовано в дробленных, окварцованных, сульфидизированных рифейских сланцах мурхойской, малореченской, янгозинской свит, габброидах мадарского комплекса, принадлежит к рудным формациям золото-сульфидно-кварцевой (проявления Кл. Порожистый – III-1-15, Янгозинское – III-1-2, Мал. Инжигей – III-1-35 и др.); рудоносными являются рифейские гранитоиды саржинского комплекса. Последние картируются в мелких телах, которые в большинстве случаев не отражены на ГК-1000. Проявления рудного золота в Агульско-Тагульском РУ немногочисленны. Перспективы открытия новых объектов ограничены (в районе проведены поисковые работы, не получено положительных результатов). РУ включает россыпные проявления и месторождения золота в долинах рек Бол. Янгоза, Кохтарма, Мал. Янгоза, Агул, Бол. Речка. Россыпи отнесены к малоперспективным из-за небольших суммарных ресурсов (640 кг кат. P_3 по состоянию на 1.01.1998 г.) [353].

Последнее, вероятно, обусловлено недостаточной «рудной базой» для их формирования.

Бирюсинский свинцово-золоторудно-россыпной узел (5.1.2. Au, Pb) охватывает бассейны верховий р. Мал. Бирюса, р. Бол. Бирюса и её притоков (Хорма, Миричун, Катышный). В геологическом отношении рудному узлу отвечает система грабенов – Негодкинский, Миричунский, Мурхойский, сложенных стратифицированными и нестратифицированными образованиями рифейского, кембрийского, ордовикского возраста, развиты разрывные нарушения преимущественно северо-западного плана и опережающие их субширотные. Вмещающими золотое оруденение рифейскими породами являются метапесчанники, сланцы (в том числе углеродистые) хорминской свиты, габброиды мадарского комплекса, мраморизованные известняки и биотит-кварц-карбонатные сланцы мурхойской свиты. Рудоносные гранитоиды саржинского комплекса представлены штоками и мелкими дайкообразными телами субширотного простирания. Оруденение принадлежит к рудным формациям золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой, локализуется в тектонических зонах с проявленной интенсивной гидротермальной проработкой – окварцеванием, сульфидизацией, карбонатизацией, образует линейные зоны и штокверки в узлах (проявления Гурбейское, Сергеево-Ильинское, Катышное, Правый борт Катышного). К элементам структурного контроля относится также приразломная складчатость различного порядка, где в замках антиклинальных складок локализуются линзовидно-прожилковые выделения, часто образующие густую сеть (уч. Гурбей). Отмеченные проявления находятся в субширотной зоне повышенных градиентов Δg с амплитудой до 6–15 мГал, вероятно, трассирующий скрытый разлом фундамента. К этой зоне приурочены также дайкообразные тела ультрабазитов покровского комплекса.

С ордовикскими гранитоидами бугульминского комплекса связано золотое, молибденовое, вольфрамовое, полиметаллическое оруденение. Рудовмещающими служат различные сланцы хорминской свиты, известняки мурхойской свиты, габброиды мадарского, граниты бугульминского комплексов. Оруденение локализуется в экзоконтактовой зоне крупного Бугульминского массива гранитоидов одноимённого комплекса или в самом массиве. Литологический контроль осуществляется слабо метаморфизованными в зеленосланцевой фации сланцами, известняками перечисленных свит в зонах трещиноватости с проявленной гидротермальной проработкой. Основная рудная формация золота – золото-сульфидно-кварцевая, в связи с вулканитами негодкинской свиты в пропилитизированных эффузивах – золото-адуляр-кварцевая (проявление Мокрый Миричун).

Непосредственно в экзоконтакте Бугульминского массива и в гранитоидах проявлено характерное для бугульминского комплекса многокомпонентное оруденение следующих формаций: свинцово-цинковая жильная (Корзаковское – III-2-31), молибден-кварцевая (уч. Корзаковский – III-2-30), медно-кварц-сульфидная (Хасынак – I V-2-3), олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая (уч. Хасынак – IV-2-2), молибден-вольфрамовая сульфидно-кварцевая (Бугульминское – IV-2-7), золото-сульфидно-кварцевая.

С бугульминскими лейкогранитами проявлено также оруденение редкометалльной редкоземельной апогранитовой формации (Хоройское – III-2-32).

Бирюсинский РУ включает наиболее крупные, хорошо изученные и находящиеся в эксплуатации месторождения россыпного золота. Особенностью россыпной золотоносности РУ является не только связь её с аллювием пойм, террас низкого уровня, но и нахождение значительной части запасов в отложениях террас высоких уровней. Перспективы россыпной золотоносности Бирюсинского РУ оцениваются положительно, исходя из вышеприведённой характеристики россыпеобразующих рудных объектов, а также благоприятной геоморфологической обстановки – среднегорным рельефом, врезанными проработанными долинами, небольшой мощностью долинных отложений при колеблющейся мощности золотоносных пластов.

Вне рудного района на северо-западном замыкании Удинско-Колбинской МЗ обособляется в поле развития ультрабазитов покровского комплекса (Є₁) – **Янгозинский хром-платиноворудный узел прогнозируемый (5.0.1.Pt,Cr/C)**, где линейные тела ультрабазитов содержат линзы, гнёзда хромитовой руды с повышенным содержанием платины. Оруденение изучено недостаточно, перспективы неясны.

На юго-восточном выклинивании Удинско-Колбинской МЗ (вне МЗ) на границе её с Бирюсинской МЗ находится **Монкрес-Хайламинский редкометалльно-золоторудно-россыпной узел (0.0.3.Au,Ta,Nb/O; Mz;Q)**, который ранее выделялся в составе Бирюсинского РР (объединяющего Бирюсинский и Монкрес-Хайламинский РУ). Однако по формационному составу рудогенерирующих и рудовмещающих комплексов Монкрес-Хайламинский РУ существенно отличается от Бирюсинского РУ. Минерагенический профиль Монкрес-Хайламинского РУ определяется золотым, редкометалльным оруденением. Геологическим эквивалентом РУ является Монкресская синклинальная структура – лакколитообразный массив базитов и гипербазитов урдаокинского комплекса раннего карелия, обрамлённый карбонатно-сланцевыми образованиями туманшетской и алхадырской свит, сохранившихся также внутри структуры в центральной её части. Характерным элементом строения РУ являются гранитоиды бугульминского, огнитского, хайламинского комплексов. В зоне Главного Саянского разлома расположен массив щелочных пород хайламинского комплекса триаса, несущий оруденение формации редкометалльной (месторождение Зашихинское) апогранитовой, олово-вольфрамовой кварцево-грейзеновой (уч. Грейзеновый – IV-3-27). Золотое оруденение сконцентрировано в центральной и южной частях структуры, локализовано в сланцах туманшетской и алхадырской свит, ортоамфиболитах урдаокинского комплекса, гидротермально-метасоматически изменённых в зонах дробления с тонкопрожилковым окварцеванием и сульфидизацией, в зонах прожилкового окварцевания с убогой вкрапленностью сульфидов, кварц-карбонатных брекчиях с пиритовой минерализацией. Отмечается широкая дисперсия содержаний золота в пределах оруденелых зон, что позволяет предполагать возможность выявления «рудных столбов» с высоким содержанием золота.

Основные рудные формации – золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая, редко – золоторудная листовитовая. Рудоносным объектом являются

гранитоиды бугульминского комплекса ордовика. Как и в Бирюсинском РУ, бугульминские гранитоиды продуцируют, наряду с золотым, молибденовое оруденение формаций молибденовой скарновой (Подцейкин – IV-3-20) (в скарнах по карбонатным породам алхадырской свиты), вольфрам-молибденовой грейзеновой (Сапкольский – IV-3-20) (по гранитоидам бугульминского комплекса), свинцово-цинковой жильной (Унышское – IV-3-15) (зоны окварцевания и сульфидизации по сланцам туманшетской свиты).

Россыпные месторождения и проявления золота сосредоточены в долинах рек Арой и Монкрес, подсчитаны запасы в долине р. Арой и ресурсы – в долине р. Монкрес. Перспективы Монкрес-Хайламинского РУ связаны в основном с рудно-россыпной золотоносностью и оцениваются положительно. Редкие металлы (Зашихинское) наряду с золотом в значительной степени определяют металлогенический профиль описываемого РУ. Ресурсы золота и редких металлов по РУ приведены в прил. 12.

Огнитская золото-уран-молибден-свинцовая минерагеническая зона (20.Pb,Mo,U,Au/D₁,Q) выделяется в границах широкого развития осадочно-вулканогенных и интрузивных образований среднепалеозойского возраста – площади Саянского вулканоплутанического пояса девона. Огнитская МЗ наложена на структуры Бирюсинской глыбы и Удинско-Колбинской зоны разломов. В Огнитской МЗ выделяются Агульский рудный район и Джугоякско-Огнитская рудоносная зона.

Агульский молибден-урановорудный район (20.1.U,Mo/D₁) расположен в междуречье Агула и Туманшета, охватывает площадь докембрийского фундамента (Бирюсинской глыбы), перекрытого по периферии осадочно-вулканогенными образованиями нерхинской свиты с прорывающими ее субвулканитами и интрузиями огнитского комплекса девонского возраста. Оруденения урана и молибдена принадлежат к различным формациям. Урановая гумбеитовая формация (проявление Снежное – II-1-10) локализовано в эксплозивных брекчиях порфириров нерхинской свиты, испытавших окварцевание, калишпатизацию, грейзенизацию в зоне тектонического нарушения с образованием штокверков; тип перспективный (известны месторождения в Забайкалье), необходимо доизучение. Мелкое месторождение формации урановой в минерализованных зонах дробления (штокверки круто- и пологопадающие) (Рябиновое ММ – II-1-16) проявлено в кислых и щелочных вулканитах нерхинской свиты, образующих вулканическую постройку; генетический тип – вулканогенный, рудоносными и вмещающими служат вулканиты нерхинской свиты. Изучено достаточно, перспективы ограничены, может служить обоснованием для постановки поисковых работ в поле развития вулканитов нерхинской свиты. Проявлено также оруденение формации урановой березитовой (Аномалия – III-1-4, уч. Агульский – III-1-5).

Молибденовое оруденение проявлено в связи с грейзенизацией, березитизацией, пропилитизацией, окварцеванием и др. в зонах гидротермально-метасоматических преобразований пород огнитского комплекса, принадлежит к формациям молибденовой грейзеновой – проявления Центральное (II-1-9), Агульское (II-1-12) с оцененными ресурсами Р₃ в объеме крупного месторождения – 65 тыс. т Мо (прил. 12). Контроль оруденения

осуществляется зонами разломов преимущественно северо-западного простирания, локализация происходит в узлах сопряжений с субширотными тектоническими нарушениями. Проявления перспективные, необходимо доизучение. Рудогенерирующими являются гранитоиды огнитского комплекса и вулканиты нерхинской свиты.

В Агульском РР проявлено оруденение редких земель, урана, тория (проявление Правокраснинское – П-1-13), формация уран-редкометаллическая, локализованное в метасоматически переработанных катаклазитах гранитоидов (окварцевание, альбитизация, аргиллизация, флюоритизация). Редкоземельное оруденение принадлежит к цериевому типу, рудоносными являются огнитские гранитоиды (постмагматическое оруденение). Поскольку основные запасы редких земель связаны с цериево-земельным типом, Агульский РР представляется перспективным на этот вид сырья. В связи с основными и средними эффузивами в зонах гидротермально-метасоматических преобразований проявлена золоторудная минерализация золото-адуляр-кварцевой формации. Бесперспективно ввиду низких содержаний полезных компонентов.

Джугоякско-Огнитская золото-молибден-свинцовая рудоносная зона (20.2.Pb,Au/D₁;Mo/O) выделяется в северо-восточном крыле Огнитской МЗ, границы ее определяются площадью выхода крупных интрузий огнитского и бугульминского комплексов, прорывающих метаморфизованные породы алхадырской свиты раннего протерозоя. Установленное в РЗ золотое, молибденовое, свинцово-цинковое, редкометаллическое оруденение обнаруживает отчетливо выраженную пространственную и возрастную связь со структурно-вещественными комплексами среднепалеозойской тектоно-магматической активизации – контрастно дифференцированными вулканитами нерхинской свиты, огнитского комплекса сиенит-граносиенит-гранитового; кроме того, присутствуют лейкограниты бугульминского комплекса ордовика.

Наиболее крупным объектом золото-полиметаллических руд является месторождение Ергожу. Золотое оруденение принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой формации, свинцово-цинковое – к свинцово-цинковой скарновой. Контроль оруденения осуществляется надинтрузивной зоной массива граносиенит-гранитового огнитского комплекса, где рудовмещающие представлены гнейсами, сланцами и мраморами алхадырской свиты раннего карелия, рудоподводящими – зоны тектонических нарушений – крутопадающие и субсогласные. Рудоконтролирующей структурой является ветвь Главного Саянского разлома, ограничивающего с северо-востока систему грабенов Удинско-Колбинской зоны от Бирюсинской глыбы. Отмеченная зона прослеживается от р. Уда до р. Туманшет, где обнажается фрагментарно, так как на большей части залечивается интрузиями гранитоидов огнитского комплекса или перекрывается вулканитами нерхинской свиты. Представляется вероятным, что указанное тектоническое нарушение также контролирует оруденение Агульского РР, охарактеризованного выше.

В Джугоякско-Огнитской РЗ с огнитскими гранитоидами связано полиметаллическое оруденение свинцово-цинковой жильной формации –

проявления Горелое (III-3-47) и Водораздельное (III-3-44) в метасоматически измененных сиенитах.

Золотое оруденение золото-кварцевой формации локализовано в окварцованных гнейсах хайламинской свиты архея, сланцах алхадырской свиты карелия в наапикальной части гранитосиенитов огнитского комплекса, в апикальной части массива, где породы интенсивно окварцованы, участками слабо сульфидизированы (проявления Правобережье Нерсы – III-2-12, Левобережье Шельмы – II-2-13).

В слюдяных сланцах алхадырской свиты и находящихся с ними в контакте гранитоидами огнитского комплекса проявлено оруденение свинцово-цинковой серебросодержащей формации (проявление Нейгота – III-3-36). Становление оруденения связано, по-видимому, с заключительной фазой огнитского этапа магматизма, что фиксируется рудоконтролирующей ролью даек гранит-порфиров, риолитов, андезитов.

Молибденовое оруденение в пределах описываемой рудоносной зоны проявлено в ордовике в связи с гранитоидами бугульминского комплекса. В скарнированных мраморах алхадырской свиты на контакте с бугульминскими гранитоидами и гранитами локализовано оруденение молибденовой скарновой рудной формации (проявление Скарновое – III-3-35). Вольфрам-молибденовая грейзеновая рудная формация (проявление Грейзеновое – III-3-37) развивается по гранитам саянского комплекса в экзоконтакте массива бугульминских гранитоидов. Штокверковое проявление Узун-Ой (III-3-42) молибденовой кварцевой формации локализуется в метасоматически проработанных гнейсах, сланцах алхадырской свиты в апикальных и экзоконтактовых частях массива лейкогранитов бугульминского комплекса в пределах плутона гранитоидов огнитского комплекса.

Таким образом, устанавливается связь с бугульминским комплексом молибденового оруденения, с огнитским – молибденового, золотого, полиметаллического, с вулканитами нерхинской свиты – уранового. Перспективы Огнитской МЗ связываются с полиметаллическим и урановым оруденением.

В триасе происходило становление хайламинского комплекса щелочных гранитов и апогранитов, минерагению которых характеризует редкоземельно-редкометалльная апогранитовая формация (Зашихинское месторождение), отмеченная выше при описании Монкрес-Хайламинского РУ).

Чехол платформы

В чехле платформы выделены минерагенические зоны Присяянская, Ангарская, Канско-Ачинский буроугольный бассейн, Иркутский буроугольно-каменноугольный бассейн, Присяянская НГО, Ангаро-Ленская ГНО, Ангаро-Ленский солеродный бассейн, а также Елахойский золоторудный узел (вне МЗ и РР), Алзатайский урановорудный район (вне МЗ).

Присяянская урано-фосфорито-марганцеворудная минерагеническая зона (6.Mn,Ф,U/RF₂₋₃,Q) выделена в контурах выхода на поверхность одноименного прогиба, контролирует марганцевое, железо-марганцевое, фосфоритовое, медное, урановое оруденение. В Присяянской МЗ обозначены минерагенические таксоны: рудные узлы (вне рудных зон) – Курейный,

Крепский, Карагасский; рудные районы – Изанско-Большереченский, Ийско-Уватский.

Курейный марганцеворудный узел (6.0.1.Mn) (прогнозируемый) расположен на правом берегу р. Слюдянка в северо-восточном крыле Слюдянкинской антиклинали. Узел выделен в границах блока, сложенного породами карагасской серии, окружённых блоками пород оселковой серии, сложен карбонатно-терригенными отложениями тагульской свиты позднего рифея, исходно обогащённых железом и марганцем, концентрация которых с образованием руд связана с процессами выветривания; инфильтрационное оруденение принадлежит к формации железо-марганцевых кор выветривания (проявления Чалпанское – I-2-45; Солонечное – I-2-49 и др.). Перспективы рудного узла ограничены небольшой площадью выхода рудоносных пород тагульской свиты. Необходимо изучение на глубину.

Крепский урановорудный прогнозируемый узел (6.0.2.U) обособлен на северо-западном фланге Присянского прогиба, охватывает объекты урана Крепской и Туманшетской группы, проявленные в зонах дробления и гидротермально-метасоматической проработки на правом берегу р. Туманшет вдоль зоны Каменского разлома и на правом берегу р. Слюдянка в осевой части поднятия в пределах выступов гранитов саянского комплекса, осложнённого сетью разрывных нарушений. Оруденение локализуется в брекчированных породах карагасской серии, где принадлежит к формации урановой в минерализованных зонах дробления (проявления Крепское 1, 2, 3, 4 – I-2-28, 30, 32, 35). В бассейне р. Слюдянка проявлено урановое оруденение, локализованное в зонах структурно-стратиграфического несогласия (Туманшетское 1 и 2 – I-2-29, 36) на тектонизированных контактах перекрывающих пород карагасской серии с долеритами нерсинского комплекса и саянскими гранитами. Зоны разломов в пределах выделенного РУ играют роль рудоподводящих и рудолокализирующих. Оруденение изучено недостаточно.

Карагасский марганцеворудный узел (6.0.3.Mn) (прогнозируемый) расположен в междуречье Тагула и Туманшета, структурно находится в ядре крупной антиклинали, выполненной отложениями карагасской серии, крылья которой сложены породами оселковой серии. Залегание пород карагасской серии нарушено многочисленными разноплановыми разломами с приуроченными к ним мел-палеогеновыми корами выветривания. В Карагасском РУ находятся проявления инфильтрационных железо-марганцевых руд (проявления Травяное – I-2-56, Малореченское 1 и 2 – I-2-48, 56 и др.), локализованные в породах тагульской, ипситской, марнинской свит при перспективности проявлений, локализованных в тагульской свите.

Изанско-Большереченский медно-урано-марганцеворудный район (6.1.Mn,U,Cu) выделен в междуречье Уды и Бирюсы, охватывает крупную антиклинальную структуру Присянского прогиба, в ядре которой обнажено Бирюсино-Удинское горст-антиклинальное поднятие; ограничен с востока Изанско-Мангаражским разломом. Минерагению Изанско-Большереченского РР определяют проявления железо-марганцевых руд инфильтрационного типа, развитых в корях выветривания по тектонитам зон разломов формации марганценоносных и железо-марганцевых кор

выветривания (проявление Такульшетка – II-3-5). В описываемом рудном районе проявлено оруденение железорудной кремнисто-гематит-магнетитовой формации (проявление Гематитовое – II-3-7 и др.), где в зоне разлома (ветвь Присяянского) на породы карагасской серии и лимонитизированные долериты нерсинского комплекса наложено гематит-магнетитовое оруденение гидротермально-метасоматического типа (с кварцем, эпидотом, амфиболом). По-видимому, роль рудоносного фактора принадлежит бирюсинскому комплексу гранитоидов.

В Бирюсино-Удинском поднятии проявлена система разноплановых разломов, в зонах которых вмещающие граниты интенсивно микроклинизированы (до микроклинитов), насыщены дайками долеритов нерсинского комплекса, участками перекрыты песчаниками и конгломератами шангулежской свиты рифея с корой выветривания в основании, к которым в ряде случаев прурочены урановые руды формации урановой в минерализованных зонах дробления (месторождение Столбовое – II-3-17). В зоне разлома с проявленными в ней гидротермально-метасоматическими процессами локализуются руды золота формации золото-медно-кварцевой (проявление Тёмное – II-3-23).

В Изано-Большереченском РР обособлен *Шангулежский железо-марганцеворудный узел (6.1.1. Mn, Fe)* в границах блоков пород тагульской свиты, в пределах которого находится Шунгулежское месторождение (II-3-17) инфильтрационных марганцевых, железо-марганцевых руд с апробированными ресурсами и принятыми запасами в размере мелкого месторождения. Изучено достаточно.

Ийско-Уватский фосфорито-медно-урано-марганцеворудный район (6.2. Mn, U, Cu, Ф) находится на водоразделе рек Уда и Бирюса в северо-восточном крыле Присяянского прогиба, к югу от Уватского горст-антиклинарного поднятия раннепротерозойского фундамента. Минерагению рудного района определяет главным образом железо-марганцевое оруденение инфильтрационного типа (формация железо-марганцевых кор выветривания – месторождение Николаевское – III-3-8, проявление Красное – II-3-46 и др). В РР проявлено также урановое оруденение, локализованное в восточном обрамлении Уватского поднятия в зоне влияния Присяянского разлома, связанное с кварц-карбонат-серицит-хлоритовыми метасоматитами в зонах несогласия (под чехлом рифейских отложений) (месторождение Ансах – II-3-25), а также проявление урановорудной формации в минерализованных зонах дробления (проявление Уватское – II-3-3). В рифейских отложениях карагасской серии (тагульской свиты) локализовано в доломитах и песчаных доломитах оруденение свинцово-цинковой стратиформной формации (проявление Вершинное – II-3-34), а также медное оруденение в песчаниках марнинской свиты – формация медистых песчаников и сланцев (проявление Медвежий Ключ – III-3-20) и гидротермальная медно-кварц-сульфидная (проявление Марнинское – III-3-22). В Ийско-Уватском рудном районе проявлены фосфориты пластовые первичные стратифицированные в отложениях ипситской и марнинской свит карагасской серии – фосфоритовая терригенная (Удинское – III-3-12) в ипситской свите, фосфоритовая

кремнисто-карбонатная (Марнинское – III-3-18). Проявления изучены недостаточно (тип руд, параметры).

Медекский урановорудный район (6.3.U) выделен в юго-западном крыле Присяянского разлома, охватывает фрагмент Бирюсинского гранито-гнейсового пояса, сложенного гранитоидами возрастом от архея (хадаминский), карелия (саянский) до рифея (бирюсинский). Район контролируется Бирюсинской зоной разлома. Среди гранитоидов выделяются блоки, налегающие пластины рифейских пород карагасской серии. В пределах рудного района находятся проявления урана (Огнитское, Ан. 710, Ан. 801), локализованные в разных породах – в гранитоидах, песчаниках шангулежской свиты, преобразованных в зоне разлома в метасоматиты кремнещелочные, гумбеиты, микроклиниты, аргиллизиты; рудные формации – урановая-гумбеитовая (Ан. 710, 801, Огнитское – III-3-9, 14, 28), урановая в минерализованных зонах дробления (Произвольное – II-3-45). Рудоподводящей структурой является зона Бирюсинского разлома, рудоносным – бирюсинский комплекс. На Ан. 710 и Ан. 801 урановое оруденение сопровождается золото-урановым прожилкованием. Для Au и U оценены ресурсы: по Ан. 710 и 801 (уран) в объёме крупного месторождения P_3U – 34 тыс. т, золото – среднее месторождение $P_3 Au$ – 13 т («Сосновгео», прогнозные ресурсы на 1.01.2001 г.).

Вне минерагенических таксонов в Присяянской МЗ в рифейских породах тагульской свиты локализовано барит-фосфоритовое оруденение (Мягла – III-4-7) – баритовая жильная формация, фосфоритовая кремнисто-карбонатная, среди которых присутствуют прожилково-брекчиевые руды, возникшие в результате обогащения первично-фосфатоносных пород, в связи с чем проявление представляется перспективным.

Фосфориты в Присяянской МЗ стратифицированы на двух уровнях – на переходе тагульской свиты к ипситской и верхах ипситской (последний слабо изучен). Прожилково-брекчиевые руды, образующиеся при проявлении гидротермально-метасоматических процессов, могут формировать руды с богатым содержанием P_2O_5 . Оцененные ресурсы фосфоритов (по состоянию на 1.01.1998 г., «Иркутскнедра») по Присяянской МЗ составляют: P_2 – руды – 70 млн т, P_2O_5 – 5,69 млн т, P_3 – руды – 594 млн т, P_2O_5 – 49,33 млн т. Ресурсы марганцевых руд в Присяянской МЗ, утверждённые Территориальным агентством по недропользованию по Иркутской области на 5.12.2005 г., составляют: МП – 150 млн т, P_3 – 34 млн т. Проявления фосфора относятся к перспективным, рекомендовано проведение поисково-оценочных работ.

Минерагению МЗ во многом определяет насыщенность Присяянского прогиба разрывными нарушениями, контролирующими инфильтрационное железо-марганцевое оруденение, медно-кварц-сульфидное, урановое в минерализованных зонах дробления. Последнее, по-видимому, является источником уранового оруденения в зонах несогласия. Разрывные нарушения субмеридионального направления ограничивают наиболее крупные пликативные структуры Присяянского прогиба, определяют их ориентировку и служат ограничением выделенных минерагенических районов.

Марганцевое оруденение инфильтрационного типа развивается главным образом по марганецсодержащим песчаникам тагульской свиты. В связи с этим в поле развития пород карагасской серии перспективными представляются крупные антиклинарные структуры, в ядрах которых обнажены низы серии, в т. ч. марганценозные породы тагульской свиты. Перспективы Присаянской МЗ связываются в основном с марганцевым, железо-марганцевым оруденением, фосфоритами.

Становление платформенного чехла в венде происходило в условиях сноса грубообломочного, обломочного материала с примыкающих с юго-запада орогенов, с формированием вдоль границы последних палеоделът, сливающихся в предгорную аллювиальную равнину, отложения которой выделяются в хужирскую свиту ранневендского возраста. Минерагению раннего венда характеризует золотое оруденение формации древних золотоносных конгломератов, представленное в *Елахойском золоторудном узле (0.0.2.Au/V)*. В РУ находится Хужирское проявление (V-6-34) (P_1 – 501 кг) [378], другие проявления золота той же формации. Контроль оруденения осуществляется наличием россыпеобразующих объектов, которыми служат проявления рудного золота в глубоко денудированном выступе кристаллического фундамента, лишенного перекрывающих рифейских отложений Присаянского прогиба в междуречье Онота–Кирея. Вместе с тем, вдоль выступа фундамента на северо-западе от р. Бол. Белая вендские отложения основания чехла срезаны Присаянским разломом. В поле развития конгломератов хужирской свиты благоприятным палеогеографическим фактором служит фация мелко-среднегалечных конгломератов, фиксирующих благоприятное для осаждения золотин падение скорости потока в направлении от побережья в сторону стока палеорек. Фации мелко-среднегалечных конгломератов на значительной площади РУ погружены в сторону платформы под перекрывающие отложения шаманской свиты, часто не имеют выхода на поверхность. Хужирское проявление принадлежит к типу месторождения Витватерсранд, рассматривается как поисковый признак для постановки поисковых работ в полосе выхода конгломератов с применением бурения.

Площадь листа включает фрагменты *Присаяно-Енисейской НГО* и *Ангаро-Ленской НГО* (прил. 4). УВ локализованы в вендских и кембрийских отложениях чехла платформы, из которых вендские отложения шаманской свиты мотской серии (песчаники кварцевые, аркозовые) выделяются в качестве парфеновского горизонта газонефтеносного, локализирующего газ, газоконденсат, гелий, промышленные рассолы. Выделяются также перспективные на характеризуемой площади кембрийские продуктивные горизонты – осиновский, христофоровский, атовский, биркинский (известняки бельской, известняки и доломиты булайской свит), несущие капельную нефть с пузырьками газа.

Перспективные участки на газ и УВ выделялись по данным интерполяции регионально установившегося ГВК (газово-водяного контакта) в структурах парфеновского горизонта с учетом положения его на Братском и Атовском месторождениях и Тулунской и Хор-Тагнинской площадях (при предположении, что скважины Тулунская 1-О и Хор-Тагнинская ЗБ

пройдены на уровне ГВК). В результате было установлено, что перспективным на газ является участок Ангаро-Ленской ступени юго-западнее отстроенного контура (прил. 4).

По данным глубокого бурения в районе Тангуйского поднятия (Большеокинская, Добчурская, Харанжинская, Тангуйская, Леоновская площади) продуктивный парфеновский горизонт находится на 100–150 м ниже установленного ГВК (по аналогии с Братским месторождением). Оттоку УВ в вышезалегающие кембрийские коллекторы (осиновский, христофоровский горизонты) в пределах поднятия препятствует залегающий над парфеновским горизонтом силл долеритов мощностью 100–150 м, играющий в данном случае роль флюидоупора. Следовательно, возможна миграция УВ по латерали в сторону приразломной Тарейской структуры с образованием структурно-тектонических ловушек в кембрийских коллекторах выше установленного ГВК. Перспективность парфеновского горизонта увеличивается и гидродинамической обстановкой, установившейся в южной части Ангаро-Ленской ступени. Воды вендско-рифейского резервуара (в том числе и продуктивного парфеновского горизонта) исследуемой площади относятся к зоне весьма затрудненного водообмена южной части Ангаро-Ленского артезианского бассейна, что способствует сохранению залежей УВ.

В связи с ожидаемым в перспективе резким увеличением потребления гелия (в атомной энергетике как минимум до 15% , для создания дыхательных смесей 17–18%, в медицине – до 8% [86, 87]), актуализируется задача его извлечения, утилизации и сбыта. Поэтому следует обратить внимание на уникальные содержания не в составе растворенного и свободного газа (0,14–0,84%, табл. 1) в песчаниках парфеновского горизонта глубоких скважин: Тулунская 1-О, Добчурская 159ПР, Леоновская 114ПР, которые выделены в ранге трёх малодобитных проявлений этого газа (граф. прил. 2, 4).

Начальные геологические ресурсы углеводородов категории $C_3 + D_1$, определенные методом прямого расчета, исходя из принятой плотности УВ по Восточной Сибири (Программа геологического изучения и предоставления в пользование месторождений углеводородного сырья Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия), утвержденная Приказом МПР России от 29 июля 2005 г.; Карта перспектив нефтегазоносности Сибирской платформы. ГФУП СНИИГГиМС (под ред. В. С. Старосельцева, 2002), составляют по Ангаро-Ленской НГО – 55,63 млн т, Присаянской НГО – 759,0 млн т.

Согласно этой программе и работам регионального и поискового этапа: глубокого бурения, геофизических методов (МОГТ, ТСЗ, ГКЗ, ДНМЭ) – 1960–2007 гг., проведенных предприятиями «Востсибнефтегеология» и «Иркутскгеофизика», Новосибирским ФГУП «СНИИГГиМС» и ФГУП «ВНИГНИ», в пределах исследуемой площади были определены контуры объектов геологического изучения с оценкой прогнозных ресурсов УВ по D_1 и D_2 . Перспективы этих площадей, как показали проведенные исследования, связаны в основном с газом. На исследуемой площади выделено семь перспективных площадей (граф. прил. 4), относящихся к Бельско-Присаянскому (Нижнеудинская, Присаянская, Тулунская, Куйтунская, Средне-Окинская, Тагнинская площади) и Братскому нефтегазоносным районам Ангаро-Ленской НГО.

Таким образом, перспективность оцененных площадей связывается с песчаным коллектором парфеновского горизонта, расположенного в приподошвенной части разреза шаманской свиты мотской серии в Присяянье и в чорской свите – далее в платформенном чехле, к которому приурочены Тулунское газовое (III-5-7), Хор-Тагнинское газовое (IV-6-8) проявления с дебитами 800 и 86 м³/сут соответственно, характеризующиеся также высокой газонасыщенностью подземных вод.

«Ловушками» в этом районе служат положительные структуры фундамента, наследуемые на уровне продуктивных горизонтов. Литологическим фактором локализации является повышенная пористость осадочных отложений. Отрицательный фактор – фациальный переход песчаников шаманской свиты в алевро-песчаники и, таким образом, уменьшение пористости пород. Проявления гелия фиксируются в скважинах вне связи с проявлениями УВ.

Тангуй-Тулунская гелиеносная минерагеническая зона (10.Не/К?) выделена на Схеме глубинного строения как «поле гелиефильрующих проводников» (рис. 7), контуры которого и простираение в общих чертах совпадают с распространением положительных структур высоких порядков в фундаменте платформы малоперспективных на УВ сырье. Это обстоятельство подтверждает перспективы указанной площади в отношении свободного гелия. Имеющиеся радиологические датировки гелийсодержащих минеральных вод соответствуют 115 млн лет (мел). Однако газ локализован в парфеновском горизонте венда. Прогнозные ресурсы D₂ – 0,12 млрд м³ (авторская оценка прямым расчетом).

Ангаро-Ленский солеродный бассейн охарактеризован в гл. «Полезные ископаемые» (раздел «Соли»), где представлена карта изопахит каменной соли. В усольской, менее – бельской и ангарской свитах локализуются залежи каменной соли, проявление которых начинается с глубины палеобассейна около 300 м, на расстоянии от палеобереговой линии 30–45 км. Высоким соленасыщением характеризуется восточная часть площади листа, где глубина залегания соленосных горизонтов максимальная. Уменьшение мощности соленосных отложений и выклинивание пластов соли фиксируется в северо- и юго-западном направлениях – в сторону береговой линии палеобассейна. Эти закономерности отражены на Схеме изопахит каменной соли.

В триасе проявлен эндогенный рудогенез – выделен прогнозируемый **Ингашетский железорудно-алмазоносный узел (0.0.4.di/PZ?;Fe/T₁)**. Узел выделен вне рудного района, охватывает поле распространения трубок взрыва таловского комплекса (таловские трубки) (T₁) и вмещающих их кембрийских отложений платформенного чехла.

Трубки взрыва некимберлитового состава содержат барофильные минералы – шпинель, хромгроссуляр, пироп, а также оливин. К трубкам приурочены кальцит-магнетитовые руды высокого качества. В рамках рудного узла наземными геофизическими работами выявлены многочисленные трубочные аномалии интенсивностью до 3200 нТл; в настоящее время многие из них не заверены. Требуется постановка детальных работ. В районе Таловских трубок в аллювии р. Ингашет локализована россыпь

алмазов, которые отмечаются также в аллювии р. Бирюса при впадении в нее р. Ингашет. Работами [270] установлено в РУ наличие лампроитоподобных девонских пород елашского комплекса, содержащих редкие кристаллы алмазов (см. раздел «Алмазы»), в связи с чем Ингашинский РУ датируется PZ?–T₁. Прогнозные ресурсы алмазов Ингашинского рудного узла оценены согласно утвержденному ВСЕГЕИ (2005 г.) паспорту № 1400003 в 54 млн карат. Оценка выполнена методом аналогии с эталонным объектом – лампроитами трубки «Аргайл».

На территории платформенного чехла выделяется перспективная алмазоносная площадь (Барышев, Митрофанов, 2005 г.; паспорт № 1400001, ВСЕГЕИ), или **Тангуй-Удинская (прогнозируемая) алмазоносная минерагеническая зона (11.di/KZ;PZ?)**. Контур последней определяется распространением находок алмазов в аллювии р. Уда и ее притоков, включая Тангуй-Удинскую алмазоносную россыпь. Ресурсы алмазов оценены и апробированы Территориальным агентством по недропользованию Иркутской области (протокол № 30 от 1.08.2006 г.) в объеме 70 млн карат (методом аналогии с россыпями Якутии). Объект представляется перспективным на поиски коренных источников алмазов, не вскрытых на современном эрозионном срезе. По материалам интерпретации геофизических материалов (гравиразведка) устанавливается наличие в фундаменте платформы субмеридиональной шовной зоны, возможно, вулканогенного пояса и трога позднеархейско-раннепротерозойского заложения (Схема погребенных поверхностей несогласия, граф. прил. 5, л. 1); последняя выделена на Схеме глубинного строения как магмовод линейной зоны магматического расклинивания, геохимически специализированный надфоновым содержанием тория и калия. В рельефе структура трассируется долиной р. Уда с установленной на этом отрезке алмазоносностью аллювия. На восточном фланге шовной зоны в фундаменте выделяются два куполовидных поднятия (по данным сейсморазведки), из которых Игинтейский купол (обозначенный на Схеме погребенных поверхностей несогласия по поверхности фундамента) на поверхности четко оконтуривается долинами рек Игинтуй и Тангуй Удинский, в русле которой локализована протяженная алмазоносная россыпь. На ДО (RGB 7-го, 4-го, 2-го каналов KC LANDSAT) также выделяется кольцевая структура над отмеченным куполом фундамента.

В связи с изложенным, предполагается контроль коренных источников следующими факторами. Рудоподводящая роль отводится субмеридиональной шовной зоне фундамента; рудоносным, возможно, является магматогенный объект (интрузия кимберлитов, лампроитов), обусловивший Игинтейское куполовидное поднятие.

Охарактеризованный объект является перспективным, необходима постановка поисковых работ на коренные источники алмазов. По аналогии с Ингашинским рудным узлом возраст предполагаемого рудного комплекса – PZ?

Ангарская железорудная минерагеническая зона (7.Fe/T₁) прослеживается на смежные листы N-48 и O-47. Внутри МЗ обособлен **Красноярский железорудный район (7.1.Fe/T₁)**, в котором на площади листа находится Долоновское проявление (I-6-1), за восточной рамкой

листа – Ермаковское малое месторождение железа той же формации. Руды локализованы в жерловых фациях вулканических аппаратов коршуновского комплекса, приуроченных к положительным пликативным структурам, в фундаменте – к участку террасовидного уступа в зоне перехода от резкого опускания поверхности фундамента на запад в борту линейной зоны магмовода (Схема глубинного строения, Е. П. Миرونюк, 2009 г., материалы к комплексу ГК-1000/3 N-47).

На территории выделены площади, принадлежащие к Канско-Ачинскому и Иркутскому угольным бассейнам.

Канско-Ачинский буроугольный бассейн (8.УБ/Ј₁) выделен в северо-западной части листа, где угленосными являются отложения переясловской и камалинской свит; буроугольная формация контролируется песчано-алеврито-аргиллитовыми фациями верхов разрезов юрских отложений в предгорных платформенных прогибах. Мощные пласты с приближением к областям поднятия замещаются углистыми породами. На территории листа в Канско-Ачинском буроугольном бассейне перспективных объектов не выявлено.

Иркутский буроугольно-каменноугольный бассейн (9.УК,УБ/Ј₁) выделен в границах Иркутской впадины, выполненной черемховской (Ј₁) и присаянской (Ј₁₋₂) свитами. Каменные угли локализованы в разрезе средней и верхней подсвит черемховской свиты, где структурно приурочены к наиболее прогнутым предгорным частям. В мелких прогибах пласты расщепляются, вблизи поднятий – выклиниваются. На площади Иркутского угольного бассейна обособлены семь угленосных районов, обозначенных на Карте закономерностей... Наличие предъюрских впадин, контролирующих накопление углей, отмечено в **Центрально-Присяянском (9.7.УК)**, **Каранцайском (9.5.УК) угленосных районах**, где в современном срезе картируются верхи разреза юрских отложений – присаянская свита. К перспективной, но недостаточно изученной площади относится **Верхнезиминский прогнозируемый угольный район (9.6.УК)**, в пределах которого на значительной площади распространены отложения присаянской свиты; в этом районе известны только проявления каменного угля.

Бурый уголь в Иркутском бассейне сосредоточен в средней подсвите черемховской свиты в северо-западном крыле Иркутской впадины, где угленосные породы залегают на пологом предъюрском рельефе, возможно, образовалась как лимническая алевролитоглинистая формация. Перспективным представляется **Будагово-Удинский угольный район (9.2.УБ,УК)**. В продуктивной толще черемховской свиты присутствуют прослои углей сапропелевых и горючих сланцев (непромышленные).

В основании черемховской свиты («даурская фация») локализованы проявления древних титаноносных россыпей (ильменитовых). Контролируются древние россыпи участками налегания юрских отложений на долериты трапповых комплексов, или сопряжения площадей развития тех и других. Россыпеобразующими являются, таким образом, долериты ангаро-гасеевского комплекса. Высокие содержания ильменита (19,14 кг/м³ – Кадуйское – П-4-20; 40–100 кг/м³ – Тулунское – Ш-5-14) позволяют рекомендовать поисково-оценочные работы. Юрские титаноносные россыпи рассматриваются

также и как промежуточный коллектор для последующего формирования современных россыпей.

Минерагения кайнозойского этапа представлена формированием торфяных болот: неоген – илисто-глинистые отложения торфяных болот (голу-метская свита), русловые и пойменные глины, илы, торфяники (аллювий, озерные отложения Q_{III-N}).

Аллювий пойм и террас низкого и среднего уровня вмещает ксенотим-монацитовые россыпи (контролируется чарнокитоидами грядинского комплекса в Бирюсинском гранитоидном поясе в зоне Бирюсинского разлома), алмазы – непромышленные россыпи и шлиховые точечные пробы алмазов (охарактеризованы выше).

В аллювиальных отложениях русловых, пойменных и террас разного уровня локализуются золотоносные россыпи. Пространственное положение россыпей определяется наличием в области сноса проявлений коренного золота. Наиболее перспективна в плане россыпной золотоносности зона Главного Саянского разлома – Удинско-Колбинская свинцово-редкометалльно-золоторудно-россыпная МЗ, где широко проявлено оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций, объекты которых являются россыпеобразующими.

Алтае-Саянская минерагеническая провинция

Провинция входит в площадь листа своей северо- и юго-восточной частью, занимая более 40% характеризуемой территории, включает минерагенические таксоны различного порядка, из которых выделение минерагенических зон обосновано выше. Архейская минерагения представлена в Онотско-Бельском выступе.

Онотско-Бельская редкоземельно-графитовая рудоносная зона (0.1.gr, TR/AR₂) (вне минерагенических зон) специализирована в отношении графита – графитовая метаморфическая формация, контролируется толщей переслаивания гнейсов и мраморов дзенгольской свиты, метаморфизованных в условиях фации амфиболитовой (до гранулитовой). Известно месторождение графита Барун-Богдашка (VI-6-34), ресурсы которого P_3 составляют 1,8 млн т [302]; перспективы ограничены удаленностью объекта, экономической неосвоенностью района. В Онотско-Бельской P_3 проявлено титановое оруденение титановой рутиловой амфиболит-эклогитовой рудной формации в гранат-амфиболовых гнейсах (фация метаморфизма амфиболитовая, в реликтах – гранулитовая) дзенгольской свиты – проявление Дзенгольское (V-6-49). В отношении этого типа оруденения рудоносная зона изучена недостаточно. Перспективными являются гранат-амфиболовые породы (с реликтами пироксена) дзенгольской свиты. С пегматитами китойского мигматит-гранитового комплекса, в условиях локализации их в амфиболитах дзенгольской свиты, проявлена редкоземельная и урановая минерализация, практического значения не имеющая ввиду невысоких содержаний.

Дербинская марганцево-графитовая минерагеническая зона (12.gr, Mn/KR₁) перспективна в отношении графитового метаморфического

оруденения, стратифицированного в дербинской и эденской свитах, развивающегося по мраморам и кварцитам в процессе регионального метаморфизма условий амфиболитовой фации. В минерагенической зоне проявлена марганценосная гондитовая формация, где руды локализуются на контактах мраморов и кварцитов в разрезе дербинской свиты, содержания марганца невысокие, изучено недостаточно.

Малоперспективны широко развитые в МЗ проявления формации молибден-ванадиевых сланцев, формации урановой в углеродистых сланцах (в графитизированных сланцах и кварцитах эденской и алыкджерской свит), железистых кварцитов магнетитовых (в алыкджерской свите), исландского шпата в карбонатных породах дербинской свиты. Отрицательным фактором для сохранения отмеченного выше оруденения в исходных углеродистых сланцах является высокий метаморфизм пород.

В качестве алюминиевого сырья рассматриваются высокоглиноземистые сланцы и гнейсы в разрезе эденской свиты, не представляющие практического интереса. Размещение перечисленных полезных ископаемых подчинено стратиграфическому контролю. Распространенные в Дербинском выступе пегматиты дербинского комплекса могут нести урановую и ториевую минерализацию (формация урановорудная в пегматитах), содержания полезных компонентов низкие. Габброиды эденского комплекса метаперидотит-метагаббровой формации широко развиты в Дербинском выступе, в ряде случаев содержат повышенные концентрации апатита при относительно невысокой массовой доле фосфора. Большое значение в связи с этим имеет выяснение нахождения и возможностей попутного использования сопровождающих апатит минеральных компонентов; требуется доизучение.

Породы дербинской свиты вмещают золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Как перспективное, но недостаточно изученное, выделяется Правохайламинское проявление (IV-3-28) золота (до 7 г/т) и полиметаллов. Рудоподводящая роль осуществляется зоной трещиноватости в юго-западном крыле Главного Саянского разлома.

Как было указано выше, рифейская минерагеническая эпоха продуктивна и разнообразна по типам оруденения.

Лысано-Казырская железо-титановорудная минерагеническая зона (13.Ti,Fe/RF₃) включает пояс интрузий казырского комплекса, расслоенные интрузии которого контролируют руды титано-магнетитовой формации; в рудах повышены также содержания кобальта и хрома.

За пределами листа N-47 в Лысано-Казырской МЗ локализованы Лысанское, Кедранское месторождения, перспективы которых могут быть увеличены за счет глубоких горизонтов [125]. В отношении титанового оруденения перспективными представляются проявления расслоенного Крыжинского массива, расположенного у западной рамки листа на северо-западе минерагенической зоны, где установлены руды с высоким содержанием титана (TiO₂ до 12,85%) (проявления Крыжинские 1, 2, 3, 4 – IV-1-2, 5, 4, 6). Массив имеет близкую к изометричной лополитоподобную форму с четко проявленной дифференциацией. Эта часть зоны представляется перспективной на выявление месторождений указанного

типа. Перспективы юго-восточного фланга зоны распространения интрузий казырского комплекса не определены, недостаточно изучены.

Казыр-Кизирская ванадиево-молибденово-золоторудная минерогенная зона (14.Au,V,Mo(U)/RF₃;O₂). В позднем рифее интенсивно проявились процессы осадочного и вулканогенно-осадочного рудогенеза, объекты которого сосредоточены в **Ашкасокском молибден-ванадиево-рудном районе (14.1.V,Mo,U/RF₃),** выделенном в границах Ашкасокского прогиба. Здесь находятся седиментогенные проявления ванадия, урана, молибдена формации ванадиеносных сланцев, молибден-ванадиевых сланцев, урановой в углеродистых сланцах, золоторудной черносланцевой. Перспективы оруденения зачастую неясны в связи с недостаточной изученностью объектов. С завершением развития Ашкасокского прогиба связан кембрийский (ольховский комплекс) и ордовикский (беллыкский комплекс) гранитоидный магматизм. Связанные с гранитоидами процессы эндогенного рудогенеза представлены золоторудной минерализацией в пределах гидротермально проработанных тектонических зон в экзоконтактах интрузий.

В южном крыле Ашкасокского прогиба на сочленении Восточно-Саянского и Кандатского разломов, на участке интенсивной тектонической проработки (дробления, рассланцевания) вмещающих пород и локализации мелких интрузий гранитоидов беллыкского комплекса обособляется **Сарлыгский золоторудно-россыпной узел (14.0.1.Au/O₂)** (вне рудного района). При рудоподводящей роли крупных разломов и рудолокализирующей – оперяющих их трещин (контролирующих также размещение гранитоидов беллыкского комплекса), оруденение проявлено в отложениях сланцево-эффузивных чатырлыгской и карбонатных – ортинской свит в надынтрузивной зоне гранитоидного массива. Оруденение принадлежит к золото-серебряной, золото-сульфидно-кварцевой формациям и золотоносным скарнам (по известнякам ортинской свиты). Гранитоидам беллыкского комплекса отводится роль рудогенерирующего фактора. Проявления Сарлыгского ЗРУ представляются перспективными на выявление золоторудных месторождений указанного типа.

Казырский молибдено-золоторудный район (14.2.Au,Mo/O₂) охватывает Сисимо-Казырский блок – площадь распространения разнообразных интрузивных образований кембрия–ордовика. Рифейские породы сохраняются в ксенолитах среди интрузивных пород. В рифейских углеродистых сланцах ашкасокской и ортинской свит локализованы проявления рудных формаций – ванадиеносных сланцев, золоторудная черносланцевая, уран-молибден-ванадиеносных сланцев. Перспективы этих типов оруденения ограничены проявлением в пределах небольших по площади ксенолитах метаосадочных пород, зачастую испытавших наложенный контактовый метаморфизм под воздействием интрузий. Минерогения РР определяется главным образом кембрийским и ордовикским плутоническим магматизмом. Наиболее ранним проявлением палеозойского магматизма является ольховский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс. В связи с умереннокислыми гранитоидами комплекса формировались гидротермальные золото-сульфидно-кварцевые проявления, локализованные в карбонатно-

терригенных породах ашкасокской свиты и вулканитах чатырлыгской свиты рифея. В экзоконтактах ольховских диоритов и гранитоидов с породами ашкасокской свиты проявлено оруденение формаций золотоносных скарнов (перспективное проявление Звериное-1 – IV-1-19), молибденовой скарновой (Скарновое-1 – IV-1-18).

С гранитоидными массивами беллыкского комплекса обнаруживается связь непромышленного оруденения (молибденит-вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации), золото-сульфидно-кварцевого, золото-серебряного, полиметаллического (свинцово-цинковая жильная формация). В эндоконтакте массива лейкогранитов беллыкского комплекса находится Казырское проявление (IV-1-10) флюорит-берилловой грейзеновой формации. Устанавливается приуроченность оруденения молибден-вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации непосредственно к гранитоидным интрузиям, в экзоконтактовых зонах на некотором удалении от массивов локализуется оруденение скарнового типа, золото-сульфидно-кварцевого (возможно не беллыкский комплекс). Наиболее перспективными на выявление новых объектов являются слабоэродированные или неглубоко залегающие массивы гранитоидов. В границах МЗ гранитные плутоны, как правило, глубоко эродированы, в связи с чем площадь их выходов представляется малоперспективной на выявление месторождений.

Запавалихинский комплекс раннего ордовика завершает салаирский цикл в Кизир-Казырской МЗ, габброиды его генерируют платинометалльное малосульфидное оруденение, перспективы которого неопределенны ввиду недостаточной изученности.

Урик-Китой-Боксонская фосфорито-ванадиево-золоторудная минерогеническая зона (15.Au,V,Φ(Al)/RF₃;O₂;D₁). Оруденение связано с рифейской и салаирской эпохами (RF–O), проявлена также постконсолидационная активизация (D, KZ). В рамках МЗ обособляется Хужирско-Илейская золотоносная зона и прогнозируемая Большебельская фосфоритоносная зона.

Хужирско-Илейская полиметаллически-золоторудная зона (15.1.Au, Zn/RF₃;O₂;D₁) выделена в северном крыле Азасско-Жомболокского разлома в узколинейном блоке, выполненном рифейскими отложениями иркутской свиты (мраморизованные известняки, амфибол-биотитовые сланцы) и прорывающими их интрузиями плагиогранитов сумсунурского комплекса рифея, ордовикскими гранитоидами сархойского и урикского комплексов, девонскими гранитоидами огнитского комплекса. Незначительные площади занимают вулканиты хамсаринской свиты. Северной границей блока служит интрузивный контакт крупного плутона граносиенитов огнитского комплекса субширотного простирания, южной границей – зона указанного разлома. На площади рудоносной зоны развито оруденение золото-полиметаллической формации (рудогенерирующей огнитский комплекс девона, где рудные поля приурочены к монцонитам огнитского комплекса, вулканитам илейской свиты с ксенолитами карбонатных пород иркутской свиты) (Етомынское проявление – V-5-30) и золото-кварцевой (в гранитоидах сархойского комплекса ордовика) в зонах рассланцевания, окварцевания, сульфидизации. Рудоподводящими структурами служат тектонические

нарушения системы Азасско-Жомболокского разлома, играющего основную роль в структурной позиции рудоносной зоны. На западном ее фланге выделен *Хужирский золоторудный узел (15.1.1. Au/RF₃)* в рамках Сайлагского массива сархойского комплекса, включающий Коневинское малое месторождение (V-4-29) с оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации с утвержденными ЦНИГРИ в 2003 г. ресурсами руды по Хужирскому рудному узлу – Au P₃ – 100 т + P₂ Коневинского месторождения 50 кг, в сумме P₂ + P₃ = 100,05 т. Наличие месторождения в РУ рассматривается как поисковый признак на обнаружение новых золоторудных объектов в золотоносной Хужирско-Илейской рудной зоне с учетом перечисленных закономерностей локализации.

Вне рудных районов в северном крыле Окинской структуры в границах выхода пород боксонской серии прогнозируется *Большебельская фосфоритовая рудная зона (15.2. Ф/V–С₁)*, где известны ряд стратиформных проявлений фосфоритов в разрезе боксонской серии (р. Сорок – VI-5-12). Оценка ресурсов Большебельской P₃ выполнена методом аналогии с принятием в качестве эталона Тустукского проявления кремнистых фосфоритов. Получен небольшой объем ресурсов P₃ – 1,76 млн т фосфорной руды (авторские, не апробированы), что характеризует ограниченные перспективы P₃. В этой же минерагенической зоне локализованы в углеродисто-кремнистых сланцах дабанжалгинской свиты стратиформные проявления урана урановой в углеродистых сланцах формации, а также фосфоритоносной кремнисто-карбонатной молибдена, золота. Эти проявления объединены в *Хан-Модон-Ханчинский молибден-ванадиево-золоторудный узел прогнозируемый (15.0.1. Au, V, Mo/V–С₁; O₂)*. Оруденение молибдена, ванадия, урана сосредоточено в черных углеродистых и кремнистых сланцах, кремнистых фосфоритах дабанжалгинской свиты. Ресурсы по отдельным проявлениям (не апробированы): 1) проявление Хода (VI-5-24), урановой в углеродистых сланцах формации: U – 28,3 т; Mo – 3,2 тыс. т; V₂O₅ – 14,5 тыс. т; 2) проявление Эрье-Хара-Жалга (VI-5-18), формация урановая в углеродистых сланцах – P₂: U – 300 т, Mo – 4 тыс. т. Ресурсы руд в остальных объектах не оценены, площадь недоизучена. По оценкам отдельных объектов в минерагенической зоне [422, 424], ресурсы различных категорий по молибдену и урану не соответствуют объемам мелких месторождений – только в Буруктаевском ММ (VI-5-29) приближается к мелкому, составляя Mo – 1,01 тыс. т, на Тустукском проявлении (VI-5-37) Mo – 4,0 тыс. т. По объему ванадия проявления приближаются к мелким месторождениям – P₁ на Тустукском проявлении – 64 тыс. т. Объем урановых руд составляет десятки тонн (меньше объема мелкого месторождения в десятки раз). Оцененные на Тустукском проявлении ресурсы Mo и V приближаются по объему к мелким месторождениям [422]. В целом, на U, Mo, V, минерагеническая зона изучена недостаточно. С дабанжалгинской свитой проявлено медное оруденение формации медистых песчаников и сланцев.

Золото в РУ гидротермального типа, принадлежит к золото-сульфидно-кварцевой формации при рудогенерирующей роли гранитоидов урикского комплекса. Ресурсы P₂ золота в Верхнехончинском проявлении (VI-5-27)

оценены в объеме 62,5 т, что соответствует крупному месторождению [356]. Последнее обстоятельство дает основание рекомендовать поисковые работы на Au в рамках рудного узла.

Известные в РЗ проявления графита представляют собой вкрапленность в нефелиновых сиенитах ботогольского и хужиртайгорхонского комплексов или развиты на контакте их с породами боксонской серии. В последнем случае, по аналогии условий локализации с Боксонским месторождением, возможно выявление новых перспективных объектов.

Сархой-Китойская боксит-фосфорит-золоторудная минерагеническая зона (16.Au,Ф,Al/RF₃,V–С₁). В рамках Сархой-Китойской МЗ выделяется Гарганский фосфорит-золоторудный район, Хоре-Урикская боксит-фосфоритовая зона.

Гарганский кварцево-нефрито-золоторудный район (16.1.Au,np/RF₃) выделяется в границах Гарганской глыбы, обрамляющего ее офиолитового пояса и выходов перекрывающего чехла – иркутной и ильчирской свит. Оруденение Гарганского РР связано с развитием рифейд и салаирид. В рамках района выделяются рудные зоны и рудные узлы: Холбинская золоторудная зона, Гарганская кварценозная зона, Ильчирская и Узылтинская нефрит-асбестовые (платино-палладиевые) зоны, Оспинский алмаз-золоторудный узел.

В обрамлении Гарганской глыбы с севера, северо-запада и юго-востока в контурах линейных пластин офиолитов обособлены **Ильчирская (юго-западная) (16.1.1.np,asb/RF₃)** и **Узылтинская (северо-восточная) (16.1.2.np,asb/RF₃) асбест-нефритовые рудные зоны**. Нефрит образует жилы, жильные серии в зонах экзоконтактов габброидов офиолитового комплекса, прорывающих серпентиниты; реже связан с дайками холбинского комплекса – локализуется в гипербазитах, насыщенных телами гранитоидов, альбититов, риолитов.

В рифейском чехле Гарганской глыбы на северо-западном ее фланге в разрезе иркутной свиты рифея локализуются пластовые тела гранулированного кварца метаморфогенно-осадочного генезиса. Проявления объединены в **Гарганскую кварцевую рудную зону (16.1.3.qo/RF₃)**, контроль – литолого-стратиграфический. Формирование кварцитов связывается с метаморфизмом песчаников в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Ресурсы Р₃ в Гарганской кварценозной зоне составляют 210 млн т (утверждены ВСЕГЕИ в 2007 г., паспорт № 4800022).

В восточной части Гарганского РР обособлен **Оспинский алмаз-золоторудный узел (16.1.4.Au,di/RF₃)**. Здесь, в гипербазитах ильчирского комплекса (офиолитовой ассоциации) в зонах рассланцевания, сульфидизации с образованием лиственитов и серпентинитов, тальк-карбонатных пород, проявлено золотое оруденение лиственитовой золото-серебряной, золото-сульфидно-кварцевой формаций, которое контролируется зонами меланжа. Оруденение этого типа представлено наиболее полно в Зун-Оспинском месторождении (среднем), где в зоне меланжа в березитизированных, лиственитизированных тектонитах, гипербазитах ильчирского комплекса вблизи контакта с катаклазированными гранитами сумсунурского комплекса фиксируются серии кварц-сульфидных жил с золотом рудной формации

золото-сульфидно-кварцевой. На флангах Зун-Оспинского МС выявлено золотое оруденение, прослеживающееся в зоне контакта углеродистых сланцев ильчирской свиты и гипербазитов офиолитовой ассоциации. Породы сульфидизированы, окварцованы. Рудогенерирующими для золотого оруденения, вероятно, являются углеродистые сланцы ильчирской свиты, испытавшие углеродизацию флюидными потоками в зоне субдукции, при понижении температуры которых происходили процессы серпентинизации и карбонатизации, отложение благородных металлов. Поисковыми признаками на Au служат серпентинизация, карбонатизация, сульфидизация гипербазитов. В аллювии рек и низких террас сформированы россыпи золота. В Оспинском рудном узле с золотым оруденением в ультрабазитах совмещены проявления алмазов. Образование их, вероятно, обусловлено обуглероживанием гипербазитов офиолитового комплекса, пространственно связанным с тектонически ослабленными зонами. Признаком проявления углеродизации является минеральная хромшпинелид-магнетитовая ассоциация; характерной особенностью углеродизированных гипербазитов является присутствие в них полихромного корунда со значительными концентрациями хрома, замещающего магнетитом; установлены серпентин, диопсид, оливин, содержащие рассеянное углеродистое вещество, что позволяет предполагать, что в зонах штокверкоподобной углеродизации углеродистое вещество сингенетично формированию высокотемпературных минералов. В составе офиолитового комплекса отмечается присутствие деформированных линз мусковитовых гранит-порфиоров, углеродизированных и сульфидизированных в краевых частях [63].

Вне рудных узлов в гипербазитах ильчирского комплекса офиолитов на северном и южном крыле Гарганской глыбы проявлена платиновая и палладиевая минерализация (рудная формация платинометаллическая мало-сульфидная ультрамафит-мафитовая) (проявления Хурай-Жалгинское – VI-5-38, Васильевское – VI-6-112). Как и отмеченные выше проявления золота и алмазов, объекты ЭПГ могли формироваться при углеродизации ультрабазитов с участием как глубинного мантийного источника, так и углеродсодержащих сланцев в обстановке субдукции при совмещении ее с мантийным плюмом. Возраст углеродизации определен по мусковитам из гранит-порфиоров [63] в значении 690 млн лет, т. е. рудообразование происходило в позднем рифее.

Холбинская золоторудная зона (16.1.5.Au/Rf₃) протягивается в северо-западном направлении от верховьев Саган-Сайра до р. Урик, пересекает Гарганскую глыбу в полосе выходов останцов перекрывающего чехла (карбонатных пород иркутской свиты, сланцев ильчирской свиты), ориентированных в северо-западном направлении, «проходит» на северо-запад в карбонатные породы чехла, обрамляющих Гарганскую глыбу вдоль ее северо-западной границы. Холбинская золоторудная зона включает наиболее крупные месторождения Восточного Саяна (Зун-Холбинское – VI-6-75, Барун-Холбинское – VI-5-52), ряд мелких месторождений и проявлений.

В пределах золоторудной зоны месторождения и проявления золота локализованы как в породах гарганского комплекса (породы основания), так и в породах рифейского чехла. Оруденение принадлежит к золото-кварцевой,

золото-сульфидно-кварцевой формациям с низкими содержаниями серебра. Золото-кварцевое (малосульфидное) оруденение локализуется в основном в гнейсах Гарганской глыбы (Пионерское ММ – VI-6-100), реже обнаруживается связь с гранитоидами холбинского комплекса. Магматический контроль оруденения, кроме холбинского комплекса, осуществляется также гранитоидами сумсунурского комплекса (Барун-Холбинское месторождение), контролирующего оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации, локализовано как в эндо-, так и в экзоконтактах гранит-гранодиоритовых массивов. Литологический контроль проявлен диафторированными в зонах катаклаза и милонитизации гнейсогранитами гарганского комплекса, карбонатно-терригенными породами чехла (сульфидизированные кварциты, песчаники, алевролиты, березитизированные породы, основные и кислые эффузивы, углеродистые сланцы).

В южном крыле Окинской структуры, в поле распространения пород боксонской серии на границе с Гарганским РР, выделяется *Хоре-Урикская боксит-фосфоритовая рудная зона (16.0.1.Ф,Al/V–С₁)* (вне рудного района). Фосфориты проявлены в кремнисто-карбонатном разрезе забитской свиты, локализованы в горизонтах доломитов (фосфоритоносная кремнисто-карбонатная формация), также присутствуют в маломощных прослоях фосфоритов в доломитах табинзуртинской свиты. Крупными объектами этого вида сырья являются Хара-Нурское крупное месторождение (VI-5-42), где кроме отмеченной выше формации осадочного генезиса присутствуют фосфатоносные коры выветривания (запасы которых соответствуют мелко-месторождению). Ресурсы фосфоритов по Хоре-Урикской РЗ оценены авторами методом аналогии, где за эталон принято Хара-Нурское месторождение, определена удельная продуктивность доломитов забитской свиты (5,2 млн т/км²), что позволяет оценить ресурсы РЗ (при площади фосфатоносного горизонта – 40,4 км², коэффициенте достоверности 0,2) в объеме 42 млн т руды, Р₂О₅ – 7 млн т (ВСЕГЕИ, 2010 г., паспорт № 1460514). С учетом фосфоритоносности кор выветривания, ресурсы руды могут быть увеличены. Хоре-Урикская РЗ представляется перспективной для выявления новых объектов ввиду широкого развития (при недостаточной изученности) фосфатоносных венд-кембрийских отложений карбонатной и кремнисто-карбонатной формаций. При этом основными критериями поисков являются стратиграфический (низы боксонской серии) и литологический.

Бокситы локализованы в доломитах низов разреза табинзуртинской свиты (бемитовые, диаспоровые бокситы, аллиты) (Боксонское крупное месторождение). Установлено широкое площадное развитие бокситоносных горизонтов (в бассейне рек Хоре, Диб), многократное повторение в разрезе высокоглиноземистых горизонтов при кулисообразно-ступенчатом расположении их, что свидетельствует в пользу многократного поступления рудного вещества в течение накопления бокситоносных пород. Ресурсы бокситов по Хоре-Урикской МЗ рассчитаны авторами методом аналогии с эталонным Боксонским месторождением; удельная рудоносность бокситоносного горизонта 8,2 млн т/км², площадь выхода пласта в пределах РЗ 70 км², принятый коэффициент достоверности – 0,2. При указанных параметрах Р₃ = 114,8 млн т. С учетом последнего, можно положительно

оценивать перспективы Хоре-Уриксской РЗ в отношении выявления новых объектов бокситового сырья.

В Хоре-Уриксской РЗ находятся месторождение (Ботогольское мелкое – VI-5-30) и проявления графита. Практический интерес представляет оруденение графитовой контактово-метасоматической формации (по аналогии с Ботогольским месторождением), где залежи графита тяготеют к зонам контактов сиенитов и вмещающих карбонатных пород дабанжалгинской свиты (V–С₁). К указанной формации относятся наиболее известные месторождения с высоким качеством руд.

Улугойская медно-свинцово-цинковая и золоторудно-россыпная минерагеническая зона (17.Zn,Pb,Cu(Au)/RF₃–С₁;Q) (Восточная Тува) охватывает структуры Харальского прогиба, в границах которой обособляется **Одурум-Улугойский медно-свинцово-цинковый рудный район (17.1.Zn,Pb,Cu/RF₃–С₁)** с контрастно дифференцированными вулканитами риолит-трахиандезит-базальтового состава туматтайгинской свиты, связано полиметаллическое колчеданное оруденение, представленное проявлением Дальнее (VI-1-5) в бассейне р. Ак-Хем. Проявление характеризуется той же геологической обстановкой, что и находящееся за рамкой листа крупное Кызыл-Таштыгское свинцово-цинковое месторождение, входит в единый с ним **Кызыл-Таштыгский медно-свинцово-цинковый рудный узел (17.1.1.Zn,Pb,Cu(ba))**. Оруденение локализуется в пределах гидротермально проработанных зон в юго-восточном крыле Азасско-Жомболокского разлома при тесной связи с вулканитами (возможно жерловой фации). За западной рамкой листа в Кызыл-Таштыгском РУ [125] установлена смена с глубиной полиметаллического колчеданного – медноколчеданным. В этой связи, площадь Одурум-Улугойского РР представляется перспективной на обнаружение медноколчеданно-полиметаллического (с баритом) месторождения. При этом благоприятным фактором является отмечающееся снижение сиаличности коры, что выражается в повышении основности туматтайгинских вулканитов, отражающегося относительно повышенными значениями аномальных полей – магнитного и силы тяжести. Проявление Дальнее имеет поисковое значение, перспективно на обнаружение медноколчеданно-полиметаллического месторождения.

Вне РР в Улугойской МЗ в контуре выхода пород харальской свиты верхнего рифея, в бассейне низовьев р. Харал выделен **Харальский золотороссыпной узел (17.0.1.Au/KZ)**. Коренные источники россыпей находятся за пределами листа выше по течению р. Харал и ее притоков, где выделяется руднороссыпной узел. Россыпи размещаются на склоне глыбового поднятия.

Восточно-Тувинская медно-молибденоворудная минерагеническая зона (18.Mo,Cu/С). Территория МЗ характеризуется неоднородностью физических полей, что обусловлено присутствием в рамках ее выходов габброидов хойтоокинского комплекса, гранитоидов бреньского комплекса, резко различных по физическим свойствам между собой и с гранитоидами таннуольского комплекса, вулканитами хамсаринской свиты. Последние четко выделяются отрицательными значениями магнитного поля. Значительную площадь занимают позднерифейские и вендские

породы (билинской, охемской свит) в центральной части МЗ, поле которых обрамляется интрузиями гранитоидов таннуольского комплекса.

На восточном фланге такого обрамления в междуречье Торгу-Ос-Хем и Узю интрузии таннуольского комплекса содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород, характеризуются малой глубиной эрозионного среза. В границах выхода указанного гранитоидного плутона выделяется вне РР *Кадырос-Кижихемский молибденоворудный узел (18.0.1.Мо/С)*, специализированный в отношении молибденовой минерализации молибденовой кварцевой формации. Минерализация локализована в адамеллитах апикальных зон массивов, имеющих неглубокий эрозионный срез, или в прикровельных частях интрузий таннуольского комплекса. Преобладание в РУ интрузий с неглубоким эрозионным срезом и имеющиеся признаки присутствия нескрытых интрузий (повышенные значения отрицательного аномального магнитного поля в сравнении с вмещающими породами охемской свиты за пределами РУ) позволяют положительно оценивать перспективы минерагенической зоны.

В северной части Восточно-Тувинской МЗ, в южном крыле Кандатского разлома выделяется поле вулканитов хамсаринской свиты, окруженное гранитоидами прорывающего ее таннуольского комплекса. В вулканитах локализуется медная и молибденовая минерализация при регенерирующей роли гранитоидов таннуольского комплекса. Рудные формации – молибденовая кварцевая, реже отмечается золото-медно-кварцевая, медноколчеданная, молибден-медно-порфиновая (рудогенерирующая – хамсаринская свита). Перспективы оруденения ограничены (низкие содержания, малые параметры).

К востоку от Восточно-Тувинской МЗ в контурах Ухтумско-Хамсаринского прогиба выделяется **Ухтумско-Хамсаринская золото-свинце-железородная минерагеническая зона (19.Fe,Pb,Au(Mn)/RF₃; С₂;D₁)** полихронная по возрасту оруденения. Формирование МЗ связывается с этапами геосинклинального развития рифейд, салаирид и проявлением постконсолидационной тектоно-магматической активизации. На своем протяжении зона обладает различной металлоносностью, связанной с размещением в ее пределах различных по возрасту и составу интрузий, металлогеническая специализация которых зависит от состава коры и непосредственно вмещающей их рамы. Характерна высокая гранитонасыщенность территории, проявляющаяся наличием большеплощадных ареалов палеозойских гранитоидов; в отличие от Восточно-Тувинской МЗ, в Ухтумско-Хамсаринской МЗ широко развиты умереннощелочные и щелочные гранитоиды девонского возраста, соответственно совмещенным в пространстве сказывается и связанное с ними разнообразное оруденение. С позднерифейским этапом развития проявлен осадочный рудогенез – марганцевая седиментогенная минерализация, приуроченная к кремнисто-карбонатным отложениям ухтумской свиты позднего рифея – марганцевая гондитовая и марганценосных кор выветривания рудные формации. В раннем кембрии проявлено вулканогенно-осадочное оруденение в связи с мафически-салическими вулканитами хамсаринской свиты – рудные формации молибден-медно-порфировая, молибденовая порфировая, медноколчеданная, сопровождающиеся

золото-сульфидно-кварцевой. В известняках хамсаринской свиты выявлены знаки киновари. Ртутная минерализация изучена недостаточно.

Смену раннегеосинклинальных событий позднегеосинклинальными фиксирует проявление глубинного магматизма пироксенит-габбровой, сиенит-габбровой ассоциацией – можалыкский, остюренский комплексы раннего кембрия. Указанные комплексы развиты нешироко, трассируют тектонические зоны, слагают отдельные расслоенные массивы, несущие титано-магнетитовое оруденение (остюренский комплекс), медно-никелевое сульфидное и железорудное скарновое (можалыкский комплекс).

Раннепалеозойский этап (\mathcal{E}_2) проявился мощным существенно гранитоидным магматизмом с формированием крупных батолитов габбродиорит-тоналит-плагиогранитовой формации (хойтоокинский, таннуольский комплексы). В габбро, габбро-норитах хойтоокинского комплекса локализуются железные руды формации титан-магнетитовой (Верхне-Ийское проявление – V-4-12), железорудной скарновой (проявление Ак-Даштыг – V-4-19). С гранитоидами таннуольского комплекса связано гидротермальное оруденение золото-сульфидно-кварцевой, молибденовой кварцевой формации.

На северном фланге МЗ отчетливо выделяются Сангасский и Ухтумский золоторудные узлы.

Сангасский молибден-медно-золоторудный узел (19.0.3.Au,Cu,Mo/ \mathcal{E}_2) выделен в крупном блоке, ограниченном с севера Кандатским разломом. Рудопродуктивным является тоналит-гранодиорит-плагиогранитовый таннуольский комплекс, массивы которого содержат многочисленные провесы кровли, сложенные базальт-андезит-риолитовой хамсаринской свитой. В пределах РУ находятся несколько проявлений меди, локализованных в вулканитах хамсаринской свиты – колчеданная (проявление Кызыл-Сангас – V-3-6); гранитоиды таннуольского комплекса контролируют золото-сульфидно-кварцевое оруденение в зонах окварцевания, сульфидизации апикальных частей массивов (проявление Сангасское – V-3-5).

Ухтумский золоторудный узел (19.0.4.Au/D₁) (потенциальный) выделяется в северной части Ухтумско-Хамсаринской МЗ, расположен восточнее Сангасского РУ, ограничен с севера Кандатским разломом, с юга – Холбинским; его геологические границы условны. Признаком, позволяющим рассматривать проявления золота в составе единого РУ, является связь оруденения со структурно-вещественными комплексами среднего палеозоя. Серии золотоносных кварцевых жил проявлены в массивах граносиенитов огнитского комплекса (проявление Сырны-Ой – V-4-10); в экзоконтакте интрузий огнитских гранитоидов вмещающие сланцы ухтумской свиты окварцованы, сульфидизированы (Шибитское проявление – V-4-2); в кислых вулканитах и туфах илейской свиты отмечается золотое оруденение, связанное с зонами пропилитизации в вулканитах, а также окварцевания и сульфидизации в зонах дробления. Рудные формации Ухтумского РУ – золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая. Золотое оруденение Сангасского и Ухтумского золоторудных узлов представляется перспективным для выявления месторождений золота золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой формаций.

В рамки полихронной Ухтумско-Хамсаринской МЗ включается **Шенелиг-Алымский молибден-цинково-свинцоворудный узел (19.0.2.Pb,Zn,Mo/D₁)**, где оруденение формаций свинцово-цинковой жильной, шеелит-кварц-полевошпатовой (Улуг-Алымское – V-2-11) и молибденовой кварцевой локализуется в апикальных частях слабоэродированных интрузий бреньских гранитоидов (раннего девона), а в экзоконтактах этих массивов отмечается свинцово-цинковая серебряносодержащая минерализация (проявление Скарновое – V-2-6), свинцово-цинковая скарновая (проявление Олень – V-2-10) (в скарнах по известнякам хамсаринской свиты). Перспективы РУ неясны, требуется изучение.

Вне охарактеризованных РУ в Ухтумско-Хамсаринской МЗ в связи с девонскими гранитами проявлены молибденовая кварцевая минерализация, локализованная в зонах гидротермальной проработки гранитоидов и вмещающих пород; изучена недостаточно. Кроме перечисленных типов отмечаются редкометалльные пегматиты огнитского комплекса (неперспективный тип), а также проявления урана в минерализованных зонах дробления (уч. Скарновый – V-4-13) в тектоническом контакте скарнированных, ороговиканых терригенно-карбонатных пород ухтумской свиты рифея с гранитоидами огнитского комплекса. Эти проявления изучены недостаточно.

Эндогенное оруденение этапов тектоно-магматической активизации контролируется минерагеническими зонами Аксугско-Монгольской, Дербинско-Арысканской, Билинской, Ильчирской. Зоны имеют наложенный, часто линейный характер, контролируются долгоживущими разломами и оперяющимися их нарушениями.

Кроме того, вне минерагенических зон, выделяется наложенная на Ухтумско-Хамсаринскую МЗ редкоземельно-редкометалльная Холбинско-Кандатская рудоносная зона.

Аксугско-Монгольская молибденово-меднорудная минерагеническая зона (21.Cu,Mo/D₁) выделена к югу от Кандатского разлома, прослеживается узкой полосой вдоль него. Северной границей является зона Кандатского разлома, южная проводится условно. МЗ прослеживается с территории листа N-46.

Зона минерагенически специализирована в отношении медного и молибденового оруденения формации молибден-медно-порфировой, сопровождающейся золото-кварцевой. В пределах МЗ находится Аксугское молибден-медно-порфировое месторождение, локализованное в интрузии порфировидных гранитов аксугского комплекса; рудная минерализация молибден-медная, медная штокверкового типа, накладывается и на вмещающие породы – гранитоиды таннуольского комплекса и вулканиты хамсаринской свиты, где приурочена к зонам гидротермально проработанных пород в пределах разрывных нарушений и, особенно, в узлах их пересечения и сопряжения.

Аксугско-Монгольская МЗ прослеживается на запад в пределы листа N-46 [14, 125], где прогнозируется выявление месторождения, подобного Аксугскому. Ресурсы P₃ руды Аксугско-Монгольской МЗ на листе N-47 (Аксугская перспективная площадь) составляют: Cu – 3570 тыс. т, Mo – 93 тыс. т (ВСЕГЕИ, паспорт № 5960097). С учетом ресурсов Аксугского

рудного поля, проявлений, а также реальности обнаружения нескрытых эрозией рудных тел в пределах МЗ, ресурсы меди Аксугско-Могойской МЗ на территории листа категории Р₃ оценены в 10 млн т [13]. Указанные авторы отмечают наличие на площади характерных для медно-порфирового оруденения метасоматических изменений, сульфидизации в ареалах интрузий аксугского комплекса, а также комплексных геохимических ореолов Cu и Mo, что позволяет с большой долей достоверности ожидать нескрытого оруденения.

Ильчирская сурьмяно-серебряно-золоторудная минерагеническая зона (22.Au,Ag,Sb/O₂;D₂–C₁) входит в площадь листа N-47 небольшим фрагментом, выделяется в рамках Ильчирского прогиба, сложенного (на территории листа) вулканогенно-осадочными, терригенно-карбонатными породами безымянной свиты и барунгольской толщи рифея, венд-кембрийскими карбонатными – горлыкской свиты, прорванными ордовикскими гранитоидами сархойского комплекса. С севера и северо-запада Ильчирский прогиб примыкает с тектоническим контактом и ограничивается офиолитовым поясом, на юге и востоке прогиб уходит за границы листа. В центральной части Ильчирского прогиба выделяется линейный широтно ориентированный Сагансайрский грабен (прогиб), выполненный вулканогенно-осадочными образованиями сагансайрского осадочно-вулканического комплекса средне-позднепалеозойского возраста (D₂–C₁). В рамках Сагансайрского прогиба обособляется **Сагансайрская золоторудная зона (22.0.1.Au,Ag/D₂–C₁)**, в составе которой известно семь проявлений золото-серебряных руд. Структуру РЗ определяет наличие в грабене многочисленных тектонических нарушений различного направления, по которым породы рассланцованы, катаклазированы, окварцованы с образованием кварцевых, сульфидно- и карбонатно-кварцевых жил, жильно-прожилковых зон и штокверков, несущих золото-серебряное оруденение, полисульфидную и блеклорудную минерализацию. Рудные формации – золото-серебряная, реже – золото-сульфидно-кварцевая. Рудовмещающими являются породы сагансайрской свиты (D₂–C₁) – конгломераты, сланцы с прослоями конгломератов, риодациты, иногда листовитизированные, хлоритизированные; рудогенерирующими – субвулканиты сагансайрской свиты.

На вмещающие Сагансайрский грабен отложения горлыкской, барунгольской свит и прорывающие их раннепалеозойские гранитоиды накладывается золотое оруденение золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, свинцово-серебряной формаций, локализующиеся в зонах дробления и рассланцевания. Золотое оруденение в Ильчирской МЗ ассоциирует с кислыми вулканитами и субвулканитами сагансайрского осадочно-вулканического комплекса, который, вероятно, является рудогенерирующим для данного вида сырья. Формирование его связывается с раннеактивизационной стадией развития Ильчирского прогиба.

Выявленная урановая минерализация, локализованная в зоне тектонизированного контакта конгломератов сагансайрской свиты с известняками горлыкской (метасоматизированными), принадлежит к формации урановой в зонах несогласия. Рудогенерирующая формация неясна, практическая значимость ограничена ввиду низких содержаний урана.

Дербинско-Арысканская редкометалльно-редкоземельная минерагеническая зона (23.TR,Nb,Ta/MZ) прослеживается в северо-западном направлении, пересекая структуры прогибов Ашкасокского и Сисимо-Кизирского, захватывает фрагмент юго-западного крыла Дербинского антиклинория. Зона трассируется полосой развития массивов щелочных и нефелиновых сиенитов сайбарского комплекса и гранитоидов арысканского комплекса, локализованных в юго-западном крыле Восточно-Саянского глубинного разлома. Минерагеническая зона обладает различной металлоносностью, связанной с размещениями в ее границах интрузий различного состава, наложенных на консолидированные салаириды в процессе среднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации. Представляется, что Дербинско-Арысканская МЗ фиксирует грабенообразную среднепалеозойскую структуру, проявленную на современном уровне среза глубоко эродированных массивов щелочных и нефелиновых сиенитов сайбарского комплекса.

Девонскому этапу отвечает становление сайбарского комплекса щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов, несущих редкоземельное оруденение (формации редкоземельной нефелиновых сиенитов) (проявление Эдер-Ойское – IV-1-34).

Проявления редких металлов и редких земель связаны с мезозойскими интрузиями повышенной щелочности арысканского комплекса щелочных гранитов и апогранитов, контролирующихся зонами разломов. Одной из закономерностей размещения редкоземельного оруденения является то, что в основании структуры, контролирующей размещение, преобладают кислые алюмосиликатные породы (гранитоиды, сланцы), что определяет иттриевый состав редких земель. Крупным рудным объектом формации редкометалльных апогранитов и редкоземельно-редкометалльных щелочных метасоматитов является Арысканское месторождение и ряд проявлений, обособляющихся в Арысканскую рудную зону.

Арысканская редкометалльно-редкоземельнорудная зона (23.0.1.TR,Nb,Ta/MZ) вытянута вдоль разлома, отделяющего с юго-запада Ашкасокский блок (разлом Звериногo Казыра), на сопряжении которого с Кандатским разломом локализовано Арысканское редкометалльное месторождение (IV-1-41).

В пределах Арысканской РЗ интрузии щелочных пород четко фиксируются положительными аномалиями магнитного поля. Максимальными значениями магнитной восприимчивости характеризуются массивы нефелиновых сиенитов (300–500 нТл), над щелочными гранитами интенсивность аномалий снижается до 100 нТл. Отмеченные особенности физических полей могут быть использованы в поисковых целях при средне- и крупномасштабном картировании. Редкоземельно-редкометалльное оруденение, связанное с гранитоидами арысканского комплекса, локализуется в апикальных частях интрузий апогранитов и в надапикальных зонах. Перспективность Арысканской РЗ положительно определяется неглубоким эрозионным срезом рудоматеринских интрузий. Невскрытые интрузии, залегающие на больших глубинах, четко фиксируются в физических полях.

Холбинско-Кандатская редкометалльная рудная зона (0.3.Ta,Nb,Be/MZ) (вне минерагенической зоны) выделяется в северном борту Утхумско-Хамсаринского прогиба как минерагеническое подразделение с редкометалльным и редкоземельным оруденением мезозойского возраста. В геологическом строении зона слабо выражена, контролируется Жомболокским, Кандатским, Холбинским и оперяющимися их разломами, определяющими размещение рудоносных интрузий арысканского комплекса гранитоидов повышенной щелочности. В западной части Холбинско-Кандатской РЗ выделяется **Монгольский редкоземельно-редкометалльнорудный узел (0.3.1.Ta,Nb,TR)** (прогнозируемый), объединяющий ряд проявлений редкоземельно-редкометалльной минерализации (Перевальное – V-2-4, Монгольское – V-2-5, Анныяк-Торгу-Ос-Хем – V-2-3), локализованные в узле сочленения Кандатского и Восточно-Саянского разломов в пределах Улуг-Алымской вулкано-тектонической структуры, сложенной вулканами и гранитоидами девона при рудогенерирующей роли гранитоидов арысканского комплекса (T_1), массив которых обнажен в зоне Кандатского разлома. Оруденение локализуется в куполах альбитизированных сиенитов, альбититах, в эндо- и экзоконтактах, принадлежит к формации редкоземельно-редкометалльной в щелочных метасоматитах, редкоземельной апогранитовой. Восточнее Монгольского РУ, также в Улуг-Алымской ВТС, расположено перспективное проявление Чангыз-Ама (V-3-7), локализованное в альбитизированных эндо- и экзоконтактах штока щелочных гранитов арысканского комплекса. Ресурсы руды $\sum TR P_3$ – 10 000 т (не апробированы) [386]. Учитывая небольшой эрозионный срез и недостаточную поисковую изученность указанных проявлений, выявление перспективных редкометалльно-редкоземельных объектов в пределах Улуг-Алымской структуры – возможно.

За пределами последней, в восточной части Холбинско-Кандатской РЗ находятся проявления тантала–ниобия и бериллия–тантала–ниобия, которые контролируются зоной Оросойского разлома и узлом сочленения его с Холбинскими разломом (Солнечное). Оруденение Солнечного проявления локализовано в апикальной части штока арысканских апогранитов и во вмещающих гранитах огнитского комплекса, известняках хамсаринской свиты; рудные формации – редкоземельно-редкометалльная в щелочных метасоматитах и редкометалльная апогранитовая.

Бериллиевое оруденение Снежного проявления (V-4-24) фиксируется в надапикальной части нескрытого штока апогранитов арысканского комплекса в сланцах ухтумской свиты и гранитоидах огнитского комплекса. Вмещающие породы брекчированы, изменены метасоматически; рудная формация – берtrandит-фенакит-флюоритовая. Бериллиевое оруденение Снежного проявления сопровождается свинцово-цинковой минерализацией, проявленной во вмещающих сланцах ухтумской свиты (формация свинцово-цинковая). Оцененные по проявлению Снежное ресурсы P_1 : BeO – 12 960 т, Ta_2O_5 – 350 т, Nb_2O_5 – 566 т [303].

Неглубокий эрозионный срез рудоносных комплексов, высокое содержание полезных компонентов дают основание положительно оценить перспективы выявления промышленных месторождений редких металлов на

перечисленных объектах. Однако удаленность и труднодоступность объектов не позволяют рассматривать их в качестве первоочередных для проведения дальнейших работ.

Билинская редкоземельно-редкометалльная минерагеническая зона (24.Nb,Be,TR/T₁). Металлогеническую специализацию зоны определяет магматизм – щелочногранитоидный (арысканский и улуг-танзекский комплексы) мезозоя (Т₁). Локализация последних осуществляется зонами крупных разломов в полях развития сиенитов, граносиенитов девона.

Редкие металлы связаны со щелочными гранитами арысканского и улуг-танзекского комплексов), локализованными в зонах Азаско-Жомболокского и Улуг-Танзекского разломов и в зоне контакта Дугдинского массива нефелиновых сиенитов – Бий-Хемский разлом. Редкометалльное оруденение локализуется в апикальных частях щелочно-гранитных массивов или в их надапикальных зонах, насыщенных дайками альбититов, с проявлением кварц-полевошпатового метасоматоза (индикаторы невоскрытых массивов).

В пределах Билинской МЗ в зоне Бий-Хемского разлома выделен **Дугдинский редкоземельно-редкометалльный узел (24.0.1.Nb,TR/T₁)** в щелочных гранитах улуг-танзекского комплекса с проявлением нефелина в щелочных сиенитах сангиленского комплекса. Улуг-танзекские альбититы локализуются в пологонаклонных залежах значительных параметров и перспективны на выявление месторождений редкоземельно-редкометалльного сырья формаций редкоземельно-редкометалльной в щелочных метасоматитах, уран-редкометалльной в щелочных метасоматитах, редкометалльной апогранитовой.

Перспективы редкометалльного оруденения в связи с щелочно-гранитовой формацией определяются проявлением предшествовавшего ей корово-мантийного магматизма (монзониты, сиениты, нефелиновые сиениты), поскольку наиболее продуктивными являются щелочные граниты корово-мантийного происхождения [4].

В рамках Дугдинского РУ проявлено оруденение золото-полиметаллической формации – Айлыгское (VI-3-19), локализованное в хоремногоской свите. Оцененные ресурсы свинцово-цинковой руды Р₂ – 220 тыс. т, золото – 10 т, серебро – 700 т (не апробированы) [290]. Рудогенерирующий объект не установлен.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА НА РАЗЛИЧНЫЕ ВИДЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала территории приведена в текстовых прил. 12, 13. Оценка перспектив по видам сырья приводится ниже.

Горючие полезные ископаемые. Газ, газоконденсат. На исследованной площади перспективной на обнаружение объектов УВ (газоконденсата) является Тарейская приразломная антиклинальная структура, расположенная вблизи Братского газоконденсатного месторождения, а также зоны вдоль Добчурского разлома, рассматриваемого в качестве возможного подводящего канала УВ и экрана для образования тектонических ловушек.

Повышению перспективности площади способствует благоприятная гидрохимическая обстановка, показателем которой является насыщенность песчаников парфеновского горизонта солеными водами, рассолами хлоридно-кальциевого типа.

Особенностью сырьевой базы углеводородов на территории листа является присутствие гелия в свободных и растворенных в воде газах. Концентрации гелия, выявленного при бурении глубоких скважин, соответствуют богатым и весьма богатым (0,28–0,84%). Ресурсы D₂, оцененные прямым расчетом, составляют 1,2 млрд м³ (авторские, неапробированные). В рамках Государственной программы формирования Восточно-Сибирского нефтегазового, нефтехимического, гелиевого комплекса предусматривается развитие газоперерабатывающей и гелиевой промышленности, строительство хранилищ гелия и газопроводов. Высокие концентрации гелия позволяют планировать создание в регионе центра по его добыче и производству. С учетом изложенного, представляется перспективным постановка глубокого газопоискового бурения на Тангуй-Тулунской площади в рамках выделенного поля гелиефильтрующих проводников (парфеновского горизонта); увеличение ресурсов гелия возможно за счет оценки примыкающей с юга Мануйской террасы, в строении которой также принимают участие пористые песчаники парфеновского горизонта.

Каменный и бурый уголь. На территории листа сосредоточена основная часть разведанных (около 90%) запасов и прогнозных ресурсов каменного и бурых углей Иркутского бассейна. Разведанные запасы по сумме кат. А+В+С₁ по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 5270 млн т, прогнозных ресурсов (млн т) Р₁ – 1919; Р₂ – 2164; Р₃ – 70. При современном уровне добычи угля в Иркутской области – 10 млн т/год разведанные запасы обеспечивают работу угледобывающих предприятий на длительную перспективу. Однако необходимо иметь в виду, что значительная часть углей месторождения Ново-Метелкинское, из-за их высокой сернистости, в ближайшее время вряд ли может быть вовлечена в промышленное освоение.

Черные металлы. Железо. Ресурсный потенциал территории листа на железные руды оценивается в 8775 млн т. Преобладающая часть оцененных (не учтенных Госбалансом) запасов и ресурсов железных руд – 4300 млн т – сосредоточена в месторождениях (Малотагульское) и проявлениях титано-магнетитовой и железорудной титано-магнетитовой формаций, перспективы освоения которых будут определяться возможностями разработок технологических схем, обеспечивающих существенное снижение затрат на получение товарных железных, титановых, ванадиевых продуктов. Эти возможности предполагается оценить путем проведения разведки и технологического доизучения Малотагульского месторождения с привлечением зарубежных (Китай) инвесторов. Необходимо также учитывать положение наиболее крупных объектов этого типа – Малотагульское и Верхне-Ийское в экономически неосвоенных, удаленных от железной дороги районах. Перспективы выявления новых месторождений наиболее технологичных – магнетитовых руд ограничены. В отдаленной перспективе, возможно, следует обратить внимание на доизучение Туманшетского проявления железистых кварцитов, характеризующегося

удовлетворительной технологичностью и повышенными содержаниями в рудах и концентратах марганца (возможно – для подшихтовки концентратов из руд Ангаро-Илимского района). Неразвитость транспортной инфраструктуры не позволяет в настоящее время рекомендовать для дальнейшего изучения Яматинское проявление гематитовых кварцитов, несмотря на значительные ресурсы руд и довольно высокое содержание в них железа. Не изучена также возможность получения из руд проявления кондиционных концентратов.

Марганец. На территории листа разведаны и подготавливаются к промышленному освоению запасы окисных псиломелан-пирролюзитовых марганцевых руд месторождений Николаевское, Шунгулежское и проявления Красное в количестве 3,660 млн т в Присаянском прогибе, в относительно благоприятной географо-экономической обстановке. Прогнозные ресурсы окисных марганцевых руд (формации марганценосных кор выветривания) в Присаянском прогибе в целом оцениваются в количестве (млн т): кат. P_1 – 3,73; P_2 – 12,7; P_3 – 82,2. Месторождения и проявления по запасам и ресурсам относятся к мелким – характерным для этого ГПТ. Тем не менее, в связи с острым дефицитом окисных марганцевых руд на территории России, месторождения и проявления оцениваются как перспективные для дальнейшего изучения и освоения. Для повышения инвестиционной привлекательности освоения месторождений должны быть решены проблемы кондиционирования руд по содержанию фосфора. Значительные ресурсы силикатно-карбонатных и карбонатных марганцевых руд сосредоточены на Утхумском (40 млн т) и Урдашанских I–II проявлениях в Утхумско-Хамсаринской СФО. Проявления расположены на удалении от железнодорожной магистрали, в экономически неосвоенных районах, ценность части руд снижена из-за их принадлежности к силикатному типу.

Хром. Изученность массивов ультрабазитов ильчирского, покровского, актовракского комплексов не позволяет положительно оценить перспективы территории листа на хромитовое оруденение промышленных масштабов.

Титан. Значительные запасы (не учтенные Госбалансом) и ресурсы титана формации древних титаноносных россыпей разведаны и оценены на Тулунском месторождении и Нижнеудинском проявлении в экономически освоенных районах Иркутской области: кат. C_2 – 2,69 млн т, $P_1 + P_2 + P_3$ – 40,72 млн т TiO_2 , пространственно приурочены к Будагово-Удинскому угленосному району. Однако перспективы промышленного освоения этих запасов останутся неопределенными из-за неудовлетворительной технологичности руд (извлечение в товарный ильменитовый концентрат по апробированным технологическим схемам не превышает 50–55%), что при относительно невысоком содержании TiO_2 в рудах (3,5–3,8%) не обеспечивает экономическую эффективность их отработки. Рекомендуется продолжить опыты по обогащению ильменитоносных песчаников Нижнеудинской группы проявлений, которые, по предварительным данным, характеризуются по сравнению с рудами Тулунского месторождения лучшей технологичностью и возможностью использования хвостов обогащения как формовочных или стекольных песков. Крупными запасами и ресурсами титана и ванадия

характеризуются ильменит-титаномагнетитовые руды Малотагульского месторождения, проявлений Хаактыг-Ой (Верхне-Ийское), Монкресского и др. ($C_2 - 968$, $P_1 + P_2 - 33,33$ млн т). Однако титановые руды и этого формационного типа относятся к труднообогатимым по апробированным схемам. Из-за низкого выхода кондиционного ильменитового концентрата, положения Малотагульского месторождения в экономически неосвоенном районе, по технико-экономическим расчетам, выполненным в 1973 г. в НИИ «Гипроруда», отработка месторождения экономически нерентабельна. Необходимо отметить, что расчеты выполнены в варианте получения селективных титанового и железного концентратов. Не исключено, что экономические показатели могут быть существенно улучшены в варианте металлургической переработки коллективного ильменит-титаномагнетитового концентрата, обеспечивающей получение титанового шлака (с последующим получением из него товарной титановой продукции) и ванадиевого чугуна (с последующим получением ванадия и высококачественной стали). На апробацию этой схемы ориентированы проектирующиеся работы по дальнейшему изучению месторождения. Другие известные проявления ильменит-титаномагнетитовых руд из-за положения в экономически неосвоенных районах и имеющих сведения об их количестве и качестве в обозримой перспективе вряд ли могут рассматриваться как объекты для первоочередного изучения. Тем не менее, при проведении ГСР-50 не исключается возможность выявления ильменит-титаномагнетитовых руд лучшего качества (особенно в районе развития интрузий остюренского, мажалькского, хойтоокинского комплексов). Представляется недостаточной изученность ряда метаморфических образований (в частности, алхадырской свиты) в отношении их рутилоносности.

Ванадий. Перспективы территории листа на ванадий определяются наличием проявлений титано-магнетитовой (с ванадием) формации и молибден(уран)-ванадиеносных сланцев. Наиболее реалистичной в обозримой перспективе представляется возможность получения ванадиевой продукции при освоении крупного Малотагульского месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд, содержания V_2O_5 в которых составляет 0,2–0,3%, а в концентратах – 0,4–0,5%. Необходимым условием для получения ванадиевой продукции является реализация схемы, предусматривающей металлургический передел коллективного ильменит-титаномагнетитового концентрата. Проявления ванадия формации молибден(уран)-ванадиевых сланцев, несмотря на достаточно высокие содержания V_2O_5 в некоторых из них (до 1,0–1,5%) и значительные ресурсы, по-видимому, являются объектами «дальнего резерва», т. к. в настоящее время промышленные технологии получения из них ванадиевой (и иной) продукции не разработаны. Целесообразно продолжить технологические исследования этого комплексного (U, Mo, V, Cu и др.) и весьма перспективного вида сырья.

Цветные металлы. Медь. Территория листа характеризуется наличием многочисленных проявлений меди различных формационных типов, а также крупного Ак-Сугского месторождения молибден-медно-порфировой формации. С этим месторождением в настоящее время связываются основные перспективы промышленного освоения МСБ меди и наращивания ее

«активных» ресурсов. Увеличение ресурсной базы меди возможно, прежде всего, за счет вовлечения в поисковые и оценочные работы Ак-Сугского РУ (около 14 000 тыс. т по сумме кат. С+P₁+P₂+P₃).

Достаточно перспективными по общегеологическим данным представляются слабо изученные территории листов N-47-XXV, XXVI, XXVII, XXXI, XXXII, XXXIII, характеризующиеся развитием формационных комплексов средне-позднепалеозойского возраста, в составе которых не исключается возможность выявления гранитоидов продуктивного аксугского комплекса. Определенного внимания заслуживают проявления медноколчеданной формации, в частности, Кадыр-Ойское, характеризующееся по предварительным данным довольно высоким содержанием меди (в среднем ~ 2,5%) и значительными ресурсами. Медь является важным попутным компонентом сульфидных медно-никелевых руд Ийско-Барбитайского РУ и других проявлений, связанных с «расслоенными» базит-ультрабазитовыми интрузиями различного возраста. Перспективными представляются проявления меди (а также молибдена, цинка, ванадия, урана) в черносланцевых толщах (типа проявления Кош-Пеш). Медь является также попутным компонентом золото-полиметаллических руд месторождения Ергожу. Вовлечение в доизучение и геолого-экономическая оценка указанных объектов и площадей может существенно расширить МСБ меди на территории листа и улучшить ее качество.

Свинец, цинк. При значительности ресурсного потенциала территории листа на свинец и цинк (P₁+P₂ – 6300 тыс. т) возможности перевода части из них в категорию «активных» представляются ограниченными. Причина этого – в территориальной разобщенности множества небольших по ресурсам объектов преимущественно скарнового или жильного типов, в низких средних содержаниях полезных компонентов в рудах. Наиболее перспективным для подготовки запасов свинца и цинка промышленных категорий, по оценкам авторов ГК-1000, является Джугоякский РУ, а в его границах – месторождение Ергожу. Месторождение находится в Распределенном фонде недр, однако темпы проводящихся на нем оценочных и разведочных работ не позволяют в настоящее время дать месторождению надежную геолого-экономическую оценку. При положительной оценке этого месторождения целесообразно вовлечь в геологическое доизучение и другие проявления полиметаллов Джугоякского РУ. Из-за развития мощной зоны окисления остаются неясными перспективы Вершинного проявления полиметаллов в Ийско-Уватском РР. Проявление, по имеющимся данным, относится к весьма перспективному стратиформному типу, по количественной оценке ресурсов представляется крупным (порядка 4000 тыс. т – Zn+Pb) и расположено в благоприятной географо-экономической обстановке. Однако надежность этих оценок остается низкой и для ее повышения необходимо провести комплекс геолого-геофизических работ (в т. ч. бурение).

Никель. Территория листа характеризуется значительным ресурсным потенциалом на выявление промышленных объектов сульфидных медно-никелевых руд. Наиболее перспективным представляется Ийско-Барбитайский РУ, в котором выявлена и предварительно оценена группа сближенных проявлений сульфидных медно-никелевых (с МПГ и золотом)

руд, аналогичных рудам Кингашского месторождения в Красноярском крае. По результатам предварительного изучения технологических свойств этих медно-никелевых руд из пробы массой 120 кг получен коллективный медно-никелевый флотационный концентрат, содержащий: никеля – 5,54%, меди – 4,81%, платины – 14,93 г/т, палладия – 15,24 г/т. Руды легкообогащаемые по стандартным схемам.

Прогнозные ресурсы никеля в медно-никелевых рудах Ийско-Барбитайского РУ по результатам получаемой информации неоднократно переоценивались и по состоянию на 1.01.2010 г. учтены ЦНИГРИ в количествах: P_2 – 500 тыс. т, P_3 – 500 тыс. т при содержании никеля 0,5%. Учтены также прогнозные ресурсы меди в количествах: P_2 – 160 тыс. т, P_3 – 160 тыс. т при содержании 0,16%. По степени изученности ряда проявлений ресурсы могут быть отнесены к кат. P_1 . Ценность руд повышается наличием в них металлов платиновой группы и золота. На территории Ийско-Барбитайского прогнозируемого РУ и Бирюсинской МЗ в целом, находящихся в Распределённом фонде недр, проводятся поисковые и оценочные работы, что предполагает изменение их ресурсных оценок на никель уже в ближайшее время.

Из-за недостаточности сведений не получил прогнозной оценки на никель обширный ареал интрузий ультраосновных пород ийского (или урдаокинского?) комплекса в Гутаро-Туманшетском междуречье. В настоящее время в этих потенциально перспективных на никель районах (находящихся в Распределённом фонде недр) проводятся поисковые работы. Из других объектов сульфидных никелевых руд представляется перспективным Запевалихинское проявление в Казырском РР, характеризующееся наличием достаточно богатых никелевых (с платиной) руд в крупном «расслоенном» массиве пироксенит-габбрового состава.

Редкие металлы, редкие земли. На территории листа сосредоточена значительная часть разведанных запасов и прогнозируемых ресурсов редких металлов (Ta, Nb, Li, Be, Cs) и редких земель России. Количество запасов может обеспечить внутренние потребности России в этих видах сырья на весьма длительную перспективу, однако качество запасов большинства месторождений, учтенных Госбалансом, не отвечает мировому уровню и современным требованиям и месторождения числятся в разряде «резервных». Имеются возможности существенного улучшения качества запасов за счет переоценки месторождений на основе их пересчета по более «жестким» условиям и апробации более совершенных технологий обогащения руд. В этом направлении в настоящее время проводятся работы на Белозиминском и Большетагнинском (ВИМС), на Зашихинском (Техноинвест Альянс) месторождениях. Методика проводившихся ранее ГСР-50, аэрогеофизических работ в «открытых» районах минимизирует возможность «пропуска» промышленных объектов этих видов сырья, выходящих на поверхность. Перспективы выявления новых месторождений редких металлов и редких земель остаются достаточно высокими на не охваченных ГСР-50 территориях Утхумско-Хамсаринской, Окинско-Харальской, Гарганско-Боксон-Сархойской СФО, характеризующихся широким развитием щелочногранитных и щелочносиенитовых ФК и частично

относящихся к «закрытым» (из-за широкого развития ледниковых отложений). Редкие металлы (Ta, Nb, Be, Li) и редкие земли иттриевой группы отнесены к стратегическим видам сырья и при условии государственной поддержки часть запасов их может быть переведена в категорию «активных» и МСБ их на территории листа N-47 значительно укреплена и расширена.

Золото. Золото является одним из профилирующих полезных ископаемых, определившим ранее и определяющим в настоящее время направление и методики геологоразведочных работ на территории листа, тематику научных исследований. Эксплуатация золоторудных месторождений в Восточно-Саянском районе обеспечивает не менее 2/3 ежегодной добычи золота на территории Республики Бурятия; из россыпей Бирюсинского золоторудного района, эксплуатирующихся и в настоящее время, добыто не менее 90 т металла. Оценка перспектив территории на золото, определение направлений ГРР неоднократно выполнялись в рамках специальных тематических работ [353]. При анализе материалов в цикле подготовки к изданию ГК-1000/3 листа N-47 новых данных, позволяющих существенно скорректировать основные выводы и рекомендации научных исследований, не получено, металлогеническое районирование и оценка перспектив выделяемых подразделений в целом согласуются с ранее составленными картами, схемами и количественными оценками их золотоносности. Уточнения внесены в оценки ряда объектов по результатам работ разных стадий, выполненных в 1998–2009 гг. Оценка запасов и прогнозных ресурсов золота по металлогеническим подразделениям разного ранга отражена в прил. 12. Как следует из его рассмотрения, наибольшим ресурсным потенциалом, в структуре которого значительна роль ресурсов кат. $P_1 + P_2$, обладает Урик-Китой-Боксонская МЗ. Основные перспективы ее территории связываются с возможностью выявления промышленных объектов в минерализованных зонах дробления, штокверковых зонах, объектах «золото-порфирового» типа с относительно невысокими содержаниями золота, но крупными запасами (Таинское проявление и др.). Сохраняется возможность прироста запасов известных месторождений за счет изучения их глубоких горизонтов. Гораздо меньшим ресурсным потенциалом и принадлежностью большей части оцененных ресурсов к кат. P_3 характеризуются другие золотоносные зоны, районы и узлы. Не составляет исключение и Удинско-Колбинская МЗ, в которой сосредоточена основная часть запасов и ресурсов россыпного золота. Наиболее перспективные объекты рудного и россыпного золота в этой МЗ находятся в Распределенном фонде недр и в настоящее время вовлечены в ГР и эксплуатационные работы. Относительно новыми для региона и достаточно перспективными представляются объекты золото-полиметаллического полиформационного типа в Джугоякском РУ (прежде всего – месторождение Ергожу). В уточненных границах Джугоякско-Огнитской рудоносной зоны возможно выявление новых объектов этого типа. Результаты проведенных в последние годы работ на Зэгэн-Гольском проявлении позволили перевести часть оцененных ранее ресурсов в категорию промышленных запасов и значительно увеличить ресурсный потенциал всего Урикско-Тагнинского РУ. Увеличение прогнозных ресурсов на этом объекте достигнуто, частично, за счет изучения скважинами его

глубоких горизонтов. Указанное повышает надежность прогнозных оценок всей Урик-Туманшетской МЗ на золото. Основным объектом поисков и оценки в этой МЗ остаются минерализованные зоны дробления с золото-сульфидно-кварцевым оруденением пирит-арсенопиритового минерального типа, связанные с тоналит-гранодиоритовыми интрузиями игнокского комплекса.

Недостаточно изученными в отношении золотоносности (и месторождения в целом) являются районы Республики Бурятия и Республики Тыва, не охваченные ГСР-50 или характеризующиеся широким развитием ледниковых отложений. К ним относятся западные части Утхумско-Хамсаринской, Окинско-Харальской СФО. Об их потенциальной перспективности на золото свидетельствуют результаты работ, проведенных в последние годы на Коневинском проявлении, позволившие перевести ресурсы этого проявления в категорию промышленных запасов и увеличить его ресурсную оценку за счет изучения флангов (Хужирский РУ). В указанных районах, характеризующихся широким развитием вулканических ФК среднепалеозойского возраста, не исключается вероятность выявления объектов золото-серебряной рудной формации (типа Хребтового проявления). Целесообразно также более тщательно (возможно – в рамках тематических исследований) изучить в отношении золотоносности, платиноносности и металлоносности, в целом, широко развитые на территории листа черносланцевые ФК.

Россыпная золотоносность. Основным золотороссыпным районом на территории листа является Бирюсинский, известный и обрабатывавшийся с 1834 г. К настоящему времени большая часть числившихся на балансе запасов золота в этом районе отработана и перспективы их наращивания представляются ограниченными. Определенным потенциалом, в связи с ростом цен на золото, обладают аллювиальные россыпи ряда долин, отнесенных ранее к малоперспективным (бассены рек Тагул, Агул, Уда). Другие районы, в том числе и характеризующиеся наличием «рудной базы» и относительно благоприятными условиями для формирования россыпей, изучены в отношении россыпной золотоносности очень слабо. В то же время вероятность выявления крупных россыпей (типа Бирюсинских) представляется маловероятной. Выявление россыпей, пригодных для отработки старательским способом, возможно в контуре всех выделенных золотоносных и потенциально золотоносных МЗ.

Неметаллические ископаемые. Оптические материалы. По анализу имеющихся материалов наиболее перспективными для промышленного освоения на территории листа являются месторождение и проявления особо чистого кварца, пригодного для варки оптических и увеолевых стекол в Гарганской кварцевой РЗ, характеризующиеся крупными запасами (53 тыс. т – кат. С₁) и ресурсами (1608 тыс. т – кат. Р₁, 12 753 тыс. т – кат. Р₂ и 260 тыс. т – кат. Р₃) и огромными ресурсами кварца гранулированного в Гарганской РЗ в целом (8 млн т – кат. Р₁, 71,3 млн т – кат. Р₂ и 21,9 млн т – кат. Р₃) (прил. 12). Для повышения инвестиционной привлекательности доразведки наиболее крупного Бурал-Сардыкского месторождения и его освоения, по-видимому, целесообразно на основе

полупромышленных испытаний попутно вести маркетинговые исследования в объеме, необходимом для лицензирования объекта.

Заслуживают внимания проявления горного хрусталя фации хрусталоносных пегматитов в связи с гранитами самсальского комплекса. При довольно высокой вероятности выявления мелких месторождений высококачественного исландского шпата в поле развития карбонатных пород бекской свиты (подобных Угловскому проявлению) их целенаправленные поиски из-за «закрытости» района, малых параметров полостей, неразработанности прогнозно-поискового комплекса будут сопряжены с большими затратами и в настоящее время вряд ли целесообразны.

Выявление оптического флюорита возможно при изучении редкометалльных месторождений и проявлений берtrandит-фенакит-флюоритовой фации.

Химическое сырье. Флюорит. Наиболее крупными запасами флюорита, соответствующими по кат. $C_1 + C_2 - 3$ млн т, характеризуется Больше-тагнинское месторождение карбонатитового формационного типа, однако качество сырья не обеспечивает возможность получения из руд (по апробированным схемам) наиболее дефицитных марок флюоритовых концентратов (содержащих более 85% флюорита) и целесообразность его освоения будет полностью определяться потребностями во флюоритовых концентратах марок Ф-75, Ф-40, Ф-30. Флюорит является ценным попутным компонентом редкометалльных (и редкоземельных) руд Снежного и Арысканского проявлений. По предварительным данным, концентраты из руд Снежного проявления характеризуются достаточно высоким качеством (Ф-92), а ресурсы флюорита оцениваются (в контуре редкометалльных руд) в 0,013 млн т.

Барит. Перспективы территории листа на баритовые руды определяются наличием довольно масштабных проявлений в Туманшетском грабене (проявление Улька) и в Присаянском прогибе (проявления Мягла и Новый), характеризующихся прогнозными ресурсами $BaSO_4$ кат. $P_2 - 2,6$ млн т на проявлении Улька при содержании $BaSO_4$ от 25 до 95% и 6,9 млн т с содержанием $BaSO_4 - 5-25\%$ и значительными параметрами рудоносного штокерка (350×200 м) на проявлении Мягла. Оценка целесообразности вовлечения этих проявлений в более детальные исследования в настоящее время затруднена из-за неясности существующей конъюнктуры на этот вид сырья и недоизученности сортового состава руд. При возобновлении работ на указанных проявлениях рекомендуется изучить их «глубокие» горизонты в связи с имеющимися предпосылками для выявления на глубине полиметаллических руд. Результаты этих работ могут определить целесообразность доизучения перспектив на барит Туманшетского грабена и Присаянского прогиба в целом.

Апатиты. Крупные запасы и ресурсы апатита сосредоточены в комплексных апатит-редкометалльных рудах карбонатитовой фации в Зиминском РУ. Наиболее крупными запасами и высокими содержаниями апатита характеризуются руды коры выветривания Белозиминского месторождения, составляющие по сумме кат. $B + C_1 + C_2 - 20$ млн т P_2O_5 при среднем содержании $P_2O_5 - 11,25\%$. Участки богатых апатит-ниобиевых

руд этого месторождения в настоящее время являются объектами геолого-экономической оценки, выполняемой ВИМС. Коренные апатит-ниобиевые руды месторождения характеризуются более низкими содержаниями ниобия и фосфора и, несмотря на значительные разведанные запасы, составляющие 22 млн т P_2O_5 , в ближайшей перспективе вряд ли могут представлять промышленный интерес. По предварительной геолого-экономической оценке, отработка богатых руд коры выветривания (в варианте годовой производительности по руде 360 тыс. т) может обеспечить получение до 100 тыс. т апатитового концентрата (36% P_2O_5) в год при высоких экономических показателях, что позволит удовлетворить внутренние потребности в феррониобии в течение 20 лет и существенно сократить дефицит восточных районов России в фосфорных удобрениях. Осложняющим обстоятельством является высокая обводненность руд коры выветривания. Крупными ресурсами апатит-ниобиевых руд (107,1 млн т), при высоких содержаниях Nb_2O_5 (до 1,0–1,5%) и среднем содержании P_2O_5 – 4,39% характеризуется Большетагнинское месторождение. Руды (apatит-пироклорсодержащие микроклиниты) характеризуются удовлетворительной обогатимостью и также являются объектом геолого-экономической оценки, выполняемой ВИМС, результаты которой полностью определяют перспективы промышленного освоения апатит-ниобиевых руд Зиминского района на ближайшую перспективу.

Фосфориты. На территории листа сосредоточены значительные запасы и ресурсы фосфоритовых руд, являющихся весьма дефицитными для восточных районов России. Они приурочены к разрезам верхнерифейских отложений Гарганско-Боксон-Сархойской СФО (Хорё-Урикская РЗ). Наиболее перспективными представляются месторождения (Хара-Нурское) и многочисленные проявления Гарганско-Боксон-Сархойской СФО, характеризующиеся принадлежностью к фосфоритово-кремнисто-карбонатному формационному типу и удовлетворительным качеством части руд, пригодных для открытой отработки. Запасы фосфоритовых руд на наиболее крупном Харанурском месторождении в контуре открытых работ составляют 119,4 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 16,86%, а до горизонта – 1500 м – 285,5 млн т при среднем содержании P_2O_5 – 17,09%. Ресурсный потенциал Хорё-Урикской зоны в целом по сумме кат. $P_1 + P_2 + P_3$ оценивается в 605 млн т (включая Хара-Нурское месторождение), что составляет не менее 54% от общих запасов и ресурсов фосфоритовых руд Сибири. Перспективы развития и освоения МСБ фосфоритов в этом районе сдерживаются из-за неразвитости транспортной инфраструктуры, а также из-за принадлежности значительной части руд к труднообогатимым. Дальнейшие работы предполагается ориентировать на выделение богатых и легкообогатимых руд, пригодных для открытой отработки.

Довольно многочисленные проявления фосфоритов в Присаянском прогибе характеризуются гораздо меньшими параметрами рудных тел, более низкими (не превышающими 8%) содержаниями P_2O_5 и принадлежностью руд в основном к микрозернистым, кремнистым, труднообогатимым. Определенного внимания заслуживают вторичные, «брекчиевидные» фосфориты проявления Мягла, характеризующиеся лучшей обогатимостью

при относительно низком содержании P_2O_5 , составляющем 8,39%, и прогнозными ресурсами кат. P_2 – 43,5 млн т.

Керамическое и огнеупорное сырье. На территории листа выявлены и получили оценку месторождения и проявления этих видов сырья различных промышленных типов и различного качества. Целесообразность расширения МСБ керамического и огнеупорного сырья на территории листа остается неопределенной в связи с отсутствием спроса на него со стороны крупных потребителей. Потребности в сырье для нужд местной промышленности (в основном – для производства кирпича) могут быть удовлетворены за счет подготовленной к освоению МСБ. Несомненно, заслуживающими внимания в связи с уникально высоким калиевым модулем являются микроклиновые концентраты из фосфор-ниобиевых руд (апатит-пирохлорсодержащих микроклинитов) Большетагнинского месторождения, выход которых при обогащении составляет до 40%.

Абразивные материалы. Перспективы территории листа на абразивные материалы определяются наличием Калгинского проявления корундитов, Бургутейского проявления корунда (наждака), проявлений точильных и полировочных камней. Корундиты Калгинского проявления по результатам испытаний в ВНИИАШ характеризуются высоким качеством, пригодны для производства шлифпорошков различных марок. Ресурсы корундитов этого проявления соответствуют среднему месторождению (70 тыс. т, кат. $P_1 + P_2$). Крупными запасами «магнетит-корундовых наждаков», составляющими 2325 тыс. т, характеризуется Бургутейское проявление.

Карбонатные породы. Широкое развитие на территории листа карбонатных формаций определяет ее огромный потенциал на выявление карбонатного сырья, пригодного для использования в различных отраслях промышленности. Однако этот вид сырья относится к «нетранспортабельному» и перспективными следует считать месторождения и проявления, расположенные в экономически освоенных районах, примыкающих к Транссибирской железнодорожной магистрали.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

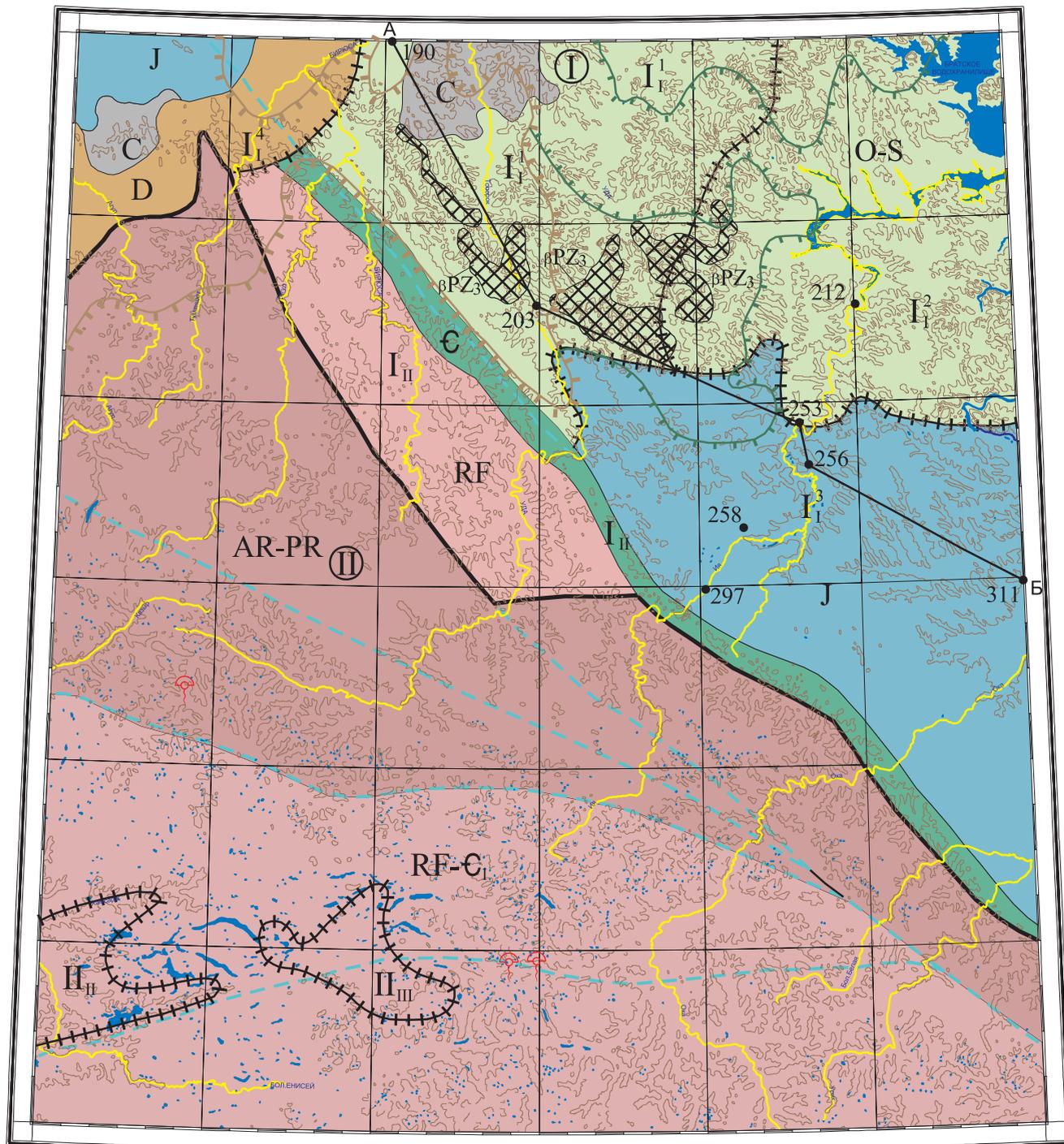
Лист N-47 частично охватывает территорию Иркутской области, Красноярского края, северо-востока Республики Тыва и юго-запада Республики Бурятия. В основу гидрогеологического районирования приняты карты гидрогеологического районирования территории РФ м-ба 1:2 500 000, 2004 г. ВСЕГИНГЕО, Карты гидрогеологического районирования, материалы Иркутского мониторинга геологической среды за 2005–2008 гг., а также информация по результатам геологосъемочных работ за 1959–2008 гг.; границы и возраст гидрогеологических структур уточнены в соответствии с составленной авторами актуализированной ГК-1000/3.

Выделены две крупные гидрогеологические структуры первого порядка: Сибирский сложный гидрогеологический бассейн (*I*) и Саяно-Алтайская складчатая гидрогеологическая область (*II*) (рис. 17).

Сибирский сложный гидрогеологический бассейн. В пределах бассейна выделяются артезианские бассейны второго порядка – Ангаро-Ленский (I_1) и третьего порядка – Канский (I_1^1), Приангарский (I_1^2), Иркутский (I_1^3), Рыбинский (I_1^4).

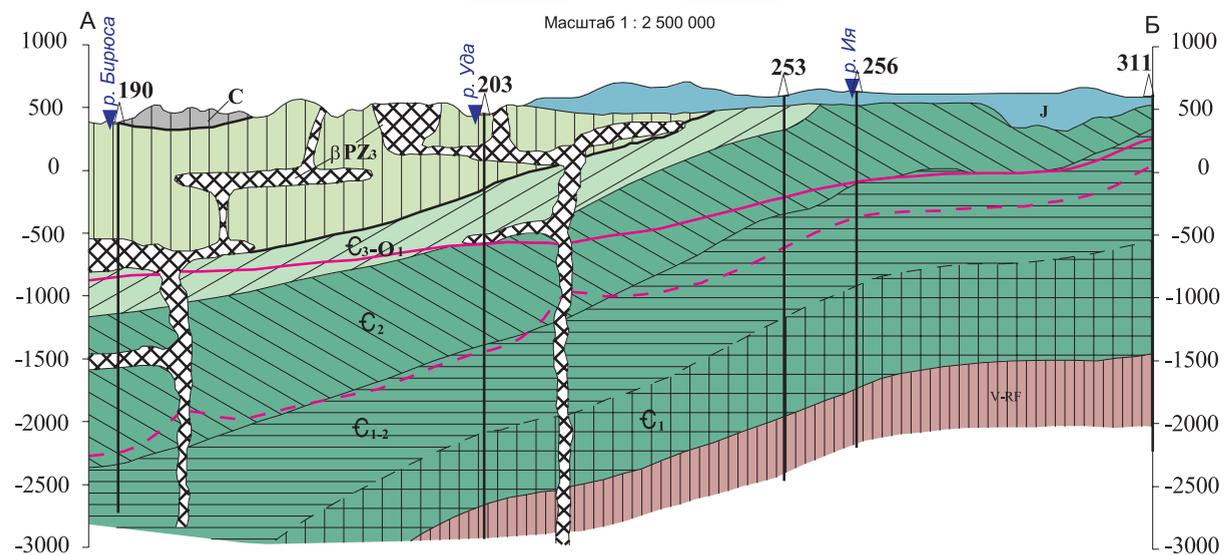
Ангаро-Ленский артезианский бассейн (I_1) в составе четырех бассейнов третьего порядка занимает третью часть площади листа. Территория относительно густо заселена, в связи с чем подземные воды испытывают разнообразное техногенное воздействие. Здесь же концентрируется основная часть разведанных эксплуатационных запасов подземных вод и пять одиночных и групповых централизованных водозаборов. Ресурсы пресных подземных вод сосредоточены главным образом в зоне интенсивного водообмена, мощность которого не превышает первых сотен метров. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения используются в основном незащищенные или условно защищенные первые от поверхности водоносные комплексы – четвертичный, юрский, каменноугольный, силурийский, ордовикский, кембрийский, трещинные воды изверженных пород.

Четвертичный водоносный комплекс (Q) содержит порово-пластовые воды, широко развитые в аллювиальных отложениях долин крупных рек: Бирюса, Уда, Ия, Хор-Тагна и др. и их притоков, которые содержат безнапорный водоносный горизонт, гидравлически связанный с поверхностными водотоками. Приурочены воды к песчано-галечным, галечным и песчаным отложениям. Глубина залегания 1,5–12,0 м. Наиболее водообильны отложения высоких пойм. Удельный расход от 0,5 до 2,0 л/с. Выходы грунтовых вод часто наблюдаются в основании террас, удельный расход 1 л/с, где



- I – Сибирский сложный артезианский бассейн:
 I_I – Ангаро-Ленский артезианский бассейн второго порядка:
 I_I¹ – Канский артезианский бассейн третьего порядка
 I_I² – Приангарский артезианский бассейн третьего порядка
 I_I³ – Иркутский артезианский бассейн третьего порядка
 I_I⁴ – Рыбинский артезианский бассейн третьего порядка
 I_{II} – Присяянский гидрогеологический район
 II – Саяно-Алтайская складчатая гидрогеологическая область:
 II_{II} – Тоджинский артезианский бассейн второго порядка (криогенный)
 II_{III} – Азасский (Соругский) вулканогенный бассейн второго порядка

- Четвертичный водоносный комплекс
- Юрский водоносный комплекс
- Водоносный комплекс верхнепалеозойской зоны экзогенной трещиноватости
- Каменноугольный водоносный комплекс
- Девонский водоносный комплекс
- Ордовикско-силурийский водоносный комплекс
- Кембрийский водоносный комплекс
- Рифейский водоносный комплекс
- Рифей-нижнекембрийская водоносная зона экзогенной трещиноватости Восточно-Тувинского гидрогеологического массива
- Архей-протерозойская водоносная зона Восточно-Саянского гидрогеологического массива
- Границы артезианских бассейнов первого порядка
- Границы артезианских бассейнов 2-го и 3-го порядка
- Границы водоносных комплексов
- Водоносные зоны разломов
- Степень характера промороженности зоны свободного водообмена
- локально- проморожено (прерывистая)
- частично- проморожено (островная)
- Термоминеральные источники
- А-Б
Линия гидрогеологического разреза
- 211
Скважина, ее номер



- Литологический состав (показан на разрезе)
- Песчано-глинистые угленосные отложения (O,S,D)
 - Карбонатные и песчано-глинистые отложения (Є₃-O₁)
 - Песчано-глинистые (мергелистые) сульфатные отложения (Є₂)
 - Карбонатно-галогебно-сульфатные отложения (Є₁₋₂)
 - Карбонатно-галогебные отложения (Є₁)
 - Песчано-сланцевые отложения (V-RF)
 - Изолинии минерализации (36 г/дм³)
 - Изолинии минерализации (150 г/дм³)
 - 253
Скважина (на разрезе), ее номер
 - Реки

Рис. 17. Схема гидрогеологического районирования

используются местными жителями для питьевых и хозяйственных нужд. По химическому составу воды четвертичных отложений однообразны и представлены водами гидрокарбонатными кальциевого или кальциево-магниевого состава с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³. Исключение представляют сульфатные воды с минерализацией 1,5 г/дм³, что связано с подтоком из нижележащих кембрийских отложений. Близость горизонтов грунтовых вод, особенно в пределах Иркутского артезианского бассейна, обуславливает сильную заболоченность территории. Значительную роль играет наличие ММП – надмерзлотные и подмерзлотные воды.

В полосе сочленения платформы и горной области широкое развитие имеют аллювиально-делювиальные отложения, где мощность четвертичных отложений возрастает от 20 до 160 м (Ия, Илир, Кардой). Дебит источников – 6000–9000 л/с. Воды относятся к гидрокарбонатно-кальциевому, натриево-кальциевому, кальциево-магниево-кальциевому типу. Вода слабо-минерализованная (0,2–0,5 г/дм³), прозрачная, без запаха, приятная на вкус. Используется для питьевых и хозяйственных нужд из скважин.

При эксплуатации вод четвертичного водоносного горизонта ресурсы этих месторождений имеют подчиненное значение, преобладают поверхностные воды других горизонтов. Следует отметить, что воды четвертичных горизонтов наименее защищены от влияния окружающей среды, т. к. пополнение их идет за счет инфильтрации атмосферных осадков, аккумулирующих в себе выбросы токсичных веществ в атмосферу.

В районе поселений Пушкинское, Порог, Волчий Брод отмечается два водоносных горизонта вод: первый на глубине 13,2–14,7 м и второй – 22,0–36,6 м. Дебит горизонтов 0,9–0,21 л/с; 0,12–0,25 л/с. Воды с минерализацией 0,3 г/дм³ не имеют цвета, запаха, но отличаются высокой степенью жесткости – от 18 мг-экв/л (уч. Айра, Порог) до 26 мг-экв/л (Волчий Брод).

Юрский водоносный комплекс (J) приурочен к породам черемховской и присаянской свит (*J_{cr}*; *J_{ps}*), представленным песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями, в пределах Иркутского бассейна. Водоупорами служат аргиллиты и глинистые сланцы. Выделено три водоносных горизонта. Первый связан с песчаниками и прослоями угля присаянской свиты, вскрыт на глубине 27,0–36,8 м, дебит 0,5 л/с, обводненность слабая. Второй – приурочен к мелко-тонкозернистым песчаникам с прослоями алевролита и угля. Вскрыт на глубине 54,0 м, дебит 0,6 л/с. Третий пласт связан с мелко-тонкозернистыми песчаниками с глинистым цементом, трещиноватыми алевролитами с пластами гумусового угля. Глубина вскрытия 65,0–76,0 м, дебит 0,9–1 л/с.

Воды, выходящие на поверхность, имеют лучшее качество. Воды, не имеющие поверхностного выхода, отличаются повышенной минерализацией за счет гидрокарбонатных и сернокислых солей, иногда приобретают горько-соленый вкус. Химический состав этих вод сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый. Общая жесткость 120 мг-экв/л при минерализации до 3 г/дм³ (от ст. Куйтун до ст. Алка). Воды гидрокарбонатно-натриевые, кальциевые, кальциево-магниевого без вкуса и запаха. Водоносные горизонты относятся к типу межпластовых слабонапорных вод. Юрские отложения лежат на различных гипсометрических уровнях

и имеют заметно изменяющуюся мощность, в связи с чем изменяется общее количество водоносных горизонтов и глубина их залегания. Дебит в среднем составляет 2,5 л/с. Жесткость воды высокая – 12,6 мг-экв/л. В с. Воробьево вскрыто два водоносных горизонта на глубине 22–25 и 40–43 м. Водоупор – сапропелиты. Вода гидрокарбонатно-кальциевая с минерализацией 0,2 г/дм³, прозрачная, без вкуса и запаха.

В юго-восточной части Иркутского артезианского бассейна юрский водоносный комплекс залегает на глубине от 10 до 80 м, мощность горизонтов 10–30 м, дебит из скважин 120 л/с. Воды пластово-поровые, характерно частое чередование водоносных (песчаники) и водоупорных (аргиллиты) горизонтов. По химическим свойствам воды гидрокарбонатные, кальциевые, часто кальциево-магниевого, нередко содержат в значительных количествах сульфат-ионы, пригодны для употребления. Минерализация свыше 0,15 г/дм³, обладают повышенной жесткостью. С глубиной возрастает минерализация сульфатов, местами юрские воды обогащены сероводородом.

К северо-западу, в пределах Канского артезианского бассейна, юрский водоносный комплекс приурочен к трещиноватым полимиктовым песчаникам. Характерны многочисленные родники в долинах рек и мелких распадках. Дебит родников 0,2–0,5 л/с. Вскрываются в долинах на глубине 1–2 м, на водоразделах – 8–10 м. По составу воды гидрокарбонатные, кальциевые и кальциево-магниевого с минерализацией 0,4–0,5 г/дм³ и общей жесткостью до 5 мг-экв/л. Режим безнапорных вод неустойчивый. Пополнение происходит в периоды весеннего таяния и дождей. Родники (источники) зарегистрированы как нисходящие, появляющиеся в виде выхода безнапорной воды на денудированных поверхностях и эрозионных склонах, так и восходящие – естественные выходы напорных вод под влиянием гидростатического давления (р. Уда, р. Тыгней). Воды все являются пресными, не имеют запаха и вкуса. Могут использоваться для питьевых и хозяйственных целей.

Водоносный комплекс каменноугольных отложений (С) распространен в пределах Рыбинского и Канского артезианских бассейнов. Водосодержащими являются трещиноватые песчаники и алевролиты, туфы и туффиты с прослоями известняков, доломитов, гравелитов. Мощность водосодержащих пород изменяется от первых метров до 90–100 м. Встречаются подземные воды на глубине от 6–16 до 90 м. Воды напорные, величина напора от 7–10 до 40–60 м, достигает 100–150 м. Водообильность отложений на площади неравномерна, наибольшая – в долинах рек, в зонах тектонически нарушенных пород. Из водосодержащих пород наибольшая водообильность характерна для песчаников, известняков, конгломератов. Характерные значения дебитов 3–6 л/с при понижениях 4–1 м. Удельные дебиты скважин от сотых долей до 10 л/с. Водопроницаемость по площади меняется от десятков метров до 500–1000 м²/сут и максимальные в долинах рек – до 10 000 м²/сут. Химический состав подземных вод гидрокарбонатный, смешанный по катионам, воды пресные.

Водоносный комплекс девонских отложений (D) распространен на северо-западе Канского (I_1^2) и Рыбинского (I_1^4) артезианских бассейнов. Приурочены к зонам трещиноватых известняков и песчаников павловской

свиты. Дебит источников 0,3–0,7; 0,3–0,5 л/с. Основание толщи обводнено слабо. На участках разгрузки карстовых источников дебит до 150 л/с. В верхнем течении р. Топорок вскрыты два водоносных горизонта мощностью 26 и 37 м. Дебит 9,2–16,6 л/с при понижении уровня 5,9–10,9 м, коэффициент фильтрации 4,4–6,45 м/сут. По составу воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,5 г/дм³. В Рыбинском артезианском бассейне (А-1) в водах появляется значительное количество катионов натрия, минерализация 182–230 г/дм³.

Ордовикско-силурийский водоносный комплекс (О–S) распространен в северной и западной частях листа (Канский и Приангарский артезианские бассейны) и приурочен к субгоризонтально залегающим породам балтуринской, бадарановской, ийской, усть-кутской свит, представленным трещиноватыми известняками, конгломератами, разнотекстурными песчаниками с редкими маломощными прослоями водоупоров – глин, алевролитов. Водоносный горизонт нижнесилурийских отложений балтуринской свиты приурочен к прослоям разнотекстурных песчаников и конгломератов. Дебит родников от 0,7 до 3 л/с. Водовмещающими породами являются трещиноватые и слаботрещиноватые гравелистые песчаники, иногда ожелезненные песчаники. Водоупор – пласты, линзы алевролитов и массивных песчаников. Вскрыты три водоносных горизонта на глубине 17, 70, 100 м. Мощность горизонтов 10–15 м. Воды напорные во втором горизонте и просто водоносные в первом и третьем. Наиболее продуктивен второй горизонт, выходы которого фиксируются на поверхности (по р. Бирюса), до 100 м (г. Тайшет). Соответственно увеличивается водообильность и напор, достигая максимума на глубине 50–70 м. Дебит скважин от 0,13 л/с при понижении на 29,5 м до 1,5 л/с при понижении на 15–20 м. Третий водоносный горизонт вскрывается на глубинах 27 и 116 м в основании балтуринской свиты. Дебит фонтанирующих скважин 2 л/с. Химический состав вод гидрокарбонатно-магниевые-натриево-кальциевые. Минерализация 232–248 мг/дм³. Воды пресные, без вкуса и запаха, пригодны для питья и промышленных нужд.

Наиболее водообильны трещиноватые песчаники ийской свиты. Первый горизонт вскрыт скважинами в интервале 40,2–49,8 м. Максимальный дебит скважин до 800 л/мин. В с. Атагай вскрыты три горизонта: 22–25 м; 38–55 м; 110–120 м. Воды напорные. По левому склону р. Уда вскрыты скважинами фонтанирующие горизонты с дебитом 180 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые-магниевые, из анионов присутствуют гидрокарбонат и хлор. Общая жесткость 8–10 мг-экв/л, устранимая 4–5 мг-экв/л.

Первый горизонт – безнапорный, дренируется многочисленными родниками, дебит 0,2–6,5 л/с. Три других горизонта имеют напорный характер, залегают на глубине от 60 до 311 м, мощностью от 16 до 70,4 м, с дебитом 2,5–20 л/с. Вода по составу гидрокарбонатная магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,4 г/дм³ и общей жесткостью до 5 мг-экв/л.

Бадарановские песчаники водоносны, аргиллиты – водоупоры. Здесь вскрываются два водоносных горизонта. Мощность горизонтов 5–10 м, дебит от 10 до 100 л/мин. Воды относятся к типу пластово-трещинных

напорных. По химическому составу – гидрокарбонатно-натриевые, кальциево-магниевого, сульфатные. Вода прозрачная, бесцветная, пресная, с хорошими вкусовыми качествами.

В отложениях усть-кутской свиты распространен один напорный трещинно-пластовый горизонт пресных вод на глубине 120 м, который гидравлически связан с водами перекрывающих отложений ийской свиты. Мощность обводненных песчаников 36,5 м, дебит 20 л/с при понижении 3,65 м. Воды горизонта гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевого. На участках, где отложения свиты подстилаются породами кембрия, в воде появляется сульфат-ион. Минерализация вод достигает 0,6 г/дм³, общая жесткость от 4,5 до 6,5 мг-экв/л.

В северной части листа в пределах Приангарского гидрогеологического бассейна породы братской свиты представлены чередованием песчаников, аргиллитов, алевролитов с преобладанием последних. К песчаникам приурочено значительное количество источников с дебитом 4–5 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниевого, гидрокарбонатно-натриевые.

Песчаники кежемской свиты являются хорошими коллекторами. Подстилающие их глинистые породы братской свиты образуют прочный водоупорный горизонт. Наибольшая водообильность приурочена к подошве кежемской свиты. Здесь отмечены источники нисходящего типа и слабонапорные с небольшим дебитом – 1–2 л/с. Воды гидрокарбонатные калиево-натриевые слабо минерализованные, с незначительной жесткостью.

Кембрийский водоносный комплекс (С) приурочен к трещиноватым песчаникам илгинской свиты, зонам трещиноватости верхоленской свиты, а также к закарстованным доломитам и известнякам бельской и усольской свит. Воды напорные, пластово-трещинные, карстово-пластовые. В верхней части илгинской свиты, на глубине 440 м вскрыт (скв. 3-К) напорный горизонт мощностью 74 м с дебитом от 1,2 до 1,92 л/с при понижении уровня до 63 м. Воды гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией до 0,4 г/дм³ и общей жесткостью до 4,5 мг-экв/л.

Водоносность отложений верхоленской свиты связана с трещиноватыми терригенными породами. Из всего разреза свиты обводнена только верхняя часть, мощностью до 171 м вблизи зон разломов. В скв. 1-К южнее д. Абалаково водоносный горизонт залегает на глубине 100–180 м. Воды напорные, пластово-трещинные, пресные с повышенной минерализацией до 300 мг/дм³. В составе преобладают сульфаты. Относится к зоне замедленного водообмена. Этот водоносный горизонт вскрыт рядом скважин в долинах рек и на водоразделах. Дебит от 0,03 до 3 л/с и более. Характерно большое количество источников в левом борту р. Бирюса (ключи Ингашет, Еланка, Березовый и др.). В зоне активного водообмена состав воды гидрокарбонатно-кальциевого. Ниже уреза воды преобладают сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые воды с минерализацией 260–300 мг/дм³, реже 500 мг/дм³. Вода на вкус горько-соленая, населением не используется.

Воды отложений нижнего кембрия приурочены к трещиноватым и закарстованным доломитам. Источники обычно выходят у уреза рек (Тымбыр, Ерза и др.). Дебиты их 0,4–2 л/с, в отдельных случаях до 20 л/с – при

наличии карстовых полостей. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 300–500 мг/дм³.

Воды пород мотской серии обводнены только в нижней части горизонта базальных конгломератов. Дебит источников 0,1–0,4, реже – 1–2 л/с. Химический состав вод гидрокарбонатно-кальциевый или магниевый с минерализацией 100–200 мг/дм³.

Водоносный комплекс отложений рифея (RF) приурочен к горному образованию в отложениях оселковой, карагаской серий и курятской свиты.

Оселковый водоносный горизонт представлен ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, с которыми связаны безнапорные трещинные воды зон экзогенной трещиноватости и напорные трещинно-пластовые. Развита до глубины 35 м, проявлены в верховьях распадков и основаниях склонов долин родниками с дебитом 0,1–1,5 до 3 л/с. Трещинно-пластовые воды распространены на участках широкого развития трещинной тектоники, вскрываются на глубине 27 м и более. При мощности водоносного горизонта 29,6 м дебит скважины 0,27 л/с при понижении уровня 22,25 м. Воды комплекса гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного, смешанного состава. Преобладает натрий, реже кальций, магний. Минерализация – 1,07 г/дм³, жесткость – до 6 мг-экв/л.

Карагаский водоносный горизонт представлен трещиноватыми песчаниками, доломитами, известняками (закарстованными). Характерны трещинные и пластово-трещинные карстовые воды, связанные с интенсивной трещиноватостью пород. Источники выходят обычно в верховьях рек, иногда на водоразделах, реже в седловинах. Дебит 0,2–1, реже – 1,5–3 л/с. Пластово-трещинные и трещинно-карстовые воды приурочены к горизонтам трещиноватых песчаников и закарстованных доломитов. Образуют источники у подножий долин рек и крупных падей. Дебит карстовых источников 2–10 л/с, песчаников – до 1 л/с. По р. Уда с уступа цокольной террасы (высота 12–15 м) выходит источник с дебитом 5–6 л/с, $t = +4, +5$ °С. Воды безнапорные.

Трещинно-карстовые воды связаны с горизонтами закарстованных доломитов и известняков. По р. Уда наблюдаются карстовые пещеры с несколькими залами, сталактитами и сталагмитами, приустьевые части загромождены скоплениями льда. По р. Уда ниже п. Марня, с высоты 30 м из карстового канала течет водопад с дебитом 10–15 л/с. Карстовые полости отмечаются повсеместно, где развиты отложения карагаской серии. На некоторых источниках (р. Уда) дебит 90–100 л/с, вода гидрокарбонатно-кальциево-магниевая с присутствием углекислоты. Питание карстовых вод происходит за счет атмосферных осадков, поверхностных и трещинных вод.

Обводненность пород карагаской серии довольно высокая. Широкое развитие имеют источники нисходящие и восходящие. По р. Уда, ниже устья р. Айса из трещин фонтанируют восходящие источники высотой до 10–15 см. Вода слабокислая и пресная (рН 6–7), жесткость пониженная, насыщена свободным СО₂ от 4,4 до 13,2 мг/дм³, по химическому составу – гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниевое-натриевая. Подчиненным распространением пользуются гидрокарбонатно-хлоридно-магниевое-натриево-кальциевые воды, бесцветные, прозрачные, без вкуса и запаха.

Водоносные отложения курятской свиты представлены конгломератами, песчаниками, доломитами и сланцами. На восточном и северном склонах Уватского поднятия характерны преимущественно родники рассеянного типа с дебитом 9,70 и 0,65 л/с. Воды гидрокарбонатно-натриево-кальциевые и кальциевые с минерализацией 0,05–0,7 г/дм³.

Водоносные зоны трещиноватых изверженных пород (траппов) образуются вследствие фильтрации атмосферных осадков по трещинам до глубины 30–35 м. Наибольшая водообильность отмечается в основании пластовых залежей. Дебит источников 0,05–0,3 л/с, распространение источников ограничено, питание только за счет атмосферных осадков, интенсивный дренаж гидросетью. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниевое-натриевые с низкой минерализацией и жесткостью. В северо-западной части платформы воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные переменного состава, имеют повышенную плотность, минерализация 150 мг/дм³; дебит 300–600 л/с.

В целом по Ангаро-Ленскому артезианскому наиболее перспективными для хозяйственно-питьевого использования являются воды верхней части ордовикско-силурийского водоносного комплекса. Они пригодны и достаточно водообильны для потребления населением и промышленными предприятиями.

В вертикальном гидрогеологическом разрезе юга Сибирской платформы, куда относится исследуемая площадь, устанавливаются все три гидрогеологические зоны, выделяемые в закрытых гидрогеологических бассейнах: 1) свободного обмена; 2) замедленного водообмена; 3) весьма затрудненного водообмена.

Зона свободного водообмена включает верхнюю часть платформенного разреза (пористых и трещиноватых пород), достигает глубины 500–600 м, в пределах Присяянского прогиба опускается до 750–800 м. Здесь формируются гидрокарбонатные магниевое-кальциевые, кальциевое-магниевые пресные воды с минерализацией 0,2–0,7 г/дм³, сопровождающиеся кислородно-азотными, углекисло-азотными газами.

Зона замедленного водообмена характеризуется в основном поровыми водами. Нижняя граница зоны совпадает с верхними устойчивыми по мощности пластами каменной соли, достигая глубины 750–800 м на платформе и до 1500 м в Присяяном прогибе. Воды сульфатно-кальциевые, солоноватые в нижней части – до соленых с минерализацией от 1–5 до 36 г/дм³ (рис. 17) с газами азотного или углекисло-азотного состава.

Зона весьма затрудненного водообмена охватывает большую часть разреза осадочной толщи, включая всю галогенную и карбонатную толщи. Характеризуется хлоридно-натриевыми, натриево-кальциевыми весьма крепкими рассолами (150–500 г/дм³), сопровождающимися азотно-метановыми газами. К этой зоне приурочены проявления промышленных бромсодержащих рассолов (Иркутское – II-5-4).

Саяно-Алтайская гидрогеологическая складчатая область включает в себя Восточно-Тувинский и Восточно-Саянский гидрогеологические массивы, выделяющиеся в горном обрамлении платформы, относится к провинции сильной дренированности, обильного

увлажнения с устойчивым сезонным промерзанием. Расчлененный интенсивно дренируемый рельеф, суровый климат, повсеместное развитие многолетней мерзлоты являются важнейшими факторами, обуславливающими условия накопления подземных вод, питания их и разгрузки. По условиям залегания выделяются воды порово-пластовые в четвертичных отложениях, пластово-трещинные, трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-жилые; по приуроченности к возрастным стратиграфическим подразделениям: нижнекембрийские, вендские, рифейские (Восточно-Тувинский массив), протерозойские, архейские (Восточно-Саянский массив), а также водоносные зоны разрывных нарушений.

Большим распространением по всей территории листа пользуются воды четвертичного водоносного комплекса, связанные с широкой сетью речных долин Ангарского и Енисейского бассейнов, питание которых происходит за счет атмосферных осадков. Водовмещающими являются аллювиальные, флювиогляциальные, делювиальные, элювиально-делювиальные отложения водоразделов, склонов и днищ долин.

На крайнем юго-западе Саяно-Алтайской гидрогеологической складчатой области (Восточно-Тувинский гидрогеологический массив) выделяются Тоджинский артезианский и Азасский (Соругский) вулканогенный бассейны второго порядка с порово-пластовыми водами. Воды Тоджинского бассейна связаны с ледниковыми отложениями, в большинстве случаев приурочены к флювиогляциальным отложениям, образуют серию источников с дебитом 0,2–0,5 л/с и озер. Источником питания являются атмосферные осадки. Воды пресные с хорошими вкусовыми качествами.

Водоносные зоны трещиноватости архей-протерозойских метаморфических пород Восточно-Саянского и метаморфических, дислоцированных терригенно-карбонатно-вулканогенных пород позднего рифея–кембрия Восточно-Тувинского гидрогеологических массивов имеют широкое распространение, но изучены слабо. Средний модуль ресурсов в складчатой области составляет 0,45–0,96 л/с·км², подземные воды, как правило, пресные с минерализацией до 0,1 г/дм³. Дебиты отдельных источников колеблются в пределах 0,1–10 л/с. Таким образом, выделение двух гидрогеологических массивов носит в данном случае структурно-литологический характер.

Территория Саяно-Алтайской гидрогеологической складчатой области характеризуется развитием локального промерзания (прерывистого характера вечной мерзлоты), что сказывается на условиях залегания и динамике подземных вод.

Надмерзлотные воды распространены повсеместно в долинах рек и на водоразделах. Глубина залегания определяется различной обогреваемостью склонов: в высокогорье и северных склонах она составляет 0,5–0,7 м, на южных – 1,5–1,8 м. В долинах рек, дренирующих вулканические поля (Ия, Утхум, Ока, Жомболок) с постоянными таликами, мощность деятельного слоя более 10 м. Отмечается интенсивный подземный сток. При выходе в долину сток мелких притоков исчезает, что связано с трещиноватостью дренируемых пород. Воды относятся к типу сезонной верховодки, водупор – поверхность ММП и коренные породы. Питание – атмосферные

осадки, талые и конденсационные воды. Водоносный горизонт – четвертичные отложения: в долинах аллювий, на водоразделах делювий, солифлюксий. Летом образуют многочисленные источники с дебитом 30–35 л/с – маломинерализованные (120–130 мг/дм³) гидрокарбонатно-кальциевые, рН – 7,86, Eh – 473 мВ.

Межмерзлотные воды представлены пластовыми и жильными водами и встречаются в пределах водоразделов, перекрытых базальтами (Окинское, Восточно-Тувинское плато). Водоносен контакт базальтовых покровов с подстилающими породами – аллювиальными отложениями. Источники питания – атмосферные осадки и надмерзлотные воды. В коренных породах в жидком состоянии не встречаются, отмечены в виде линз льда мощностью до 3 м. В основном они приурочиваются к таликам, зонам тектонических нарушений в речных долинах, под карстовыми озерами на водоразделах.

Подмерзлотные воды пользуются широким распространением. Глубина залегания определяется мощностью ММП: в гольцовой части – 300–500 м, на южных склонах и в речных долинах – 150 м. Питание подмерзлотных вод осуществляется за счет поверхностных и грунтовых вод, а также атмосферных осадков. Области разгрузки – сквозные талики под озерами, руслами рек, зоны тектонических нарушений. Воды источников холодные, слабоминерализованные (0,15–0,25 г/дм³), гидрокарбонатно-кальциевые, жесткость 7,6–11,4 мг-экв/л, температура +5°C. Воды слабощелочные, бескислородные с невысокими положительными значениями Eh. Дебит источников 3–4 до 30–50 л/с (верховье р. Хойто-Улзыта и др.). Разгрузка их на поверхность происходит в виде источников, которые чаще всего являются истоками многих рек и ручьев. Вода вполне пригодна для целей водоснабжения. В левобережье р. Ока и устье р. Сорог наблюдаются восходящие незамерзающие источники. Дебит 200–300 л/с.

Водоносные зоны трещиноватости разновозрастных интрузивных комплексов отнесены к периодически обводненным. Родники, дренирующие трещинные воды, встречаются редко. Обводнены только в летние месяцы, питание их за счет инфильтрации атмосферных осадков в зонах экзогенной трещиноватости, выходят в основании склонов водоразделов и имеют неустойчивый дебит – от 0,1 до 3,0–5,0 л/с. Минерализация от 0,03 до 0,7 г/дм³, жесткость 1,0–1,5 мг-экв/л. В районе уранового месторождения Столбовое отмечаются трещинные радоновые источники с содержаниями радона до 1500 Бк/см³, образующие аномалии 340 мкР/ч на фоне 12–35 мкР/ч. С уменьшением дебита источников радиоактивность уменьшается, то же наблюдается при высыхании источников.

Водоносные зоны разрывных нарушений распространены повсеместно, связаны как с проявлениями региональной системы трещиноватости (крупные долгоживущие разломы), так и с локальной – обусловленной дизъюнктивными нарушениями (сбросы, взбросы, сдвиги). По условиям обводненности зон разломов и характеру движения трещинно-жильных вод выделяются водоносные региональные и приповерхностные разломы. Питание их происходит за счет подтока воды из гидравлически связанных с ними подземных горизонтов, атмосферных осадков и вод поверхностного стока. В зависимости от глубины разлома и мощности его зон

дробления, по разлому происходит циркуляция вод различных горизонтов и смешение их. В зонах тектонических контактов водопроницаемых и водонепроницаемых пород наблюдается барраж глубоко залегающих водоносных горизонтов, смешение различных типов подземных вод и их аккумуляция. Дебит родников от 2 до 20–50 л/с. Так, Присянский разлом захватывает глубоко залегающие соленосные отложения нижнего кембрия, содержащие соленые воды. При выходе на поверхность они сохраняют соленый вкус. В приповерхностных разломах зоны обводнены повсеместно и дренируются большим количеством родников. В зонах разломов, секущих слабодопроницаемые магматические породы, наблюдается аккумуляция трещинных вод зон выветривания. Характерны только в летний период, с наступлением морозов запасы срабатываются. Дебит родников изменяется от 0,1 до 3–5 л/с.

По зонам разломов в юго-восточной, юго-западной и южной частях территории, где интенсивно проявлены процессы новейшей тектоники и вулканизм, характерны многочисленные горячие минеральные источники (Кизи-Хемский – IV-1-23, Чойганский – VI-3-3). Они используются местным населением «диким способом» для лечения различных заболеваний.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

С плиоцена территория листа N-47 является ареной активных неотектонических перестроек. Учитывая этот основной рельефоформирующий фактор, проведено районирование территории на неотектонической основе, отражающей выделение экзодинамических районов по интенсивности проявления эндогенных и экзогенных процессов во времени. Из геологических опасностей отражены современные процессы, потенциально угрожающие жизни и безопасности человека в окружающей среде – землетрясения, катастрофические наводнения, подтопления, процессы, представляющие опасность для водохранилищ (рис. 18, 19).

В пределах крупных морфоструктур (Сибирская платформа, Восточно-Саянское сводовое поднятие) выделены области денудации и аккумуляции (рис. 18).

I. Области денудации

Сибирская платформа: а) зоны умеренных поднятий; б) зоны унаследованных опусканий; в) трапповые плато.

Восточно-Саянское сводовое поднятие. Байкальская рифтовая система – западные, юго-западные фланги: а) высокоподнятые зоны площадного развития ледниково-экзарационного рельефа; б) зоны площадного развития молодого вулканогенного рельефа.

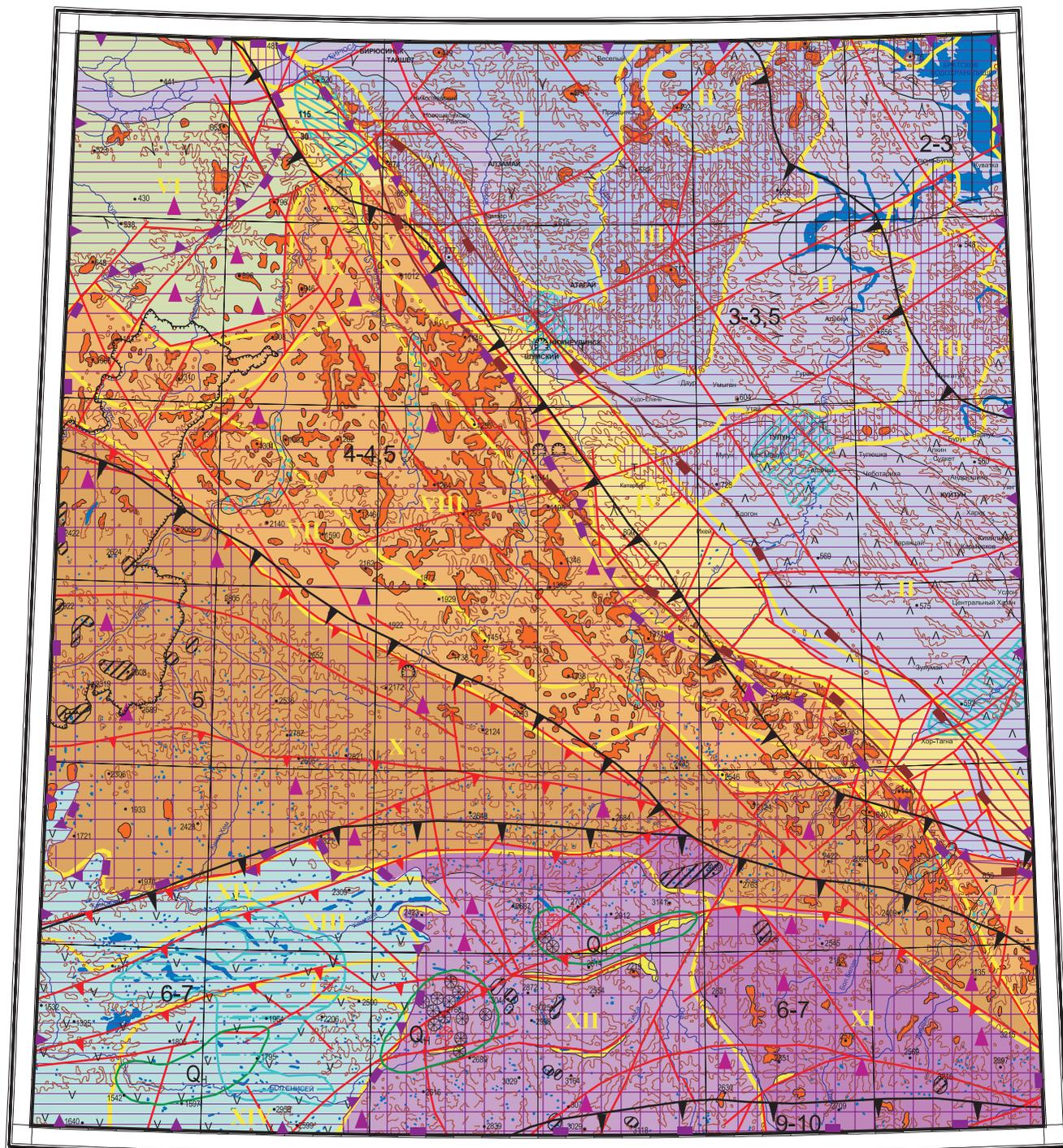
Система Восточно-Саянских хребтов: а) зона максимальных поднятий осевой части; б) зона северо-восточного трехступенчатого склона: высокогорный альпинотипный рельеф; среднегорный, низкогорный плосковершинный рельеф; в) зона северо-западных предгорий Восточного Саяна.

II. Новейшие морфоструктуры областей аккумуляции

1. Предсаянский мезозойско-кайнозойский прогиб, осложненный в кайнозойе впадинами северо-восточного простиранья.

2. Локальные рифтогенные приразломные впадины северо-западной части Предсаянского прогиба и западных флангов Байкальской рифтовой системы (БРС), юг площади листа.

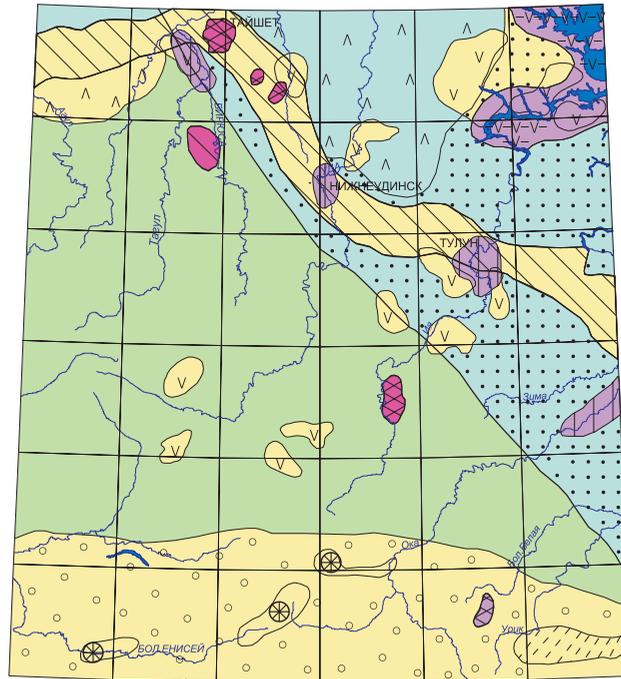
3. Тоджинская котловина – зона аккумуляции продуктов ледниково-экзарационной деятельности (бассейн верховьев Бий-Хема).



- Неотектоническое районирование**
Области денудации
Сибирская платформа
- а) б) Структурно-денудационный рельеф
а) зона унаследованных умеренных поднятий Уда-Бирюсинского междуречья
б) зона унаследованных опусканий
- Алтае-Саянская складчатая область
Восточно-Саянское сводовое поднятие
- Тектонический рельеф зоны влияния Байкальской рифтовой системы (БРС)
южный, юго-западный склоны
а) высокоподнятой зоны площадного развития ледниково-экзарационного рельефа
б) зоны площадного развития молодого вулканогенного рельефа
- Денудационно-тектонический рельеф**
- Зона максимальных поднятий осевой части системы Восточного-Саяна
 - Зона северо-восточного склона Восточного Саяна, состоящего из трех блоковых ступеней, понижающихся к платформе от высокогорного альпийского, среднегорного и низкогогорного плосковершинных
 - Зона северо-западных предгорий на сочленении Енисейского и Восточно-Саянского сводовых поднятий
- Области аккумуляции**
- Озерно-аллювиальные равнины зоны умеренных опусканий
 - Предсаянский кайнозойский прогиб (переходная зона)
 - Усложненный в кайнозое малыми приразломными впадинами северо-восточного простирания
 - Приразломные рифтогенные впадины северо-западного простирания
- Восточно-Саянское сводовое поднятие
- Молодые субрифтовые впадины южной части площади
 - Тоджинская котловина с площадным развитием ледниково-экзарационных, экзарационных, ледниково-аккумулятивных и аккумулятивных форм
- Трапповые плато
- Техногенный рельеф (железная дорога, автодороги, карьеры, выемки, отвалы и т.д.) созданный руками человека
- Геоморфологические границы
- Тектонические нарушения кайнозойского возраста
- Эндогенные опасности**
- Рельефоопределяющие зоны активизированных в кайнозое разломов
а) направление плоскости смещения
 - Сдвиги
 - Районирование территории по балльности землетрясений
а) направление увеличения балльности
б) балльность землетрясения
 - Зоны развития молодого вулканизма потенциально опасные к возрождению вулканической деятельности
- Экзогенные опасности**
- Площади развития приповерхностного карста (воронки, западины, пещеры, суффозионные воронки, заболачивание), погребенного карста (суходолы, карстовые воронки, западины)
 - Зоны площадного развития многолетнемерзлых пород (ММП)
 - Зоны площадного развития криогенных процессов (экзарация, современное оледенение, сели, наледи, лавины)
 - Зоны островного и сезонного развития ММП с объемом многолетнемерзлых пород не менее 30% (оползни, суффозия, пучение, эрозия, обвалы)
 - Зоны площадного развития процессов абразии, оползней вдоль водохранилищ
 - Зоны площадного развития термокарстовых процессов (ячеистый рельеф)
 - Зоны катастрофических наводнений
 - Зоны подтопления земель и поселков при резких подъемах уровня грунтовых вод
 - Площадное развитие курумников, свалов, каменных морей и рек
 - Наледи
 - Центры современного оледенения
 - Горячие минеральные источники
 - Карстовые пещеры
 - Овраги групповые
 - Оползни
 - Реликты выровненных поверхностей
 - Границы районов с различной интенсивностью проявления экзодинамических процессов
а) номер экзодинамического района на карте и в таблице
 - Потухшие вулканы групповые
 - Площади особого природопользования
 - Граница Саянского заповедника

Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 18. Схема эколого-геологической обстановки



Масштаб 1 : 5 000 000

Степень экологической обстановки	Благоприятная	Удовлетворительная	Напряженная	Кризисная	Катастрофическая
	8 ПДК	8 - 16 ПДК	16 - 32 ПДК	32 ПДК	свыше 32 ПДК

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Породы, зараженные радионуклидами (уран) Заболачивание Оврагообразование Промышленное освоение месторождений Заражение почв токсичными веществами Снеговые выпадения, зараженные токсичными веществами | <ul style="list-style-type: none"> Территории с высокой сейсмичностью (7-10 баллов) Территории с потенциальной возможностью вулканических излияний Интенсивное развитие абразии, оползней и обвалов на водохранилищах Подтопление Геоморфологическая граница платформы и складчатого обрамления |
|---|---|

Рис. 19. Схема оценки эколого-геологических опасностей

Прогибы и впадины рассматриваются как компенсационные структуры. В определенной степени с учетом большой разницы в амплитудах кайнозойских поднятий Восточного Саяна и Сибирской платформы, последняя также может рассматриваться как относительно компенсационная структура (в пределах листа), поскольку комплекс кайнозойских осадков выполнен продуктами сноса со складчатого обрамления.

Геологические образования территории представлены породами: территории терригенной, терригенно-карбонатной, угленосно-туфогенной, магматогенной формаций палеозоя и мезозоя; метаморфических формаций архея; магматогенных формаций от архея до кайнозоя; разнообразными генетическими комплексами нелигифицированных отложений кайнозоя.

Породы разбиты сложными системами дизъюнктивных нарушений и зон тектонической трещиноватости по разломам различных возрастных генераций, в значительной степени омоложенных. Широкий комплекс геолого-геофизических, геоморфологических процессов контролируется активными разломами. В данной работе мы понимаем под термином «активные разломы» или «живые разломы» – те разрывные структуры, вдоль которых имели место движения в течение четвертичного периода, начиная с плиоцена–эоплейстоцена до настоящего времени. Влиянием разломов различных иерархических уровней определяется вероятность возникновения природно-техногенных катастроф. С ними связано интенсивное дробление пород, подвижки, значительные по амплитудам смещения (сбросы, взбросы, сдвиги), вулканические извержения, вызывающие в свою очередь нарушения равновесия в среде, оживление экзогенных эрозионных, склоновых и других процессов.

Анализ разновидностей разломов, в том числе контролирующих сейсмические процессы, показывает, что они характеризуются различным возрастом заложения, активизации и ее относительной современной интенсивностью [166]. Движения в зонах разломов отличаются криповой (медленной) и скачкообразной (быстрой, мгновенной) составляющими. Каждая из них представляет опасность, причем вторая – быстрая, генетически связанная с землетрясениями – для всех типов зданий и социума.

Ведущими экзогенными факторами, определяющими превалирующие процессы морфоструктурного оформления рельефа, являются: а) деятельность поверхностных вод; б) деятельность гравитационных процессов; в) деятельность атмосферных, поверхностных и подземных вод; г) смена теплофизических состояний пород; д) деятельность современных процессов оледенения; е) деятельность ветра. Справедливо будет отметить, что на территории отмечаются результаты воздействия множества факторов. И только в случаях великих катастроф (землетрясение, наводнение, подтопление) отчетливо проявляется один или два ведущих фактора.

В пределах территории листа выделены области площадного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) и островного «локального». Первый тип характерен для горного обрамления платформы – Восточного Саяна. Мощности ММП изменчивы – от 200 до 400 м при температуре пород $-4-8$ °С. Решающую роль в распространении ММП играет высотная поясность. В приплатформенной части нарастание ММП наблюдается с

юго-запада на северо-восток. В пределах платформы характерно островное распространение ММП с мощностью мерзлоты от 4,0–7,5 до 50–70 м, при температуре –0,2–0,8 °С. Наиболее часто линзы и острова ММП вскрываются на заболоченных и заторфованных поймах, затененных склонах северной экспозиции, в днищах впадин и падей.

На основании сопоставления взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, характерных для исследуемой площади, проведено экзодинамическое районирование территории. Выделено 14 районов, для которых определены наиболее характерные экзогенные процессы. По коэффициенту пораженности экзогенными процессами территория подразделяется на площадную (эрозия, десерпция, экзарация, вулканизм, солифлюкция, курумы, поверхностный карст, болота); линейную (сели, речная эрозия, снежные лавины); «точечную» (суффозия, просадки, оползни, термокарст, криогенное пучение, сплывы и т. п.).

Сибирская платформа (I, II, III экзодинамические полигоны) представляет собой «бескорневую» геосистему, сформированную на неотектоническом этапе развития и наследующую черты предшествовавших эпох. На фоне стабильных прерывистых, но слабо дифференцированных поднятий не исключение локальные более интенсивные поднятия (Чукшинское валобразное поднятие) и опускания (Тарейская впадина). Субгоризонтальное залегание пород субстрата (ордовик, карбон) в целом обусловили холмистый, холмисто-грядовый, пологохолмистый, увалистый, плосковершинный рельеф. Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов (пород различной устойчивости к размыву) порождает такие геологические опасности как оползни, сплывы, осовы, обвалы, особенно в зонах искусственных гидросооружений (Братское водохранилище). Создание водохранилищ вносит существенные изменения в преобразование естественных природных условий. Повсеместное обводнение бывшей зоны аэрации усугубляется дополнительной абразионной нагрузкой, гравитационными процессами. Активизация оползневых процессов начинается с момента заполнения водохранилищ и продолжается до настоящего времени. Основными причинами гравитационных процессов являются: увеличение крутизны прибрежных склонов (в связи с затоплением террасовых поверхностей); обводнение бывшей зоны аэрации с образованием подземных водоносных горизонтов с различной скоростью движения подземных вод; нестационарное состояние уровневых режимов водоемов.

На водохранилищах продолжают развиваться блоковые оползни двух типов: медленные – глубинной ползучести и мгновенные – резких сдвиговых деформаций. Последние производят наибольшие нарушения устойчивости склонов и приводят к катастрофическим последствиям, когда в движение приходят сотни тысяч кубометров грунта (например, летом 1993 г. на левобережье Ангарской акватории Братского водохранилища). Наряду с блочными глыбовыми оползнями коренных блоков широко развиты осовы, оползни, потоки которых определяются главным образом глубиной сезонного промерзания и интенсивностью абразии, как это имеет место в правом борту Братского водохранилища у пос. Артумей – разжиженный

песок – псевдоплывун. Ширина разрушенной зоны составила 1,1 км, ширина смещающихся блоков – 150–200 м. Переформирование шло скачкообразно.

Особые условия развития склонов складываются на участках освоенных территорий городов и поселков. Устойчивые в естественных природных условиях поверхности, при дополнительных нагрузках могут перейти в разряд потенциально опасных, при недостаточной информации о свойствах геологического субстрата, распределении грунтовых вод, уровне сейсмичности. Устойчивость склонов нарушается значительным развитием на крутых уступах обвалов и осыпей на участках, сложенных терригенными и вулканогенными формациями. Здесь немаловажную роль играют процессы физического (мерзлотного) выветривания, особенно это характерно в осенне-весеннее время на участках развития траппов – пород, более устойчивых к размыву, чем терригенные. Образуются рвы отседания шириной до 3–5 м и протяженностью свыше 1,5–2 км, расширяются зоны трещиноватости, которые осваиваются деллями, оврагами, мелкими висячими распадками.

На траппах преобладают процессы эрозионного вреза – в речных долинах характерен глыбово-обломочный материал, практически отсутствуют террасы, долины резко сужаются, создавая эффект подпруживания, что обуславливает в весеннее время паводки на вышележащих участках, а в летнее – наводнения в периоды активного увеличения атмосферных осадков.

Значительный ущерб природной среде наносится существованием угольных шахт и разрезов, что связано с нарушением уровня грунтовых вод. Обычно это приводит к интенсивному подтоплению поселков и домов, как это случилось в середине марта 2009 г. в г. Тулун и окружающих поселках.

В целом для ЭГР – I, II, III характерно площадное заболачивание, особенно в южной и юго-восточной части, что объясняется геолого-структурными условиями региона. Здесь же практически ежегодно случаются и катастрофические по своим последствиям наводнения как в весенний период, так и в летний. Вдоль северной рамки листа, ЭГР I, II, III, где рельеф характеризуется как озерно-аллювиальная равнина, широко развиты покровные пески (N_2^2), на которых идет активное перевевание песков с формированием дюн протяженностью до 200 м, высотой 5–10 м.

Непосредственно к платформе примыкает переходная зона – Предсаянский прогиб, состоящий из двух ЭГР IV, V. ЭГР IV представляет собой северо-западное крыло Иркутской мезозойской впадины протяженностью 470 км, осложненной в кайнозой серией ступенчатых присклоновых впадин северо-восточного простирания. Рельеф мозаично-блоковый. Фундаментом мезозойских впадин являются карбонатные породы кембрия, на которых развит погребенный под юрскими отложениями карст. Существенным площадным элементом морфоструктуры ЭГР – IV, V является приповерхностный карст, представленный карстовыми воронками и западинами как на коренных выступах, так и в пределах речных долин, что обуславливает развитие суходолов и исчезающих водотоков (р. Жежем и др.). Отмечены небольшие карстовые пещеры возле пос. Вознесенский по р. Уда.

По годовой сумме осадков (350–600 мм/год) регион характеризуется умеренным увлажнением, но отличается низкой степенью дренированности. ММП имеют локальное и островное распространение при мощности от 15–20 м и температурах $-0,1-1,5^{\circ}\text{C}$. Степень дренированности обуславливает широкое развитие заболоченности территории с образованием торфяных болот мощностью 4,5–6 м (Алганайское, Евдокимовское, Марские болота).

Эоловые процессы характерны в правом борту р. Ока, в междуречье Ока–Тагна. Представлены дюнами, вытянутыми в северо-западном направлении, протяженностью 10–50 м, при высоте 3–5 м. Одной из причин дюнообразования являются обширные наледи по рекам и обильное поступление выносимого рекой песчаного, песчано-илистого материала в головке «внутренней дельты».

Для всех малых и крупных речных долин Предсаянского прогиба характерны активные наледи, а в зонах молодых разломов незамерзающие тальцы и горячие минеральные источники.

К северо-западу (ЭГР V) зона Предсаянского прогиба выклинивается и представлена локальными приразломными рифтогенными впадинами. Широкое развитие имеют эрозионные процессы – оврагообразование, наледи, приповерхностный карст, термокарст, заболачивание. Овраги имеют трехступенчатое строение, широкие заболоченные верховья, верхняя часть – слабоврезанная, узкие, часто каньонообразные устья. Водоразделы широкие, плоские, заболоченные.

Саяно-Байкальское сводовое поднятие (горно-складчатое обрамление платформы). Система хребтов Восточно-Саянского сводового поднятия, южная, юго-западная часть Байкальской рифтовой системы.

Геодинамическую обстановку региона определяют: а) высокая контрастность и энергия высокогорного рельефа северо-восточного склона, альпийского – осевой части хребта, альпийских и плосковерхих высокогорий флангов БРС, где преобладают экзарационные формы наиболее крутосклонные; б) большая плотность дизъюнктивных нарушений, среди которых большая доля долгоживущих, крутых склонов и множество «живых» молодых разломов; в) нарастание сейсмичности с 4–4,5 баллов на северо-восточном склоне, к югу, юго-востоку – до 8–10 баллов; г) обильное увлажнение (800–900 до 1400 мм/год), большие снеготпасы, современное оледенение. Максимальный уровень увлажнения наблюдается в Тоджинской котловине (> 1000 мм/год), к юго-востоку, северо-западу понижается; д) характерен молодой вулканизм – долинные излияния.

В пределах системы Восточного Саяна определены ЭГР VI, XIII, XIV, где ММП носит островной и локальный характер при мощности промерзания 70–100 м, среднем оттаивании $-3-3,5$ м и средней температуре $-0,2-1,5^{\circ}\text{C}$; ЭГР VII–XII – характеризуются площадным развитием ММП при средней мощности 400–600 м и средней температуре $-4-8^{\circ}\text{C}$.

Из экзогенных процессов площадное развитие имеют: а) экзарационные (ЭГР X, XI, XII); б) курумообразование, свалы, обвалы, снежные лавины, сели, осыпи (ЭГР VII–XII).

Блоки северо-восточного склона ЭГР VII–IX тремя линейно-вытянутыми ступенями с амплитудами 300–400 м понижаются к северо-востоку – от 2140 м в пределах высокогорья, 1700 м – среднегорья, до 900–1000 м – низкогорья. Соответственно изменяется характер склонов, глубина эрозионного расчленения. Высокогорье (ЭГР VII) характеризуется сравнительно редкими останцами выровненных поверхностей, крутыми склонами, глубиной вреза 1200–1500 м, относительно слабой ролью субстрата, высокой степенью проявления гравитационных процессов в виде оползней, обвалов, курумов, осыпей, селей, в весеннее время снежных лавин из-за резкого изменения в продольных профилях склонов от выпуклых в привершинной части до прямолинейных – в средней и придолинной частях.

Среднегорье и низкогорье (ЭГР VIII–IX) характеризуется широким развитием плосковершинных ландшафтов водораздельных поверхностей. На низкогорье они достигают максимального распространения. Более четко проявляет себя литоморфный фактор, избирательная эрозия. Глубина эрозионного вреза 800–900 м, в низкогорье – 300–400 м. Увлажненность уменьшается до 400–500 мм/год. Крутизна склонов от крутосклоновых до пологосклоновых. Мощность присклоновых шлейфов достигает 5–10 м. Наиболее широко развиты процессы морозного выветривания – курумники, «каменные моря и реки», ступенчатые склоны – солифлюкция, дефляция, особенно на южных, более прогреваемых склонах. Сели возникают в узких боковых распадках с крутыми продольными уклонами днищ. По зонам разломов и зонам трещиноватости образуются кулуары, делли. Как правило, они функционируют в периоды «большой воды». В приустьевых участках образуют вывалы глыбово-щебнистого материала. В горах селевые потоки могут представлять значительную опасность. Снежные лавины – преимущественно прерогатива высокогорья в весенний период. Экзарационные процессы обусловили густое и дробное расчленение рельефа наиболее высокоподнятых участков рельефа Восточного Саяна – осевая зона, юго-восточная, центральная, юго-западная (ЭГР X, XI, XII, XIV). Рельеф высокогорный альпинотипный и высокогорный плосковершинный, что в значительной степени объясняется характером исходных поверхностей, ушедших под ледник, а также характером ледников – долинные, сетчатые, покровные. В осевой и юго-восточной зонах водоразделы пилообразные, островерхие, склоны крутые, часто обрывистые, стенки каров достигают высоты 1000–1200 м, речные долины врезаны до 1500–1600 м. Блочные поднятия обуславливают появление antecedentных участков в речных долинах, брошенные долины на высокоподнятых водоразделах (р. Хончин), современные ледники.

Высокогорный плосковершинный рельеф (ЭГР XII) развит на Окинском и Восточно-Тувинском плоскогорьях. Водоразделы широкие, плоские с погребенными выровненными донеогеновыми поверхностями под базальтами. Характеристики склонов, речных долин аналогичны альпинотипному рельефу.

В целом, для территории ЭГР X, XI, XII, XIV характерна высокая степень увлажнения – 1000–1400 мм/год, в отдельные годы и выше. Связано это с поступлением влагонесущих ветров с запада и юго-запада. К востоку

и юго-востоку увлажненность уменьшается, что отражается на повышении уровня снеговой линии современных ледников. Наиболее развиты экзогенные процессы гравитационного сноса – курумники, обвалы, оползни, солифлюкционные, сели, снежные лавины, в реках наледообразование особенно по зонам разломов, рвы отседания по зонам трещиноватости. Крутые склоны, повышенная подвижность рыхлого материала при неустойчивой сейсмичности создают условия повышенной опасности грандиозных обвалов, которые в свою очередь могут служить подпруживающим фактором, а затем при длительных осадках порождают мощные разрушительные селевые потоки.

Отличительной чертой ЭГР XII–XIV (южный склон) является молодой кайнозойский вулканизм [200]. Наиболее поздние излияния по р. Бол. Енисей происходили из трещинного канала в участке его дренирования речной долиной. Хронология вулканических событий однозначно свидетельствует, что территория остается вулканически активной, где сохраняется большая вероятность новых излияний. Об этом свидетельствуют: наращивание объемов излившегося материала, высокая сейсмичность зоны, активные молодые разломы, горячие минеральные источники.

В крайней юго-западной части листа выделена ЭГР XIII, которая вместе с ЭГР XIV (левый, правый борт) представляют Тоджинскую котловину, где проявлены процессы экзарации, аккумуляции, избирательной эрозии. Природный блок Тоджинской котловины сформировался под влиянием активных тектонических подвижек западных флангов БРС, покровных оледенений, подпрудного озера, катастрофических наводнений и прорывов подпрудного озера. Современный рельеф – это море озер различного происхождения – от тектонических до подпрудных, долины прорыва подпруд, микроячейный рельеф днища с площадным проявлением термокарста, бугров пучения, в присклоновой части – селевые потоки, образующие конусы выноса, снежные лавины. При таянии снега в весеннее время возможны катастрофические наводнения. Территория лишена каких-либо поселений, представляет интерес как памятник природы. Здесь же – очаги площадного вулканизма. Последние излияния датируются 50 тыс. лет [200], предположительно потенциально опасны как очаги новых извержений (рис. 19).

В зоне сочленения Восточно-Саянского и Енисейского сводовых поднятий выделяется ЭГР VI, которая по характеру рельефа и экзогенным процессам соответствует ЭГР I. Широкое развитие имеет оврагообразование, в предгорной зоне Восточного Саяна – пологие длинные залесенные склоны, перекрытые курумником, задернованные, в долинах рек заболоченные. На реках наледи, на склонах оползни, сплывы рыхлых отложений, морозное выветривание, обвалы, оползни по рыхлым пльвунам. Заболачивание идет как в речных долинах, так и на склонах и водоразделах, солифлюкция, десерпция.

Исходя из данных наблюдений за землетрясениями [45, 131, 135], проведено районирование территории (по шкале Рихтера) по изоплейстосейстам распределения землетрясений в пределах исследуемой площади. В пределах платформы отмечены транзитные землетрясения от 2–3 баллов в крайней северо-восточной части до 3–3,5 баллов вдоль зоны Присаянского

разлома. В районе г. Нижнеудинск зарегистрировано землетрясение в 3 балла, которое на Байкале в очаге было 9–10 баллов, в Иркутске – 7 баллов (27.08.2008). Алтайское землетрясение в 7 баллов (300–400 км к юго-западу) в Нижнеудинске зарегистрировано как 3-балльное. Средоточением очагов землетрясений является в горной части Главный Саянский разлом, на юге – западный фланг БРС, являющийся продолжением Тункинского рифта и поперечного к нему Хубсугульского. Максимальная частота повторяемости землетрясений от 3 до 5 баллов наблюдается в зоне пересечения Хубсугульского субмеридионального рифта и Тункинского субширотного. Здесь сосредоточены наиболее сильные землетрясения от 7 до 10 баллов с 1959. по 2003 г. [130]. Землетрясения сопровождаются обвалами, образованием сейсмогенных рвов и трещин, разрушениями, изменениями направления стока речных долин, прорывами плотин в карах (особенно это характерно в Тоджинской котловине), разрывом и смещением террас с амплитудами до 3–5 м. Таким образом, к югу от Хамсаринского разлома потенциал сейсмичности нарастает, так же как и частота землетрясений. В юго-восточной части проводится сравнительно небольшой объем геологоразведочных работ на различные полезные ископаемые (графит, золото и др.). Для данной категории освоения территория может классифицироваться как опасная, в связи с повышенной сейсмичностью, обвалами, обрушением блоков пород, селями, снежными лавинами. Сейсморайонирование по шкале MSK-64 для строительных работ в регионе несколько другое. Платформенная заселенная часть представляется как территория 6–7-балльных землетрясений. Горная часть – как 8–9-балльных землетрясений [118].

Экологически напряженной является территория городов и поселков вдоль Транссибирской магистрали, где отработка шахт, карьеров, придорожных выемок, вырубка лесов приводит к засолонению и загибсованию почв, лесным пожарам, расширению площадей вытаивания вечной мерзлоты, нарушению температурного режима как субстрата, так и окружающей среды. Экологически напряженной является и обстановка вдоль Братского водохранилища, где активно проявлены абразия и, соответственно, оползневые процессы, приводящие к расширению водоемов, обмелению и заболачиванию.

Характеристика техногенных комплексов

Эколого-геохимическая карта листа N-47, составленная на ландшафтной основе В. И. Демидовым, Л. А. Криночкиным, Ю. С. Ратановым (ИМГРЭ, 2007), дополнена информацией, полученной в фондах Роснедра г. Иркутск. Основой определения территории в районах с определенной экологической обстановкой послужили сведения об уровне загрязнения почв (горизонт А) и донных отложений. Неудовлетворительное экологическое состояние составляет ~ 8% площади листа (24 зоны). Большинство зон расположено в пределах рудных районов известных и прогнозируемых с месторождениями меди, свинца, цинка, золота, редких земель, урана. Образование этих зон носит природный характер. Общим для всех зон является: устойчивый характер загрязнения; низкие и средние уровни загрязнения, выявленные

в основном в донных отложениях; расположение зон в пределах горных ландшафтов и ландшафтов денудационных плато, где литохимические потоки рассеяния формируются по открытому типу; приуроченность зон к лесохозяйственным территориям, часто в сочетании с геологоразведочными; соответствие состава элементов-загрязнителей геохимической специализации горных выработок. Кадастр геохимических характеристик по 17 территориям неудовлетворительного экологического состояния, уровень загрязнения компонентов природной геологической среды, экологическое состояние территории отражены на эколого-геохимической схеме (рис. 20).

Зоны загрязнения 18, 20, 21, 22 отнесены нами к потенциальным природным загрязнителям и напряженному экологическому состоянию в связи с наличием месторождений и проявлений урана: 18 – угленосные сланцы по Дабан-Жалге с содержанием урана от 0,01 до 0,09; 20 – Уватское проявление урана; 21 – Столбовое месторождение урана; 22 – Туманшетский и Крепский рудные районы с проявлениями урана.

Зона загрязнения 19 относится к площадям рудопроявлений золота, фосфора, активно разведывается и обрабатывается. Загрязнение как природное, так и техногенное, что позволяет отнести этот район к разряду экологически напряженной обстановки. Основные загрязнители: Zn, Pb, Sb, Cu (содержание в рудах от 1 до 32%).

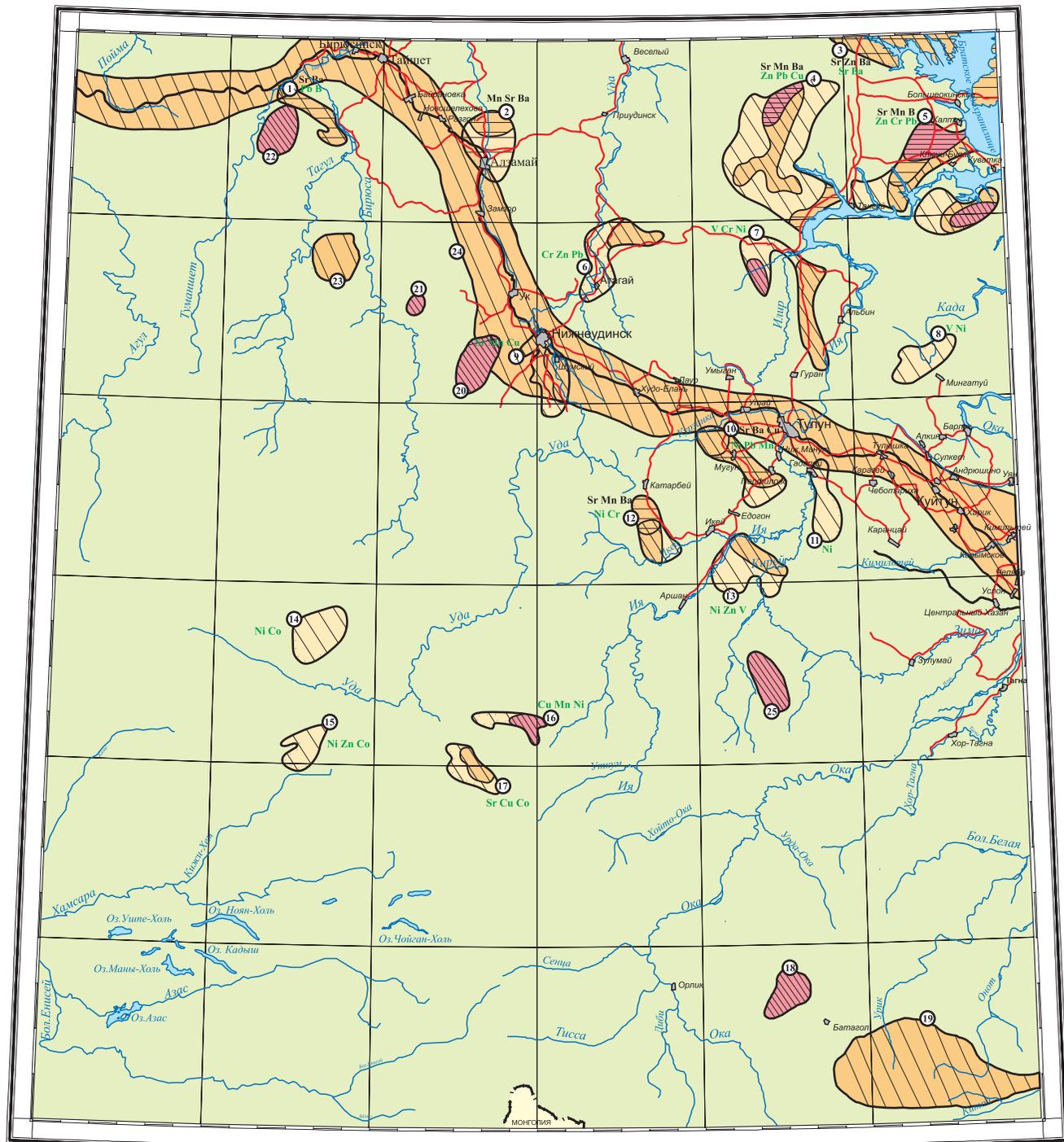
Основными источниками загрязнения природной среды зон 2, 3, 6, 23 и всей зоны вдоль Транссибирской магистрали являются техногенные источники, обусловленные функционированием городов, деятельностью горнодобывающих производств, сельскохозяйственным освоением земель (рис. 20).

Техногенными факторами являются промышленные выбросы и сточные воды (гидролизный завод в г. Тайшет), хозяйственно-бытовые стоки городов и поселков, загрязнение в ходе горных работ при разработке месторождений строительных материалов, россыпного золота, алмазов, стекольных песков и т. д., распахивание сельхозугодий. Районы разведки и обработки Белозиминского и Зашихинского редкометалльных месторождений относятся к территориям природных и техногенных загрязнений с повышенным фоном радиоактивности.

Значительную роль в загрязнении природной среды играет роза ветров с господствующим северо-западным направлением. Особенно отчетливо это наблюдается при отборе проб снега вдоль трассы Транссибирской магистрали, в междуречье Бирюсы и Тагула, где состав токсичных веществ свыше 30% (повышенный фон фтора – следствие выбросов Братского алюминиевого завода).

В заключение следует отметить, что значительную роль в воспроизводстве природной среды играет потенциал самоочищения ландшафтов (почв) от загрязнителей. На исследуемой территории 8–10% обладают очень низким потенциалом самоочищения бассейны рек Ия и Ока. Для остальной территории потенциал пока высокий и очень высокий, что связано со слабой освоенностью территории человеком (рис. 21).

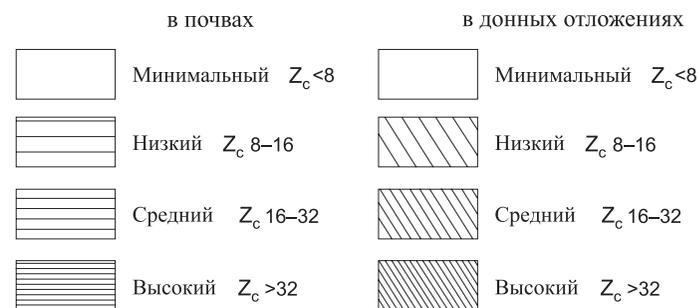
К разряду опасных относятся проявления урана. Радий-228 попадает в водозаборы, повышая уровень радиоактивности в 3,5–4 раза (Тайшет, Старо-Акульшет, Белозиминское и Зашихинское проявления).



Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 20. Эколого-геохимическая схема

Уровень загрязнения компонентов природной геологической среды

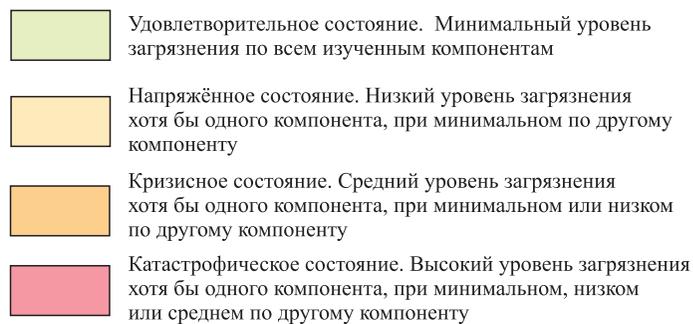


*) Z_c – суммарный показатель загрязнения
 $Z_c = \sum_{i=1}^n Kc \cdot (n-1)$, где Kc – коэффициент концентрации,
 n – число учитываемых аномальных элементов

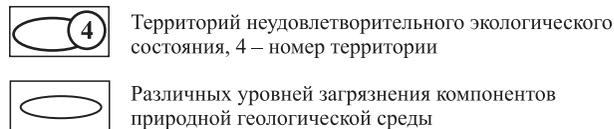
Приоритетные элементы-загрязнители

Sr Ba Mn – в почвенном горизонте
Pb Ni Mn – в донных отложениях

Экологическое состояние территории



Границы

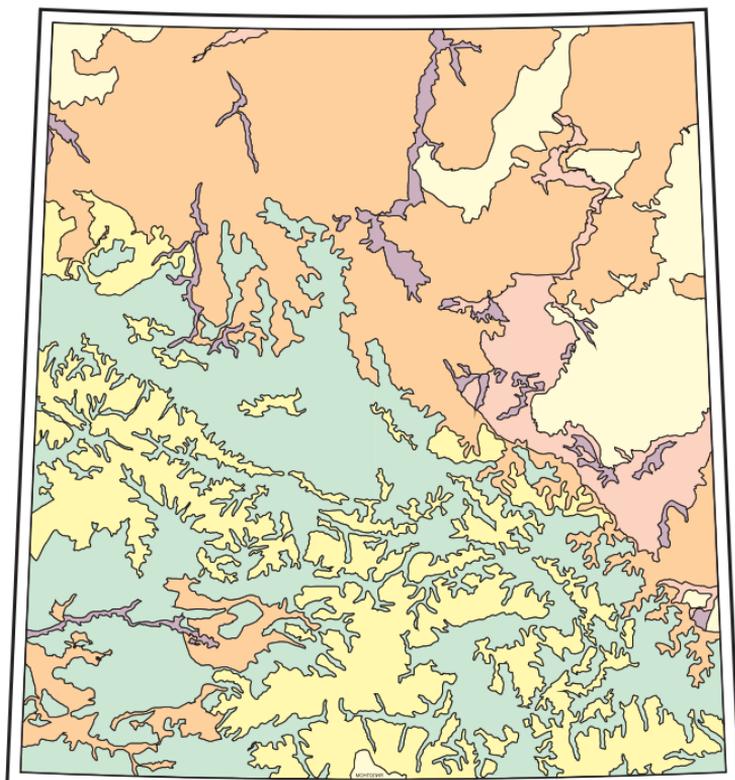


Кадастр «Геохимические характеристики территорий неудовлетворительного экологического состояния»

Номер на карте	Уровень загрязнения	Компоненты ПГС	Z_c	Геохимическая ассоциация токсичных элементов $Kc > 2$
1	Средний	Почвы	31,5	$Sr_{30} Ba_{2,5}$
	Низкий	Донные отложения	8,5	$Pb_{7,5} B_2$
2	Средний	Почвы	31	$Sr_{29} Ba_2 Mn_2$
	Низкий	Почвы	15,5	$Mn_{12,5} Sr_3 Ba_2$
3	Средний	Почвы	28	$Zn_{10} Sr_8 Ba_{5,2} Pb_3 Mn_3 Ba_3 Cu_2$
	Низкий	Почвы	11,5	$Sr_{10} Ba_{2,5}$
	Средний	Донные отложения	22	$Sr_{20} Ba_2 B_2$
4	Высокий	Почвы	42,5	$Sr_{40} B_{2,5} Ba_2$
	Средний	Почвы	30,5	$Sr_{28} Mn_{2,5} B_2$
	Средний	Донные отложения	25	$Zn_8 Pb_5 (Ni Co Cr Cu)_4 V_2$
	Низкий	Донные отложения	12	$Zn_3 Pb_3 (Cu Co Ni Cr V)_2$
5	Высокий	Почвы	78,5	$Sr_{75} B_3 Ba_{2,5}$
	Средний	Почвы	21,5	$Sr_{15} Mn_3 Ba_{2,5} B_2$
	Высокий	Донные отложения	114	$V_{107} Cr_6 Pb_2 Ni_2$
	Средний	Донные отложения	22	$Cr_9 V_3 Ni_5 Pb_4 (Cu Zn)_2$
6	Средний	Донные отложения	18	$Zn_6 Cr_3 Pb_4 V_3 (Cu Co Ni)_2$
	Низкий	Донные отложения	14	$Cr_6 Zn_4 Pb_3 (Co Cu Ni)_2$
7	Высокий	Донные отложения	88	$V_{36} Cr_{29} Ni_{20} Zn_4 (Pb Cu)_2$
	Средний	Донные отложения	22	$Ni_{10} Cr_8 (Ni V Zn Pb Cu)_2$
	Низкий	Донные отложения	13	Ni_{13}
8	Низкий	Донные отложения	11	$V_{10} Ni_2$
	Средний	Донные отложения	26,5	$Sr_{15} Mn_{12,5}$
9	Средний	Донные отложения	11	$Mn_7 Cu_4 Pb_2$
	Низкий	Донные отложения	11	
10	Средний	Донные отложения	23	$Ni_{20} Pb_2 Mn_2 Sr_2$
	Низкий	Донные отложения	13	Ni_{13}
	Низкий	Почвы	12	$Sr_{10} Ba_2 Cu_2$
11	Средний	Донные отложения	13	Ni_{13}
	Низкий	Донные отложения	13	
12	Средний	Почвы	18,5	$Sr_{10} Mn_8 Ba_{2,5}$
	Средний	Донные отложения	19	$V_{11} Cr_8 (Pb Zn)_2$
	Низкий	Донные отложения	10	Ni_{10}
13	Средний	Донные отложения	23	$Ni_{20} Zn_3 V_2$
	Низкий	Донные отложения	15	$Ni_9 Zn_3 (Cu Cr V Pb)_2$
14	Средний	Донные отложения	10	$Mn_3 Ni_3 (Co Cr Pb)_2$
	Низкий	Донные отложения	10	
15	Средний	Донные отложения	11	$Ni_5 Zn_3 (Co Ba Cr V)_2$
	Низкий	Донные отложения	11	
16	Высокий	Донные отложения	52	$Cu_{25} Mn_{15} Ni_6 Cr_6 (Co Sr Pb)_2$
	Низкий	Донные отложения	8	$Co_4 V_3 (Ni Cr)_2$
17	Средний	Донные отложения	25	Sr_{25}
	Низкий	Донные отложения	10	$Cu_5 Co_3 Ni_3 Zn_2$

Месторождения и проявления, техногенные факторы – потенциальные источники неудовлетворительного экологического состояния

- 18 – Дабан-Жалгинское проявление урана. Сод. от 0,01 до 0,09% в углеродистых сланцах,
- 19 – поиски, разведка, отработка месторождений золота, проявление фосфора,
- 20 – Уватское проявление урана,
- 21 – Столбовое проявление урана,
- 22 – Туманшетский и Крепский рудные районы проявлений урана,
- 23 – напряжённое загрязнение снежного покрова,
- 24 – критическое состояние загрязнения, Транссибирская ж/д магистраль,
- 25 – Белозиминское, Зашихинское проявления редких металлов.



км 50 0 50 100 км

Потенциал самоочищения от загрязнителей				
Органических	Минеральных			
	Очень высокий	Высокий	Средний	Очень низкий
Низкий				
Очень низкий				

Рис. 21. Группировка ландшафтов по потенциалу самоочищения почв от органических и минеральных загрязнений веществ

Вклейка. Заказ 81011017

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа по составлению ГК-1000/3 листа N-47 выполнена на основе анализа и обобщения материалов средне- и крупномасштабных ГСР, разведочных, поисковых, тематических работ. Расчленение, содержание, корреляция и датировка геологических подразделений соответствуют, в целом, Ангаро-Енисейской легенде. Отклонения от легенды изложены в «Предложениях по усовершенствованию Легенды Ангаро-Енисейской серии листов ГК-1000/3», согласованных с ВостСибРЭС и главным редактором серийной легенды.

Анализ имеющегося фондового и опубликованного геологического материала позволил уточнить стратиграфическое положение и датировку пород окинской, айлыгской серий, ввести в легенду елашскую серию позднего карелия, китойскую серию позднего архея, булунскую серию раннего архея и ряд других усовершенствований. Получены радиологические датировки U-Pb (SHRIMP) и Rb-Sr методами (ЦИИ ВСЕГЕИ), подтвердившие архейский возраст таргазойской, рифейский – чернореченской свит, карельский возраст гуникского комплекса, пегматитов саянского комплекса, ордовикский – бугульминского и урикского комплексов; не получил подтверждения карельский возраст дербинского комплекса – радиологически определенный возраст отражает, вероятно, этап ордовикской активизации этой структуры.

Охарактеризованы главные особенности строения, вещественного состава стратифицированных и нестратифицированных образований в возрастном диапазоне от раннего архея до кайнозоя, определена их роль как «металлотектов». Исходя из установленного складчато-блокового строения региона, анализа вертикальных и латеральных рядов геологических формаций, с использованием историко-морфологического и иных принципов, составлена схема тектонического строения территории листа. Выделенные элементы тектонического строения ранжированы по масштабам, возрасту, типу структур (в современном и «ретроспективном» плане), минерагеническим особенностям. Изложены авторские представления об истории геологического развития региона. Существенное внимание уделено характеристикам геоморфологического строения района, истории формирования рельефа. Специалистами ВСЕГЕИ составлена схема неотектоники и на основе довольно ограниченного материала – схема глубинного строения территории листа. Согласно рекомендациям главного редактора, проведено расчленение кайнозойских базальтов с учетом обширных материалов

научных исследований и радиологических датировок последних лет. Охарактеризованы развитые на территории листа типы подземных вод.

Важнейшим элементом работ по составлению ГК-1000/3 листа N-47 является анализ накопленной информации о полезных ископаемых, закономерностях их размещения, перспективах освоения и расширения МСБ различных видов минерального сырья, улучшения ее качества. В анализ были включены сведения о десятках месторождений, тысячах проявлений полезных ископаемых. На основе их разбраковки в БД внесена информация о 1154 объектах, проведена систематизация по принадлежности к формационным типам, охарактеризованы наиболее крупные и перспективные объекты всех видов минерального сырья, обозначены проблемные вопросы в геолого-экономической оценке месторождений и пути их решения, что изложено в разделе «Оценка перспектив территории листа на различные виды полезных ископаемых». Оценка минерально-сырьевого потенциала полезных ископаемых приведена в прил. 12 и 13.

С повышенной детальностью охарактеризованы месторождения и проявления профилирующих для территории листа, стратегических и остродефицитных видов минерального сырья, к которым относятся редкие металлы (тантал, ниобий, литий, бериллий), редкоземельные элементы иттриевой группы, марганец, золото, титан. На основе накопленной информации значительно расширены перспективы территории на отдельные виды сырья, которые представляются следующими.

Газ – гелий, ресурсы которого на Тангуй-Тулунской площади оценены (авторами) в 12,4 млн м³. Рекомендуется постановка глубокого нефтепоискового бурения на выделенной площади развития гелиефильтрующих проводников.

Титан. Перспективы крупного Малотагульского титано-магнетитового месторождения связываются с дальнейшей разработки технологической схемы обогащения руд. Возможно выявление подобных объектов в связи с остюренским, можалыкским, хойтоокинским комплексами.

Медь. Увеличение ресурсной базы меди возможно за счет вовлечения в поисковые и поисково-оценочные работы Ак-Сугского РУ.

Свинец, цинк. Наиболее перспективен для подготовки запасов свинца и цинка Джугоякский РУ (включающий комплексное месторождение Ергожу).

Никель. Перспективен для поисков Ийско-Барбитайский РУ (с МПГ, золотом), где в настоящее время проводятся поисковые работы.

Редкие металлы, редкие земли, запасы и ресурсы которых на территории листа составляют значительную часть таковых России. Необходима переоценка месторождений в соответствии с современными кондициями и апробация более совершенных технологий обогащения (Большетагнинское, Белозиминское, Зашихинское месторождения и др.). Перспективы выявления новых объектов редких металлов и редких земель имеются на неохваченных ГСР-50 территориях.

Золото – профилирующее на листе полезное ископаемое. Наиболее перспективные объекты рудного и россыпного золота находятся в Урик-Китой-Боксонской, Удинско-Колбинской, Урикско-Туманшетской МЗ.

Перспективы выявления новых объектов связываются с неохваченными ГСР-50 западными частями Утхумско-Хамсаринской, Окино-Харальской СФО. Целесообразно изучение черносланцевых толщ в отношении золотоносности, платиноносности.

Алмазы Тангуй-Удинский МЗ (прогнозируемой). Авторами впервые обосновывается наличие нескрытого коренного источника алмазоносной россыпи, устанавливающегося в пределах выделенного Игинтейского купола по материалам интерпретации гравиразведки, сейсморазведки, дистанционной основы, по особенностям кольцевой структуры рельефа и приуроченности к последним алмазоносных россыпей.

Перспективы остальных видов сырья, в т. ч. неметаллических ПИ, изложены в разделе «Оценка перспектив...».

Проведена оценка ресурсов различных видов минерального сырья по состоянию на 1.01.2010 г., данные о запасах – апробированных и авторских. Составлены паспорта на перспективные объекты – железорудный, боксит-фосфоритовый, гелиеносный. Сделана переоценка ресурсов солей Ангаро-Верхоленского бассейна, оценены ресурсы D_1 и D_2 газа и газоконденсата по ряду перспективных площадей.

Вместе с тем объем и качество имеющейся информации не позволяют решить ряд вопросов, которые уже многие годы являются предметом острых дискуссий. Главнейшими из них представляются:

- возраст и региональная корреляция глубоко метаморфизованных формационных комплексов, слагающих Бельско-Китойскую глыбу и Дербинский блок-антиклинорий, в связи с имеющимися представлениями о возрасте «протолита» от архея до ордовика;

- в связи с принятым раннепротерозойским возрастом образований ингашинской свиты, выделявшейся ранее в составе раннерифейского СФК, не находит удовлетворительного объяснения полное отсутствие в поле их распространения гранитов и пегматитов саянского комплекса;

- нет определенности в понимании природы Шутхулайской «глыбы» и Хайтинского блока, возраста слагающих их образований;

- не исключается принадлежность части карбонатных пород в северном крыле Окинского «антиклинория», выделяемых на карте в составе боксонской серии венд-кембрийского возраста, к формационно близкой к ней иркутной (или балыктыкхемской) свите рифейского возраста;

- радиологические «метки» гранитоидов огнитского и бреньского комплексов и комагматичных им эффузивных толщ (нерхинская, илейская, кендейская свиты), свидетельствующие об их ордовикском возрасте, входят в противоречие с рядом данных о более молодом, раннедевонском, возрасте этих образований (или части из них);

- недостаточно надежными представляются датировки радиологического возраста кимберлитов ингашинского комплекса.

Отмечается слабая изученность юго-западной части листа крупномасштабными ГСР, чем, по-видимому, обусловлено отсутствие на площади листов N-47-XXXI, XXXII, южной части листов N-47-XXV, XXVI объектов ПИ или единичные их проявления. Рекомендуется постановка ГДП-200

на отмеченных листах с последующей детализацией крупномасштабными ГСР.

Геологическая карта листа N-47 увязана со смежными листами N-48, N-46, M-47, O-47, из которых изданы листы N-48, N-46, остальные готовятся к изданию.

В целом, в результате работ впервые для территории листа создан единый комплект основных геологических карт и специализированная карта прогноза на нефть и газ в м-бе 1 : 1 000 000, приведены данные о глубинном строении территории, увязанные с ее минерагенией. Все это является элементом современной базы для выявления известных и новых для района видов минерального сырья, обеспечивающих прирост запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамович Г. Я.* Магматические формации юга Восточной Сибири и Северной Монголии // Объяснительная записка к Карте магматических формаций юга Сибири и Монголии м-ба 1 : 1 500 000. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986.
2. *Адамович А. Ф., Гросвальд М. Г., Зоненшайн Л. П.* Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина // Материалы по региональной геологии. Вып. 5. – М.: ВАГТ, 1959.
3. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск: СО РАН, 2005. 271 с.
4. *Алтухов Е. Н.* Тектоника и металлогения юга Сибири. – М.: Недра, 1986. 247 с.
5. *Амантов В. А., Быковская Е. В.* Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. – Л.: Недра, 1979. 303 с.
6. *Арсентьев В. П., Флоренсов Н. А.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка к листу N-47-V. – Иркутск: ИТФГИ, 1959.
7. Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт. 1983
8. *Багдасаров Ю. А., Воронский С. Н. и др.* Новые данные К-Аг возраста ультраосновных щелочных карбонатитовых массивов Восточного Саяна и некоторые вопросы их образования // ДАН СССР, 1980, т. 254, № 1.
9. *Бадмациренова Р. А., Орсов Д. А. и др.* Габбро-сиенитовые ассоциации – индикаторы пермь-триасового постколлизийного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 22–24.
10. *Барышев А. С.* Основные элементы тектоники Восточного Саяна и Присянья по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976. 118 с.
11. *Барышев А. С., Егоров К. Н., Кошкарев Д. А.* Россыпи алмазов юга Сибирской платформы и потенциальные коренные источники их питания // Известия СО РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 6 (32). – Иркутск: ИрГТУ, 2008. С. 59–72.
12. *Башарин А. К., Беляев С. Ю.* Отражение тектонических эпох в структуре чехлов древних кратонов Лавразии в связи с проблемами нефтегазоносности // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 30–33.
13. *Беззубцев В. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XIX (второе поколение). Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 2001.
14. *Беззубцев В. В., Глухов Ю. С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-46, (47)–Абакан. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.

15. *Беличенко В. Г., Бутов Ю. П., Добрецов Н. Л. и др.* Геология и метаморфизм Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1980. 193 с.
16. *Беличенко В. Г., Резницкий Л. З. и др.* Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозойд, состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 35–36.
17. *Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Макаров В. А.* Возрастные рубежи в эволюции шарыжалгайского комплекса Прибайкалья (U-Pb система цирконов) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. – Л.: Наука, 1990.
18. *Бибикова Е. В., Хильтова В. Я.* Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // ДАН СССР, 1982, Т. 267, № 5. С. 1171–1174.
19. *Благонаравов В. А., Благонаравова Л. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1962. 70 с.
20. *Благонаравов В. А., Благонаравова Л. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXVI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1960. 71 с.
21. *Богатиков О. А., Рябчиков И. Д., Кононова В. А. и др.* Лампроиты. – М.: Наука, 1991. 302 с.
22. *Боос Р. Г.* Палеозой Тункинских гольцов Восточного Саяна // Стратиграфия, метаморфизм, формации. – Новосибирск: Наука, 1991. 144 с.
23. *Борисов Б. А., Минина Е. А.* Корреляция ледниковых и вулканогенных событий квартера Тувы // Региональная геология и металлогения, № 15. 2002. С. 37–43.
24. *Брандт С. И., Грудинин М. И., Летин В. С. и др.* Рубидий-стронциевая изохрона для ультрабазитов из шарыжалгайского комплекса (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. Вып. 11. 1985. С. 104–108.
25. *Брынцев В. В., Сумин Л. В. и др.* Изотопный возраст докембрийских гранитоидов Северо-Западного Присяянья // Геология и геофизика. Вып. 11. 1985. С. 46–58.
26. *Быховский Л. З., Потанин С. Д.* Геолого-промышленные типы редкометалльных месторождений // Минеральное сырье. Серия геологическая, № 28. – М.: ВИМС, 2009. 157 с.
27. *Вещева С. В.* Геохимия терригенных отложений как показатель геодинамических обстановок их седиментогенеза (на примере южного обрамления Сибирской платформы) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. – Иркутск: ИЗК СО РАН. 2005. 25 с.
28. *Вещева С. В.* Литохимическая классификация пород окинской серии и парапород Шутхулайской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008.
29. *Вещева С. В., Туркина О. М. и др.* Геохимическое и Sm-Nd-изотопные характеристики неопротерозойских терригенных отложений Тувино-Монгольского массива // ДАН, 2008, вып. 4, т. 418. С. 506–511.
30. *Виленский А. М.* Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. 269 с.
31. *Вишневская И. А., Кузнецов А. Б., Летникова Е. Ф., Докунина Г. А.* Стронциевая изотопная характеристика и корреляция карбонатных отложений забитской свиты боксонской серии, Восточный Саян // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 56–57.
32. *Владимирский Ю. М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-46, (47) (Абакан). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1975.

33. *Волобуев М. И., Зыков И. С., Ступина Н. И.* Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980.
34. *Воронцов А. Г.* Нижнепалеозойские граниты Бугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности (центральная часть Восточного Саяна) // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972.
35. *Врублевич Е. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-I. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966.
36. *Галимова Т. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тагул, Бирюса, Туманшет (Отчет Тайшетской партии по результатам геологического доизучения ранее заснятой площади м-ба 1 : 200 000 на листе N-47-II (второе поколение) за 1995–2000 гг.). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
37. *Галимова Т. Ф., Анрющенко С. В., Бормоткина Л. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-VIII (Патриха). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 204 с.
38. *Галимова Т. Ф., Пермьяков А. С., Пашкова А. Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-48–Иркутск. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 574 с.
39. *Гелетий Н. К., Анисимова С. А., Кузнецов А. Б.* Доамальгационные осадочные отложения в фундаменте Тувино-Монгольского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 2. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. С. 87–89.
40. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа / Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис и др. – Л.: Недра, 1987. 447 с.
41. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Кн. 1. Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. – Л.: Недра, 1988. 300 с.
42. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Кн. 2. Алтай-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. – Л.: Недра, 1988. 320 с.
43. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В. и др.* Рифтогенные процессы на юге Сибирского кратона в позднем палеозое и мезопротерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 63–65.
44. *Глазунов О. М.* Геология и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1957.
45. *Голенецкий С. И., Демьянович В. И., Дреннова Г. Ф. и др.* Каталог землетрясений Южной Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1 / Под ред. В. И. Улонова. – М., 1993. С. 80–82.
46. *Гордиенко И. В.* Геодинамическая эволюция рифейских и венд-палеозойских островных дуг и краевых палеобассейнов в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 67–70.
47. *Гордиенко И. В.* Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. – Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1968. 114 с.
48. *Гордиенко И. В.* Магматические формации ранних и завершающих этапов развития каледонид Восточного Саяна // Труды Отдела геологии Бурятского филиала СОАН СССР. Вып. 4(12). – Улан-Удэ, 1972. С. 31.

49. *Гришин М. П., Старосельцев В. С., Сурков В. С. и др.* Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. – М., 1987. 132 с.
50. *Гросвальд М. Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенение, вулканизм, неотектоника). – М.: Недра, 1965. 154 с.
51. *Гросвальд М. Г., Станцевич Е. Н., Уфлянд А. К.* Новые данные о базальтах Хамсара-Бийхемского междуречья в Северо-Восточной Туве // *Материалы по региональной геологии.* Вып. 5. – М.: ВАГТ, 1959. С. 93–104.
52. *Доценко В. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-VII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1970.
53. *Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Боос Р. Г. и др.* Геология и рудоносность Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1989. 128 с.
54. *Добрецов Н. Л., Беличенко В. Г., Бутов Ю. П. и др.* Геология и метаморфизм Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
55. *Добрецов Н. Л., Конников Э. Г., Медведев В. Н., Скляр Е. В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // *Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.* – Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
56. *Додин А. Л.* Геологическая карта СССР. Лист М-(47)–48 – Иркутск. Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ, 1986.
57. *Дольник Т. А.* Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1982. С. 129–172.
58. *Донская Т. В., Скляр Е. В. и др.* Шутхулайский метаморфический комплекс (Юго-Восточный Саян): особенности метаморфизма и модель образования // *Геология и геофизика.* Вып. 2. – Новосибирск: Наука, 2004. С. 194–211.
59. *Дубин П. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXIX. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966.
60. *Ерошов Б. И., Малышев В. А., Карнышев В. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XII. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1973. 84 с.
61. *Жданов В. К., Кузнецов Г. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-V. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. 48 с.
62. *Жданов В. К., Кузнецов Г. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XI. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1967. 40 с.
63. *Жмодик С. М., Миронов А. Г. и др.* Углеродизация гипербазитов Восточного Саяна и золото-палладий-платиновая минерализация // *Геология и геофизика.* Вып. 2, Т. 45. Новосибирск: – Наука, 2004. С. 228–243.
64. *Зайков В. В.* Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. – Новосибирск: Наука, 1976.
65. *Замараев С. М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. 236 с.
66. *Занин Ю. Н.* Ордовикские и силурийские отложения Иркутского амфитеатра. – Новосибирск: Наука, 1970. 143 с.
67. *Иванов А. В.* Информация о выполненном датировании образца 3А методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (силл Ангаро-Тасеевской синеклизы) // *Геохимия*, 2006, № 10.
68. *Иванов А. В., Аржанников С. Г., Демонтерова Е. И. и др.* Первые радиоуглеродные данные о возрасте Жом-Болокской группы вулканов в Восточном Саяне // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту).* Материалы совещания. Вып. 7. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 107–108.

69. *Иваньшина М. М., Деев Ю. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XVII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1958. 57 с.

70. *Иваньшина М. М., Деев Ю. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XVIII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1959. 50 с.

71. *Иваньшина М. М., Знамеровский В. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXIV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 67 с.

72. *Избородин И. А., Рипп Г. С.* К проблеме позднемезозойского метаморфизма пород Западного Прибайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. В 2-х томах, Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 109–110.

73. *Изох А. Э., Поляков Г. В., Гибшер А. С. и др.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, № 11, т. 39. С. 1565–1577.

74. *Ильина Г. И., Гутова Л. Н.* Палинологическая характеристика триасовых отложений нерюндинской свиты Ангаро-Катского района // Новые методы анализа минерального сырья. – Иркутск, 1973. С. 58–59.

75. *Калиновский А. А., Смолянец Б. Г. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-III. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 60 с.

76. *Калиновский А. А., Смолянец Б. Г. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-IV. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1967. 58 с.

77. *Касьянова Н. А.* Экологические риски и геодинамика. – М.: Научный мир, 2003. 332 с.

78. *Катюха Ю. П., Рогачев А. М.* О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1983, вып. 5. С. 68–78.

79. *Кислов Е. В., Орсов Д. А.* Автономные ультрамафиты рифейской Сыннырской палеорифтогенной структуры медно-никелевой специализации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 139–142.

80. *Китайник А. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Листы N-47–57-Б; 46-В; 58-А. Объяснительная записка. – Иркутск: ИТФГИ, 1963.

81. *Козырева Е. А., Тржидинский Ю. Б.* Катастрофические гравитационные явления на берегах Сибирских водохранилищ // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск, 2005. С. 172–181.

82. *Колесников А. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXIII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. 82 с.

83. *Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П.* Характеристика современных вертикальных движений, геофизических полей и геологических элементов по профилю Красноярск–Иркутск // Геология и геофизика. Вып. 11. – Новосибирск: Наука, 1968. С. 68–74.

84. *Комаревский В. Т., Жуков Н. В., Одинцов М. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-II. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. 73 с.

85. *Константинов К. М., Хузин М. З., Гладкочуб Д. П.* Позднепалеозойская естественная остаточная намагниченность дайковых роев юга Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к

- континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 167–170.
86. *Конторович А. Э., Беляев С. Ю. и др.* Пространственная связь месторождений углеводородов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции с зонами рифтогенеза // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 175–178.
87. *Конторович А. Э., Коржубаев А. Г., Эдер Л. В.* Сырьевая база и перспективы развития гелиевой промышленности России и мира // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2006, № 2. С. 7–15.
88. *Конторович А. Э., Сурнов В. С., Трофимук А. А.* Геология нефти и газа Сибирской платформы. – М.: Недра, 1981. 550 с.
89. *Конторович Н. Н., Нестеров Н. Н., Трофимук А. А. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. – М.: Недра, 1975. 679 с.
90. *Костюк В. П.* Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. – М.: Наука, 1966.
91. *Кузнецов А. Б., Летникова Е. Ф. и др.* Sr-изотопная хемостратиграфия карбонатных отложений неопротерозоя Центральной Азии: Предварительные данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 192–193.
92. *Кузьмин С. Б.* Опасные геоморфологические процессы и риск природопользования. – Новосибирск: Гео, 2009. 195 с.
93. *Кузьмичев А. Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы / Под ред. Е. В. Склярова. – М.: Пробел, 2004. 192 с.
94. *Кузьмичев А. Б., Ларионов А. Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: реконструкция неопротерозойской (~770–800 млн лет) активной континентальной окраины // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. С. 159–160.
95. *Курганьков П. П.* Геодинамическая обстановка сейсмически активных районов Алтае-Саянской складчатой области и проблемы ее внутриконтинентального рифтогенеза // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск, 2001. С. 31–43.
96. *Курганьков П. П., Марков В. Н.* Новые данные о позднечетвертичном вулканизме Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1983, № 4. С. 123–128.
97. *Куренной В. В., Пугач С. Л.* Карта гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2004.
98. *Лапердин В. К.* Факторы развития катастрофических явлений на реках юга Восточной Сибири и их последствия // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск, 2005. С. 182–197.
99. *Ларин А. М., Сальникова Е. Б. и др.* Возраст и тектоническое положение Вишняковского месторождения редкометалльных пегматитов (Восточный Саян). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 7. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 162–163.
100. *Лебедев В. И., Ярмолюк В. В.* Об индикаторных комплексах геодинамических обстановок формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (по результатам Экспедиции-2006) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 200–202.

101. *Левицкий В. И., Сандимирова Г. П. и др.* Последовательность проявления эндогенных процессов в гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных комплексах Восточного Присяянья // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе. Земная кора и мантия. Т. 2. – Иркутск, 1995.
102. *Летникова Е. Ф., Кузнецов А. Б. и др.* Первые геохимические и изотопные характеристики неопротерозойских карбонатных отложений Кузнецкого Алатау (хребет Азыртал) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 217–220.
103. *Лиховицкий В. Ф., Шенкман Я. Д. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXVII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1970. 82 с.
104. *Лобзова Р. В.* Графит и щелочные породы Ботокольского массива. – М.: Наука, 1975.
105. *Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. 186 с.
106. *Мазукабзов А. М., Гладкочуб Д. П. и др.* Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии // Интеграционные проекты. Вып. 11. – Новосибирск: СО РАН, 2006. 367 с.
107. *Мазукабзов А. М., Станевич А. М. и др.* Дислокации в позднерифейском комплексе Западного Прибайкалья – отражение каледонских коллизионных событий (юг Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 1. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 232–236.
108. *Макрыгина В. А., Беличенко В. Г. и др.* Геохимия метапелитов Хамардабанского и Тункинского террейнов (к проблеме их разделения) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 8–11.
109. *Малич Н. С.* Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В 6-ти томах. Т. 3 // Гл. ред. В. П. Орлов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
110. *Махин Г. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXXIII. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. 92 с.
111. *Назарьев В. А., Воробьев В. Н. и др.* Сырьевая углеводородная база и концепция формирования нефтегазового комплекса Иркутской области // Материалы научно-практической конференции «Проблемы нефтегазоносности Сибирской платформы». – Новосибирск: СНИИГиМС, 2003. С. 19–22.
112. *Наливкина Э. Б.* Эволюция раннедокембрийской земной коры. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 264 с.
113. *Наумов В. А., Анкудимова Л. А., Пеннигина В. Л.* Озерные отложения Октябрьского железорудного месторождения // Геология и геофизика, 1988. № 2. С. 19–27.
114. *Наумов В. Б., Портнягин М. В., Толстых М. Л., Ярмолюк В. В.* Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия, 2003, № 3. С. 243–253.
115. *Неустроева И. Ю.* Возраст вулканогенно-осадочных отложений Октябрьского, Капаевского и Нерюндинского месторождений Восточной Сибири по данным изучения остракод // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. – Иркутск, 1984. С. 62–63.
116. *Ножкин А. Д., Постников А. А.* Рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы неопротерозоя юго-западной окраины Сибирского кратона: отражение ранних стадий раскрытия и эволюции Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 65–68.

117. *Олюнин В. Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. – М.: Наука, 1965. 121 с.
118. Оценка сейсмогеодинамического состояния геологической среды сейсмоактивных регионов Сибирского ФО по данным мониторинга гидрогеодеформационного поля за август 2009 г. Пояснительная записка, объект: «Мониторинг опасных эндогенных геологических процессов в сейсмоактивных регионах Сибирского ФО в 2009–2011 гг.» (ГК № 1Ф-09 от 17 апреля 2009 г). – М., 2009.
119. *Павлов С. Ф., Ломоносова Т. К.* Угленосная формация юго-восточной окраины Тунгусского бассейна. – Новосибирск: Наука, 1990. С. 10–12.
120. *Панаев В. А., Никитина В. В.* Основные отличия и взаимосвязь в развитии Присяянского и Прибайкальского мезозойских прогибов // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. – Л.: Недра, 1970. С. 68–75.
121. *Пахольченко Ю. А. и др.* Rb-Sr возраст редкометалльных пегматитов // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. – М.: Наука, 1980.
122. *Пелеягин В. И., Арсентьев В. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXVIII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1975. 76 с.
123. *Пермяков С. А.* О морфоструктуре Предбайкальского кайнозойского прогиба // Геология и геофизика, 1975, № 10. – С. 83–88.
124. *Пермяков С. А., Поваринцева С. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Восточно-Саянская серия. Лист N-47-IX (Ук). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
125. *Перфилова О. Ю., Беззубцев О. В., Махлаев М. Л. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 – Абакан. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
126. *Пиннекер Е. В.* Минеральные воды Тувы. – М.: Недра, 1968.
127. *Пинус Г. В., Колесник Ю. Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. – М.: Наука, 1966. 211 с.
128. *Письменный Б. М.* Схематические карты мощностей земной коры и плотности верхней части юга Восточной Сибири и Дальнего Востока. Обеспечение научно-технического прогресса при геофизических исследованиях в Восточной Сибири. – Иркутск, 1987.
129. *Платов В. С., Савченко А. А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 271 с.
130. *Потапов В. А., Чернов Е. А., Борисова О. А.* Сильные землетрясения Байкало-Монгольского региона и прогноз сейсмической опасности // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск, 2005. С. 85–95.
131. *Рассказов С. В., Демонтерова Е. И., Иванов А. В.* Эволюция позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 161 с.
132. *Рассказов С. В.* Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 4. С. 60–70.
133. *Рассказов С. В. и др.* К-Аг датирование кайнозойских базальтов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Советская геология, 1991, Вып. 3. С. 82–85.
134. *Рассказов С. В., Батырмурзаев А. С., Магомедов Ш. А.* К-Аг датирование кайнозойских базальтов Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1990, № 3. С. 100–105.
135. *Рассказов С. В., Брандт С. Б. и др.* Радиоизотопная геология в задачах и примерах. – Новосибирск.: Гео, 2005. 235 с.
136. *Рассказов С. В., Логачев Н. А. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. – Новосибирск.: Наука, 2000. 264 с.

137. *Рассказов С. В., Масловская М. Н., Батымурзаев А. С. и др.* Состав, Sr изотопия и K-Ar датирование новейших базальтов Тувы // Геология и геофизика, 1989, № 2. С. 77–84.
138. *Рассказчиков А. Н., Одинцов М. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-VIII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1959. 45 с.
139. *Рассказчиков А. Н., Серебренников Л. М., Руднев В. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XIII. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 62 с.
140. *Рассказчиков А. Н., Серебренников Л. М., Руднев В. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XIV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 63 с.
141. *Резницкий Л. З., Макрыгина В. А. и др.* Нижний предел возраста протолитов Хамардабанского, Тункинского и Джидинского террейнов: Sm-Nd-данные по метатерригенным породам // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 59–61.
142. *Резницкий Л. З., Сальникова Е. Б. и др.* Гранитоиды огнитского комплекса в Бирюсинской зоне: U-Pb возраст и геологические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т.2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 62–64.
143. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Восточной Сибири. – Новосибирск, 1983.
144. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. МСК СССР, СибРМСК. – Новосибирск, 1983.
145. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по мезозою. МСК СССР, СибРМСК. – Новосибирск, 1983.
146. *Рик Л. П., Дубин П. В. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1959. 60 с.
147. *Роцектаев П. А., Миронов А. Г. и др.* Золото Бурятии. Кн.1. – Улан Удэ: БНЦ СО РАН. 2000. 463 с.
148. *Рублев А. Г., Чухонин А. П.* Комплексное изотопно-геохронологическое изучение магматических комплексов горного обрамления Сибирской платформы с целью обоснования легенд для ГСР-200. – СПб, 1992.
149. *Рублев А. Г., Шергина Ю. П., Шкорбатова Г. С.* О времени проявления «девонского» магматизма в Агальском прогибе (Восточный Саян) // Отечественная геология, 1997, вып. 5. С. 22–25.
150. *Руднев В. П., Кандалова Л. Я., Алексеева О. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XXI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 67 с.
151. *Рычкова К. М., Дучкова А. Д., Лебедев В. И., Каменский И. Л.* Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 6. С. 814–817.
152. *Рябцев В. В., Чистов Л. Б., Шурига Т. Н.* Танталовые руды России // Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая, № 21. – М.: ВИМС, 2006. 92 с.
153. *Рябченко А. А., Васильева Н. Н., Ключанский Н. Г.* Геологическая съемка в районах развития траппов Сибирской платформы. – Л.: Недра, 1983. 208 с.
154. *Савельева В. Б., Понамарчук В. А. и др.* Генетическое разнообразие графита Китойского силлиманитового месторождения (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 113–116.

155. *Салаев А. В.* Геология никеленосных массивов ультрамафитов Ийско-Кукшерского прогиба (Восточный Саян) // Отечественная геология, 2006, № 6. С. 21–24.
156. *Саньков В. А., Лухнев А. В. и др.* Южно-Байкальское землетрясение 27.08.2008 г. ($M_w = 6.2$) как ступень в подготовке будущего сильного сейсмического события в зоне Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 86–88.
157. *Свяжина И. А., Петров Г. А.* Геодинамические режимы формирования рифей-палеозойских образований Окино-Китойского района (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 66–67.
158. *Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Резницкий Л. З.* Первая находка лазурита в Восточном Саяне // ДАН, 1997, т. 355. № 4. С. 509–513.
159. *Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Лащенков В. А.* Докембрийские лампроиты Присяня // Докл. РАН, 1993. Т. 329. № 3. С. 328–331.
160. *Семейкин И. Н., Дольник Т. А., Титоренко Т. Н.* Циклическая стратиграфия и рудоносность рифей-палеозойских отложений Окино-Китойского района (Восточный Саян) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Вып. 3(29). Известия СО РАЕН. – Иркутск: ИрГТУ. С. 84–104.
161. *Семинский К. Ж., Радзиминович Я. Б.* Закономерности проявления сейсмичности на юге Иркутского амфитеатра // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 127–130.
162. *Скритин А. И., Одицов М. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-X. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1973. 83 с.
163. *Советов Ю. К.* Растительность на берегах вендских рек, климатическая зональность и палеогеографическое положение Сибирского кратона в позднем венде // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т.2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 143–146.
164. *Советов Ю. К., Донская Т. В.* Фундамент юго-западной части Сибирской платформы по данным анализа эратических валунов в ранневендских тиллитах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 147–150.
165. *Советов Ю. К., Травин В. А., Солотчина Э. П.* Влияние раннекаледонской складчатости на чехол Сибирской платформы по данным датирования поздневендских (раннекембрийских) отложений в Иркутском Присянье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 98–100.
166. Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2. – Иркутск, 2005. 197 с.
167. *Станевич А. М., Корнилова Т. А. и др.* Находки микрофоссилий бактериальной, грибной и водорослевой природы в нижнем протерозое Присяня // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 111–112.
168. *Станевич А. М., Мазукабзов Н. М.* Возрастные ограничения и геодинамические режимы позднепротерозойского седиментогенеза на юге Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса

- (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 4. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 158–163.
169. Строительные нормы и правила СНиП II-7-81. Гл. 7. – М., 1982. 49 с.
170. Строительство в сейсмических районах. СНиП II-7-81. Госстрой России. – М., 2000. 45 с.
171. *Ступаков С. И., Симонов В. А. и др.* К вопросу о возрасте гранитоидного брельско-го комплекса (Восточная Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 105–106.
172. *Сугоракова А. М., Монгуш А. А.* Длительность экспонирования метаморфических комплексов южного фаса Монгольского Алтая: оценка по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 117–118.
173. *Сугоракова А. М., Ярмолюк В. В. и др.* Кайнозойские вулканиты Тувы – Кызыл // Тув. ИКОПР СО РАН, 2003, С. 92.
174. *Сутурин А. Н.* Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1978.
175. *Суханова В. Н., Одинцов М. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-IX. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1959. 76 с.
176. *Такайшвили Г. К.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, Лист N-47-XXXIV. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. 83 с.
177. *Толмачева Е. В., Великославинский С. Д., Сергеев С. А.* Включения минералообразующих сред в цирконах метаморфических пород: природа протолитов и генетическая интерпретация геохронологических данных // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 123–124.
178. *Таскин А. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. 94 с.
179. *Третьяков А. А., Шатагин К. Н. и др.* Архейский серогнейсовый комплекс Гарганского блока: Строение, состав и возможные аналоги // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 126–128.
180. *Уфимцев Г. Ф., Первалов А. В., Резанов В. П., Кулигина Н. В. и др.* Радиотермоллюминесцентное зондирование отложений Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2003, № 3, т. 44. С. 226–232.
181. *Уфимцев Г. Ф., Щетников А. А., Фиминов И. А.* Окинское плоскогорье как особый элемент орографии Восточной Сибири // Геоморфология, 2007, № 4. С. 96–102.
182. *Феоктистов Г. Д.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. – Новосибирск: Наука, 1978. 166 с.
183. *Фомин Ю. П., Колесников А. В., Синцов А. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XX. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. 54 с.
184. *Фон-дер-Флаас Г. С., Никулин В. И.* Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. – Иркутск: ИГУ, 2000. 192 с.
185. *Хомичев В. Л.* Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2007. 280 с.

186. *Шамес П. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XXX. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1961.
187. *Шаталина Т. А.* К вопросу об эоплейстоценовом возрасте каспийской свиты // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 6. – Красноярск, 2003. С. 128–132.
188. *Шацилло А. В.* Палеомагматизм девона Рыбинской впадины в решении проблем позднепалеозойской тектоники юга Сибири. Предварительные результаты // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 154–156.
189. *Шеметов В. М., Титов Д. В.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XVI. Серия Восточно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. 70 с.
190. *Шенкман Я. Д.* Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. – М.: Недра, 1980. 132 с.
191. *Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XXXII. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1962. 94 с.
192. *Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-XXXI. Серия Западно-Саянская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1961. 52 с.
193. *Шерман С. И., Медведев М. Е. и др.* Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – М.: Наука, 1973. 125 с.
194. *Шерман С. И., Савитский В. А.* Активные разломы литосферы и их потенциальная природная опасность: опыт ранжирования по количественному индексу сейсмической активности // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2. – Иркутск, 2005. С. 16–27.
195. *Шишкин Ю. П., Шайдулинова В. С. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист N-47-VI. Серия Ангаро-Ленская. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1973. 76 с.
196. *Школьник С. И., Беличенко В. Г., Бараин И. Г.* Эволюция вулканизма при накоплении протолита Тункинского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 159–160.
197. *Щетников А. А., Уфимцев Г. Ф.* Окинское плоскогорье в новейшей структуре юга Восточной Сибири // Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта. Вып. 5. – М.: Научный мир, 2004. 145 с.
198. *Ярмолюк В. В., Козаков И. К. и др.* Проблема соотношения структур раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии и Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (От океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 6. В 2-х томах. Т. 2. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 165–167.
199. *Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Кудряшов В. А. и др.* Крупнейшие долинные излияния в кайнозой Азии: особенности строения, состава и условия формирования «лавовой реки» долины Малого Енисея // Вулканология и сейсмология. Вып. 4, 2004. С. 3–20.
200. *Ярмолюк В. В., Лебедев В. И. и др.* Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология, 2001, вып. 3. – С. 3–32.
201. *Ярмолюк В. В., Никифоров А.В., Иванов В. Г.* Строение, состав, источники и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканизм и сейсмология, 2003, № 5. С. 41–59.

202. *Ivanov A. V., Demonterova E. I.* Tectonics of the Baikal rift deduced from volcanism and sedimentation: a review oriented to the Baikal and Hovsgol lake systems // *Biosilica in Evolution, Morphogenesis, and Nanobiology* (Müller W. E. G. and Grachev M. A. Ed.), Springer, 2009, p. 27–54.

203. *Ivanov A. V., He H., Yang L., Nikolaeva I. V., Palesskii S. V.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of Siberian Traps // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009, v. 35, p. 1–12.

204. *Ivanov A. V., Rasskazov S. V., Feoktistov G. D., He H. and Boven A.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian Traps Large Igneous Province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova*, 2005, v. 17, No 3, p. 203–208.

Фондовая*

205. *Абрамович Г. Я., Вольнец Ю. Н., Свирина И. Ф.* Объяснительная записка к карте магматических формаций Восточного Саяна, масштаб 1 : 500 000 (Отчет по теме: – А.IV.I – (23) за 1970–1973 гг.). 1973.

206. *Абрамович Г. Я., Горелов А. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Китой–Мал. Белая (окончательный отчет Арбанской партии за 1960–1962 гг.). 1 кн. 1962.

207. *Александров В. К., Печерский В. П. и др.* Отчет Гуникской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1959–1961 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оки (в пределах листов N-47–106-Б и N-47–107-А (а, в)). 1961.

208. *Александровский Ю. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Бий-Хем, Азас, Билин. (Отчет Бийхемской партии по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 за 1978–1982 гг.). КТФГИ, Красноярск, 1982.

209. *Александровский Ю. С., Демьянов С. П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Томская, Падун (лист N-47–85-А). Окончательный отчет Падунской партии по работам 1970–1971 гг. КТФГИ, Красноярск, 1972.

210. *Алексеев С. П., Болдырев В. И., Блажнова Л. Л.* Объяснительная записка к зональной легенде для геологических карт м-ба 1 : 50 000 Чуно-Бирюсинской серии листов (Отчет Чуно-Бирюсинской партии за 1989–1994 гг.). 1995.

211. *Алексеева О. П., Титов Д. В.* Опорные стратиграфические разрезы СЗ Присяня на рекам Туманшет, Бирюса, Ия. (Отчет Саянской тематической партии по работам 1954–1955 гг.). 1958.

212. *Ананьин В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части хребта Обручева (Вост. Саяны). Окончательный отчет Илейской партии по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-47–117-А, Б за 1963–1964 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1965.

213. *Андреев Р. Ю.* Отчет Даурской геологосъёмочной партии ГС-50 на листе N-47–44-В. 1961.

214. *Андрющенко С. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хор-Тагны–Урика. Отчет Окинской партии по ГДП-50. Листы N-47–107-В, Г; 119-Б, Г; 120-А, В. 1989.

215. *Андрющенко С. В., Гаврилов Ю. Ф.* Отчет Огнитской партии по ГДП-50. Листы N-47–77-А, Б, Г. 1977.

216. *Андрющенко С. В., Замульдинов С. Х.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов N-47–14-Г, N-47–15-В, N-47–27-А, В, Г, N-47–26-Б. (Отчет

*Материалы, для которых не указано место хранения, находятся в ИТФГИ, Иркутск.

- Туманшетской партии по результатам полистной геологической съемки м-ба 1:50 000, проведенной в 1981–1984 гг.). Т. 1, 2, 3. 1985.
217. *Анненков В. В.* О результатах сейсмических работ ГСЗ Нижнеудинской площади. 1989.
218. *Анненков В. В.* О результатах сейсморазведочных работ ГСЗ Удинской СРП-№81 – 1990–1991 гг. 1991.
219. *Арсентьев В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Китой, Урик и Онот. (Отчет Тункинской партии по геологической съемке м-ба 1:200 000 за 1958–1959 гг.). Лист N-47-XXXVI, I поколение. 1962.
220. *Арчиненков А. Г.* Поиски месторождений барита на Батеневском кряже. Отчет Изербельской партии за 1986–1989 гг. 1979.
221. *Артемов А. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Онот. Листы N-47–143-Г, -144-А. Отчет Верхне-Онотской ГСП за 1957 г. 1958.
222. *Артемов В. В., Федотов В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Дургомжи, Дугольмы, Хайламы и Ожигая. N-47–90-В, Г. Отчет Ожигайской геологосъемочной партии. 1976.
223. *Арутюнов С. Л.* Структурно-геологические формирования зон нефтегазоносности и залежей нефти и газа в районах юга Сибирской платформы. 1975.
224. *Балханов В. А. и др.* Легенда Селенгинской серии листов Госгеолкарты-200. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1998.
225. *Баранов В. В., Захаров А. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Урика, Онота, Савиной и Малой Белой. Окончательный отчет Мало-Бельской партии за 1961–1965 гг. (листы N-47–120-Г, N-48–109-В, 121-А, 121-В). 1965.
226. *Барышев А. С., Скрипкин А. И.* Прогноз площадей, адекватных кимберлитовому полю, в пределах алмазоносных и потенциально алмазоносных районах юга Сибирской платформы и научное обоснование алмазопроисковых работ. Отчет за 1997–2000 гг. 1 кн. 2000.
227. *Баталов Г. П., Бондарчук В. В.* Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на Венгерском месторождении известняков в 1959–1960 гг. 1961.
228. *Баянов В. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части бассейна р. Джиды. Отчет Дабанской партии за 1984–1992 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1992.
229. *Беззубцев В. В. и др.* Легенда для Госгеолкарт м-ба 1:200 000 Минусинской серии листов. КТФГИ, Красноярск, 1997.
230. *Белозеров Г. А., Гуменюк В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Бирюса, Кременьшет, Нерса (Окончательный отчет Нерсинской партии за 1965–1968 гг.). 1968.
231. *Беломестных Г. И. и др.* Отчет Окинской партии о результатах проведения аэрогеофизической съемки масштаба 1:25 000 в пределах Зиминско-Большетагнинского редкометалльного и Байкало-Жидойского железорудных районов за 1984–1987 гг. 1987.
232. *Беляевский В. И., Димов В. А. и др.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на марганец в СЗ Присяянье Поисково-ревизионной и Мэдекской партиями за 1966–1970 гг. Т. 1 и 2. 1971.
233. *Бергер Я. А., Предтеченский Н. Н.* Опорные разрезы нижнего палеозоя Сибирской платформы и Сетте-Дабана. Окончательный отчет за 1981–1983 гг. ВСЕГЕИ, СПб, 1983.
234. *Бернштейн Г. Л., Ревкова И. Г.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МРНИ, выполненных Карагасской сейсморазведочной партией №15/68–69 в Тулунском Присяянье. 1970.
235. *Благодаров Б. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXV, I поколение. 1961.

236. *Благодравов Б. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXVI, I поколение. 1960.
237. *Болдырев В. И., Блажнова Л. П.* Легенда Ангарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Гл. ред. Малич Н. С. 1999.
238. *Борисов В. А., Харитоновна Н. В., Сидорас С. Д.* Отчет по теме А.11.2.-308 «Комплексное изучение опорных разрезов и корреляция докембрия Восточного и Западного Саяна и Кузнецкого Алатау с целью унификации стратиграфических схем для геологической съемки м-ба 1 : 50 000. КТФГИ, Красноярск, 1970.
239. *Бошернищан Н. З.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья р. Бол. Урика, Урика, Голумети. Окончательный отчет Ингинской поисково-съемочной партии. N-47-119-Б, Г; 120-А, В (а, б). 1966.
240. *Бошернищан Н. З., Власов И. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оки в пределах листов N-47-105-Б (б, г) и N-47-106-А. (Окончательный отчет Далдарминской поисково-съемочной партии за 1959-1960 гг.). 1961.
241. *Бошернищан Н. З., Полетаев И. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения рек Урда-Оки и Хойто-Оки в пределах листов N-47-105-Б (а, в), -105-Г. (Окончательный отчет Хойто-Окинской поисково-съемочной партии за 1961-1963 гг.). 1963.
242. *Бошернищан Н. З., Супруненко Л. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Ухтума, Шибита, Холы, Хиаи. Окончательный отчет Шибитской партии. Листы N-47-103-А, В. 1971.
243. *Бошернищан Н. З.* Отчет по работам Кунтей-Хайламинской партии. Листы N-47-78-В, Г, 90-А, Б. 1972.
244. *Брынцев В. В., Ершов В. И., Галимова Т. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бирюсы, Тагула и Туманшета. Отчет Тагульской партии по результатам ГДП-50 и ГС-50 за 1978-1981 гг. в 4-х томах. Листы N-47-15-А, Г; 16-В; 27-Б; 28-А, Б, В, Г. 1982.
245. *Брынцев В. В., Образцов В. Н., Каленич И. Е.* Унифицированная легенда для геологических карт м-ба 1 : 50 000 Удско-Дербинской серии листов (Восточные Саяны) (Отчет тематического отряда по теме – Б.1.4. -/15 за 1981-1985 гг.). 1985.
246. *Будунов А. А., Максимов Е. А.* Отчет АО «Сосновгео» о результатах прогнозно-геологических исследований масштаба 1 : 200 000, 1 : 50 000 в Бирюсинском районе Присяня за 1992-1993 гг. Геологические фонды БФ «Сосновгеология», Иркутск, 1994.
247. *Бурдуковский В. А.* Отчет по оценке эксплуатационных запасов пресных, питьевых и технических подземных вод по водозабору на территории промплощадки Азейского разреза ОАО «Востсибуголь» по состоянию на 1.01.2005 (сроком на 25 лет). 2005.
248. *Бурович В. В., Путьмаков Л. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Дангыды и среднего течения долины Большой Ермы (промежуточный отчет о поисково-съемочных работах м-ба 1 : 50 000, проведенных Ягинской партией в 1967 г.). 1968.
249. *Бутов Ю. П.* Окинский синклиорий. Проблемы и новые данные по стратиграфии и рудоносности его южного крыла (Восточные Саяны). Отчет Саянского отряда за 1979-1981 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1981.
250. *Бутов Ю. П., Воронцова Г. А.* Новые данные по стратиграфии и полезным ископаемым ЮВ части Восточного Саяна. Отчет о работах Саянского отряда ЦГЭ за 1977-1979 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1980.
251. *Бутов Ю. П., Ивченко И. П.* Новые данные по стратиграфии южного крыла Окинского синклиория (Восточный Саян). Материалы к легенде геологической карты м-ба 1 : 50 000. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1984.
252. *Бутов Ю. П., Приходько В. П.* Бокситоносность бассейнов рек Уакита и Намамы (СВ Прибайкалье), Сархоя и Забита (Восточный Саян). Предварительная ревизия

- материалов по Боксонскому месторождению бокситов. Отчет Бокситовой ПРП БГУ за 1971–1972 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1973.
253. *Бухаров Н. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые района Кызыл-Таштыгского полиметаллического месторождения в пределах листов N-46–144-Г и N-47–133-В. Окончательный отчет по геологосъемочным работам Улугуйской партии в 1962 – 1964 гг. КТФГИ, Красноярск, 1964.
254. *Верхозин А. И., Коваль С. С.* Зун-Холбинское золоторудное месторождение. Окончательный отчет Комсомольской партии по результатам геологоразведочных работ за 1958–1963 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1963.
255. *Винокуров В. И., Большедворский А. И.* Результаты поисково-оценочных работ на кварц-полевошпатовое сырье и мономинеральный кусковой микроклин, проведенных в районе Тагул-Бирюсинского междуречья (Окончательный отчет по работам Керамической партии за 1974–1976 гг.). Т. 1 и 2. 1977.
256. *Винокуров В. И., Вишняков Н. Н.* Перспективная оценка пегматитов Бирюсино-Тагульского рудного района на керамическое сырье (Отчет по работам Александровской партии за 1971–1973 гг.) Т. 1 и 2. 1974.
257. *Вишняков Н. Н., Чалан-Оол Т. К. и др.* Перспективная оценка пегматитов Бирюсино-Тагульского района на редкие металлы (Окончательный отчет по работам керамической партии за 1974–1976 гг.). Т. 1 и 2. 1974.
258. *Волков Л. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Урика и Китоя. Отчет Междуреченской партии за 1959–1960 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1961.
259. *Волколаков Ф. К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Боксон-Сархойского синклиория. Отчет Боксонской партии. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1956.
260. *Волколаков Ф. К.* Отчет Туксукской партии по геологической съемке масштаба 1:200 000 за 1956–1957 гг. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXV. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1957.
261. *Воронов В. Б.* Окончательный научно-исследовательский отчет по теме: «Изучение промышленных рассолов Иркутской области». 1968.
262. *Воронцова Г. А., Разбойников Г. П.* Биостратиграфическое расчленение карбонатных толщ Восточно-Саянского района. Отчет по хоздоговорной теме 348 с Окинской ГРЭ ПГО «Бурятгеология» за 1982–1983 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1984.
263. Временная классификация запасов месторождений, перспективных и прогнозных ресурсов нефти и горючих газов. Приложение 3 к приказу МПР РФ от 7 февраля 2001 г. № 128. 2001.
264. *Врублевич Е. И.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Геологическое строение листа N-47-I (промежуточный отчет Александровской партии по работам 1961 г.). КТФГИ, Красноярск, 1962.
265. *Вторушина Н. Г.* Отчет о детальных работах на минеральные воды для профилактория «Сосновая горка» ПЛО «Зиминское» в Иркутской области с подсчетом эксплуатационных запасов вод лечебно-питьевого назначения (по состоянию 1.01.1990 г). ИТГФ, Иркутск, 1990.
266. *Габеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Кижиг-Хем в пределах листов N-47–87-В, Г. (Окончательный отчет Кижигхемской партии по работам 1970–1972 гг.). КТФГИ, Красноярск, 1973.
267. *Габеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Хамсары в пределах листов N-47–110, N-47–111. Отчет Хамсаринской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 за 1981–1985 гг. КТФГИ, Красноярск, 1985.
268. *Габеев В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района Ак-Сугского медно-порфирирового месторождения в пределах листов N-47–97, N-47–98, N-47–99-А, В

(Отчет Казасской партии по групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 за 1976–1980 гг.) КТФГИ, Красноярск, 1980.

269. *Гайнцев Ф. М., Письменный В. А.* Отчет о геолого-поисковых работах на алмазы, проведенных партией № 231 в бассейнах рек Бирюсы, Тагула, Туманшета за 1956 г. Т. 1 и 2. 1957.

270. *Галенко В. П.* Отчет о результатах работ первого этапа геологического изучения – поисков месторождений алмазов на Верхнебирюсинской лицензионной площади (лицензия ИРК № 13418 КП) за 2006–2008 гг. 2009.

271. *Галимов Т. Г.* Информационный отчет о незавершенных поисково-картировочных работах на алмазы в северо-западной части Сибирской платформы за 1991–1994 гг. 2001.

272. *Галимов Г. К., Брынцев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Удино-Бирюсинского междуречья Присяяня. Отчет Присяянской партии по ГДП 1:50 000. Листы N-47–40-A (б, г); Б, Г, – 41-A, В, Г; – 53-A (а, б), Б. 1978.

273. *Галимов Г. К., Брынцев В. В. и др.* Отчет Присяянской партии о работах по ГДП-50 в Окино-Ийском междуречье. Листы N-47–81-A (в, г), В, Г; 93-A, Б, Г; 94-B. 1976.

274. *Галимов Г. К., Фоминов С. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые Гутаро-Бирюсинского междуречья. Отчет Хорминской партии по ГДП-50. Листы N-47–50-Г (в, г); 62-Г; 63-A, Б, В, Г; 75-B (а, б). 1982.

275. *Галимова Т. Ф., Бормоткина Л. А. и др.* Унифицированная легенда для геологических карт м-ба 1:50 000 Присяянской и Бирюсинской серии листов (Восточный Саян). Отчет тематической партии по теме – А.П.2.-2-130 за 1978–1981 гг. 1981.

276. *Галимова Т. Ф., Родченко С.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Зимы и Хор-Тагны. Отчет Зиминской партии о результатах геологического доизучения и полистной съемки масштаба 1:50 000, проведенных в 1985–1987 гг. на площади листов: N-47–84-A (Г), Б (в, г); N-47–95-B (а, в); N-47–106-B (б, г), N-47–107-A, Б (а, в), N-108-A. 1988.

277. *Галимова Т. Ф., Сидоров Г. И., Нечкина А. Ф.* Золотоносность конгломератов мотской серии Присяяня. Отчет Гиргинтульской поисковой партии за 1965–1967 гг. В 2-х томах. 1968.

278. *Гинин В. В.* Отчет о результатах разведки подземных вод для хозяйственно-питьевого снабжения г. Новой Зимы с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1 мая 1974 г. 1974.

279. *Горбачев И. Ф.* Сводный отчет о результатах бурения Тайшетской опорной скважины № 1-0. Т. 1 и 2. 1966.

280. *Горбачев И. Ф., Мясковский В. В.* Отчет о результатах колонкового бурения на Бирюсинском профиле (Окончательный отчет Тайшетского колонкового отряда по работам 1959–1960 гг.). Т. 1 и 2. 1960.

281. *Горбовской Г. В.* Отчет о поисково-съёмочных работах Тагульской партии в бассейнах среднего течения рек Тагула и Бирюсы N-47–29-B. 1964.

282. *Грачев В. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Сенца – Тисса (Восточный Саян). Листы N-47–127-A, В и N-47–128-A (а, в). Отчет о работах Шутхулайской ГСП за 1966–1968 гг. 1989.

283. *Данилов В. Ф., Зашихин Ю. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ии и Хойто-Оки. Окончательный отчет Верхне-Ийской партии. Листы N-47–104-A, Б, В (а, б). 1970.

284. *Данилов В. Ф., Тирский Г. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Хойто-Оки (Отчет по работам Даадинской партии за 1970–1973 гг. в трех томах). 1973.

285. *Даценко В. М.* Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-VII. КТФГИ, Красноярск, 1970.

286. *Даценко В. М.* Информационный отчет по работам Агульской геологосъемочной партии за 1962 г. КТФГИ, Красноярск, 1963.

287. *Даценко В. М.* Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение юго-западной части листа N-47-VII. (Промежуточный отчет Агульской геологосъемочной партии за 1961 г.). КТФГИ, Красноярск, 1961.

288. *Деев Ю. П.* Геологическая и углепромышленная карта Иркутского угленосного бассейна. 1955.

289. *Демченко В. И., Румянцев Е. А. и др.* Отчет о поисково-съемочных работах Таловской партии, проведенных в 1960–1961 гг. в бассейне среднего течения р. Уды. 1962.

290. *Демьянов С. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые в верховьях рек Хамсара, Бий-Хем, Айлыг. Отчет Азасской партии о результатах групповой геологической съемки и АФГК масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1982–1987 гг. на Азасской площади. Листы N-47–112; N-47–1. КТФГИ, Красноярск, 1987.

291. *Дмитриев А. А.* Окончательный отчет Кара-Буренской партии. Листы N-47–89-Г; 101-Б. 1971.

292. *Дробот Д. И.* Геолого-геохимические условия нефтеобразования и миграции нефти и газа в Непско-Ботуобинском, Братском и других районах юга Сибирской платформы по работам 1973–1976 гг. 1965.

293. *Другов Г. М., Галкин Г. А., Машович Я. Г.* Прогнозные ресурсы марганцевых руд Иркутской области по состоянию на 1.01.1998 г. Т. 9. 1998.

294. *Другова З. А., Пиннекер Е. В.* Изучение минеральных вод Иркутской области и перспективы их освоения. 1983.

295. *Дубин П. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья рек Уды и Малой Бирюсы. Отчет Марнинской геологосъемочной партии за 1954–1955 гг. Лист N-47-XV. 1957.

296. *Дубин П. В.* Геологическое строение междуречья Уды и Кижихема (Отчет Удинской геологосъемочной партии за 1959 г.). 1960.

297. *Дубин П. В., Рик Л. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Оки. Отчет Черно-Тагнинской геологосъемочной партии по работам 1956–1958 гг. Лист N-47-XXIX. 1961.

298. *Дудкинский В. В., Зайков Е. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Урика и Большой Ермы (в пределах листов N-47–131 Б и N-47–119 (в, г). Промежуточный отчет Бортинской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1958–1959 гг. 1959.

299. *Егоркин А. В. и др.* Строение Земной коры и верхней мантии вдоль профиля Рубцовск–мыс Невельского (Абакан–Тында–Татарский пролив, «проект БАЗАЛЬТ»). ВНИИ-геофизика. М., 1993.

300. *Елисеева Л. К., Дубровин М. А.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ ТСЗ Алзамайской СРП №13/94-95 на Алзамайской площади. 1995.

301. *Елисеева Л. К., Дубровин М. А.* Отчет о результатах сейсморазведочных ГСЗ и электроразведочных ЧЗ ВП работ Присянской партии №13/9-96. 1997.

302. *Емельянов Е. Л.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения рек Урика и Онота. Окончательный отчет Средне-Онотской партии за 1960–1964 гг. Листы N-47–120-В (в, г); 132-А, Б, В (б, г), Г; 144-Б. 1964.

303. *Емельянов Е. Л., Перфильев В. В.* Прогнозные ресурсы по состоянию на 1.01.1998 г. (редкометалльные и редкоземельные элементы). 1998.

304. *Емельянов Е. Л.* Отчет о геологоразведочных работах на Бельском оловорудном месторождении, 1-й подготовительный этап. 2003.

305. *Еремин Г. М., Егоров И. И. и др.* Отчет о геологоразведочных работах с подсчетом запасов по Вишняковскому редкометалльному месторождению по состоянию на 1.07.1980 г., ИТФГИ, Иркутск, 1980.

306. *Ермолаев К. Д.* Верхне-Тангуйское, Введенское и другие месторождения минеральных пигментов. ИТГФ, Иркутск, 1950.

307. *Ерошов Б. И.* Геологическое строение северо-восточной части листа N-47-XII. (Отчет Усть-Ийской партии по работам 1962 г.). 1964.
308. *Ефремов Ю. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Горлык-Гол. Отчет Горлыкской партии за 1961 г. Лист N-47-144-B. ГС-50. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1962.
309. *Ефремов Ю. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Урик и Гарган (Вост. Саян). Отчет Урикской партии за 1963 г. Лист N-47-142-B. ГС-50. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1964.
310. *Жадан В. М.* Заключение о прогнозных эксплуатационных запасах подземных вод для водоснабжения г. Тулун. 1964.
311. *Жданов В. К.* Геологическое строение листа N-47-XI (по работам Тарейской геологосъемочной партии за 1960–1961 гг.). 1963.
312. *Жданов В. К.* Геологическое строение юго-западной части листа N-47-V и северо-западной части листа N-47-XI. Отчет Тарейской геологосъемочной партии № 1 и № 2. 1962.
313. *Журавель Н. А., Каршина М. Ф.* Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия территории листов N-47-4-Б; N-47-5-А; O-47-137-B. 1964.
314. *Задиссенский Ю. А., Русак О. Т. и др.* Поиски сульфидного медно-никелевого и платиноидного оруденений в дифференцированных интрузиях базитовой зоны Кандатского разлома. КТФГИ, Красноярск, 1988.
315. *Зайков В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Харал в пределах листов N-47-134-B и M-47-2-A. (Промежуточный отчет Харальской геологосъемочной партии по работам 1969 г.) 1970.
316. *Зайков В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Харал, Хадын, Демиржи, Ойна в пределах листов N-47-134-B-в, г; M-47-1-Б; M-47-2-A. (Окончательный отчет Харальской геологосъемочной партии по работам 1969–1971 гг.). 1972.
317. *Зайнулин А. А. и др.* Объяснительная записка к гидрогеологической и гидрогеохимической картам Восточного Саяна в границах Иркутской области. 1967.
318. *Зенько В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-46-60-Б и N-47-49-А. (Окончательный отчет Тойбинской партии за 1966–1967 гг.). КТФГИ, Красноярск, 1967.
319. *Золотов А. Н.* О результатах колонкового бурения на Аршан-Братском профиле. 1959.
320. *Золотов А. Н.* О результатах колонкового бурения на Нижнеудинском профиле. 1960.
321. *Золотов Н. Н., Лукашевич Л. Я.* Сводный отчет о работах Окинской № 3, Илирской № 7, Зиминской № 21 партий в Тулунском, Куйтунском, Нижнеудинском и Зиминском районах. 1965.
322. *Иванов Н. К., Усольцева С. А. и др.* Отчет о результатах региональных геофизических работ по Присяяно-Ленскому опорному региональному профилю на территории Иркутской области за 2004–2006 гг. 2006.
323. *Иванов С. А. и др.* Отчет о результатах работ дифференциально-нормированным методом электроразведки (ДНМЭ) на Нижнеудинской площади (Нижнеудинская партия №63/01-02). 2002.
324. *Иваньшина М. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-47-XIV. Поисковые работы на киноварь на юге Сибирской платформы (Отчет о геологосъемочных работах Хор-Тагнинской партии за 1960 г.). 1963.
325. *Иванов А. И.* Прогнозные ресурсы олова, вольфрама, молибдена Иркутской области на 1.01.1998 г. 1998.

326. *Иванов Н. К.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ по Чиканскому участку Присаянско-Ленского опорного геофизического профиля по Чиканской СРП № 12/00-02, масштаба 1 : 200 000. 2002.

327. *Игнатъев В. А., Твердохлебов В. А. и др.* Отчет Шелеховской партии о геолого-поисковых работах на алмазы в бассейне среднего течения р. Бирюса, в долине рек Каменка, Тина, Талая в 1957 г. Т. 1. 1958.

328. *Ильичев А. А.* Материалы к Государственной геологической карте СССР м-ба 1 : 200 000. Лист N-47-XXXIII. Геологическое строение истоков рек Бол. Енисей, Азас, Хамсара, Тисса и Сенца. (Отчет о работе партии № 1 Аэрогеологической экспедиции № 6 за 1956 г.). 1957.

329. *Ильичев А. А.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-47-XXXII. Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Азас, Баш-Хем и Бий-Хем (отчет о работе партий № 5 и № 6 за 1955 г.). 1956.

330. *Индюков И. Г.* Сводный отчет по Будаговскому месторождению сапропелитов на 1.01.1949 г. КТФГИ, Красноярск, 1949.

331. *Каган О. Е., Верниковская А. М. и др.* Отчет Туманшетской аэрогеофизической партии за 1979–1980 гг. Т. 1–3. 1981.

332. *Каган О. Е., Верниковская А. М.* Отчет о результатах работ Неройской аэрогеофизической партии за 1976–1980 гг. Т. 1–3. 1980.

333. *Казанцев М. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кизир-Казырского междуречья (листы N-47–73-А и В). Окончательный отчет по работам Крыжинской геологосъемочной партии за 1968–1970 гг. КТФГИ, Красноярск, 1971.

334. *Калашикова А. С.* О результатах сейсморазведочных работ МОГТ м-ба 1 : 1 000 000 на Икейской площади, проведенных в Тулунском районе Иркутской области. 1988.

335. *Калашикова А. С.* Отчет о результатах региональных сейсморазведочных работ Атагайской СРП № 58/93-95 масштаба 1 : 200 000 на Атагайской площади. 1995.

336. *Калашикова А. С.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ 1 : 200 000 на Глинкинской площади N-47-XVIII-XXIV. 1987.

337. *Калашикова А. С.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ м-ба 1 : 200 000 на Гадалейской площади, проведенных в 1986–1987 гг. 1987.

338. *Калашикова А. С.* Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ Едогонской площади. 1992.

339. *Калиновский А. Л.* Отчет о геологосъемочных работах, проведенных на листе N-47-IV. (Отчет Широковской партии за 1960–1961 гг.). 1962.

340. *Калиновский А. Л.* Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Тайшетской партией в 1957–1959 гг. на листе N-47-III. 1968.

341. *Катькалов А. В., Былим В. Н., Полетаев И. А.* Геологическое строение и прогнозная оценка Елашского пегматитового поля. Отчет по поисково-съемочным работам м-ба 1 : 10 000 за 1975–1980 гг. Елашской партии. 1980.

342. *Кобяков В. В.* Отчет по аэрогеофизическим исследованиям, проведенным в Восточном Саяне (Отчет Нерхинской а/п за 1975 г.). 1976.

343. *Козулин В. А., Денисенко Е. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхних течений рек Чукша и Вихоревка. Отчет Тангуйской партии по результатам ГГС-50 с общими поисками проведенных в 1984–1987 гг. на территории листов О-47–141-В, Г; О-47–142-А (в, г), Б (в, г), В, Г; N-47–9-А, Б, В, Г; N-47–9-А, Б, В, Г, N-47–10-А в 3-х томах. 1982.

344. *Колесников А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-47-XXIII бассейнов рек Кирея–Зима (отчет по геологосъемочным работам Кирейской партии за 1957–1958 гг.). 1964.

345. *Комаревский В. Т.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-II. 1962.

346. *Комаревский В. Т., Фомин Ю. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые Тагул-Бирюсинского междуречья. Окончательный отчет Тымбырской геологосъемочной партии по работам 1966–1968 гг. Т. 1 и 2. 1969.

347. *Корабельникова В. В., Вайтман И. Ф.* «О результатах тематических исследований по составлению прогнозной карты на железо для Ангаро-Илимского и Ангаро-Чунского железорудных районов южной части Сибирской платформы м-ба 1 : 200 000». 1960.

348. *Корж А. И.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Башхемской площади в пределах листов N-47–123-Г; N-47–124-В; N-47–134-Г; N-47–135-Б, В, Г; N-47–136-А, В; М-47–4-А. (Отчет Баш-Хемской геологосъемочной партии по работам 1979–1983 гг.). КТФГИ, Красноярск, 1983.

349. *Корнаков В. В., Матвейчук А. А., Кнутова С. В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXIII (Никифоровский). 2010.

350. *Корнаков В. В., Матвейчук А. А., Кнутова С. В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXIX (Алаг-Шугун). 2010.

351. *Коробова И. Л.* Результаты глубокого бурения на Нижнеудинской площади. 1963.

352. *Коровин Н. И., Тирский Т. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Дербинского антиклинория в верховьях рек Бол. Агула, Прав. Казыра и Орзагая. Отчет Казырской партии по ГС-50. Листы N-47–61-А, В. 1978.

353. *Коткин В. В., Перфильев В. В.* Отчет по Госконтракту № 111-95. Завершение объекта «Составление карты рудной и россыпной золотоносности по Иркутской области масштаба 1 : 500 000». 2006.

354. *Крымова Л. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Уды и её притоков Огнита, Прав. Марни, Ярмы. Окончательный отчет. 1966.

355. *Кулаков М. А., Дзинкас А. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Нижнеудинска. Окончательный отчет Коксатской геологосъемочной партии. ГС-50 на листах N-47–42-В, Г; 43-А, Б (а, в), Г (а, б, в). 1968.

356. *Куликов Ю. И., Малышев В. А. и др.* Отчет о результатах поисковых работ в пределах перспективных участков Хойто-Окинской площади (Восточный Саян) за 2003–2005 гг. (Республика Бурятия, Окинский район). В 2-х кн. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 2005.

357. *Кустов Ю. И., Пиннекер Е. В.* Питьевые минеральные воды Восточной Сибири и перспективы их использования. 1985.

358. *Лаврентьев Л. М.* Результаты глубокого бурения на бромсодержащие растворы на Тагнинской площади. 1963.

359. *Ларичев А. И., Миронюк Е. П., Руденко В. Е. и др.* Прогноз глубокозалегающих рудоносных комплексов с оценкой минерагенического потенциала по результатам анализа региональных геолого-геофизических моделей земной коры. Отчет по теме № 4–30. ВСЕГЕИ, СПб., 2008.

360. *Лебедь Г. Г.* Геологическое строение и проблема нефтегазоносности междуречья Тагула и Туманшета (Результаты работ Тайшетской колонковской партии за 1950–1951 гг.). Востсибнефтегеология, Иркутск, 1954.

361. *Лебедь Г. Г., Труфанова С. Ф.* Геологический отчет по результатам Аршанской скважины 1 КП. 1967.

362. *Лебедь Г. Г., Труфанова С. Ф.* Геологическое строение, рассолоносность и перспективы нефтегазоносности Хор-Тагнинской площади (результаты бурения глубокой поисково-бромной скважины № 3 Б). ВСГУ по поискам нефти и газа. 1965.

363. *Лебедь Г. Г., Труфанова С. Ф.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Хор-Тагнинского Присяянья (отчет по результатам бурения Хор-Тагнинского колонкового бурения). 1966.

364. *Лешаков Э. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения рек Карахем и Ак-Суг, листы N-47-85-B, Г. (Окончательный отчет Карахемской геологосъемочной партии по работам 1967–1969 гг.). 1970.

365. *Лиховицкий В. Ф.* Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXVII. 1966.

366. *Лоджевская Э. И.* Отчет по научно-исследовательской работе «Уточнение комплексной оценки ресурсов углеводородного сырья России по состоянию на 1.01.2002 г. по Госконтракту № АЛ-01-01-06/16. М., ВНИИГНИ, 2005.

367. *Лумпов И. А., Лумпова Ж. М.* Отчет о результатах разведки Нижнеудинского месторождения пресных подземных вод (Заводского и Застрянского участков для водоснабжения объектов завода по ремонту сухогрузных вагонов г. Нижнеудинска с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.01.1982 г. 1982.

368. *Лунев А. Л., Соколов А. А.* Гидрогеологические и инженерно-технические условия территории листов N-47-VIII, IX, XVI. Отчет Присаянского отряда по съемочным работам за 1976–1980 гг. Т. 1–3. 1981.

369. *Макеев Ю. Л.* Окончательный отчет Барбитайской геологосъемочной партии. N-47-91-B, Г. 1970.

370. *Макеев Ю. Л., Бошернищан Н. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Гутаро-Бирюсинского района. Отчет Гутарской партии по ГГС и ГДП 1 : 50 000, N-47-39-B, Г; -40-A (а, в), -Б, -52. 1982.

371. *Макеев Ю. Л., Бошернищан Н. З.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Огнита, Мал. Бирюсы и Бол. Бирюсы. Отчет Бирюсинской партии по результатам ГГС-50. Листы N-47-53-A (в, г), В; 64-A, Б; 65. 1979.

372. *Макеев Ю. Л., Поваринцева С. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бирюсы и Туманшета. Отчет Тайшетской партии по результатам ГГС-50 на листах N-47-3-A, Б, В, Г; N-47-4-A, В, Г; N-47-16-A (б) за 1983–1985 гг. 1986.

373. *Малий В. А.* Отчет гидроминеральной партии по работам 1960–1961 гг. 1961.

374. *Махин Г. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXIII. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1966.

375. *Махлаев М. Л., Глухов Ю. С.* Легенда Ангаро-Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1 : 1 000 000 (третье издание). ИТФГИ, Красноярск, 2002.

376. *Меркинбаев М. Х., Родионов Н. И.* Отчет Ингашинской партии о геолого-поисковых работах на алмазы, проведенных на отдельных участках Восточного Присаянья в 1962–1963 гг. 1964.

377. *Молотков Н. К.* Отчет по теме: Геоморфологическая карта Восточного Саяна в бассейнах рек Бирюса и Уда м-ба 1 : 50 000 и оценка геоморфологических условий россыпной золотоносности. Отчет Геоморфологической партии за 1963–1966 гг. Т. 1. 1966.

378. *Мордвин А. П., Скарюкин А. М., Шамес П. И., Коваль Т. Ф.* Хужирское месторождение золота, связанное с древними конгломератами. Отчет Хужирской партии за 1963–1966 гг. 1967.

379. *Мясковский В. В.* Геологический отчет о результатах бурения на Зиминской площади по работам 1960–1961 гг. 1962.

380. *Мясковский В. В.* Геологический отчет о результатах параметрического бурения на Южно-Тулунской и Северо-Тулунской площадях. 1962.

381. *Немиров А. А.* Рельеф, новейшая структура и россыпная алмазонасность Ангаро-Чунского междуречья. Диссертация на соискание ученой степени к. г.-м. н. 1978.

382. *Номоконов В. Д.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Мангараж, Изан, Тымбыр. Окончательный отчет Изанской партии. N-47-29-A, В. 1967.

383. *Номоконов В. Д., Попов Ю. П., Вольнец Ю. Н.* Прогнозно-металлогеническая карта Бирюсино-Тагульского междуречья на редкие металлы м-ба 1 : 50 000 (Отчет Металлогенической партии за 1978–1980 гг.). 1980.

384. *Овченков Л. К., Жаркова Т. М.* Результаты комплексной обработки геологических материалов, полученных при бурении Мироновской опорной скважины. 1964.
385. *Овчинникова А. Е.* Материалы по Государственному учету вод территории Иркутской области. 2006.
386. *Окороков В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Малая Хангорка, Кастармы, Хана, Чангыс-Амыл. (Отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000 Пограничной партии за 1970–1973 гг.). 1974.
387. *Окороков В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения рек Урда-Ока, Айнак и верховьев р. Далдарма. Листы N-47–106-В; 118-А. 1963.
388. *Окороков В. Г.* Окончательный отчет Пограничной партии. Листы N-47–88-Г; 89-В; 101-А. 1973.
389. *Окороков В. Г., Перфильев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Уды, Ии, Киреи. Отчет Хадаминской партии по результатам ГГС-50. Листы N-47–79-А, Б (в, г), В, Г; 80-В, Г; 91-А, Б; 92; 93-В. 1978.
390. *Окороков В. Г., Перфильев В. В., Попов В. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ии, Уды, Киреи (Окончательный отчет Хадаминской партии по групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг.). 1980.
391. *Окороков В. Г., Серебренников В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Утхума, Ии, Хойто-Оки (Окончательный отчет Утхумской партии по геологосъемочным работам м-ба 1 : 50 000 за 1967–1970 гг.). Листы N-47–103-Б, Г; 115-А (б), Б (а). 1972.
392. *Осадчий Н. М.* Отчет о результатах работ тематической партии № 65/90-92, систематизация и обобщение материалов сейсморазведки, в пределах юга Сибирской платформы. 1992.
393. *Осадчий Н. М.* Отчет о результатах тематических работ по теме №45/81-83А. 1.2/101(1), составление геолого-геофизических карт масштабов 1 : 1 000 000, 1 : 500 000. 1983.
394. *Осташевский Б. Б.* Геологический отчет по результатам глубокого бурения на Северо-Тулунской и Ермаковской площадях. 1964.
395. *Осташевский Б. Б.* Отчет о бурении Азейской структурно-поисковой скважины. 1963.
396. *Павленко В. В.* Отчет о результатах поисков месторождений залежей газа на Зиминском лицензионном участке. 2008.
397. *Павлова В. Е.* Отчет партии по изучению промышленных растворов. 1965.
398. *Пашовкина З. П.* Отчет о детальных поисках пресных подземных вод для водоснабжения объектов Белозиминского горнометаллургического комбината. 1990.
399. *Пелеягин В. И., Такайшвили Г. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Жом-Болока, Хайто-Оки и верховьев Ии, лист N-47-XXVIII. (Отчет Хайто-Окинской партии за 19963–1966 гг.). 1968.
400. *Пермяков С. А., Горбунов Г. В. и др.* Окончательный отчет Туманшетской партии о геологосъемочных работах м-ба 1 : 50 000 за 1966–1968 гг. Т. 1, 2. 1969.
401. *Пермяков С. А.* Незавершенные работы по ГДП-200 на листе N-47-XV. 2000.
402. *Перфильев В. В.* ТЭО временных кондиций и подсчет запасов Зашихинского редкометалльного месторождения по состоянию на 1.01.2009 г. 2009.
403. *Перфильев В. В., Галимова Т. Ф. и др.* Легенда Восточно-Саянской серии листов Госгеолкарты-200. Т. 1, 2. 1998.
404. *Петров В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Агул, Большой Агул, Малый Агул (окончательный отчет Агульской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным в 1969–1972 гг.). Листы N-46–60-Г; 72-Б (а, в); N-47–49-Б, В, Г (а, б). ИТФГИ, Иркутск, 1972.
405. *Петров В. П., Бобровский В. Т.* Окончательный отчет Катинской партии. N-47–55-В; 67-А, Б (а, в). ИТФГИ, Иркутск. 1968

406. Пиннекер Е. В. Объяснительная записка к Карте подземных минеральных вод СССР м-ба 1 : 2 500 000. 1967.
407. Пиннекер Е. В. Оценка естественных ресурсов подземных вод юга Восточной Сибири. 1987.
408. Письменный Б. М., Алакишин А. М. и др. Отчет о результатах работ тематической партии № 41/86–88 (Обобщение геофизических данных по зонам сочленения Сибирской платформы со складчатыми областями.) 1 кн. 1988.
409. Письменный Б. М., Поспеев А. В. и др. Отчет о результатах тематических работ в 1985–1986 гг. по анализу и обобщению исследований коры и верхней мантии зоны строительства БАМ в Байкальской рифтовой зоне и смежных областях кайнозойской активизации. 1 кн. 1986.
410. Письменный Б. М., Старцев И. В. и др. Отчет о результатах работ тематической партии № 41/88-90 за 1988–1990 гг. 1 кн. 1 п. 1990.
411. Покровский Г. М., Воскресенская Н. А., Буханевич В. А., Максимова Н. С. и др. Отчет о геолого-геоморфологических исследованиях в бассейне среднего и нижнего течения р. Ии (объединенный отчет партий № 177, 179, 180 по работам 1953 г.). Т. 1–5. 1954.
412. Попова Н. А. Результаты поисковых и разведочных работ на Ново-Метелкинском каменноугольном месторождении и подсчет запасов на 1.01.1958 г. 1958.
413. Поспеев В. И., Пименова А. В., Холин Б. Н., Семина Е. И. Структурные карты Иркутского амфитеатра. 1965.
414. Поспеева Е. В. Отчет о результатах электроразведочных работ Кирейской ЭРП № 79/94–95 методами МТЗ, ВЭЗ м-ба 1 : 500 000 на Кирейской площади. ГПГ «Иркутскгеофизика». Иркутск, 1995.
415. Пятов О. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Тооргу-Оос, Бедий, Дотот, Чойган-Хем, Изиг-Суг (Северо-Восточная Тува). Отчет Дототской партии по групповой геологической опытно-производственной съемке масштаба 1 : 50 000 за 1971–1978 гг. КТФГИ, Красноярск, 1978.
416. Пятов О. И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Катуня, Казыра, Кара-Хема, Кижиг-Хема. Окончательный отчет по работам Лево-Казырской геологосъемочной партии за 1966–1969 гг.). КТФГИ, Красноярск, 1970.
417. Рассказчиков А. Н. К геологии верховьев рек Агула, Мал. Тагула, Гутары, Бол. и Мал. Бирюсы. (Отчет Агульской и Неройской партий за 1960 г.). Лист N-47-XIII. 1965.
418. Рассказчиков А. Н. К геологии верховьев рек Агула, Мал. Тагула, Гутары, Бол. и Мал. Бирюсы. (Отчет Агульской и Неройской партий за 1960 г.). Лист N-47-XIV. 1962.
419. Резников И. Г. Оценочные работы на медно-никелевые руды и благородные металлы на Кингашском месторождении. (Отчет с подсчетом запасов). КТФГИ, Красноярск, 2002.
420. Решетник М. Г., Клименко З. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Икея, Бутугуя и Большой Айсы. Окончательный отчет Икейской партии. Листы N-47–67-В; Г (в, г); 79-Б (а, в). 1964.
421. Рихванов А. П. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Каменской партией в бассейнах рек Мары, Каменки, Увага, Рубахина, Ср. Ёрмы и Ипсита в 1962–1964 гг. Листы N-47–42-А, В; 54-А, В; 55-А (а, в). 1965.
422. Рогачев А. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ока–Бол. Белая–Урик (Восточный Саян). Трапеции N-129-А, Б, В (б), Г; -130-А, В; -141-Б; -142-А. Отчет Тустукской ГСП за 1975–1980 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1980.
423. Рогачев А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Дибиг-Ока–Урик (Вост. Саян). Листы N-47–141-А (в, г), В, Г, -142-Б, В (а, б), М-47–9-А (а, б, в), Б(а, б), В(а, в). Отчет Верхне-Окинской партии о результатах ГДП-50 за 1984–1990 г. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1991.
424. Рогачев А. М., Катюха Ю. П. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья низовой Тиса–Сорок и бассейна среднего течения Урика (Восточные Саяны).

- Трапещии N-47-128-B (б, г), Г, -129-B(а, в, г), -140-B (б), -141-A (а, б), -130-Г, -131-B. Отчет Сорокинской ПСП за 1980–1984 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1984.
425. *Родченко С. А., Галимова Т. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые рек Агула, Малого Тагула, Черной Бирусы, Джуглыма. Листы N-47-49-B (в, г); 49-Г, 50-B; N-47-61-B, 62-A, 75-B (в, г); 76-A; 76-B (в, г). Отчет Додинской партии по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 за 1982–1984 гг. 1985.
426. *Романов И. А., Сулопаров А. П., Туманова М. С.* Отчет по теме IV-31-/239 – Прогнозная оценка ильменит-магнетитовых руд в условиях Восточного Саяна (Мало-Тагульское, Верхне-Ийское и Монкрессовское месторождения) по работам 1977–1980 гг. ВСНИИГиМС, Иркутск, 1980.
427. *Рублев А. В., Чухонин А. П.* Комплексное изотопно-геохронологическое изучение рудоносных магматических комплексов горного обрамления Сибирской платформы с целью обоснования легенд для геологической съемки масштаба 1 : 50 000. Отчет по теме 01423429/830. Т. 1. КТФГИ, Красноярск, 1992.
428. *Руднев В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Хайлама, Хунга, Дургомжа (Отчет Алыгжерской партии за 1960 г.). Лист N-47-XXI. 1965.
429. *Русанов И. М.* Результаты поисково-разведочных работ на Малореченском месторождении редкометалльных пегматитов (Отчет по работам Малореченской партии за 1969–1972 гг.) 1973.
430. *Савинский К. А.* Структура фундамента Сибирской платформы. 1975.
431. *Салаев А. В.* Геологическое доизучение м-ба 1 : 200 000 ранее заснятых площадей и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200 листов N-47-XVII, N-47-XXIII. Информационный отчет по незавершенным работам Тулунской партии за 2000–2002 гг., Иркутская область, N-47-XVII, ГДП, II поколение (незавершенные работы). 2002.
432. *Салаев А. В., Поваринцева С. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Урика и Оки. Отчет Урдаокинской партии по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 за 1987–1991 гг., проведенному по листу: N-47-105-B (б, г); Г (а, б); 106-A, Б (а, в), В, Г, 118-B, 119-A, В, 131-B (а, б). 1992.
433. *Свирин Г. И., Свирина И. Ф., Мехоношин А. С.* Оценка перспектив никеленосности базит-гипербазитовых образований Восточного Саяна на 1989–1992 г. Отчет по теме № 116. 1993.
434. *Серебренников В. И.* Окончательный отчет Буйрагтинской партии за 1964–1967 гг. 1968.
435. *Скарюкин А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Еды, Икея, Каши и Ишидея. Окончательный отчет Икейской партии. Листы N-47-67-B, Г (а, б); 68-B. 1968.
436. *Скарюкин А. М., Коваль Т. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тагны и Урика. Окончательный отчет Борисовской поисково-съёмочной партии. N-47-107-Г; 108-B (в, г). 1965.
437. *Скопинцев В. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Гарган, Урик, Китой, Онот. Результаты поисковых работ на участке Китойском (Восточный Саян). Отчет Самаргинской партии за 1988–1995 гг. и Китойской партии за 1987–1988 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1995.
438. *Скопинцев В. Г.* Геологическое доизучение м-ба 1 : 200 000 ранее заснятых площадей и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200 листов N-47-XXXV, N-47-XXXVI, II поколение. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 2000. Незавершенные работы.
439. *Скопинцев В. Г., Золотарев Б. Е.* Макет рабочей легенды Восточно-Саянской серии Государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 200 000. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1997.
440. *Скрипкин А. И.* Геологическое строение листа N-47-X (Отчет Нижнеудинской геологосъемочной партии по работам за 1958–1959 гг.). 1969.

441. *Скрипко Н. А., Миков И. Е.* Геологический отчет по результатам разведки Мугунского месторождения. ИТГФ, Иркутск, 1962.
442. *Смагин А. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья среднего течения Кунгуса, Агула, Туманшета. Отчет Ахтарминской партии за 1983–1988 гг. о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000, спецкартирование (уран) и общих поисков кварцитов на площади листов N-46–36-Б; N-47–13-А, Б, В, Г; N-47–14-А, В; N-47–25-А, Б; N-47–26-А (Ахтарминская площадь). КТФГИ, Красноярск, 1988.
443. *Смагин А. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения рек и Агул (листы N-47–37-А, Б, В, Г и N-47–38-А, В). Отчет Мануйской геологосъемочной партии за 1971–1974 гг. КТФГИ, Красноярск, 1975.
444. *Смагин А. Н.* Результаты геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 на площади листов N-46–36-В, Г; N-46–48-А, Б, Г; N-47–25-В, Г (бассейн среднего течения рек Агул, Кунгус; Кунгусская площадь; Восточные Саяны). Отчет Кунгусской геологосъемочной партии за 1975–1979 гг. КТФГИ, Красноярск, 1979.
445. *Смирнова Т. Г., Елисеева Л. К.* Отчет о результатах работ опытно-методической партии № 34/91-92 по анализу результатов ТСЗ на юге Сибирской платформы. Листы N-47, N-48. 1993.
446. *Смирнова Т. Г., Поспеев Е. В.* О результатах опытно-производственных региональных точечных сейсмических зондирований и производственных электроразведочных работ МТЗ, ВЭЗ на Тайшетской площади 1992–1993 гг. 1993.
447. *Ставский Э. Ф., Баранов Ю. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Тисса (Восточный Саян). Листы N-47–139-А, Б (а, б). Поисковая оценка участка «Сархойского» N-47–139-Б (б). Отчет Тиссинской ГСП за 1968–1970 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1970.
448. *Ставский Э. Ф., Николаев А. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Шумак. Листы N-47–144-Г, -48–133-В (а, в), М-47–12-Б (а, б). Отчет Шумакской ПСП за 1970–1973 гг. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1973.
449. *Стамборовский Н. Н.* Геологическое строение территории листа N-47–73-А. (Промежуточный отчет Крыжинской партии за 1969 г.). КТФГИ, Красноярск, 1967.
450. *Стамборовский Н. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Катуна, Казыра, Кара-Хема, Кижин-Хема. (Окончательный отчет по работам Лево-Казырской геологосъемочной партии за 1966–1969 г.). Лист N-47-ХІХ. КТФГИ, Красноярск, 1970.
451. *Старовойтова М. С., Старовойтов М. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые района бассейнов рек Ярма и Зима. УГУ Белозиминская экспедиция. 1960.
452. *Супруненко Л. Н., Бошернищан Н. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Гутары, Малого Тагула, Туманшета. Отчет Нерхинской партии ГГС 1 : 50 000. N-47–26-В, Г; -38-Б, Г; -39-А, В, -50-А, Г, -51. 1976.
453. *Суслова М. Г.* Закономерности метаморфизма углей Иркутского бассейна и ресурсы технологических углей для коксоведения и жидкого топлива. 1984.
454. *Суханова Н. В., Шамес П. И. и др.* Геологическое строение Бирюсино-Удинского района. Лист N-47-ІХ, I поколение. Отчет Кременьшетской партии за 1954–1956 гг. 1957.
455. *Такайшвили Г. К.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXIV, I поколение. ГФУГП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1966.
456. *Таскин А. П.* Объяснительная записка к сводной геологической и металлогенической картам м-ба 1 : 50 000 Урикско-Ийской серии. Геологическое строение и металлогения Урикско-Ийского прогиба. Окончательный отчет Составительской партии. Листы N-47–106-Г; 118-Б; 119-А, В. 1967.
457. *Таскин А. П.* Материалы к Государственной геологической карте СССР м-ба 1 : 200 000 листа N-47-XXII. Геология и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Ии. (Отчет Ийско-Катарбейской партии за 1957–1958 гг.). 1965.

458. *Тельминов В. Л.* Отчет о переоценке эксплуатационных запасов А. Н. Заводского месторождения пресных подземных вод (Куйтунский район, Иркутской области) по состоянию на 15.12.2003 г. 2003.

459. *Терещенко Л. Н.* Комплексная обработка материалов опорного и параметрического бурения на юге Сибирской платформы. 1977.

460. *Терлецкий О. Г.* Отчет Анташетской поисково-съёмочной партии. Листы N-47–44-Г; 45-В. 1964.

461. *Терлецкий О. Г., Демченко В. М. и др.* Отчет о поисковых работах на марганцевые руды Уватской и Рубахинской партий за 1964–1967 гг. 1968.

462. *Тирский Г. А.* Окончательный отчет Киченской партии. Листы N-47–76-Г, 77-В. 1975.

463. *Ткаченко Н. А.* Отчет о результатах работ по разведке пресных подземных вод для водоснабжения г. Зима. Отчет Окинского гидрогеологического отряда. 1965.

464. *Ткаченко Н. А., Лумпов И. А.* Отчет о результатах работ по разведке пресных подземных вод для водоснабжения Тайшетского промрайона. Т. 1–3. 1972.

465. *Токин В. В.* Отчет о результатах работ Восточно-Сибирского производственного объединения по разведке нефти и газа за 1989 г. 1989–1990.

466. *Токин В. В.* Отчет о результатах работ Восточно-Сибирского производственного геологического объединения по разведке нефти и газа за 1990 г. 1991.

467. *Трофимук П. И.* Закономерности распространения и оценка прогнозных ресурсов редких щелочных металлов и стронция в рассолах Ангаро-Ленского артезианского бассейна в пределах Иркутской области. Отчет по работам Гидрогеологической партии за 1971–1973 гг. 1973.

468. *Трофимук П. И.* Месторождения минеральных и термальных вод Иркутской области. 1974.

469. *Трофимук П. И.* Минеральные воды Иркутской области и возможности их использования для строительства курортов и водолечебниц. 1967.

470. *Трофимук П. И.* Оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод Иркутской области. 1963.

471. *Труханов И. В., Шеметов В. М. и др.* Геологическое строение междуречья Бирюсы и Кременьшета (промежуточный отчет по геологосъёмочным работам м-ба 1:50 000 за 1965 г. Бирюсинской партии). 1966.

472. *Тыщенко Л. Ф.* Обобщение результатов материалов глубокого бурения и рекомендации по дальнейшему нефтепоисковому направлению в Иркутском амфитеатре и на Дальнем Востоке. 1972.

473. *Тыщенко Л. Ф.* Изучение и обобщение материалов глубокого бурения Иркутской области (окончательный отчет темы № 1 на 1973–1975 гг.). 1975.

474. *Тыщенко Л. Ф.* Окончательный отчет о результатах бурения Тангуйской структурно-поисковой скважины, 1960–1963 гг. 1963.

475. *Тыщенко Л. Ф., Глазунова Н. Н. и др.* Геологический отчет о результатах бурения на Иркутской, Космической и Ангарской площадях. 1981.

476. *Тыщенко Л. Ф., Овченков Л. К.* Обобщение и анализ геолого-геофизической информации по подсолевому терригенному комплексу на территории деятельности ПГО «Востсибнефтегазгеология». 1987.

477. *Уркунов А. С.* Отчет о результатах разведки подземных вод для водоснабжения населенных пунктов Заларинского района с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 11 июля 1996 г. 2001.

478. *Фадеев А. М., Бойцов Ю. И.* Отчет по алмазописковым работам в центральной части Урикско-Ийского грабена (Отчет Тагульской геофизической партии за 1984–1988 гг. в 2-х томах). 1988.

479. *Фадеев А. М., Емельянов Е. Л.* Геологическое строение и прогнозная оценка Бирюсино-Тагульского рудного района по данным геофизических и геохимических исследований. Отчет Тагульской геофизической партии за 1977–1980 гг. Т. 1. 1981.

480. Федотов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Уды, Казыра, Кижы-Хем и Большого Мурхоя (листы N-47-74-А, Б, В, Г; N-47-75-А). Отчет Лево-Казырской партии по результатам полистной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1979–1981 гг. 1982.

481. Федотов В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна реки Кижы-Хема (листы N-47-75-В, Г; N-47-76-В (а, г); N-47-87-А (а, б); N-87-Б). (Отчет Верхне-Удинской партии по результатам полистной геологической съемки м-ба 1 : 50 000 за 1981–1983 гг.). ИТФГИ, Иркутск. 1984

482. Федотов В. В., Артемьев В. А., Черник Е. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Уды, Хана, Карабурени. Отчет Удинской партии по ГС-50. N-47-88-Б (в, г); 89-А, Б. 1979.

483. Федотов В. В., Салаев А. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна Сигаचा, Гутары и Казыра. Отчет Горной партии по полистной ГС-50. Листы N-47-61-Г; 62-В, Г. 1987.

484. Федотов В. В. Проведение геологоразведочных работ на каменные угли, выполненные на Курятском месторождении. 2009.

485. Хайдуров А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые верховья реки Казыра и ее притоков Малой Кишты, Большой Кишты, Прямого Казыра, Проходной. (Окончательный отчет Казырской партии по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным в 1970–1971 гг. Лист N-47-78-Б.) 1972.

486. Ханхараев С. К. Прогнозные ресурсы углей по Иркутской области на 1.01.1998 г. 1998.

487. Хромов А. В., Рыбаков А. А. и др. Отчет по геологическому заданию № 1-74: Оценка перспектив ураноносности южной окраины Сибирской платформы и ее ближайшего складчатого обрамления на общей площади 70 тыс. км² на основе опробования малых рек, м-б 1 : 1 000 000 за 1980–1983 гг. ГП «Сосновгеология», Иркутск, 1983.

488. Цахновский М. А. Промышленные растворы Иркутского амфитеатра. 1961.

489. Шамес П. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Онотско-Окинского междуречья (Окончательный отчет Бельской партии за 1956–1957 гг.). Лист N-47-XXX. 1961.

490. Шаталина Т. А., Измайлова С. А. Расчленение и корреляция четвертичных отложений для Восточно-Саянской и Минусинской серий с целью совершенствования легенд к Госгеолкартам масштаба 1 : 200 000. КТФГИ, Красноярск, 1995.

491. Шеметов В. И. Отчет о результатах геологических работ Катарбейской партии за 1959 г., лист N-47-XVI, I поколение. 1964.

492. Шемякин Ю. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Мангараж и Шангулеж. Листы N-47-41-Б (а, в, г). 1965.

493. Шуляк Г. Б., Наливка Е. И., Свищенко М. С. Результаты поисков фосфоритовых месторождений в верховьях Урика, Тустука и на правобережье Китоя (Восточный Саян). Отчет партии за 1986–1989 гг. ФУГУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 1989.

494. Шурыгин Б. Л., Шафиров В. С. и др. Промежуточный отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1960 г. на площади листа N-47-XVI (55-А, Г). 1961.

495. Щербакова Б. Е., Гришанова Л. П. и др. Глубинные региональные сейсмические исследования земной коры и верхней мантии на территории Сибирской платформы и ее горного обрамления с помощью станции «Земля». М., 1970.

496. Эдельман Б. И. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Джуглыма, Уды и Большого Хангорка, листы N-47-88-А, Б (а, в); Г; 76-В (а, в) (отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным Эденской партией в 1969–1972 гг.). 1973.

497. Эдельман Б. И. Окончательный отчет Дургомжинской партии. Листы N-47-102-А, Б, В (а, б). 1970.

498. *Эдельман Б. И., Фомин Ю. П. и др.* Геологическое строение бассейнов рек Утхума, Шибита и Дургомжи. Оценка перспектив бокситоносности (северные части листов N-47-XXVII и N-47-XXVIII). Отчет Тафаларской партии за 1964 г. 1965.

499. *Эдельман З. М., Брынцев В. В., Винокуров В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Тагул. Окончательный отчет Подпорогской и Тагульской партий за 1969–1971 гг. Т. 1 и 2. 1972.

500. *Эдельман З. М., Решетник М. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Ии (Окончательный отчет Горхонской партии по работам 1960–1962 гг. м-ба 1 : 50 000 в северо-восточной части листа N-47-XXII). 1963.

501. *Яговцев Г. Н.* Геологический отчет о результатах колонкового бурения на Окинском профиле по работам 1960 г. 1961.

Химический состав

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
1	1	Таловский* (Таловская трубка)	Туфобрекчии	6-31/7	50,74	0,40	5,10	2,04	0,30
2	1	»	»	C-31/38,8	66,34	0,67	9,65	2,98	3,03
3	1	»	»	C/76	44,12	1,82	12,22	4,37	5,76
4	1	»	»	C/77	39,41	1,5	10,69	5,42	5,24
5	1	»	»	C/78	37,61	1,91	14,18	4,49	4,2
6	1	»	»	C/91,2	40,27	2,15	15,98	5,63	4,85
7	2	Хадаминский* (хадаминский)	Гнейсогранит	1442/3	63,84	0,79	16,06	4,44	1,27
8	2	»	»	1439	67,61	0,67	14,71	3,19	0,91
9	2	»	Гранит биотитовый	1206/1	64,98	0,74	16,52	3,69	0,95
10	2	»	Гранит амфиболовый ядро купола	1435/4	70,23	0,49	14,56	2,2	0,98
11	2	»	Гранит биотитовый	1434/3	67,7	0,76	14,04	3,93	1,76
12	2	»	Лейкократовый гранит	1311/1	73,85	0,12	13,76	0,6	0,36
13	4	Грядинский* (грядинский)	Эндербит	1193	62,06	0,64	18,17	3,83	1,13
14	4	»	Чарнокит	1195/1	70,56	0,29	15,21	1,67	0,71
15	4	»	Эндербит	1296	57,06	0,63	19,32	5,25	1,27
16	4	»	Мангеро-эндербит	78	48,63	2,80	15,59	10,59	1,75
17	4	»	»	86	51,55	0,36	12,78	14,67	2,64
18	4	»	»	961	59,52	0,8	18,22	5,28	1,42
19	6	Часовенский* (Тагульский)	Диорит	168	55,01	1,16	13,3	6,87	1,07
20	6	»	Диорит	ш-720	53,8	1,01	16,1	7,87	1,48
21	6	»	Габбро-диорит	401/2	50,6	2,08	15,12	7,41	4,21
22	6	»	Габбро	127	48,6	1,04	16,7	9,2	134
23	6	»	Габбро	401/1	42,36	1,96	17,88	11,46	4,59
24	6	»	Горнблендит	402/1	50,43	0,61	11,12	10,15	2,08
25	7	Саянский (Вишняковское)	Пегматиты редко-металльные	711	78	0,01	11,9	0,36	0,08
26	7	»	»	712	70	0,02	15,6	0,51	0,01
27	10	Елашский* (кл. Фирсенкин)	Трахидолерит	2423	45,9	0,42	11,45	6,36	2,81

интрузивных пород

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,30	17,75	5,07	0,20	0,70	0,06	16,50	99,72	II	Галимов Т. Г. (не опубликованы)	
0,07	2,9	4,74	0,81	3,5	0,11	4,61	99,51	II	АО «Саяны», 1991–1994	
0,17	7,4	7,79	1,07	1,77	0,16	11,73	99,21	II	»	
0,14	12,03	6,9	0,57	3,07	0,14	13,01	99	II	»	
0,19	11,16	7,39	1,13	1,53	0,19	14,75	99,07	II	»	
0,42	7,18	7,83	0,56	2,34	0,21	11,69	99,05	II	»	
0,08	3,84	1,98	2,48	3,52	0,23	0,94	99,49	II	Комаревский В. Т., 1966	
0,07	2,28	1,74	2,04	4,96	0,29	0,94	99,33	II	»	
0,05	3,5	1,86	3,42	0,12	0,89	0,89	99,39	II	»	
0,03	1,58	1,5	2,2	4,64	0,09	0,77	99,27	II	»	
0,06	2,03	1013	2,06	5,38	0,18	0,3	99,36	II	»	
0,02	1,19	0,4	2,25	6,26	0,1	0,22	99,13	II	»	
0,04	5,31	2,27	3,42	1,86	0,19		98,92	II	Брынцев В. В., 1982	
0,04	3,16	1,21	2,56	4,15	0,1		99,66		»	
0,08	6,05	3,12	3,6	1,86	0,49		98,76		»	
0,11	8,9	7,05	2,4	0,52	Не обн.		98,84	VIII	»	
0,22	3,64	7,85	2,46	1,05	0,02	1,57	99,53	VIII	»	
0,05	5,55	4,03	3,4	1,7	0,12	0,35	100,68	VIII	»	
0,12	9,37	2,75	2,8	1,94			94,38	VIII	Брынцев В. В., 1982	
0,14	8,07	5,3	2,34	1,4			97,45	VIII	»	
0,1	9,24	4,38	1,3	1,2			95,55	VIII	»	
0,19	10,16	6,22	2,02	1,56			97,03	VIII	»	
0,15	10,44	6,48	1	0,52			98,87	VIII	»	
0,17	8,48	12	1,24	0,96			97,54	VIII	»	
0,04	0,84	0,3	3,15	1,93	1,79	0,95	99,35	VIII	Галимова Т. Ф., 2010	
0,07,	1,96	0,1	5,85	2,8	1,49	0,89	99,3	VIII	»	
0,14	9,89	9,99	0,46	3,76	0,29	6,49	99,45	VIII	Брынцев В. В., 1982	

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
28	10	Елашский* (кл. Фирсенкин)	Трахидолерит	2427/3	45,9	0,48	12,9	6,92	3,32
29	10	»	»	771	46,8	0,41	11,6	7,59	2,38
30	10	»	»	к-412	43,86	0,55	13,93	5,85	5,06
31	10	»	»	к-412/1	43	0,58	14,14	6,19	4,24
32	10	»	»	к-414/1	44,4	0,64	14,92	6,7	3,68
33	11	Малотагульский* (Малотагульский)	Ортоамфиболит	7380	49,48	1,67	13,43	12,96	2,78
34	11	»	»	7378/1	49,87	1,35	12,97,	11,3	3,18
35	11	»	»	2791	47,07	0,95	13,72	6,75	5,21
36	11	»	»	4948	49,3	1,04	13,53	10,78	3,85
37	11	»	»	4956	46,95	1,06	13,5	10,06	4
38	12	Нерсинский* (Присяянский прогиб)	Долерит	4092/3	51	1,09	14,65	8,72	2,53
39	12	»	»	4033	52	1,17	13,01	9,28	2,3
40	12	»	»	7846	51,2	1,01	13,76	8,8	3,33
41	12	»	»	551/1	46	2,08	12,95	8,36	3,43
42	12	»	Миндале-каменные долериты	Р-1	50,28	2,06	13,78	5,08	7,95
43	12	»	Долерит	Д-15	48,37	1,7	15,27	9,24	2,8
44	13	Ангаро-гасеевский (Нижнеудинский)	»	501	48,1	1,63	13,86	11,85	2,11
45	13	»	»	С-2-2	48,1	1,88	15,52	11,07	2,72
46	13	»	»	С-2-5	48,4	1,72	16,78	10,93	2,27
47	13	»	»	С-2-10	48,6	1,88	15,85	10,09	3,71
48	13	»	»	С-2-13	48,6	2,12	14,87	11,11	3,57
49	13	»	»	С-2-17	47,4	2,28	18,44,	9,62	1,93
50	14	Гуникский (Уватский)	Гранит биотит-амфиболовый	703	68,3	0,36	14,5	2,23	0,78
51	14	»	»	702/3	67,5	0,42	14,3	2,57	1,1
52	15	Канский (Канская глыба)	Плагиогранит	284/2	73,1	0,52	12,7	1,38	1,09
53	15	»	»	12015/2	70,7	0,54	14,65	3,04	0,6
54	16	Кулибинский (Агульский)	Габбро-диорит	1	54,95	0,08	15,72	6,34	3,74
55	17	Гутарский (Малоянгозинский)	Перидотит	2217-А	49,92	0,08	4,24	6,91	3,55
56	17	»	Габбро	6507-7	43,6	2,04	14,1	9,07	3,24

Содержание, %								Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма		
0,17	10,28	8,56	1	3,92	0,42	5,46	99,52	VIII	Брынцев В. В., 1982
0,16	7,8	12,46	0,58	3,62	0,29	4,82	99,35	VIII	»
0,51	6,85	13,21	0,36	3,58,	0,29	5,03	99,15	VIII	»
0,39	7,24	15,28	0,36	2,92	0,29	5,1	99,89	VIII	Андрющенко С. В., Галимова Т. Ф., 2000
0,29	11,07	9,4	0,68	3,62	0,32	4,26	100,07	VIII	»
0,26	10,42	6,09	1,6	0,66	Не обн.	0,33	99,89	VIII	Супруненко Л. Н., 1977
0,2	10,53	6,72	1,94	0,76	Не обн.	0,61	99,58	VIII	»
0,17	11,97	9,07	1,64	0,3	Не обн.	0,77	99,67	VIII	»
0,14	10,89	7,43	1,9	0,23	Не обн.	0,39	99,63	VIII	»
0,13	11,7	9,26	2	0,36	0,01	0,65	99,77	VIII	»
0,12	9,05	6,59,	2,46	1,22	0,1	1,76	99,25	VIII	Брынцев В. В., 1982
0,14	8,24	5,22	2,46	2,52	0,11	2,75	99,93	VIII	»
0,13	8,38	8,08	1,78	1,9	0,12	1,7	100,19	VIII	»
0,11	2,57	10,44	0,32	3,56	0,19	9,16	99,16	VIII	»
0,16	4,26	6,36	4,96	1,1	0,21	3,14	99,34	VIII	»
0,13	10,15	6,45	2,52	1,22	0,21		98,13	VIII	Белозеров Г. А., 1968
0,17	9,3	7,9	2,38	0,7	0,22	1,35	99,48	II	Галимова Т. Ф., 2010 г.
0,17	9,84	6,06	2,4	0,58	0,21	0,5	99,19	II	Макеев Ю. Л., 1986
0,15	10,11	5,17	2,66	0,76	0,2	0,4	99,71	II	»
0,18	9,14	5,17	2,5	1	0,26	0,45	98,87	II	»
0,02	9,69	4,77	2,52	0,96	0,26	0,5	99,12	II	»
0,13	9,69	7,16	2,58	0,56	0,16	0,5	99,49	II	»
0,05	1,4	1,71	3,6	5,15	0,17	1,01	99,26	IX	Галимова Т. Ф., 2010
0,05	2,39	1,81	3,7	4,64	0,19	0,9	99,57	IX	»
0,07	3,77	0,7	3,62	0,6	0,07	1,73	99,59	XIII	Родченко С. А., 1985
0,05	2,63	0,3	4,04	2,37	0,17	0,51	99,6	XIII	»
	6,58	4,84	2,75	1,3				XIII	Рассказчиков А. Н., 1968
0,16	8,41	23,51	0,9	0,15	0,34	1,14	99,31	XIII	Брынцев В. В., 1985
0,15	12,31	11,06	2,02	0,68	0,13	1,1	99,73	XIII	»

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы						
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	
57	17	Гутарский (Малоянгозинский)	Сиенит	6504	58,9	0,59	21,15	2,68	1,79	
58	17	»	Сиенит	6510/6	59	0,31	23,18	2,35	1,24	
59	17	»	Диорит	2216а	50,66	0,44	19,91	4,43	6,12	
60	18	Идарский* (Гореловский)	Перидотит	4756	37,95	0,18	1,4	8,35	11,78	
61	18	»	»	4755	42,9	0,14	1,46	5,22	7,66	
62	19	Покровский* (Миричунский)	Гарцбургит	1375/1	42,18	0,04	0,66	3,38	5,43	
63	19	»	»	541в	42,81	0,07	1,38	7,51	1,04	
64	19	»	Дунит	1985	40,42	0,04	1,34	2,67	4,68	
65	21	Инжигейский* (Инжигейский)	Габбро	0121-7	46,5	1,48	17,76	6,86	3,99	
66	21	»	Габбро субщелочное	7314-12	50,26	1,54	16,26	6,36	5,01	
67	21	»	Диорит	7314/9	51,96	1,36	16,27	6,23	5,01	
68	21	»	Сиенит	6121/2	60,12	0,86	18,32	2,85	2,04	
69	22	Малобирюсинский* (Малобирюсинский)	Габбро	335	41,78	2,52	16,13	7,27	7,87	
70	22	»	Габбро	958	48,06	1,6	17,43	5,94	4,87	
71	22	»	Диорит	1254	55,98	1,37	16,16	3,59	2,23	
72	23	Ийский (Тепсинская интрузия)	Дунит	2374/1	39,2	0,12	5,58	7,15	6,26	
73	23	»	Дунит	7335	36,94	0,17	3,5	5,55	4,89	
74	23	»	Перидотит	2409	39,45	0,01	1,48	0,94	6,98	
75	24	Бугульминский* (Бугульминский)	Граносиенит	41	70,82	0,45	14,4	1,11	1,43	
76	24	»	Порфириовидный гранит	43	73,2	0,35	13,62	1,17	0,97	
77	24	»	»	44	70,2	0,56	14,75	1,73	1	
78	24	»	Среднезернистый гранит	47	75,23	0,1	13,14	0,78	0,38	
79	24	»	»	48	74,3	0,5	13,23	1,27	0,26	
80	24	»	»	49	75,62	0,14	13,23	0,89	0,46	
81	25	Мадарский* (Инжигейский)	Метагаббро	01596-2	47,88	0,98	15,56	7,23	4,24	
82	25	»	Метадиабаз	01567-3	47,79	0,96,	16,2	7,66	4,1	
83	25	»	»	01587-2	51,72	0,96	14,6	6,09	5,43	
84	25	»	Диорит	9164-2	53,31	0,83	18,02	4,2	3,6	
85	26	Огнитский* (Огнитский)	Гранит аляскитовый	1032-1	76,23	0,28	11,58	0,66	1,88	

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,06	2,57	1,31	6,92	2,3	0,35	1	99,89	XIII	Брынцев В. В., 1985	
0,02	3,43	0,6	7,3	1,28	0,1	1,1	99,49	XIII	»	
0,1	8,02	2,29	5,05	1,5	0,39	0		XIII	»	
0,27	1,75	30,49	0,18	0,15	0,02	6,96	99,45	XIII	»	
0,16	3,95	29,91	0,24	0,15	0,02	7,46	99,3	XIII	»	
0,14	0,76	44,46	0,15	0,15	0,02	2,45		XIII	»	
0,11	0,28	44,18	0,12	0,7	0,03	2,03		XIII	»	
0,13	0,5	38,51	0,02	0,01				XIII	»	
0,11	9,14	7,46	3,44	1,34	0,44	0,4	99,26	XIII	»	
0,23	8,06	3,89	3,78	1,99	0,43	1,2	99,22	XIII	»	
0,15	5,11	5,99	4,17	1,57	0,35	1,55	99,98	XIII	»	
0,07	3,14	1,1	5,86	4,22	0,39	0,36	99,27	XIII	»	
0,15	11,5	5,84	3,78	1,05	1,24	0,85	99,95	XIV	»	
0,16	7,69	6,33	3,82	1,82	0,59			XIV	»	
0,12	7	4,6	4,25	2,37	0,43			XIV	»	
0,13	3,95	30,06	0,18	0,16	0,04	5,75	99,3	XIV	Макеев Ю. Л., 1981	
0,13	1,88	36,35	0,1	0,04	0,04	9,69	99,33	XIV	»	
0,08	0,16	37,56	0,01	0,02	0,03	12,08	99,54	XIV	»	
0,06	1,06	0,55	3,52	4,87	0,1	1	99,35	XIV	Воронцов А. Е., 1972	
0,05	0,8	0,46	3,2	5,52	0,05	0,78	99,98	XIV	»	
0,78	1,17	0,62	3,62	5,57	0,17	0,5	100,07	XIV	»	
0,2	0,39	0,09	3,82	4,6	0,04	0,78	99,54	XIV	»	
0,03	0,86	0,26	3,25	4,6	0,05	1	99,47	XIV	»	
0,05	0,72	0,4	3,29	4,41	0,03	0,84	100,05	XIV	»	
0,16	8,64	8,47	2,47	0,2	0,2		99,85,	XIV	Брынцев В. В., 1985	
0,17	9,04	7,98	1,98	0,36	0,18		99,47	XIV	»	
0,16	7,84	7,28	1,92	0,16	0,19		99,92	XIV	»	
0,08	6,46	3,08	5,18	1,66	0,6		99,92	XIV	»	
0,01	0,07	0,36	3,82	4,92	Сл.	0,2	99,92	XV	Макеев Ю. Л., 1981	

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
86	26	Огнитский* (Огнитский)	Гранит аляскитовый	5543	76,55	0,18	10,83	1,16	1,72
87	26	»	Гранит эгирин-рибекитовый	2660	77,59	0,07	11,96	0,17	1,17
88	26	»	»	1035	76,35	0,22	11,38	0,83	1,6
89	26	»	Граносиенит	2571	65,5	0,64	13,9	2,28	1,06
90	27	Казырский* (Крыжинский)	Габбро (9)		43,67	3,6	15,62	8,29	5,6
91	28	Запевалихинский* (Запевалихинский)	Меланократовый троктолит (15)		44,73	0,4	12,68	10,6	0,92
92	28	»	Анортозит (9)		47,04	0,16	27,4	3,21	0,67
93	28	»	Габбро-норит (7)		46,15	0,68	13,97	5,08	11,1
94	28	»	Габбро (5)		48,48	1	8,61	2,09	9,32
95	29	Ольховский (Падунский)	Габбро (1)		48,8	0,65	15,23	5,06	2,97
96	29	»	Диорит (4)		55,62	0,75	17,25	5,48	2,49
97	29	»	Плагио-гранит (1)		68,04	0,32	15,2	3	2,34
98	31	Беллыкский* (Кара-Хемский)	Олигоклазовый микроклиновый гранит		71,92	0,14	14,83	0,79	1,36
99	31	»	Порфиридовый гранит		74,04	0,19	12,58	1,51	1,83
100	32	Сайбарский (Катунский)	Сиенит щелочной (25)		61,3	1,05	18,15	2,7	1,35
101	32	»	Сиенит авгитовый (3)		56,74	0,7	20,3	2,75	2,9
102	32	»	Нефелиновый сиенит (9)		55,34	0,62	21,37	3,35	2,41
103	32	»	Граносиенит (9)		67,29	0,61	15,18	3,02	2,46
104	33	Арысканский* (Арысканский)	Щелочной гранит (7)		71,75	0,07	14,87	0,9	1,51
105	33	»	»		71,95	0,43	13,23	1,67	1,5
106	34	Актовракский (Соругский)	Серпентинит (1)		41,16	0,05	1,99	2,4	4,32
107	36	Аксугский* (Аксугский)	Габбро (1)		50,05	0,88	17,15	5,4	5,8
108	36	»	Кварцевый диорит (2)		62,6	0,61	17,32	2,5	2,7
109	36	»	Порфиридовый гранодиорит (2)		65,18	0,42	17,09	1,97	1,95
110	36	»	Порфиры (2)		67,52	0,35	16,1	1,73	1,65
111	37	Эденский* (устье р. Эден)	Габбро (32)		48,04	1,12	14,38	8,59	1,52

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,12	0,28	0,1	4,94	4,58	0,01	0,18	100,73	XV	Макеев Ю. Л., 1981	
0,01	0,21	He обн.	4,3	4,3	0,03	0,27	100,08	XV	»	
0,04	0,43	0,3	4,67	4,7	Сл.	0,1	100,65	XV	»	
0,07	1,46	0,74	4,94	6,09	0,01	0,5	99,37	XV	»	
0,21	10,13	4,94	3,49	0,9	1,56		98,05	XIX	Беззубцев В. В., 2001	
0,17	9,56	17,15	1,57	0,21	0,06,		98,05	XIX	»	
0,045	12,68	4,23	2,49	0,27	0,066		98,26	XIX	»	
0,2	9,47	9,59	2,02	0,14	0,09		98,49	XIX	»	
0,18	14,32	13,81	1,03	0,02	0,03		98,7	XIX	»	
0,14	9,51	10,31	2,48	1,13			96,28	XIX	»	
0,145	7,13	4,7	3,37	1,17			98,1	XIX	»	
0,13	1,51	1	5,68	1,68			99,26	XIX	»	
0,003	1,4	0,3	4,54	5	0,03		100,31	XIX	»	
0,06	0,7	0,3	3,8	4,2	0,04		99,25	XIX	»	
0,13	2,34	1,11	6,5	4,48	0,4		99,51	XIX	»	
0,29	3,26	1,46	4,43	4,2	0,03		97,06	XIX	»	
0,17	2,16	1,84	7,64	4,81			99,71	XIX	»	
0,165	1,31	0,65	5,5	4,73			100,91	XIX	»	
0,03	0,43	0,12	5,35	4,54	0,05		99,66	XIX	»	
0,032	1,42	0,39	3,9	4,97	0,051		99,54	XIX	»	
0,03	0,48	37,19	0,1	0,05	0,02		87,94	XXXVI	Сутурин А. Н., 1978	
1,14	6,3	4,55	2,45	2,3	0,24		96,26	XIX	Беззубцев В. В., 2001	
0,05	3,95	1,9	3,9	1,86	0,16		97,55	XIX	»	
0,05	3,09	1,39	4,55	1,85	0,12		97,67	XIX	»	
0,04	2,43	0,94	4,13	2,12	0,09		98,05	XIX	»	
0,16	11,35	9,03	2,07	1,17				XX	Брынцев В. В., 1985	

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
112	37	Эденский* (устье р. Эден)	Пироксенит (12)		49,11	0,48	6,61	6,48	1,03
113	37	»	Диорит (3)		52,87	0,93	18,66	6,97	1,04
114	37	Дербинский (р. Уда, п. Алыгджер)	Гранит	4170	73,6	0,29	13,9	1,63	
115	38	»	»	4166/3	74,5	0,16	1,41	1,68	
116	39	Хайламинский* (Зашихинский)	Альбитит	5153	75,63	0,08	12,02	0,29	0,73
117	39	»	»	5181	67,06	0,16	17,17	2,45	3,12
118	39	»	»	5160	74,96	0,1	13,34	0,37	1,13
119	39	»	»	5161	72,35	0,1	13,59	0,96	1,54
120	39	»	»	5162	74,04	0,1	13,34	0,44	1,71
121	40	Урдаокинский (Желос)	Дунит	5	42,88	0,39	6,16	6,62	5,04
122	41	Урдаокинский (Токты-Ой)	Дунит	4	41,44	0,45	5,93	5,85	12,7
123	41	»	Габбро	2503	48,3	1,02	14,05	6,27	5,33
124	42	Зиминский* (Белозиминский)	Пироксеновый йолит		38,14	2,45	12,9	4,34	7,1
124	42	»	Йолит с шорломитом		43,9	0,51	18,7	5,19	3,91
125	42	»	Нефелиновый сиенит		40,44	1,08	20,74	2,17	4
126	43	Ангаульский* (г. Ангаула)	Долерит	737	48,65	0,85	14,41	10,52	1,91
127	43	»	»	661	44,92	1,39	14,94	13,68	2,06
128	43	»	Габбро-долерит	665	49,96	1,3	12,34	7,94	7,45
129	43	»	»	0665а	48,1	0,88	13,54	9,17	3,2
130	45	Остюренский* (Остюренский)	Габбро	13065	50,74	1,36	20,62	5,68	2,46
131	45	»	Сиенит	13126	57,96	0,48	19,45	3,67	3,58
132	45	»	Троктолит	13406	46,84	3,52	15,67	10,76	3,5
133	45	»	Перидотит	13406г	28,54	7,42	1,95	21,01	17,23
134	45	»	Лейко-габбро	13406д	47,52	2,88	19,05	8,28	2,34
135	46	Хойтоокинский* (Хаактыг-Ойский)	Габбро	1246/1	48,8	1,22	17,38	9,69	1,51
136	46	»	»	184/3	48,12	0,99	19,28	5,49	2,55
137	46	»	»	264	49	0,65	16,97	6,13	2,17
138	46	»	»	2244	49,24	0,76	17,22	6,24	3,24
138	46	»	»	к-11	48,4	1,04	16,79	6,42	3,91
139	46	»	Диорит	2323/1	50,04	2,64	14,76	10,07	3,5

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,14	17,32	15,41	0,88	0,43					XX	Брынцев В. В., 1985
0,14	8,7	4,53	3,69	0,81					XX	»
0,031	1,6	0,45	2,53	5,12	0,065	0,74	99,9		XXI	Тимашков А. Н., 2010
0,048	1,28	0,17	3,39	4,12	0,054	0,44	99,9		XXI	»
0,02	0,28	0,3	5,46	2,64		0,32	97,96		XXI	Бошерницан Н. З., 1973
0,12	1,56	0,27	5,26	3	0,01	2,02	99,1		XXI	»
0,03	0,10,	0,19	5,68	3,3	0,01	0,12	99,3		XXI	»
0,12	0,26	0,19	5,68	4,46	0,01	0,18	99,58		XXI	»
0,05	0,21	0,19	5,16	4,6	0,01	0,1	100,01		XXI	»
0,16	4,92	31,98	0,57	0,15	0,03				XXII	Рожников А. В. 2007
0,26	5,74	32,08	0,22	0,07	0,04				XXII	»
0,15	10,8	8,38	2,54	0,42	0,11	1	99,26		XXII	»
0,36	21,79	2,98	3,62	1,61	0,4	1,94			XXIII	Старовойтова М. П., 1960
0,36	1269	3,79	1,36	3,33	0,54	4,5			XXIII	»
0,22	5,34	0,46	7,7	6,86	0,54	0,76			XXIII	»
0,2	11,16	6,96	2	1,4	0,07	0,18	99,76		XXIII	Абрамович Г. Я., 1968
0,15	8,88	7,02	1,92	1,38	0,17	0,19	100,58		XXIII	»
0,22	10,18	6,14	2,12	0,8	0,11	0,03	100,07		XXIII	»
0,19	11,58	8	1,7	0,85	0,06		99,74		XXIII	»
0,11	8,33	2,18	4,54	0,43	0,95		99,5		XXVII	Пятов О. И., 1978
0,14	8,86	0,99	6,14	2,87	0,16		99,66		XXVII	»
0,26	9,34	3,99	3,77	0,37	1,36		100,12		XXVII	»
0,63	7,88	10,12	0,36	0,3	2,57		100,09		XXVII	»
0,12	8,14	2,33	4,5	0,5	1,38		100,31		XXVII	»
0,11	12,17	6,26	3,19	0,67					XXVII	Зашихин Ю. П., 1971
0,092	11,73	6,81	2,59	0,81					XXVII	»
0,13	12,36	7,57	2,35	0,95					XXVII	»
0,143	10,07	8,05	2,42	0,9					XXVII	»
0,145	10,93	6,66	3	0,67					XXVII	»
0,19	7,11	4,13	3,87	2,06					XXVII	»

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
140	47	Игнокский* (Игнокский)	Гранит	5090	62,52	0,63	14,22	5,12	0,7
141	47	»	Гранодиорит	ш-1293	60,81	0,71	15,06	5,49	0,61
142	47	»	»	ш1297	60,72	0,71	15,06	5,23	1,1
143	48	Ингашинский* (трубка Искра)	Кимберлит		35,42	1,2	4,2	3,52	3,63
144	48	Ингашинский (трубка Искра)	»		35,41	1,18	2,67	4,3	4,21
145	48	»	»		20,52	1,27	2,4	2,72	1,48
146	49	Китойский	Гнейсогранит	621	73,2	0,85	12,5	1,85	1,25
147	50	Гуникский* (Гуникский)	Гранит	5041	71,46	0,37	12,5	3,44	0,18
148	50	»	»	5042a	71,53	0,41	12,81	3,16	0,85
149	50	»	Гранодиорит	4797	70,04	0,35	13,94	3,06	0,38
150	50	»	Гранит	5040a	70,21	0,42	13,48	3,31	0,6
151	51	Саянский* (Зимовнинский)	Гранит	35	65,6	0,61	15,6	0,46	0,44
152	51	»	Гранит	40	65,04	0,61	15,7	0,45	0,57
153	51	»	»	1986	72,13	0,31	13,97	2,6	0,42
154	51	»	Гранодиорит	782a	59,1	0,77	15,98	5,3	1,82
155	51	»	Диорит	1088	58,76	0,88	16,02	2,85	0,57
156	52	Зимовнинский (р. Тагна Черная)	Метадолерит		48,71	1,9	13,69	11,39	2,92
157	52	»	Ортоамфиболит		46,91	1,23	10,21	13,65	1,51
158	52	»	»		48,81	1,08	13,41	11,84	2,1
158	55	Мажалыкский (Кош-Чарык-Хемский)	Оливиновое габбро	18094/2	41,8	1,05	23,74	4,67	4,1
159	55	»	Габбро-норит (7)	18094/3	47,27	1,55	23,4	7,9	5,16
160	55	»	Пироксеновое габбро	18096/4	44,74	0,88	24,73	4,2	3,12
161	55	»	Анортозит (9)	18096	47,26	1,32	15,71	3,45	8,9
162	56	Таннуольский (Бий-Хемский)	Кварцевый монзонит	1260	59,18	1,05	15,99	6,07	1,44
163	56	»	Тоналит	2251	62,88	0,84	16,81	3,69	2,25
164	56	»	Гранодиорит	63-6	69,32	0,48	14,72	2,87	1,3
165	56	»	Гранит	9a	67,32	0,56	15,53	2,95	1,74
166	57	Бреньский (Улуг-Ойский)	Гранит	15222	73,4	0,23	13,79	1,47	0,36

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,08	4,55	4,03	3,64	2,64	0,14	1,13	99,49	XXIX	Абрамович Г. Я., 1968	
0,07	5,18	3,97	3,55	2,35	0,21	1,39	99,3	XXIX	»	
0,07	4,88	4,18	3,66	2,18	0,21	1,31	99,35	XXIX	»	
0,11	10,15	23,12	0,14	0,94	0,28		99,67	XXIX	Корнаков В. В., 2010	
0,1	6,42	29,61	0,08	0,75	0,43		100,25	XXIX	»	
0,16	31,58	11,6	0,08	0,12	1,02		100,25	XXIX	»	
0,04	1,4	0,4	3,4	3,32	0,34	0,55	99,1	XXX	Галимова Т. Ф., 2010	
0,23	1,66	0,56	3,3	4,8	0,33	0,87	99,7	XXIX	Абрамович Г. Я., 1968	
0,46	1,62	0,45	3,12	4	0,22	0,67	99,3	XXIX	»	
0,17	1,81	0,57	4,2	5,5	0,12	0,35		XXIX	»	
0,04	1,74	0,89	3,3	4,45	0,13	0,78	99,35	XXIX	»	
0,06	2,78	1,32	3,86	3,66				XXX	Абрамович Г. Я., 1968	
0,07	2,89	1,51	3,81	3,82				XXX	»	
0,03	0,88	0,43	3	4,87	0,08		99,35	XXX	»	
0,08	2,96	4,06	2,86	4,24	0,17	Нет	99,57	XXX	Абрамович Г. Я., 1968	
0,096	5,05	4,32	1,85	4,09	0,2	Нет		XXX	»	
0,23	8,35	5,7	3,5	0,55	0,12		99,77	XXIX	Корнаков В. В., 2010	
0,2	11,03	9,21	1,97	0,5	0,08		100,01	XXIX	»	
0,32	9,14	8,18	0,92	1,82	0,08		99,59	XXIX	»	
0,096	13,74	4,09	2	0,3	0,073	1,86	100,23	XXXII	Корж А. И., 1983	
0,13	13,07	5,11	1,06	0,72	0,1	3,64	100,09	XXXII	»	
0,13	13,34	0,43	1,16	0,14	0,12	1,36	99,76	XXXII	»	
0,16	16,46	3,96	0,46	0,16	0,15	2,42	100,43	XXXII	»	
	3,39	2,26	4,6	3,39		1,8	99,61	XXXII	Шенкман Я. Д., 1962	
	5,22	2,1	3,75	2,26		Нет	90,76	XXXII	»	
	3,6	1,06	3,67	2,91		Нет	100,18	XXXII	»	
	3,4	1,19	4,61	2,06		Нет	99,49	XXXII	»	
0,03	0,56	0,3	3,3	5,8	0,03		100,11	XXXII	Корж А. И., 1983	

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
167	57	Бреньский (Улуг-Ойский)	Гранит	13752	75,02	0,15	13,12	0,39	0,56
168	57	»	Сиенит	13969	69,37	0,52	15,15	1,44	1,3
169	57	»	Граносиенит	15440	68,04	0,45	14,7	2,02	1,77
170	57	»	Гранит	17471-1	73,15	0,28	13,82	1,03	1,04
171	57	»	»	9439	74,59	0,05	12,88	0,83	0,03
173	58	Сангиленский (Дугдинский)	Нефелиновый сиенит	197	49,82	0,47	20,18		2,85
174	58	»	Щелочной сиенит	4143	57,4	0,25	20,36	3	3
175	58	»	»	267	64,5	0,55	16,11	2,31	2,34
176	58	»	Нефелиновый сиенит	2576	55,88	0,25	20,85	5,1	1,48
177	58	»	Щелочной гранит	517	70,04	0,28	14,23	1,21	2,59,
178	59	Улуг-танзекский	Альбитит		55,95	0,27	14,5	1,12	6,46
179	59	»	»		64,28	0,42	17,88	2,37	1,01
180	60	Хорингольский* (левый борг р. Хорин-Гол)	Пироксенит	1316	49,32	0,9	16,87	7,08	4,42
181	60	»	Габбро	1к	51,48	0,8	18,72	5,36	2,81
182	60	»	Габбро-диорит	23с	53,84	0,66	17,46	4,07	2,93
183	60	»	Кварцевый порфир	7с	69,32	0,24	14,44	3,63	0,22
184	60	»	Гранит	20с	65,98	0,44	16	3,34	1,41
185	60	»	Граносиенит	1с	65	0,52	18,16	3,27	1,41
186	61	Сархойский* (Сархойский)	Щелочно-земельный гранит	Долина р. Цаган-Гол	70,87	0,27	15,1	1,81	2,39
187	61	»	»	Река Дунда-Зарлин, левый борг р. Саган-Гол	75,05	0,21	13,07	1,5	2,23
188	63	Хуренский (р. Даштаг)	Метадолерит	119/2	50,61	1,66	15,23	12,72	Не опр.
189	63	»	»	394/1	46,53	2,85	12,37	18,3	Не опр.
190	63	»	Метариолит	521/1	77,51	0,17	11,47	2,89	Не опр.
191	64	Урикский* (2-фаза – Урикский)	Гранит	26	74,2	0,19	13,3	1	0,89
192	65	Хонченский* (р. Хончен)	Эгириновый гранит-порфир	66-/4	72,3	0,13	12,57	0,49	5,33
192	65	»	Эгириновый сиенит-порфир	69/7	62,94	0,07	18,46	0,4	4,79

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,1	1,26	0,36	3,66	4,24	0,04		100,04	XXXII	Корж А. И., 1983	
0,12	1,25	0,75	4,21	4,85	0,14		100,16	XXXII	»	
0,09	2,69	1,69	4,62	2,5	0,13		99,64	XXXII	»	
0,1	2	0,73	3,73	3,57	0,06		100,31	XXXII	»	
0,03	0,84	0,12	4,88	3,78	0,01		98,87	XXXII	»	
0,2	4,12	0,49	8,06	4,91	0,097	1,01	99,87	XXXII	Шенкман Я. Д., 1962	
0,13	2,46	0,3	7,12	5,68		0,84	100,84	XXXII	»	
0,97	0,63	0,47	5,43	5,77	0,057	0,02	99,69	XXXII	»	
0,07	2,87	0,68	6,06	5,76	Сл.	0,53	99,99	XXXII	»	
0,08	0,41	0,19	5,26	6,21	0,09	0,4	99,99	XXXII	»	
0,09	5,76	0,25	9,92	0,23	0,08	0,4	98,4	XXXIII	Махин Г. В., 1966	
0,08	1,18	0,5	6,65	4,87	0,07	0,36	99,85	XXXIII	«	
0,16	9,72	7,52	1,97	0,81	0,11	1,24	100,12	XXXIV	Ставский Э. Ф., 1962	
0,1	10,43	4,94	1,92	1,2	0,23	1,78	99,77	XXXIV	»	
0,07	12	1,96	2,44	1,6	0,31	1,9	100,26	XXXIV	»	
0,06	4,93	0,47	2,58	2,22	0,29	1,28	99,98	XXXIV	»	
0,12	3,68	1,54	3,78	2,48	0,11	0,92	99,8	XXXIV	»	
0,1	4,22	1,26	2,28	2,1	0,17	0,72	99,49	XXXIV	»	
0,03	1,52	0,69	2,29	5,58	0,08	0,7	99,48	XXXIV	Такайшвили Г. К., 1962	
0,03	0,36	0,17	2,43	6,1	0,05	0,2	99,93	XXXIV	»	
0,23	8,39	6,63	4,37	0,04	0,13			XXXV	Кузьмичев А. Б., 2004	
0,26	11,9	5,91	1,35	0,35	0,18			XXXV	»	
0,16	0,46	0,34	5,13	0,99	0,07			XXXV	»	
0,01	1,12	0,2	3,21	4,46	0,05	0,52	99,14	XXXV	Галимова Т. Ф., 2010	
0,13	1,06	0,84	3,93	1,53	0,04		99,64	XXXVI	Рогачев А. М., 1984	
0,16	1,34	0,24	6	4,34	0,03		100,58	XXXVI	»	

№ п/п	Номер на схеме	Комплекс (фаза) массив	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃
193	65	Хонченский* (р. Хончен)	Эгириновый гранит-порфир	69/2	72,6	0,08	11,28	1,15	3,32
194	67	Урдагарганский* (р. Урдо-Гарган)	Долерит	1027/1	52,57	1,42	15,76		13,54
195	67	»	»	1027/3	54,7	1,31	14,96		12,04
196	67	»	»	514/4	51,1	1,36	15,45		15,48
197	67	»	»	521/2	54,58	1,45	15,15		14,84
198	68	Холбинский (в Гарганском мас- сиве)	Плагипорфир	1037/1	69,81	0,34	14,91	1,97	0,57
199	68	»	»	1043/3	68,2	0,2	16,87	2,04	0,68
200	68	»	Гранит-порфир	1038/1	71,16	0,27	14,83	1,94	1,16
201	68	»	»	1038/2	71,38	0,24	14,68	1,6	0,78
202	69	Ботогольский* (Ботогольский)	Нефелиновый сиенит	1	52,12	0,04	19,24	1,58	5,18
203	69	»	»	2	54,65	0,03	19,21	1,44	3,18
204	69	»	»	3	54,06	0,02	23,12	0,43	1,06
205	69	»	Йолит	26	44,86	2,05	15,96	19,92	2,53
206	69	»	Щелочной сиенит	32	53,78	1,48	16,03	8,33	1,63
207	69	»	»	33	50,32	0,9	10,9	14,3	1,03
208	70	Сумсунурский* (Сумсунурский)	Габбро	55/81	50,9	0,46	9,6	не опр.	11,58
209	70	»	Диорит	PK178	62,4	0,35	13,09	не опр.	5,817
210	70	»	»	PK170	62,8	0,38	16,3	не опр.	5,07
211	70	»	Плагιοгранит	ZH-22	68,3	0,36	15,11	не опр.	3,96
212	70	»	Гранодиорит	45d-89	65,5	0,45	15,17	не опр.	5,65
213	70	»	»	46A-89	67,7	0,3	14,59	не опр.	4,01
214	71	Ильчирский* (Оспинский)	Дунит (32)		40,05	0,03	0,71	6,23	1,9
215	71	»	Гарцбургит (20)		41,03	0,01	0,95	6,31	1,96
216	71	»	Серпентинит (27)		38,17	0,02	1,31	3,08	3,9
					39,73				

* Петрогипические массивы

Содержание, %									Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п	Сумма			
0,16	0,22	0,96	6,1	3,6	0,04		99,64	XXXVI	Рогачев А. М., 1984	
0,22	5,09	5,08	4,89	1,21	0,21			XXXV	Кузьмичев А. Б., 2004	
0,18	4,36	5,15	4,69	2,42	0,19			XXXV	»	
0,23	4,45	8,09	2,68	0,99	0,17			XXXV	»	
0,19	5,35	4,78	2,18	1,29	0,18	0		XXXV	»	
0,05	2,37	1,27	6,2	2,42	0,1			XXXV	»	
0,06	5,4	0,8	4,89	0,77	0,09			XXXV	»	
0,03	3,02	0,59	5,35	1,54	0,1			XXXV	»	
0,02	3,45	0,36	5,42	1,88	0,08	0		XXXV	»	
0,07	5,42		8,22	5,54	0,06			XXXV	Костюк В. П., 1966	
0,06	3,2	0,55	8,63	6,25	0,02			XXXV	»	
	2,1		9,37	5,9	0,03			XXXV	»	
0,25	10,83	0,61	6,84	2,41				XXXV	»	
0,36	11,6		5,12	0,72				XXXV	»	
	16,8	2,08	2,28	1,42	0,23			XXXV	»	
0,21	11,6	12,2	1,47	0,54	0,09			XXXV	Гребенщикова В. И., 2004	
0,07	3	2,5	2,68	2,72	0,09			XXXV	»	
0,07	2,75	2,1	3,28	3,02	0,12			XXXV	»	
0,06	3,65	1,27	3,78	2,05	0,11	1,32		XXXV	»	
0,09	4,06	1,62	3,55	2,44	0,15	1,25		XXXV	»	
0,06	3,42	1,28	2,89	2,8	0,1	2,66		XXXV	»	
0,19	0,53	47,77	0,05	0,02	0,01		99,95	XXXVI	Сутурин А. Н., 1978	
0,13	0,65	47,48	0,05	0,03	Сл.		100,58	XXXVI	»	
0,13	1,43	39,73	0,13	0,09	0,01		99,95	XXXVI	»	

Химический состав

№ п/п	Номер на схеме	Свита (толща)	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	3	Мальцевская толща	Риодацит	7060/14	75,20	0,21	11,97	4,65	0,51
2	3	»	»	7058	69,1	0,45	17,37	1,31	3,63
3	3	»	Риолит	100	68,5	0,39	14,4	3,04	1,85
4	5	Нерхинская свита (Мал. Тагул, скв.)	Трахит	1/80	63,1	0,99	16,44	4,06	0,69
5	5	»	»	1/382	64,72	0,94	16,2	3,84	0,93
6	5	»	Андези-базальт	2481/6	57,75	0,82	15,69	6,36	1,86
7	5	»	»	1217/4	49,02	1,21	15,93	6,35	3,67
8	5	»	Липарит	1/4098	73,11	0,26	13,49	0,55	1,38
9	8	Чернореченская толща	Метадолерит	707/2	47,9	1,56	13,3	2,56	11,72
10	9	Часовенская толща	Ортоамфиболит	3680	51,2	1,13	13,4	2,17	11,02
11	9	»	»	8/3802	46,8	3,36	13,6	2,25	10,9
12	9	»	»	ш-3638	52	1,87	13,05	2,6	11,58
13	9	»	»	ш-4031	46,85	1,6	11,87	3,17	12,04
14	9	»	Метадолерит	ш-565	48,4	1,25	13,68	2,72	11,02
15	9	»	»	к602/2	47,32	1,03	12,59	2,41	10,12
16	9	»	»	ш-524	51,2	1,8	15,1	1,82	11,58
17	20	Инжигейская свита (водораздел рек Нижний и Сухой Инжигей)	Андези-базальт	тш-446/1	54	1,35	14,51	4,25	5,09
18	20	»	Базальт	тш-450/1	52,84	0,89	15,65	4,18	4,61
19	20	»	Дацит	тш-442/1	65,89	0,45	15,26	3	0,92
20	30	Имирская свита	Плагиориодацит		72,93	0,21	13,46	2,6	1,51
21	35	Хамсаринская свита	Базальт (4)		50,28	0,9	16,36	3,87	6,92

вулканогенных пород

Содержание, %								Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	п.п.п		
0,14	6,04	0,40	2,36	3,02	0,28	99,41	0,27	II	Ножкин А. Д., 1985
0,03	2,42	0,12	3,3	4,02	0,11	99,5	4,2	II	»
0,08	3,1	0,68	3,62	3,7		99,46		II	»
0,06	2,48	0,36	0,4	8,01	0,26	0		VIII	Супруненко Л. Н., 1977
0,04	0,88	0,32	3,84	5,6	0,16			VIII	»
0,04	3,41	3,01	1,73	4,26	0,32	0		VIII	»
0,17	10,32	5,85	1,68	3,15	0,44			VIII	»
0,01	0,44	0,97	4,44	4,16	0,05			VIII	»
0,23	8,42	7,86	0,61	3,14	0,23	99,15	1,32	VIII	Галимова Т. Ф., 2010
0,23	9,81	5,54	0,35	3,21	0,16	98,26	0,45	VIII	Катъкалов А. В., 1980
0,22	8,7	4,94	1,3	3,68	1,25	100,12	2,93	VIII	Катъкалов А. В., 1980
0,27	6,52	5,53	0,32	5,14	0,2	100,15	0,95	VIII	»
0,21	11,02	5,54	0,54	2,52	0,15	99,36	3,67	VIII	»
0,19	14,4	5,6	0,33	1,64	0,14	99,81	0,38	VIII	Брынцев В. В., 1982
0,17	11,42	7,4	1,17	1,53	0,13	99,98	0,32	VIII	»
0,22	8,49	5,05	0,18	4,04	0,15	99,95	0,32	VIII	»
0,11	7,06	5,87	0,34	3,8	0,23	99,8	2,63	XIII	Родченко С. А., 1985
0,15	8,74	7,56	0,38	3,2	0,11	99,6	2,61	XIII	»
0,04	3,75	1,59	2,59	4,16	0,11	99,03	1,27	XIII	»
0,02	0,43	0,6	2,7	4,35		99,41		XIX	Беззубцев В. В., 2001
0,17	10	6,22	0,4	2,61		97,33		XIX	»

№ п/п	Номер на схеме	Свита (толща)	Порода	Номер пробы					
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
22	35	Хамсаринская свита	Метабазальт (1)		48,42	0,44	12,54	5,11	5,39
23	35	»	Андезибазальт (1)		53,31	0,74	15,91	3,26	6,08
24	35	»	Андезит (1)		59,22	0,37	16,66	2,51	6,22
25	35	»	Плагиориолит (1)		74,14	0,25	14,05	1,55	0,9
26	35	»	Плагиориодацит		71,82	0,32	12,91	1,43	1,44
27	44	Кендейская свита	Игнимбриг	23082-1	76,84	0,19	12,23	0,56	2,43
28	44	»	Дациториолит	43090	71,64	0,27	14,07	0,42	2,37
29	44	»	Риолитовый порфир	43091/1	74,68	0,16	13,06	0,53	1,74
30	44	»	Андезитобазальтовый порфирит	6976	50,3	1,25	17,25	7,25	2,41
31	44	»	Базальтовый порфирит	6789a	45,74	1,17	15,23	3,81	5,35
32	44	»	Андезитовый порфирит	6972д	66,1	0,77	11,63	5,57	0,67
33	53	Тумматтайгинская свита	Базальт (7)		49,04	0,88	15,68	4,16	7,58
34	53	»	Риолит (13)		74,03	0,3	12,73	2,26	1,26
35	53	»	Риолит (18)		73,52	0,3	12,71	1,34	2,44
36	53	»	Долерит (19)		48,07	1,3	15,58	4,51	7,7
37	54	Харальская свита	Метаэффузив (8)		48,08	1,25	15,64	4,04	7,09
38	62	Сархойская свита	Микродолеритовый порфирит	46-с	53,58	0,8	15,69	4,26	4,8
39	62	»	Фельзит	16-с	70,32	0,1	14,72	0,81	0,51
40	66	Хуренская свита	Туф кислого состава	454/3	65,25	0,79	14,18	Не опр.	6,42
41	66	»	»	296/1	69,42	0,56	14,95	Не опр.	3,9

Содержание, %								Лист	Источник
MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	п.п.п		
0,17	12,2	8,16	0,44	2,7		95,57		XIX	Беззубцев В. В., 2001
0,2	9,62	6,08	0,49	2,12		97,75		XIX	»
0,17	7,37	4,2	0,43	1,87		99,02		XIX	»
0,03	0,84	0,5	3,6	4,2		99,06		XIX	»
0,07	4,21	1,41	0,64	3,76		98,01		XIX	»
0,027	0,31	0,37	3,29	2,83	0,064	99,76	0,63	XXVI	Пятов О. И., 1978
0,07	1,37	0,89	3,79	4,21	0,066	99,65	0,43	XXVI	»
0,24	0,54	0,77	3,35	4,78	0,038	99,8	0,23	XXVI	»
0,10	3,6	4,52	0,72	6,6	0,47	98,99	3,95	XXVI	»
0,16	6,86	7,66	1,08	3,84	0,49	99,57	7,6	XXVI	»
0,11	2,47	4,2	0,97	3,4	0,27	99,39	2,95	XXVI	»
0,17	8,05	6,63	0,56	2,43				XXXI	Зайков В. В., 1976
0,08	1,28	0,7	2,28	2,64				XXXI	»
0,07	1,25	1,15	1,02	4,5				XXXI	»
0,19	8,44	6,78	0,35	2,72				XXXI	»
0,16	10,27	6,3	0,27	2,71				XXXI	Зайков В. В., 1976
0,15	10,88	3,86	1,5	2,16	0,56	100,08	1,84	XXXIV	Ставский Э. Ф., 1970
0,05	2,21	1,56	2,8	3,93	0,15	99,82	1,56	XXXIV	»
0,18	6,81	2,28	0,43	3,42	0,24			XXXV	Кузьмичев В. В., 2004
0,11	2,72	1,66	0,24	5,37	0,17			XXXV	»

Список определений радиологического возраста геологических подразделений

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
АРХЕЙ					
Онотский комплекс					
Гнейсо-гранит (циркон)		U-Pb	ЛАГЕД	3396+14	Бибикова Е. В., 1983
Хайламинская толща					
Гнейс биотитовый	Верховья р. Бол. Белая, левого притока р. Гутара	Rb-Sr изохронный	ИГТ ДАН СССР	3260	Романов И. В., 1987
Гнейс биотитовый (циркон)	Бирюсинский блок	Pb-Pb		1900+30	Туркина О. М., 2006
Даштыгхемская толща					
Гранит (циркон)	Даштыгхемский выступ	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	3200	Алтухов Е. Н., 1990
Гарганский комплекс метаморфический					
Гнейсо-гранит, амфиболит, мигматит (вал) (15 проб)	Река Сумсугол, левобережье	Rb-Sr изохронный	Лаборатория БНД РАН, г. Улан-Удэ	3154+35	Скопинцев В. Г., 1995
Гнейсо-гранит, мигматит, амфиболит (вал)		Rb-Sr		3240+57	Скопинцев В. Г., 1996
Таргазойская свита					
Ортоамфиболиты с гранатом (циркон)	Шарыжалгайский выступ	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	2814+18	Галимова Т. Ф., 2010

Грядинский комплекс чарнокитоидов					
Чарнокитоид		U-Pb	ЛАГЕД	3250	Бибикова Е. В., 1982
Китойская толща					
Гнейс биотитовый	Бассейн р. Онот	Rb-Sr изохронный	СО РАН, г. Иркутск	2827+180	Левицкий В. И., 1995
Камчатдальская толща					
Гранат-биотитовый гнейс	Онотский грабен	Rb-Sr изохронный	СО РАН, г. Иркутск	2849–2789	Левицкий В. И., Сандимилова Г. П., 1995
Китойский комплекс мигматит-гранитовый					
Гранит пегматоидный (циркон)	Левый борт р. Онот	ТИЭ	ЛАГЕД	3024+100	Бибикова Е. В., 1982
Плагиигранит (циркон)	Булунский блок	U-Pb		3330+8	Бибикова Е. В., 1983
Плагиигранит (циркон)	Онотский грабен, р. Онот	U-Pb	ЛАГЕД	3250+100	Бибикова Е. В., 1983
Гранит биотит-амфиболо- вый (циркон)	Шарыжалгайский выступ, р. Китой	U-Pb	СО РАН, г. Иркутск	2532+12	Гладкочуб Д. П., 2005
Хадаминский комплекс мигматит-гранитовый					
Гранодиорит гранат-био- титовый (циркон)	Подпорогский массив	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	2640+30	Брынцев В. В., 1985
Плагиигнейсо-гранит (циркон)	Бассейн р. Бирюса, устье р. Мурка	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	2050+2680+30	Брынцев В. В., 1985
Гнейсо-гранит биотито- вый (циркон)	Подпорогский массив, р. Бол. Речка, район г. Останец	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	2000	Брынцев В. В., 1985
Гнейсо-гранит биотито- вый (циркон)	Руч. Водопадный, басс. р. Бирюса	U-Pb	ИГФМ, г. Киев	1900+15	Брынцев В. В., 1985

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
ПРОТЕРОЗОЙ Алхадырская свита					
Дистеновые сланцы, мрамор	Река Барбитай, приток р. Уда	U-Pb изохронный	ЛАГЕД	1980–2220	Бибикова Е. В., 1982
Дербинский комплекс диорит-гранитовый					
Гранит биотитовый (циркон)	Дербинский блок, р. Уда	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	499,1+3,1; 479,+11	Галимова Т. Ф., 2010
Гранит пегматоидный	Дербинский массив	Rb-Sr изохронный № 4	ЦИИ ВСЕГЕИ	1655+96	Рублев А. Г., 1992
Ийский комплекс аподунит-перидотитовый					
Ультрабазит (циркон)	Барбитайский массив, уч. Токты-Ой	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	2587+16; 2614+22; 1983+13; 1252+43	Салаев А. В., Дистлер, неопубликованные материалы
Зимовнинский комплекс метаперидотит-метагаббровый					
Метагаббро-долерит (циркон)	Бол. Кирей	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1878+13	Корнаков В. В., 2010
Габбро-долерит (циркон)	Левый борт р. Ока, район р. Ингаши	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1913+24	Гладкочуб Д. П., 2007
Канский комплекс гранодиорит-гранитовый					
Гранит, гнейсогранит	Арзыбейская глыба	Rb-Sr изохронный № 6	ЦИИ ВСЕГЕИ	2054+62	Рублев А. Г., 1992

Саянский комплекс гранодиорит-гранитовый					
Гранит (циркон)	Река Шаблык, Урикско-Ийский грабен	U-Pb изохронный	ЛАГЕД	2220+180	Бибилова Е. В., 1982
Редкометалльный пегматит (серия проб)	Бассейн р. Елаш	Rb-Sr	СО РАН	2014+75	Похольченко Ю. А., 1980
Гранит (циркон)	Река Барбитай, р. Огнит, бассейн р. Уда	U-Pb изохронный	ЛАГЕД	1960+60,1870+30	Бибилова Е. В., 1983
Гранодиорит (циркон)	Река Елаш	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1950–2120+30	Брынцев В. В., 1990
Пегматит (циркон)	Река Елаш	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1940+30	Еремин Г. М., 1980
Гранит (циркон)		Pb на тепловых нейтронах	ВИМС	1910–1940	Еремин Г. М., 1980
Двуслюдяной гранит (циркон)	Бирюсинский массив	U-Pb	ВИМС	1879+8	Донская Т. В., 2002
Пегматит (мусковит)	Река Елаш	Rb-Sr	ЦИИ ВСЕГЕИ	1730	Галимова Т. Ф., 2010
Диорит пироксен-рогово- обманковый (iф) (циркон)	Верховья, р. Прав. Бол. Кирей	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1863+9	Корнаков В. В., 2010
Гранит (циркон)	Барбитайский массив	U-Pb	СО РАН, г. Иркутск	1858+20	Левицкий В. И., 2002
Гранит лейкократовый (микроклин-олигоклазо- вый) (циркон)	Правый борт р. Бол. Кирей	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1837+10	Корнаков В. В., 2010
Гранодиорит	Бассейн р. Бол. Бирюса	U-Th-Pb	ИГФМ, г. Киев	1820	Брынцев В. В., 1990

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
Кварцевый порфир	Руч. Соловьевский	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1780	Брынцев В. В., 1985
Гранит мусковит-турмалиновый	Устье р. Мальхан	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1730+30	Брынцев В. В., 1985
Гранит биотитовый (циркон)	Бассейн р. Елаш	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1700	Брынцев В. В., 1985
Гранит биотитовый (циркон)	Большереченский массив	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1640–2000+30	Брынцев В. В., 1985
Пегматит мусковитовый (циркон)	Проба № 134/2	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1640–1770+30	Брынцев В. В., 1985
Гранит двуслюдяной (циркон)	Бассейн р. Бирюса, устье р. Мурка	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС	1560–1770+30	Брынцев В. В., 1985
Гуникский комплекс умереннощелочных гранитов и гранодиоритов					
Граниты порфировидные биотитовые (циркон)	Река Уват, правый борт, Уватский массив	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1831+33; 1842+15; 1176+20	Галимова Т. Ф., 2010
Гранит биотит-роговообманковый (циркон)	Урикский грабен, Чернотагнинский массив	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1874+5,7	Корнаков В. В., 2010
Гранит лейкократовый (циркон)	Урикский грабен, Чернотагнинский массив	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1842+15	Корнаков В. В., 2010
Гранит биотит-роговообманковый (циркон)	Урикский грабен, Чернотагнинский массив	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1828+6	Корнаков В. В., 2010

Игноковский комплекс тоналит-гранодиоритовый					
Ганодиорит-порфир (циркон)	Урикский грабен, р. Черная Зима	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1887+60	Корнаков В. В., 2010
Кварцевый диорит биотит-роговообманковый (циркон)	Урикский грабен, р. Черная Зима	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1875+7,5	Корнаков В. В., 2010
Гранит	Река Черная Зима	U-Pb	СО РАН, г. Иркутск	1862+3,2	Левицкий В. И., 2002
Диорит биотит-роговообманковый (циркон)	Река Черная Зима	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1778+9	Корнаков В. В., 2010
Гранит	Река Игнок	Pb-Pb	ЦИИ ВСЕГЕИ	1854	Миронюк Е. П., 1996
РИФЕЙ Чернореченская свита					
Ортоамфиболиты	Левый борт р. Бол. Бирюса	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	1190+20;1238+31	Галимова Т. Ф., 2010
Ангаульский комплекс габбро-долеритовый					
Долерит	Река Ингаши	Rb-Sr		1643+10	Домышев В. Г., 1987
Ингашинский комплекс кимберлитовый					
Кимберлит	Река Ингаши	Rb-Sr	СО РАН, г. Иркутск	1268+12	Секерин А. П., 1990
Боксонский комплекс габбровый					
Породы офиолитовой ассоциации (циркон)	Дунжугурский хребет	U-Pb	ЛАГЕД	1042; 1021+5;1019+0,1	Склярёв Е. В., 1994, Бибикина Е. В., 2002

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
Ильчирская свита					
Сланцы углеродисто-глинистые (вал)	Правый борт р. Улзыта	Rb-Sr	БНЦ СО РАН, г. Улан-Уде	709+75	Скопинцев В. Г., 1995
Хуренская свита, субвулканические образования					
Трондьемит (циркон)	Окинская структура, р. Яхошоп	U-Pb		753+16	Кузьмичев А.Б., 2004
Габбро-долерит (клинопироксен, плагиоклаз, апатит, вал)	Окинская структура, р. Яхошоп	Sm-Nd		736+43	Кузьмичев А.Б., 2004
Дибинская свита					
Карбонат		Sr-Sr	СО РАН, г. Иркутск	800–1030	Гелетий Н. К., Анисимова С. А., 2004
Сумсуnurский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый					
Диорит биотит-роговообманковый (циркон)	Левый Борт р. Ока, в 1750 м выше устья р. Хара-Хал-Гол	U-Pbshrimp	ЦИИ ВСЕГЕИ	819,8+7,3	Корнаков В. В., 2010
Тоналит амфиболовый	Река Хойто-Гарган в 500 м выше устья р. Дунда-Гарган	Rb-Sr	ЛАГЕД	812+19	Бибикова Е. В., 1982

Тоналит амфибол-биотитовый	Река Хойто-Гарган в 500 м выше устья р. Дунда-Гарган	U-Pb	ЛАГЕД	785+1	Бибикова Е. В., 1982
Плагиогранит (валовая проба)	Междуречье Зун-Холба и Хара-Гол	Rb-Sr	БНЦ СО РАН, г. Улан-Уде	692+72	Скопинцев В. Г., 1995
Холбинский комплекс дацит-риолитовый					
Риолит (мусковит)	Оспинско-Китойский район, руч. Зеленый	Ar-Ar, Rb-Sr	БНЦ СО РАН, г. Улан-Уде	>690, >660	Жмодик С. М., 2004
Нерсинский комплекс габбро-долеритовый					
Долерит (плагиоклаз)	Шарыжалгайский выступ, р. Китой	Ar-Ar	СО РАН, г. Иркутск	758+4	Гладкочуб Д. П., 2001
Долерит (пироксен, плагиоклаз, вал)	Река Нерса	Sm-Nd	СО РАН, г. Иркутск	743+47	Скляров Е. В., 1998
Долерит (плагиоклаз)	Река Бирюса	Ar-Ar	СО РАН, г. Иркутск	741+2	Гладкочуб Д. П., 2001
Долерит (плагиоклаз)	Река Китой	Ar-Ar	СО РАН, г. Иркутск	612+6	Гладкочуб Д. П., 2001
Бирюсинский комплекс лейкогранитов и кварц-микроклиновых метасоматитов					
Граниподобные метасоматиты умереннощелочные	Зона Бирюсинского разлома	Rb-Sr	СО РАН, г. Иркутск	1625+100	Собаченко В. Н., 1997
Сархойская свита					
Вулканиты различной кремнекислотности (вал)	Река Сархой	Rb-Sr	БНЦ СО РАН, г. Улан-Уде	718+30	Терляев А. А., 1995

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
ПАЛЕОЗОЙ					
Зиминский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов					
Нефелиновые сиениты (циркон)	Белозиминский массив	U-Pb	СО РАН	643+4	Ярмолюк В. В., 2005
Карбонатиты (циркон)	Большетагнинский массив	Rb-Sr	СО РАН	628+21	Чернышева Е. А., 1992
Гутарский комплекс габбро-сиенитовый					
Сиенит (циркон)	Река Гутара, Сарапульский массив	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС, г. Москва	530–950	Брынцев В. В., 1985
Сиенит (циркон)	Малоянгозинский массив	Pb-Pb термоизохронный	ВИМС, г. Москва	570–840	Брынцев В. В., 1985
Тумматтайгинская свита					
Андезиты (вал)	Месторождение Кызыл-Таштыг	Rb-Sr		719+10	Сидорас С. Д., 2005
Таннуольский комплекс гранодиорит-плаггиогранитовый					
Гранит (циркон)		U-Pb	ЦИИ ВСЕГЕИ	451–500	Рублев А. Г., 1995
Ольховский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый					
Плаггиогранит (циркон)	Шиндинский плутон	U-Pb	ЦИИ ВСЕГЕИ	515+10–544+12	Рублев А. Г., 1992

Запевалихинский комплекс пироксенит-габбровый					
Габбро	Запевалихинский массив	Sm-Nd		487+25	Изох А. Е., 1998
Хужиртайгорхонский комплекс габбро-сиенитовый					
Сиенит (биотит, вал)	Бассейн р. Айнак	Rb-Sr		470+12	Рассказов С. В. (в печати)
Урикский комплекс диорит-гранитовый					
Гранит очковый пегматоидный, 2-я фаза (циркон)	Бассейн р. Дабан-Жалга	U-Pb	ИГГД, г. Санкт-Петербург	532	Хаин Е. В., 1996
Гранит пегматоидный (жильный), 2-я фаза (вал)	Бассейн р. Дабан-Жалга, приток р. Онот	Sm-Nd	ИГГД, г. Санкт-Петербург	478	Хаин Е. В., 1995
Гранит, 2-я фаза	Бассейн р. Ехе-Шигна	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	464+6,2	Галимова Т. Ф., 2010
Кварцевый монцонит, 2-я фаза (циркон)	Верховья р. Даялык	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	475,9 + 4,2	Рыцк Е. Ю., 2000
Сархойский комплекс лейкогранит-гранитовый					
Гранит 2-й фазы	Унигэн-Сарьдагский массив	Rb-Sr		461,5+2,4	Рассказов С. В. (в печати)
Гранит 3-й фазы (биотит)	Хохюр-Жалгинский массив	Ar-Ar		456, 1,5	Рассказов С. В., 2000
Гранит 2-й фазы (вал, сфен, плагиоклаз, K-Na полевой шпат, биотит)	Эхе-Сайгасский массив, 5 точек	Rb-Sr		460+14	Кузьмичев А.Б., 2000
Гранит	Сархойский массив	Rb-Sr		445+14	Абрамович Г. Я., Банковская Э. В., 1989

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
Беллыкский комплекс лейкогранит-гранитовый					
Гранит (циркон)	Поселенский массив	U-Pb изохронный № 4	ЦИИ ВСЕГЕИ	438+2	Рублев А. Г., 1992
Гранит (циркон)	Беллыкский массив	U-Pb изохронный № 4	ЦИИ ВСЕГЕИ	426+1,3–502,7+7,8	Рублев А. Г., 1992
Бугульминский комплекс лейкогранит-гранитовый					
Гранодиорит (циркон)	Река Монкрес	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	440+10	Галимова Т. Ф., 2010
Нерхинская свита					
Трахидациит (вал)	Бассейн р. Агул	Rb-Sr изохронный		416+12	Рихванов Л. П., 1991
Андезибазальт (вал, пироксен, плагиоклаз)	Агульский прогиб	K-Ar	ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург	446+15, 427+25	Рублев А. Г., 1992
Риолит, фельзит	Агульский прогиб	Rb-Sr	ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург	449+10	Рублев А. Г., 1992
Имирская свита					
Трахиреолиты, трахида- цит (вал)	Бассейн рек Кунгус, Агул	Rb-Sr изохронный	ЛАГЕД	447+6	Рублев А. Г., 1998
Базальт	Агульский прогиб	K-Ar	ЛАГЕД	435+16; 367–444	Смагин А. Н., 1981

Илейская толща					
Риолит серицитизированный (циркон)	Река Халба-Харагол	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	464+12	Корнаков В. В., 2010
Трахиролит	Река Зуун-Салаа	Rb-Sr		402+11,1	Воронцова, 2008
Огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый					
Сиенит фаялит-роговообманково-пироксеновый (циркон)	Водораздел рек Додо-Хара-Гол и Ашаг-Дурак	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	471+5	Корнаков В. В., 2010
Сиенит пироксен-фаялит-роговообманковый (циркон)	Верховье р. Ашаг-Дурак	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	456+5	Корнаков В. В., 2010
Граносиенит (6 проб, вал)	Река Холдерма, Холдерминский массив	Rb-Sr изохронный	ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург	439+8	Рублев А. Г., 1992
Граносиенит (5 проб, вал)	Агульский прогиб	Rb-Sr изохронный	ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург	439+8	Рублев А. Г., 1992
Кунгусская свита					
Известняк	В 1,1 км южнее пос. Венгерка	Pb-Pb	СО РАН, г. Иркутск	366+18;352+69	Акулов Н. И., 1991
Известняк	Пос. Венгерка	U-Pb	СО РАН, г. Иркутск	366	Акулов Н. И., 1992
Ботогольский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов					
Нефелиновый сиенит	Ботогольский массив	Rb-Sr изохронный	ЦИИ ВСЕГЕИ	436+38	Банковская Э. В., 1984
Нефелиновый сиенит	Ботогольский массив	Rb-Sr изохронный	БНЦ АН, г. Улан-Уде	350	Рогачев А. М.
Нефелиновый сиенит	Ботогольский массив	Rb-Sr изохронный	БНЦ АН, г. Улан-Уде	215	Рогачев А. М.

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
Елашский комплекс трахидолеритовый					
Пикродолерит	Правый борт р. Бол. Бирюса у пос. Сереброво	Rb-Sr	СО РАН, г. Иркутск	304+3	Секерин А. П., 1995
Хонченский комплекс щелочных гранитов					
Гранит (вал)		Rb-Sr		304+3	Рассказов С. В., 2003
Самсальский комплекс лейкогранитовый					
Лейкогранит		Rb-Sr	БНЦ СО РАН, г. Улан-Уде	287+9	Скопинцев В. Г., 1995
МЕЗОЗОЙ					
Хайламинский комплекс щелочных гранитов					
Гранит рибекитовый, 5 проб (циркон)	Хайламинский массив (Зашихинский)	Pb-Pb изохронный	ВИМС	228–250	Галимова Т. Ф., 1979
Ангаро-тасеевский комплекс габбро-долеритовый					
Долерит (вал)	Тулунский силл	Ar-Ar	г. Пекин	240+10	Иванов А. И., 2006
Долерит (вал)	Падунский силл	Ar-Ar	г. Пекин	239,3+2,4	Иванов А. И., 2007
Долерит (вал)	Толстомысовский силл	Ar-Ar	г. Пекин	240,4 + 2,5	Иванов А. И., 2008
Долерит (вал)	Чуно- Бирюсинский силл	Ar-Ar	г. Пекин	241, 9 + 3,7	Иванов А. И., 2009
Коршуновский, таловский комплексы трахибазальт-базальт-диатремовые					
Ферродолерит	Братское море	Sm-Nd	ЦИИ ВСЕГЕИ	266+50	Галимова Т. Ф., 2006

КАЙНОЗОЙ					
Раннемиоценовые вулканиты					
Оливиновый толеит	Р-н Усть-Боксон	Ar-Ar	Дагестанский АН, Деневерский федераль- ный центр геологичес- кой службы	19,95–95+0,24	Рассказов С. В., 2000
Оливиновый толеит	Р-н Усть-Боксон	Ar-Ar	»	19,78+0,17	Рассказов С. В., 2001
Сорокская свита					
Базальт щелочной оливи- новый (вал)	Хр. Ермосхин	К-Ar	СО РАН	15,3+1,3	Рассказов С. В., 1973
Улуг-аргинская толща					
Базальт	Хр. Улуг-Арга	К-Ar	Дагестанский АН, Деневерский федераль- ный центр геологиче- ской службы	14,71+0,24	Рассказов С. В., 1998
Базальт	Хр. Улуг-Арга	К-Ar	»	16,2–1,8	Рассказов С. В., 1998
Среднемиоценовые вулканиты					
Гавайит (вал)	Река Пр. Забит	Ar-Ar	»	10,55+0,09	Рассказов С. В., 2000
Хирписинская свита					
Гавайит (вал)	Река Табин-Зурга	К-Ar	»	10,4 + 1,0	Рассказов С. В., 2000
Хирбэсинская свита					
Лейкобазальт (вал)	Верховья р. Ямата	К-Ar	»	3,3	Рассказов С. В., 1993
Гавайит меланократовый	Верховья р. Ямата	К-Ar	»	4,75	Рассказов С. В., 1994
Верхнеплиоценовые вулканиты					
Базальт в основании лаво- го плато		К-Ar	ИГЕМ РАН	2,07+0,15	Ярмолюк В. В., 2001

Порода, материал пробы	Место отбора	Метод, количество точек на изохроне	Лаборатория	Возраст, млн лет	Источник информации
Эоплейстоценовые вулканиты					
Базальты толеитовые высокоцокольных террас		К-Ar	ИГЕМ РАН	1,65+0,13; 1,21+0,08	Ярмолюк В. В., 2001
Нижнеоплейстоценовые вулканиты					
Гавайит	Долина р. Бий-Хем	К-Ar	Дагестанский АН, Деневерский федераль- ный центр геологичес- кой службы	0,72+0,7	Рассказов С. В., 2000
Базанит	Вулкан Кадыр-Суг	К-Ar	ИГЕМ РАН	0,565+0,08	Ярмолюк В. В., 2001
Среднеоплейстоценовые вулканиты					
Гавайит	Вулкан Шибит	К-Ar	Дагестанский АН, Деневерский федераль- ный центр геологичес- кой службы	0,22+0,04	Рассказов С. В., 2007
Базанит	Вулкан Плоский	К-Ar	ИГЕМ РАН	0,16 + 0,08	Ярмолюк В. В., 2001
Верхнеоплейстоценовые вулканиты					
Базанит	Вулкан Соруг- Чушку-Узю	К-Ar	ИГЕМ РАН	0,048+0,02	Ярмолюк В. В., 2001
Долинные базальты р. Жомболок-Бий-Хем					
Базальт	Падь Хикушка	ТЛ (термолюм)	СО РАН	0,012	Рассказов С. В., 1996
Шлаковый поток	Вулкан Аткинсона	C14	Лаборатория геологии и палеоклиматологии	6242+12 лет	

**Список определений радиологического возраста,
выполненных при составлении ГК-1000/3 N-47**

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет
1	Чернореченская толща (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	1190±20 1238±31
2	Саянский комплекс (мусковит) пегматитов	Рубидий-стронциевый	1730
3	Ангаро-тасеевский комплекс габбро-долеритовый (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	452,1±8,1 457,2±9,9
4	Гуникский комплекс умереннощелочных, щелочных гранитов и гранитоидов (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	1879,9±9,9 1905±34
5	Дербинский комплекс диорит-гранитовый (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	499,1±3,1 479±11
6	Бугульминский комплекс лейкогранит-гранитовый (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	440±10
7	Таргазойская свита (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	2814±18
8	Урикский комплекс диорит-гранитовый (цирконы)	Уран-свинцовый (SHRIMP)	461±16 464±6,2

Ново-Метелкинское (IV-6-17)	О	Б-Р	388,9		523,4		Г6-1 Ж	9–18,5	0,84–4,6	6902–7965	1,7–4,20	48–52
Площадь Кирей-Зиминская (IV-6-6)	О	Р		5223,6		12029,8	Д	16,7–18,7	1,07–4,40	7550–7920	6,1–7,2	48,8–49,0
Угли бурые												
Площадь Куйтунская (III-6-7)	О	Р	70		87,23	0,7	Б	13,8–28,6	4,6	5721	9,5–16,7	47,2–54,0
Мугунское (III-5-20)	О	Б-Э	807,4		31,7		Б	16,3	1,21–1,39	4400–7228	20,9–21,1	40,3–57
Алюйское (II-5-6)	О	Б-Р		25,2	25,4		Б				13,5–17,89	
Хахарейское (II-6-2)	О	Снято	16,6		21,6		Б	11,2–62,8	0,6–0,8		1,9–10,02	22,5–85,2
Тулунское (III-5-11)	О	Остаток			0,637		Б	13,5–21,3	0,27–1,06	3777–7640	4,5–25,69	40,6–25,69
Азейское (уч-ки Западный 1, 2) (III-5-16)	О	Б-Р	83,7				Б	13,5–21,3	0,27–1,06	3777–7640	4,5–25,69	40,3–57
Азейское (разрез Тулунский) (III-5-18)	О	Б-Э	128,93		15,8		Б	13,5–21,3	0,27–1,06	3777–7640	4,5–25,69	40,3–57
Мугунское (уч. Северо-Западный) (III-4-4)	О	Б-Р	468,54	241,3	2,8		Б	15,8–16,4	0,5	7252–7269	5,4–5,5	48
Мугунское (уч. Восточная площадь) (III-3-25)	О	Б-Р		191,69			Б	23,4	1,55	7346	10,7–12,5	40,3–57
Азейское (уч-к Юго-Восточный) (III-5-28)	О	Б-Р	36,92	2,56	24,24		Б	13,5–21,3	0,27–1,06	3777–7640	4,5–25,6	40,3–57
Сапропелиты												
Будаговское (III-5-5)	П	Б-Р	34,38		29,41			40,7	0,68	7375–8650	7,6–15,5	43,7–71,1

Принятые сокращения: О – открытый, П – подземный (способы отработки); Э – эксплуатируемый, Р – резервный (степень освоённости); Б – учтенные Госбалансом от 1.01.2008 г.

Каранцайский угленосный район										
7	Каранцайское (уч-к 36) (III-6-10)	287	9	0,8–6,58	5–190	3 080 900				3 031 900
8	Площадь Кирей-Зиминская (IV-6-6)	1500	4	0,8–6,4	16,1–168,4					5 226 300
		Всего				3 080 900				8 258 200
Центральносаянский угленосный район										
9	Новометелкинское (уч-к 11) (IV-6-14)		11	0,6–3,0	60–212					
10	Новометелкинское (уч-к 9-10) (IV-6-16)		17	0,8–2,7	26–297	132 300	2571	69 613	60 131	
11	Новометелкинское (IV-6-17)	600	7	0,2–5,2	38–280	388 900	81 600	199 600	107 600	
		Всего				521 200	841 71	269 213	160 731	

10	Мугунское (Восточная площадь) (III-5-25)	63,8	2	1,54–2,08	0-65					191 690
		Всего				1 275 941	336 661	303 332	635 948	432 990
Будагово-Удинский угленосный район										
10	Будаговское (III-5-5)	22	1	1,8	3,75–75,4	Сапр. 34 380 б. у. 5800				
		Всего				Сапр. 34 380 б. у. 5800				

Характеристика месторождений и прояв

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
Минеральные Радоновые					
1	10	Вишняковский (II-2-23)	Источник, скв., амфиболиты трещиноватые	KR ₂ čs	Гидрокарбонатно-магниевая
2	11	Правобережье р. Елаш (II-2-25)	Источник, амфиболиты в тект. зоне	KR ₂ čs	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
3	12	Гутарский (II-2-57)	Источник, сланцы, гнейсы	KR ₁ ah	Кислородно-сульфатные
4	14	Родник, верховья р. Болотная	Песчаники	O ₁ bd	–
5	15	Родник у пос. В. Тангуй	Песчаники	Obd	–
6	26	Родник, р. Мулен	Песчаники	J ₁ ps	–
7	33	Аржан, источник (IV-1-39)	Граниты	Obl	Слабогазированная радоновая вода
8	39	Родник долины р. Шилбей	Песчаники	J ₁ ps	–
9	40	Родник долины р. Зима	Песчаники	J ₁ ps	–
10	37	Хульцайский (Кирейский) (IV-5-20)	Граниты трещиноватые	γKR ₂ s	Газированная радоновая вода

лений минеральных и термальных вод

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
воды лечебные			
воды			
$\frac{-}{0,3-3}$	-	M _{0,08}	-
$\frac{-}{7,5}$	4	M _{0,15} $\frac{\text{HCO}_3 87}{\text{Ca} 76/\text{K} + \text{Na}/12 \text{ Mg} 10}$; Rn = -140 Бк/л	Купальные липовский
$\frac{-}{0,9-4,6}$	$\frac{1,6-2,2}{4,4-7,2}$	M _{0,5} $\frac{\text{HCO}_3 63 \text{ SO}_4 20 \text{ Cl} 16}{\text{Ca} 46/\text{K} + \text{Na}/36 \text{ Mo} 17}$; Rn = 156,5-851 Бк/л Fe - 0,3 мг/дм³. Общ. жест. - 0,05 мг-экв/л	Купальные липовский
$\frac{-}{6}$	-	M _{0,5} $\frac{\text{SO}_4 55 \text{ HCO}_3 28}{\text{Na} 75}$; Rn = 259 Бк/л	Купальные липовский
$\frac{-}{0,2}$	-	M _{0,19} $\frac{\text{HCO}_3 83 \text{ Cl} 13}{\text{Ca} 43 \text{ Na} 28 \text{ Mg} 22}$; Rn = 229,4 Бк/л	Купальные липовский
$\frac{-}{0,3}$	-	M _{0,13} $\frac{\text{HCO}_3 89 \text{ Cl} 10}{\text{Na} 45 \text{ Ca} 33 \text{ Mg} 20}$; Rn = 436,6 Бк/л	Купальные липовский
$\frac{-}{5-7}$	-	CO ₂ - 9-11 мг/дм³ Rn = 1709,4-8639,5 Бк/л	-
0,05	-	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}_3 88 \text{ Cl} 11}{\text{Na} 41 \text{ Ca} 40 \text{ Mg} 17}$; Rn = 162,8 Бк/л	Купальные липовский
$\frac{-}{1,0}$	-	M _{0,19} $\frac{\text{HCO}_3 88 \text{ Cl} 6}{\text{Mg} 40 \text{ Ca} 24 \text{ Na} 22}$ Rn = 188,7 Бк/л	Купальные липовский
-	-	p/a 400-500 γ	-

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
Железистые mine					
11	31	Холдунг-Башский источник (IV-1-37)	–	–	Железистые воды
12	34	Соругский источник (IV-1-44)	Диориты	C_2ho	Вода с железистым вкусом
Сероводородные					
13	28	Центральный	Песчаники. 33,0 м скв.	$J_1\check{c}r$	Сульфатно-кальциевые
14	41	Родник, пр. склон долины р. Игны	Песчаники	$J_1\check{c}r$	Гидрокарбонатно-магниевые
15	48	Родник, пр. борг р. Кара Бурень (IV-3-24)	Граниты дробленые	$\gamma = KR_2$	Кальциевые
16	50	Источник Ажик-Ай-Хем (V-3-19)	Доломиты трещиноватые	RF_3bn	–
17	49	Источник Алды-Дээрмент-Холь (V-3-13)	Доломиты трещиноватые	RF_3bn	С запахом сероводорода
18	52	Источник Олбукский (VI-1-1)	Известняки	RF_3bn	С запахом сероводорода
19	54	Азасский источник (VI-1-3)	Эффузивные	C_1-RF_3tt	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые с сероводородом
20	55	Эн-Суг (VI-2-4)	Эффузивные	C_1-RF_3tt	–
Углекислые ми					
21	17	С. Порог, родник	Аргиллиты	O_1uk	Гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниевая вода

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
ральные воды			
– 5–6	–	–	Полостровский, лечебно-столовые
– 0,05	–	–	Полостровский, лечебно-столовые
минеральные воды			
– 2,0	–	M _{2,38} $\frac{SO_4 64 HCO_3 33}{Ca 71 Mg 16 Na 11}$	Краинский, лечебно-столовые
– 0,5	–	$\frac{HCO_3 81 SO_4 16 H_2 S 76}{Ca 52 Na 25 Mg 22}$	Дарасунский, лечебно-столовые
– 4,0	–	M _{0,20} $\frac{HCO_3 86 Cl 7 SO_4 7 H_2 S 10}{Ca 67 Mg 27 / Ma + K / 5}$	Дарасунский, лечебно-столовые
– 0,015	$\frac{6-7}{-}$	–	Питьевые лечебно-столовые
– 0,05	$\frac{5-7}{-}$	–	–
– 3–4	$\frac{5}{7,1}$	H ₂ S – 0,010 г/дм ³ M _{0,39} $\frac{HCO_3 84 SO_4 14}{Ca 67 Na 22 Mg 10}$	Питьевые, Дарасунский, лечебно-столовые
– 0,01	$\frac{2}{7,5}$	H ₂ S – 0,010 г/дм ³ M _{0,055} $\frac{HCO_3 68 SO_4 30}{Ca 42 Mg 30 Na 28}$ Общ. мин. – 0,55 г/дм ³	Питьевые, Дарасунский, лечебно-столовые
– 0,2	$\frac{2,8}{7,1}$	M _{0,19} $\frac{HCO_3 80 SO_4 16}{Na 47 Ca 41 Mg 12}$ Rn – 62,5 Бк/л	Питьевые, Дарасунский, лечебно-столовые
неральные воды			
– 16,2	–	CO ₂ – 119 мг/дм ³ M _{1,37} $\frac{Cl 75 HCO_3 2 SO_4 5}{/K+Na/67 Ca 21 Mg 12}$	Миргородский, питьевые лечебно-столовые

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
22	36	Чернобирюсинский родник	Граниты трещиноватые	KR ₁	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
23	60	Торпа (Тырба-Хем), источник (VI-3-5)	Доломиты трещиноватые	RF _{3bn}	Гидрокарбонатные с железистым привкусом
24	59	Шандалой, источник (VI-3-4)	–	–	Углекислые, железистые, сульфатно-магниезиальные
25	58	Правый Биче-Соруг, источник (VI-3-6)	Базальты трещиноватые	β N ₁ –N ₂	Углекислые гидрокарбонатные
26	56	Левый Биче-Соруг, источник (VI-3-7)	Базальты трещиноватые	β N ₁ –N ₂	Углекислые гидрокарбонатные
27	57	Конур-Суг, источник (VI-3-8)	–	–	–
28	47	Исвен (р. Улуг-Бырчатуг), источник (V-2-1)	Амфиболовые сланцы трещиноватые	RF _{3bn}	Гидрокарбонатно-кальциевые с примесью щелочей
29	45	Верхне-Кадыр-Осский источник (V-1-2)	Туфы	D _{1kn}	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
30	46	Нижне-Кадыр-Осский источник (V-1-5)	Туфы	D _{1kn}	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
$\frac{-}{1,5-10}$	$\frac{0,5}{5,9}$	$H_2S - 0,29 \text{ мг/дм}^3$ $CO_2 - 1,54 \text{ мг/дм}^3$ $M_{2,79} \frac{HCO_3 83 \text{ Cl} 11}{Ca 63 \text{ Mg} 21 \text{ Na} 16}$	Питьевые, Дарасунский, лечебно-столовые
$\frac{-}{6,5}$	$\frac{6-8}{6,8}$	$CO_2 - 1,04 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,03} \frac{HCO_3 96}{Ca 75 \text{ Na} 16 \text{ Mg} 6}$	Питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{0,05}$	$\frac{3,6}{5,7}$	$CO_2 - 1,71 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,58} \frac{HCO_3 94}{Ca 64 \text{ Mg} 23 \text{ Na} 8}$ $Fe - 0,011 \text{ г/дм}^3$	Питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{0,04}$	$\frac{8}{6,2}$	$CO_2 - 1,25 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,25} \frac{HCO_3 99}{Ca 39 \text{ Mg} 29 \text{ Na} 27}$ $Fe - 0,018 \text{ г/дм}^3$ $H_2SiO_3 - 0,051 \text{ г/дм}^3$	Питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{0,01}$	$\frac{5}{6,2}$	$CO_2 - 1,35 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,34} \frac{HCO_3 97}{Ca 37 \text{ Mg} 28 \text{ Na} 26 \text{ Fe} 6}$ $Fe - 0,019 \text{ г/дм}^3$	Питьевые, лечебно-столовые
-	-	-	-
$\frac{-}{0,025}$	$\frac{11,5}{6,0}$	$CO_2 - 1,6 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,3} \frac{HCO_3 93}{Ca 86}$ Общ.жест. – 23,6 мг-экв/л	Питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{0,1}$	$\frac{14}{5,9}$	$CO_2 - 0,62 \text{ мг/дм}^3$ $M_{1,21} \frac{HCO_3 83 \text{ Cl} 110 \text{ SO}_4 7}{Ca 65 \text{ Mg} 25 \text{ Na} 10}$	Питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{0,1}$	$\frac{9,5}{5,8}$	$CO_2 - 1,23 \text{ мг/дм}^3$ $M_{3,18} \frac{HCO_3 74 \text{ SO}_4 20 \text{ Cl} 15}{Ca 43 \text{ Mg} 33 \text{ Na} 24}$	Питьевые, лечебно-столовые, нарзан

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
31	51	Айнакский источник (V-5-32)	Песчаники	J _{1nr}	Сульфатно-гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые
32	64	Сенца, источник (VI-4-3)	Алевролиты, песчаники	V–C ₂ bk	Углекислые
33	63	Шутхулайский источник (VI-4-4)	Песчаники	V–C ₂ bk	Железисто-углекислая вода
Минеральные во					
34	2	Рождественское (МК) (I-2-23)	Скв. 2Р, глуб. – 115,0 м Песчаники, алевролиты	O _{1uk}	Хлоридно-кальциевые с сероводородом
Минеральные воды					
35	3	Туманшетский источник (I-2-27)	Песчаники в зоне Каменского разлома	RF _{2-3ip}	Хлоридно-натриевые
36	4	Родник у д. Козловка	Доломиты трещиноватые	С _{1us}	Хлоридно-натриевые
37	5	Тальское (I-2-40)	Скв. глуб. – 350 м Доломиты трещиноватые	С _{1us}	Хлоридно-натриевые
38	6	Бирюсинский источник (I-2-42)	Доломиты в зоне Тымбырского разлома	С _{1bs}	Хлоридно-натриевые
39	7	Скв. у д. Георгиевка	Глуб. – 10,0 м Песчаники	RF _{2-3sh}	Хлоридно-натриевые

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
$\frac{-}{0,2}$	$\frac{8}{-}$	-	Питьевые, лечебно-столовые, Дарасунский
$\frac{-}{0,05-0,35}$	$\frac{3}{6,7}$	M _{3,0} Общ. жест. – 16,5 мг-экв/л	Лечебно-столовые
$\frac{-}{0,01}$	$\frac{3}{6,7}$	M _{3,0} Общ. жест. – 16,5 мг-экв/л	Полостровский, лечебно-столовые
ды промышленные			
$\frac{2,65}{0,40}$	$\frac{1,1}{8,2}$	M _{4,8} $\frac{Cl74 SO_420}{Ca75 Na22}$	A – 0,086 тыс. м³/с. B – 0,173 тыс. м³/с. ТКЗ 2135 от 27.11.75. Лечебные, Бириусинский
(без разделения по составу)			
$\frac{-}{1,3-2,6}$	$\frac{5-9}{-}$	Br – 0,033 мг/дм³ M _{38,08} $\frac{Cl97}{Na91 Ca5}$ H ₂ S – 0,002 мг/дм³	Лечебные-купальные C' – 345,6 м³/сут
$\frac{-}{2,0}$	-	M _{5,57} $\frac{Cl87 SO_49}{Na83 Ca11 Mg5}$ U – 5,7 × 10 ⁻⁵ мг/дм³	Минский, питьевые, лечебно-столовые
$\frac{-}{1,0}$	$\frac{-}{7,0}$	M ₁₀₄ $\frac{HCO_343 Cl54 SO_43}{Ca63 Mg25/Na + K/11}$ Ca – 244 мг/дм³ Mg – 98 мг/дм³ /K + Na/ – 43,55 г/дм³ Cl – 57,94 г/дм³ SO ₄ ²⁻ – 2,47 г/дм³ HCO ₃ ⁻ – 46 мг/дм³	Тулунский купальный
$\frac{2,0}{2,0}$	$\frac{6,0-6,5}{-}$	-	Минский, питьевые, лечебно-столовые
$\frac{3,5}{1,08}$	-	M _{7,87} $\frac{Cl97}{Na85 Ca11}$	Минский, питьевые, лечебно-столовые

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
40	8	Соленовская группа родников (МК) (I-2-50)	Доломиты трещиноватые	Є ₁ bl	Хлоридно-натриевые с примесью сероводорода
41	9	Река Малый Тагул, источник (II-2-61)	Эффузивы среднего и кислого состава	D ₁ :O ₃ nr	Сульфатно-кальциевые
42	16	Скв. по правому борту р. Пичушка	Глуб. – 386 м Песчаники	O ₁ uk	Сульфатно-магниевые-кальциевые
43	20	Скв. Тулунская 1-О	Глуб. – 1790 м	Є ₁ us	Хлоридно-кальциевые, бромные
44	22	Скв. Левый борт р. Манут	Глуб. – 60,0 м Мергели	Є ₂ vl	Сульфатно-магниевые-кальциевые
45	25	Скв. у д. Куйтун	Глуб. – ?	J ₁ čr	–
46	29	Скв. Станция Кимильтей	Глуб. – ? Мергели	Є ₂ vl	Сульфатно-магниевые-кальциевые
47	30	Кизи-Хемский источник (IV-1-23)	Доломиты	RF ₃ čt	
48	35	Кадыр-Осский источник (IV-1-51)	Диориты	Є ₂ ho	Вода с железистым вкусом
49	42	Зиминское (ММ) (IV-6-4)	Скв. 1. Глуб. – 100–200 м	Є ₂ vl	Сульфатно-кальциевые

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
$\frac{-}{4,3}$	$\frac{5,5-6,5}{7,2-7,4}$	$M_{4,6} \frac{Cl_{187} HCO_3 12}{Na_{88}}$ $R_n = 4,2 \text{ Бк/л}$ $H_2S - 0,15-0,7 \text{ мг/дм}^3$ $F - 0,2-0,4 \text{ мг/дм}^3$ $B - 0,35 \text{ мг/дм}^3$ $Br - 0,4-5,0 \text{ мг/дм}^3$ $U - 1,7 \times 10^{-3} \text{ мг/дм}^3$	В – 13840 м³/сут. Миргородский, питьевые, лечебно-столовые
0,25	–	$M_{2,1} \frac{SO_4 80 HCO_3 11 Cl 19}{/Na + K/53 Ca 36 Mg 11}$	Краинская, питьевая, лечебно-столовая
$\frac{2,45}{0,2}$	–	$SiO_2 - 5,0 \text{ мг/дм}^3$ $M_{2,34} \frac{SO_4 93}{Ca 70 Mg 27}$	Ашхабадский, питьевые, лечебно-столовые
$\frac{460}{0,007}$	–	$M_{549,1} \frac{Cl 199}{Ca 78 / Na + K / 16 Mg 11}$ $Br - 7210 \text{ мг/дм}^3$ $J - 5,7 \text{ мг/дм}^3$ $Sr - 8070 \text{ мг/дм}^3$ $R_n - 7,4 \text{ Бк/л}$	Тулунский, лечебные
$\frac{14,0}{1,27}$	–	$M_{3,27} \frac{SO_4 86 HCO_3 11}{Ca 44 Mg 40 Na 16}$	Ашхабадский, питьевые, лечебно-столовые
$\frac{55,1}{60}$	–	$M_{3,24} \frac{SO_4 73 HCO_3 21}{Ca 58 Mg 39}$	Ашхабадский, питьевые, лечебно-столовые
$\frac{2,78}{2,0}$	–	$M_{2,28} \frac{SO_4 80 HCO_3 17}{Ca 54 Mg 28 Na 18}$	Ашхабадский, питьевые, лечебно- столовые
$\frac{-}{0,5}$			
$\frac{-}{0,05}$	–	–	Полостровский, лечебно-столовые
$\frac{15,0}{0,24}$	$\frac{20}{7,2-7,4}$	$M_{2,53} \frac{SO_4 90 HCO_3 8}{Ca 73 Mg 14 Na 13}$	А – 26 м³/сут. Краинская, лечебно-столовая

№ п/п	Номер на схеме	Название месторождений и проявлений и положение их на КПИ	Водовмещающие комплексы	Индексы водовмещающих пород	Классификация вод
Термальные воды					
50	32	Кизи-Хемский источник (IV-1-35)	Известняки, доломиты	RF ₃ bn	Гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые, железистые
51	61	Чойганский источник (VI-3-3)	Известняки	RF ₃ bn	Гидрокарбонатные, кальциево-натриевые
52	62	Аршан (Хойто-Гольский источник) (VI-4-1)	Известняки трещиноватые	RF ₃ bn	Гидрокарбонатно-натриевые с высоким содержанием Са

Примечание. ММ – месторождение мелкое; МС – месторождение среднее; МК – место

Стат. уровень дебит, л/с	T, °C pH	Формула ионно-солевого состава	Эксплуатационные запасы, м³/с; тип вод
(теплоэнергетические)			
$\frac{-}{2,15}$	$\frac{25-30}{7,1}$	Rn = 407 Бк/л $M_{0,26} \frac{HCO_3 90 SO_4 8}{Ca 58 Mg 32 Na 9}$ p/a – 600–800 γ	Белокуриха
$\frac{-}{0,03}$	$\frac{14-34}{-}$ (18 л/с со всех ист.)	Общ. мин. – 0,5 г/дм³ $M_{2,6} \frac{HCO_3 9 Cl 3 SO_4 1}{Na 50 Ca 39 Mg 7 K 4}$ Rn = 214 Бк/л He – $12,7 \times 3 \times 10^{-6}$ нсм/см H₂O	Аналог «Боржоми»
$\frac{-}{0,1-3,47}$	$\frac{29-39,5}{7,6}$	$M_{0,6}$ Общ. жест. – 3,44 мг-экв/л He – $12,7-13,5 \times 3 \times 10^{-6}$ нсм/см H₂O	–

рождение крупное; $M_{0,55}$ – минерализация в г/дм³.

Характеристика месторождений

№ п/п	Номер на схеме	Месторождение, номер по каталогу	Водовмещающие комплексы, глубина залегания, количество скважин	Индекс водовмещающих пород	Классификация вод
1	1	Бирюсинское (МК) (I-2-6)	11 скв. Глуб. залег. 2,9–4,1 м. Пески, гравийники	Q _{IV}	Гидрокарбонатно-кальциево-магниевые
2	13	Нижнеудинское (ММ) (II-3-15)	5 скв. Глуб. залег. 26,0–93,0 м. Песчаники	O _{1is}	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
3	18	Анганорское (ММ) (III-5-9)	3скв. Глуб. залег. 85–119 м. Песчаники	J _{1čr} O _{1uk}	Гидрокарбонатно-кальциево-магниевые
4	21	Азейское (ММ) (III-5-23)	4 скв. Глуб. залег. 65–120 м. Песчаники	O ₁	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
5	19	Красноярское (МК) (III-5-12)	9 скв. Глуб. залег. 30–40 м. Песчаники	O _{1uk}	Гидрокарбонатно-кальциево-магниевые
6	23	Алгатауйское (ММ) (III-5-31)	3 скв. Глуб. залег. 51,0 м. Песчаники	O _{1is} O _{1uk}	Гидрокарбонатно-кальциево-магниевые
7	24	Ан-Заводское (МС) (III-6-1)	3 скв. Глуб. залег. 40–43 м. Песчаники	O _{1is} O _{1uk}	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевые
8	27	Каранцайское (ММ) (III-6-9)	20 скв. Глуб. залег. 46–115 м. Песчаники	J _{1čr}	Гидрокарбонатно-натриево-кальциевые
9	38	Белозиминское (ММ) (IV-5-3)	Глуб. залег. 20 м. Гравийники, сланцы	Q _{IV} PR	Гидрокарбонатно-кальциево-натриевые

питьевых и технических пресных вод

Стат. уров. дебит, л/с	Т, °С рН	Классификация ионно-солевого состава	Запасы, тыс. м ³ /сут (баланс на 1.01.2009 г.)			
			А	В	С ₁	С ₂
$\frac{0,8-3,75}{120}$	$\frac{2,5-4,5}{7,0}$	M _{0,195} $\frac{\text{HCO}_3 91}{\text{Ca}50 \text{Mg}31 \text{Na}16}$ Общ. жест. – 2,04 мг-экв/л	103,2	124,5	19,3	–
$\frac{1}{6,8-7,5}$	$\frac{10}{6,8-7,0}$	M _{0,35} $\frac{\text{HCO}_3 86}{\text{Ca}75 \text{Mg}17}$ Общ. жест. – 3,3–4,8 мг-экв/л	8,3	4,3	2,6	–
$\frac{15-17}{40,2}$	$\frac{4-5}{7,7}$	M _{0,55} $\frac{\text{HCO}_3 88}{\text{Mg}49 \text{Ca}31/\text{Na} + \text{K}/20}$ Общ. жест. – 2,1–7,2 мг-экв/л	–	4,1	–	–
$\frac{7-21}{3-14}$	$\frac{-}{7,0-7,2}$	M _{0,65-0,75} Fe общ. – 0,5–0,8 мг/дм ³ Общ. жест. – 8,6–9,1 мг-экв/л	0,716	1,617	–	–
$\frac{1-4}{6,2-45}$	$\frac{3-4}{8-7,4}$	M _{0,41} $\frac{\text{HCO}_3 83}{\text{Ca}42 \text{Mg}32/\text{Na} + \text{K}/26}$ Общ. жест. – 2,1–7,2 мг-экв/л	10,7	19,5	38,9	39,0
$\frac{2-10}{67,5}$	$\frac{5}{7,1}$	M _{0,41} $\frac{\text{HCO}_3 83 \text{SO}_4 14}{\text{Ca}54 \text{Mg}33}$ Fe общ. – 7,45 мг-экв/л Общ. жест. – 7 мг-экв/л	1,33	3,39	0,52	–
$\frac{0,3-43,1}{30,6}$	$\frac{-}{6,8-7,7}$	M _{0,434} $\frac{\text{HCO}_3 78 \text{SO}_4 2 \text{Cl}2}{\text{Ca}50 \text{Mg}38 / \text{Na} + \text{K}/ 13}$ Общ. жест. – 3,77–4,96 мг-экв/л	39,5	7,59	2,49	6,34
$\frac{2,27}{176}$	$\frac{-}{8-9}$	M _{0,68} $\frac{\text{HCO}_3 18 \text{CO}_3 14 \text{Cl} 8 \text{SO}_4 4}{/\text{Na} + \text{K}/ 55 \text{Ca} 10 \text{Mg}3}$ Общ. жест. – 2,2 мг-экв/л	11,27	1,69	–	–
$\frac{-}{8-26}$	$\frac{-}{5,4-7,2}$	M _{0,06-0,14} $\frac{\text{HCO}_3 52 \text{Cl} 25 \text{SO}_4 13}{\text{Ca}43 / \text{Na} + \text{K}/ 20 \text{Mg}20}$ Общ. жест. – 0,9–1 мг-экв/л	–	10,0	–	3,6

№ п/п	Номер на схеме	Месторождение, номер по каталогу	Водовмещающие комплексы, глубина залегания, количество скважин	Индекс водовмещающих пород	Классификация вод
10	43	Зиминское (МК) (IV-6-7)	39 скв. Глуб. залег. 10–17 м. Пески, гравийники	Q _{IV}	Гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные
11	44	Тагнинское (ММ) (IV-6-10)	10 скв. Глуб. залег. 17–38,3 м. Доломиты трещиноватые	Є _{1ap}	Гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые

Примечание. ММ – месторождение мелкое; МС – месторождение среднее; МК – место

Стат. уров. дебит, л/с	Т, °С рН	Классификация ионно-солевого состава	Запасы, тыс. м ³ /сут (баланс на 1.01.2009 г.)			
			А	В	С ₁	С ₂
$\frac{2-3,29}{20-28,6}$	$\frac{4-1,5}{7,7}$	М _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 54 \text{ SO}_4 41 \text{ Cl } 5}{\text{Ca} 87 \text{ Mg} 25 / \text{Na} + \text{K} / 5}$ Общ. жест. – 4,85 мг-экв/л	84,4	178,8	92,0	–
$\frac{7-8}{10,9}$	$\frac{4-5}{7}$	М _{0,24-0,42} Общ. жест. – 2,72–3,82 мг-экв/л	11,5	2,7	–	–

рождение крупное.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,
показанных на листе N-47 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
ГРУППА I. ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Газ, газоконденсат					
1	III-5-9	П	Тулунское (Северо-Тулунское)		321
2	IV-6-8	П	Тагнинское (Маслягорское)		502
3	IV-6-12	П	Хор-Тагнинское		363
Газ гелий					
4	I-6-2	П	Леоновское (Лео-114 ПР)		459
5	II-6-3	П	Добчурское (Д-159 ПР)		459
6	III-5-9	П	Тулунское		395
Уголь каменный					
7	II-3-18	П	Курятское		486, 484
8	II-3-19	П	Левокаменское		124
9	II-3-20	П	Правокаменское		124
10	II-3-24	П	Уватское		124
11	II-4-19	МК	Кадуйское (м. Кадуйчик)		213, 486
12	II-4-21	ММ	Кадуйское (уч. Хингуйка)		486
13	III-4-8	МК	Катарбейское		189, 486
14	III-4-10	МК	Площади Едогонская и Катарбей-Икейская		486, 189
15	III-4-14	МК	Ишидейское, участки 1–3		189, 486
16	III-4-18	МС	Ишидейское, участок 5		189, 486
17	III-5-36	П	Ийское		431
18	III-5-37	П	Ундриковское		431
19	III-5-38	П	Евдокимовское		431
20	III-5-40	П	Едогонское		431, 486
21	III-5-41	П	Икейское. Икейская угленосная площадь		431
22	III-5-42	П	Абжингайское		69
23	III-5-43	П	Кирейское		486

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
24	III-5-44	П	Илдыкское		69
25	III-5-45	П	Малоуглойское		431
26	III-5-46	П	Баракшинское		431
27	III-6-8	П	Каранцайское (участок Западная часть) (Харинское)		486
28	III-6-10	ММ	Каранцайское (участки 1–36)		486
29	IV-5-1	П	Ильминское		82
30	IV-5-2	П	Шильбейское		82
31	IV-5-3	П	Васильевское 1		82
32	IV-5-4	П	Васильевское 2		82
33	IV-5-6	П	Укугунское		82
34	IV-6-6	П	Площадь Кирей-Зиминская		71
35	IV-6-14	МС	Ново-Метелкинское (участок 11)		413, 486
36	IV-6-16	МС	Ново-Метелкинское (участки 9–10)		413, 486
37	IV-6-17	МК	Метелкинское		413, 486
38	V-6-8	П	Голуметское		239, 486
39	V-6-11	П	Мальтинский		239
40	V-6-18	П	Бурдуковский		239
Уголь бурый					
41	I-1-1	П	Парамоновское		35
42	I-1-2	П	Верхнетугушинское		35
43	I-1-3	П	Клюквенное		35
44	I-2-3	П	Тайшетское II		486
45	I-2-9	П	Тайшетское I		486
46	I-2-20	П	Саранчетское		36
47	II-4-7	П	Коксатское		355
48	II-4-12	П	Анташейское		460
49	II-5-6	ММ	Алюйское		312
50	II-6-2	ММ	Хахарейское		60
51	III-4-4	МС	Мугунское		486
52	III-5-1	П	Никитаевское		431
53	III-5-11	ММ	Тулунское (Северное)		486, 431
54	III-5-16	ММ	Азейское (участки Западные 1–2)		486
55	III-5-18	ММ	Азейское (разрез Тулунский)		486

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
56	III-5-20	МС	Мугунское, уч-к Северо-Западный		486, 441
57	III-5-25	МС	Мугунское, уч-к Восточная площадь		486, 441
58	III-5-28	ММ	Азейское (уч-к Юго-Восточный)		431
59	III-5-35	П	Уталайское		431
60	III-6-7	ММ	Площадь Куйтунская		486
Уголь сапропелевый					
61	III-5-6	МК	Будаговское		432
Торф					
61	I-5-2	П	Усть-Мындадуйское		343
63	VI-6-140	ММ	Галечное		439
ГРУППА II. МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
1. Черные металлы					
Железо					
64	I-2-39	П	Таловское I–II	6	36
65	I-2-41	П	Большереченское	2	124
66	I-2-43	П	Березовское	6	36
67	I-2-45	П	Чалпанское	2	36
68	I-2-48	П	Малореченское II	2	36
69	I-2-49	П	Солонечное	2	36
70	I-2-56	П	Малореченское I	2	36
71	I-2-57	П	Пономаревское (Осиновое)	2	36
72	I-2-60	П	Карагасское	2	36
73	I-2-64	П	Правочунарское	2	36
74	I-2-67	П	Серебровское	2	36
75	I-6-1	П	Долоновское	6	195
76	II-1-4	П	Улькинское	4	442
77	II-1-6	П	Правый борт р. Туманшет	9	216
78	II-1-7	П	Усть-Кельчинское	4	442
79	II-1-8	П	Минусинское	4	442
80	II-2-27	П	Елашское	3	36
81	II-2-32	П	Туманшетское	3	36
82	II-2-33	П	Ягинское	2	36

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
83	II-2-34	П	Нижнебельское	4	36
84	II-2-35	П	Лывенское	3	36
85	II-3-7	П	Гематитовое	5	124
86	II-3-37	П	Мангараж	2	124
87	II-3-39	П	Истоки Мангаража	5	124
88	II-6-1	П	Магнитная аномалия 112	5	307
89	III-1-12	П	Большеянгозинское	1	425
90	III-2-10	П	Тайманжа	1	452
91	III-6-2	П	Афанасьевское	9	70
92	IV-3-7	П	Кукшерское	3	150, 243
93	IV-3-33	П	Участок № 24	3	222
94	IV-4-1	П	Верховья Каши	2	420
95	IV-4-22	П	Эльдран	1	369
96	IV-5-29	П	Огной	8	276
97	V-2-12	П	Река Бедий	4	416
98	V-4-4	П	Шибитское	7	391
99	V-4-11	П	Пелиг-Хем	1	391
100	V-4-12	ПМК	Верхне-Ийское	1	283
101	V-4-17	П	Хиаи	1	242
102	V-4-18	П	Перевальный	1	391
103	V-4-19	П	Ак-Даш-Тыг	4	242
104	V-5-6	П	Далдарма	3	276
105	V-5-10	П	Поляков	3	432
106	V-5-13	П	Участок Маноков	4	432
107	V-5-26	П	Стрелка	1	284
108	V-5-39	П	Харанхы	3	59
109	V-6-2	П	Шишига	3	276
110	V-6-14	П	Тагнинское	3	214
111	V-6-20	П	Бельское	8	436
112	V-6-25	П	Большебельский	8	214
113	V-6-27	П	Ерминское	3	214
114	V-6-47	П	Фатуйское	3	225
115	VI-3-1	П	Тырна	1	208
116	VI-4-9	П	Яматинское	3	53

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
117	VI-5-6	П	Правый борт р.Хайт	3	423
118	VI-5-21	П	Железная Шляпа	9	423
Марганец					
119	I-2-33	П	Соколовское	3	372
120	I-2-34	П	Сергинское	3	372
121	I-2-38	П	Курейное	2	36
122	I-2-53	П	Травяное	2	36
123	I-2-59	П	Водораздельное	2	36
124	II-2-29	П	Тайшетское	2	36
125	II-2-59	П	Вершина Мурки	1	272
126	II-3-5	П	Такульшетка	2	124
127	II-3-8	П	Брусовка	2	124
128	II-3-17	ММ	Шунгулеж	2	124
129	II-3-40	П	Кременьшетское	1	124
130	II-3-43	П	Кунгалай	2	124
131	II-3-44	П	Пихтовое	2	124
132	II-3-46	П	Красное	2	124
133	II-3-49	П	(Кеттское) Кетты	2	124
134	III-1-16	П	Агульское	1	425, 139
135	III-1-21	П	Сосновское	1	139
136	III-1-24	П	Участок Додинский голец	5	425, 139
137	III-1-32	П	Река Мал. Тагул	5	425, 139
138	III-1-33	П	Пыхтунское	5	425, 139
139	III-1-34	П	Междуречье Доды и Сигача	5	425, 139
140	III-1-48	П	Река Бол. Кишта	1	483
141	III-3-2	П	Дангыды	2	402
142	III-3-3	П	Рудное	2	402
143	III-3-5	П	Сухой	2	402
144	III-3-6	П	Тележное	2	402
145	III-3-8	ММ	Николаевское	2	402
146	III-3-17	П	Большеерминское	2	402
147	III-3-26	П	Мэдэксское	2	402
148	III-4-12	П	Ишидейское	2	189
149	III-4-16	П	Поперечное	2	435

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
150	IV-3-32	П	Кунтейское	1	222
151	IV-5-16	П	Одайское	4	276
152	IV-5-23	П	Андотское	4	273
153	V-3-14	П	Урда-Шанское 1	5	415
154	V-3-17	П	Урда-Шанское 2	5	415
155	V-4-7	П	Утхумское	4	391
Хром					
156	III-1-13	П	Оракты-Ой	1	425
157	III-1-14	П	Верховье р. Бол. Янгоза	1	425
158	III-2-1	П	Малоензинское	1	452
159	VI-5-64		Правобережье р. Ока	1	424, 438
160	VI-6-54	П	Правобережье р. Онот	1	438
161	VI-6-73	П	С.-з. склон горы Улан-Сарьдаг	1	438
Титан					
162	I-5-3	МР	Северо-Чукшинская россыпь	4	343
163	II-2-49	МК	Малотагульское	1	36
164	II-4-9	ПР	Левококсатское	3	355
165	II-4-10	ПР	Правококсатское	3	355
166	II-4-14	ПР	Анташейское	3	460
167	II-4-20	ПР	Кадуйское	3	213
168	II-5-3	ПР	Умыген	3	460
169	III-4-1	ПР	Талый ключ	3	189
170	III-4-3	ПР	Мут-Муксутское	3	494
171	III-5-14	МС	Тулунское	3	431
172	III-5-17	П	Участок Ирнейский (северный)	3	431
173	III-5-24	П	Участок Ирнейский (южный)	3	431
174	IV-1-2	П	Крыжинское 1	1	13
175	IV-1-5	П	Крыжинское 2	1	13
176	IV-1-4	П	Крыжинское 3	1	13
177	IV-1-6	П	Крыжинское 4	1	13
178	IV-3-11	П	Монкресское (титановое)	1	243
179	V-3-11	П	Удуг-Остюренское	1	416
180	V-3-12	П	Даштыг-Хем	1	416

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
181	V-6-49	П	Дзенгольское	2	432
182	VI-5-2	П	Река Барун-Гол-Дабан	1	423, 438
Ванадий					
183	III-1-27	П	Левый борт р. Мал. Тагул	1	426
184	IV-1-11	П	Таежный	1	481
185	IV-1-15	П	Базовское	2	13
186	IV-1-24	П	Кош-Пешское	1	13
187	IV-3-25	П	Облон-Ой	1	483
188	V-5-38	П	Ала-Сатын-Сарьдал	1	59
189	VI-5-20	П	Правобережье р. Саган-Бильчир	1	423
190	VI-5-41	П	Холбинское	1	438
191	VI-5-65	П	Снежное	1	438
192	VI-5-87	П	Урда-Гарганское	1	424
193	VI-6-18	П	Участок Ехэ-Шигна	3	438
Цветные металлы					
Медь					
194	I-2-51	П	Кл. Сыпучий	1	36
195	I-2-61	П	Пещерное	2	36
196	II-3-10	П	Очкосов	2	124
197	II-3-23	П	Темное	4	124
198	II-3-28	П	Нагорное	2	124
199	II-3-41	П	Пыхтигорское	2	124
200	II-3-42	П	Талье ключи	2	124
201	III-2-14	П	Красный	4	274
202	III-3-1	П	Мало-Бирюсинское	2	402
203	III-3-4	П	Водораздел руч. Березовый и Сухой	2	402
204	III-3-7	П	Водораздел руч. Сухой и р. Большая Ерма	2	402
205	III-3-11	П	ПР 194 ПК 42	2	402
206	III-3-15	П	Гранитное	2	402
207	III-3-16	П	Ярминское	2	402
208	III-3-20	П	Медвежий ключ	1	402
209	III-3-22	П	Марнинское	2	402
210	III-3-30	П	Айсинское	2	402

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
211	III-3-31	П	Огнитское	2	402
212	III-3-38	П	Левый берег р. Уда	2	402
213	III-4-2	П	Порог-Кушун	2	495
214	III-4-21	П	Каша	1	436
215	IV-1-30	П	Перевальное	2	13
216	IV-1-47	МК	Аксугское	6	13
217	IV-1-48	П	Верхне-Даштыгойское	5	13
218	IV-1-49	П	Биче-Кадыр-Осское	5	13
219	IV-1-50	П	Кадыр-Ойское	3	13
220	IV-2-3	П	Хасынак	2	215
221	IV-2-34	П	Уран-Сай	4	266
222	IV-3-12	П	Джуктырское	2	150
223	IV-4-3	П	Улырское	1	273
224	IV-4-5	П	Левогорхонское	2	273
225	V-1-1	П	Биче-Кадыр-Ос	3	268
226	V-3-2	П	Угловое	2	291
227	V-3-3	П	Ханныг-Кадыр-Ос	3	389
228	V-3-6	П	Казыл-Сан-Гас	3	498
229	V-3-10	П	Кара-Буреньский	3	498
230	V-3-15	П	Сохатик	7	290
231	V-3-18	П	Пограничное	6	416
232	V-4-15	П	Илга-Чуя	3	242
233	V-4-26	П	Верховье р. Мунгулик-2	2	122
234	V-6-22	П	Таргаза	2	437
235	V-6-32	П	Закалитное II	2	437
236	V-6-40	П	Наринское	2	437
237	V-6-54	П	Аларское	2	214
238	V-6-58	П	Доодоборжинское	2	214
239	VI-4-14	П	Харагантинское	3	176
240	VI-5-15	П	Левобережье р. Хоньчин	1	423
241	VI-5-54	П	Медное	2	424, 438
242	VI-5-67	П	Мысовое	8	438
243	VI-5-74	П	Восточное	8	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
244	VI-6-1	П	Аларское	2	302
245	VI-6-90	П	Арлыкгольское	6	438
Свинец					
246	III-1-22	П	Базовый	3	426
247	III-2-31	П	Козаковское	1	274
248	III-3-21	П	Свинцовое	1	402
249	III-3-33	П	Пах-Пе	1	402
250	III-3-36	П	Нейгота	5	402
251	III-3-41	МС	Ергожу	2	402
252	III-3-43	П	Руч. Халбалыг-Ой	1	402
253	III-3-44	П	Водораздельное	1	402
254	III-3-47	П	Горелое	1	402
255	IV-2-15	П	Черная Ичемь	1	215
256	IV-3-15	П	Уньшское	1	243
257	IV-5-21	П	Башир (Дальнее)	1	276
258	V-2-6	П	Скарновое	5	416
259	V-2-9	П	Ак-Хемское	1	416
260	V-2-10	П	Оленье	2	416
261	V-3-8	П	Чангыс-Ама	1	416
262	V-4-9	П	Скалистый	1	242
263	V-4-25	П	Верховье р. Мунгулик	1	122
264	V-4-30	П	Хара-Нурское	2	122
265	V-5-22	П	Жодо, Биле, Хара-Гол	2	284
266	V-5-29	П	Илейское	6	212, 356
267	V-5-30	П	Етоманское	6	212, 356
268	VI-2-3	П	Скарновое	2	348, 290
269	VI-3-19	П	Айлыгское	4	296
270	VI-5-78		Водораздел рек Гарган и Урик	1	258, 438
271	VI-5-85	П	Правобережье верховий р. Урда-Улзыты	1	258, 438
272	VI-6-6	П	Приустьевая часть р. Дэдэ-Борто	3	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Цинк					
273	II-3-34	П	Вершинное	3	124
274	II-3-36	П	Водораздел р. Уват, Рубахина скв. 10/85	1	124
275	III-1-38	П	Нижний Барбалыгаяк	2	426
276	III-1-47	П	Река Фомкина	1	352
277	IV-1-40	П	Вершина Биче-Кара-Ой	1	214
278	V-4-24	П	Снежное	1	122
279	V-4-27	П	Верховья р. Дунда-Салаа	1	122
280	V-6-29	П	Ерминский	1	214
281	V-6-53	П	Улунтей	1	214
282	VI-1-5		Дальнее	4	214
Никель					
283	IV-3-4	П	Тартайское	1	150
284	IV-4-12	П	Хоундинский	1	390
285	IV-4-13	П	Желосское	1	390
286	IV-4-14	П	Устье р. Мантагыр	1	390
287	IV-4-16	П	Участок Дергапсы	1	390
288	IV-4-17	П	Токты-Ой	1	390
289	IV-5-11	П	Левозиминское	2	452
290	IV-5-30	П	Междуречье р. Огной–Бурухтуй	1	273
291	VI-5-55		Правый борт р. Ондольтой	1	423, 438
292	VI-6-65	П	Улан-Сарьдагское	1	438
293	VI-6-83	П	Снежное	1	438
294	VI-6-84	П	Озерное	1	438
295	VI-6-108	П	Контактовое	1	438
Кобальт					
296	II-2-7	П	Большереченское	1	36
297	IV-5-13	П	Баширское	2	273
298	VI-6-26	П	Река Савина	1	302, 438
Молибден					
299	II-1-9	П	Центральное	6	443
300	II-1-11	П	Горелый	6	452

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
301	II-1-12	П	Агульское	6	443
302	II-2-36	П	Верхнебельское	3	36
303	II-2-37	П	Малобельское	3	452
304	II-2-42	П	Ларинское Северное	3	36
305	II-2-46	П	Отбойное Западное	2	36
306	II-2-47	П	Река Правая Отбойная	1	372
307	II-2-52	П	Малобельское (водораздел Мал. Белой и Бол. Белой)	2	36
308	III-1-2	П	Малотагульское	2	452
309	III-1-10	П	Базное	4	425
310	III-1-40	П	Высотный	4	483
311	III-1-42	П	Холеминский	4	483
312	III-1-45	П	Перевальный	4	483
313	III-1-46	П	Ужур	4	483
314	III-1-49	П	Левокиштинский	4	483
315	III-2-17	П	Этичен	5	371
316	III-2-30	П	Корзаковский	2	274
317	III-3-35	П	Скарновое	1	401
318	III-3-37	П	Грейzenовое	6	402
319	III-3-39	П	Арыскан-Ой	6	402
320	III-3-42	П	Узун-Ой	2	401
321	IV-1-18	П	Скарновое 1	5	13
322	IV-1-27	П	Ключа Рогатого	7	13
323	IV-1-28	П	Кош-Пеш	4	485
324	IV-1-52	П	Улуг-Кадыр-Осское	2	13
325	IV-2-8	П	Верхнекиченское	2	215
326	IV-2-16	П	Ичемский вулкан	8	425
327	IV-2-25	П	Даштыга	4	481
328	IV-2-29	П	Участок Эдерлигский	4	481
329	IV-2-32	П	Эденское	4	481
330	IV-3-20	П	Молибденовый (Подцейкин)	1	243
331	IV-3-22	П	Сапкольский	7	243
332	IV-4-21	П	Верховье р. Ожигай	4	369
333	IV-5-34	П	Доодо-Мангатгольское	2	82

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
334	V-1-3	П	Даш-Хем	2	235
335	V-1-4	П	Ажинское	8	268
336	V-1-6	П	Барбасэпское	2	268
337	V-1-7	П	Дытгойское	2	268
338	V-1-8	П	Ноянское	2	268
339	V-2-2	П	Северное	2	416
340	V-2-7	П	Тооргу-Ос-Хем	2	416
341	V-2-8	П	Кижиг-Хемское	2	268
342	V-3-4	П	Кар	2	389
343	V-3-9	П	Озерный	2	498
344	V-4-5	П	Аршан-Нур	5	242
345	V-4-16	П	Торликское	2	392
346	V-4-21	П	Правобережный	2	122
347	V-4-23	П	Холбинское	2	392
348	V-5-24	П	Хютли-Жалга	2	284
349	V-5-28	П	Хэрмэшлээшенское	2	59
350	V-6-43	П	Средний Нарин	3	214
351	V-6-48	П	Островное	2	214
352	VI-2-1	П	Толбулское	2	348
353	VI-5-8	П	Верховье р. Мойдо	2	435
354	VI-5-9	П	Река Яхошоп	1	423
355	VI-5-11	П	Река Урда-Хаптагай-Жалга	4	423, 438
356	VI-5-29	ММ	Буруктаевское	2	423, 438
357	VI-5-89	П	Левый борт р. Урда-Гарган	5	439
358	VI-6-5	П	Участок Ермосха	4	435
359	VI-6-28	П	Шагайтэгольское	2	425
360	VI-6-32	П	Левобережье р. Барун-Богдашки	2	438
Вольфрам					
361	II-2-18	П	Шеелитовое	1	36
362	II-2-45	П	Ларинское Южное	1	36
363	IV-1-1	П	Медвежье	2	13
364	IV-1-3	П	Прямой Казыр	3	13
365	IV-1-12	П	Скарновое	2	486
366	IV-2-2	П	Хасынак	4	215

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
367	IV-2-7	П	Бугульминское	6	426
368	IV-3-1	П	Огнит	5	215
369	IV-3-27	П	Вольфрамовый (Грейзеновый)	4	243, 402
370	IV-4-6	П	Аршитта	6	391
371	V-2-11	П	Улуг-Алымское	7	433
372	V-5-5	П	Большая Слюда	2	416, 433
373	V-5-9	П	Участок Медвежий	3	432
374	V-5-11	П	Участок Поляков	3	432
375	V-5-27	П	Голубой	3	432
376	VI-3-11	П	Одарым	2	14, 110
377	VI-3-15	П	Билинское	2	209
378	VI-5-53	П	Хазалхинские	6	438
Олово					
379	I-2-72	П	Мироновское (Мальцевское)	1	36
380	I-2-73	ПР	Россыпь кл. Семнадцатый (правый борт р. Топорок)		36
381	II-2-2	П, НР	Кл. Двойной, кл. Столетний	1	36
382	II-2-11	П, НР	Лидинское	1	36
383	II-2-22	П, НР	Яшкинское, россыпь кл. Алексеевский	1	36
384	IV-4-2	П	Верховья р. Икей	1	391
385	V-6-35	ММ	Бельское	1	304
386	VI-3-10	П	Торой	2	110, 19
Алюминий					
387	II-2-51	П	Решет	1	36
388	III-2-9	П	Дальняя Шельма	1	140
389	IV-1-20	П	Казырское	4	480
390	IV-2-31	П	Малоэденское	1	481
391	IV-3-3	П	Таргайское	1	150
392	IV-4-18	П	Левобережье р. Эльдран	1	456
393	IV-4-20	П	Правобережье р. Эльдран	1	456
394	VI-3-14	П	Дугдинское	2	290
395	VI-5-5	П	Река Шебелик	2	423
396	VI-5-31	МК	Ботогольское	2	359

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
397	VI-5-45	П	Улзытинское	3	423
398	VI-5-86	МК	Боксонское	3	438
Ртуть					
399	III-4-15	ШП	Билютский		421
400	IV-4-4	П	Горхонское	1	500
401	IV-5-36	П	Ингашинское (кл. Детальный)	1	276
402	V-4-6	ШП	Бол. Шибит		242
Мышьяк					
403	V-5-31	П	Верховье р. Етомай		297
3. Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы					
Редкие металлы					
Бериллий					
404	II-2-1	П	Кл. Столетний	1	36
405	II-2-8	П	Левотагульское	1	36
406	II-2-19	П	Алексеевское	1	36
407	II-2-30	П	Тайшетское	1	36
408	III-1-1	П	Бериллиево	2	453
409	III-3-44	П	Водораздельное	2	402
410	IV-1-10	П	Казырское	2	13
411	IV-4-8	П	Квадрат	2	390
412	V-4-24	П	Снежное	3	391
413	V-5-8	П	Окинское	1	433
414	VI-4-2	П	Уткинское	3	282
415	VI-5-7	П	Река Мойдо	1	435
416	VI-5-10	П	Река Сахир-Шулутинское	2	423
417	VI-6-10	П	Даялыкское	1	439
Литий					
418	III-4-20	П	Водораздельный	1	421
419	IV-3-34	П	Ханское	1	389
420	V-5-12	П	Харагольское	1	433
421	V-5-16	П	Далдарминское	1	297
422	V-6-10	П	Жила № 1	1	214
423	V-6-12	П	Жила Музейная	1	214

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
424	V-6-13	П	Жилы № 2, 3	1	214
425	V-6-19	П	Белотагнинское	1	186
426	V-6-23	П	Студенческое	1	186
427	V-6-36	МС	Белореченское	1	303
428	VI-6-8	МК	Урикское	1	303
Тантал					
429	I-2-69	П	Верхнемальцевское	1	36
430	I-2-74	ММ	Александровское	1	36
431	II-2-4	П	Правочасовенское	1	36
432	II-2-10	П	Соколовское	1	36
433	II-2-12	П	Рч. Тенишет	1	36
434	II-2-13	П	Павловское	1	36
435	II-2-16	ММ	Копна	1	36
436	II-2-24	МК	Вишняковское	1	36
437	II-2-26	МС	Отбойное	1	36
438	III-2-32	П	Хоройское	2	215
439	III-3-23	П	Бельское	1	402
440	III-4-22	П	Булгутуй	1	421
441	IV-3-26	МС	Зашихинское	2	403
442	IV-4-11	П	Калга	1	391
443	IV-5-28	МК	Среднезиминское	4	303
444	V-2-4	П	Перевальное	3	416
445	V-4-20	П	Хунды-Ары	1	122
446	V-4-22	П	Солнечное	2	122
447	V-5-17	П	Малореченское	1	430
448	V-6-24	МК	Гольцовое	1	303
449	V-6-28	П	Закалейная	1	437
450	VI-6-9	П	Пегматитовое	1	439
451	VI-6-36	П	Река Даялык	2	439
452	VI-6-38	П	Улета-Жалгинское	1	302
Ниобий					
453	II-1-17	П	Перевал	3	36
454	II-2-3	П	Скальное	1	36

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
455	II-2-5	П	Часовенское 1	1	36
456	II-2-14	П	Водораздельное	1	36
457	III-1-23	П	Вершина Тайманжи	3	274
458	IV-2-22	П	Правоээгинское	1	497
459	IV-4-7	П	Тамхыл	3	391
460	IV-5-9	МК	Большетагнинское	4	303
461	IV-5-17	МК	Белозиминское	4	303
462	V-2-3	П	Анныяк-Тооргу-Ос-Хем	3	416
463	V-2-5	П	Монгойское	2	416
464	V-4-3	П	Арыскан-Ой	6	283
465	V-4-28	П	Оросой	1	122
466	V-4-31	П	Сайлагское	3	122
467	V-4-33	П	Жомболокское	3	122
468	V-5-3	П	Дандоргольское	4	59
469	V-5-25	П	Черно-Тагнинское	1	59
470	V-5-37	П	Буйрактинское	3	59
471	VI-2-2	П	Биче-Баш	3	348
472	VI-3-2	П	Соруг	3	208
473	VI-3-9	П	Тиссинское	1	208
474	VI-3-12	П	Кадыр-Тагское	3	290
475	VI-3-13	П	Бай-Холь	3	290
476	VI-3-18	П	Куу-Тайга	3	290
477	VI-5-22	П	Дайковое	5	438
478	VI-5-32		Хушагольское	5	423, 438
479	VI-6-13	П	Южный склон горы Борьетын-Сарьдаг	1	438
Редкие земли					
480	I-2-58	МР	Подпорожное		36
481	I-2-65	МР	Тегурское		36
482	II-1-13	П	Правокраснинское	6	443
483	II-2-15	П	Грядинское	5	36
484	II-6-4	П	Большеатубьское	7	60
485	IV-1-9	П	Левоказырское	1	13
486	IV-1-21	П	Звериное 2	1	13

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
487	IV-1-34	П	Эдер-Ойское	4	417
488	IV-1-41	МС	Арысканское	1	13
489	IV-1-42	П	Соругское	1	13
490	IV-1-43	П	Истоки р. Аксуг	1	13
491	IV-2-21	П	Няндерминское	2	496
492	IV-4-19	П	Правобережье р. Бол. Шитого	2	390
493	IV-5-12	П	Ярменская рудная зона	3	303
494	V-3-7	П	Чангыс-Ама	1	388
495	V-5-15	П	Зээрдэкшэнское	2	432
496	V-5-18	П	Хойхон Жалга	2	387
497	V-5-20	П	Монацитовый	2	432
498	V-5-23	П	Озерный	2	432
499	VI-3-16	П	Дугдинское	1	290
500	VI-3-17	П	Перевальное	1	290
501	VI-5-4		Шебеликское	4	422, 438
502	VI-6-12	П	Левобережье р. Дуурэн-Гол	2	438
503	VI-6-14	П	Низовье р. Янхор	2	298, 438
504	VI-6-16	П	Устьевая часть р. Хара-Горхон	2	298, 438
4. Благородные металлы					
Золото					
505	II-2-40	П	Малобельское	1	452
506	II-2-41	П	Ларинское Западное	1	36
507	III-1-3	П	Участок Левый Туманшет	1	452
508	III-1-6	П	Участок Левая Ташинда	3	452
509	III-1-7	МР	Кохтарма		353
510	III-1-8	МР	Большаяногизинское		353
511	III-1-9	МР	Большая Речка		353
512	III-1-11	МР	Малояногизинское		426
513	III-1-15	П	Порожистый	1	353
514	III-1-17	П	Участок Амбарный	1	425
515	III-1-18	П	Верховья р. Н. Ермы	2	139
516	III-1-20	П	Яногизинское	2	274
517	III-1-25	МР	Додское		353
518	III-1-26	П	Додинское	1	353

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
519	III-1-29	П	Участок Инжигей	1	353
520	III-1-30	МР	Инжигей		353
521	III-1-35	П	Река Мал. Инжигей	1	353
522	III-2-11	П	Левобережье р. Бол. Бирюса	2	370
523	III-2-12	П	Правобережье р. Нерса	2	370
524	III-2-13	П	Левобережье р. Шельма	2	370
525	III-2-15	П	Верховье Шельмы	2	370
526	III-2-16	П	Мокрый Миричун	3	274
527	III-2-18	МР	Большебирюсинское		353
528	III-2-21	П	Река Мал. Бирюса	1	215
529	III-2-22	М	Катышный	1	274
530	III-2-23	МР	Катышное		353
531	III-2-24	П	Левобережье р. Сухой Миричун	1	215
532	III-2-25	П	Сергеевско-Ильинское	1	353, 274
533	III-2-27	МР	Хорминская		353
534	III-2-28	МР	Нижне-Ильинская терраса		353
535	III-2-29	П	Андреевское	1	274, 353
536	III-2-31	П	Корзаковский	1	215
537	III-3-10	П	Устье р. Бол. Ерма	1	401
538	III-3-13	П	ПР 145 ПК 42,5	1	401
539	III-3-34	П	Бассейн р. Огнит	1	401
540	III-3-41	ММ	Ергожу	1	401
541	IV-1-7	П	Верхнеказырское	1	416
542	IV-1-8	П	Валинское	1	416
543	IV-1-13	П	Мишкинское	5	13
544	IV-1-14	П	Домашнее	5	13
545	IV-1-17	П	Кварцевое	1	13
546	IV-1-19	П	Звериное-1	6	13
547	IV-1-32	П	Верхне-Катунское	1	13
548	IV-1-33	П	Алгыякское	1	13
549	IV-1-36	П	Томское	1	13
550	IV-1-38	П	Чамджякское	1	13
551	IV-2-1	П	Устье р. Янгота	1	353
552	IV-2-2	П	Хасынак	1	215

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
553	IV-2-4	МР	Хорминская 2		353
554	IV-2-5	П	Лев. Хорма	1	353
555	IV-2-6	П	Левобережье р. Мал. Мурхой	1	183
556	IV-2-9	П	Гурбейское	1	425
557	IV-2-10	П	Бугульминский участок	1	353
558	IV-2-12	П	Тынгота	1	425
559	IV-2-13	П	Чернобирюсинское	1	425
560	IV-2-14	МР	Черная Бирюса		425
561	IV-2-23	П	Эгэгинское	1	353
562	IV-2-37	П	Пихтовое	1	266
563	IV-2-38	П	Верхнепихтовое	6	266
564	IV-3-5	П	Участок Хальтинский	1	462
565	IV-3-9	МР	Монкресское		353
566	IV-3-10	МР	Левокукшерское		353
567	IV-3-13	МР	Аройское		353
568	IV-3-14	ММ	Аройское (Золотой)	1	353
569	IV-3-17	П	Кл. Горелый (Верхне-Аройский)	1	353
570	IV-3-21	П	Нижнесапкольское (Сапкол)	1	353
571	IV-3-23	П	Подцейкинское	1	353
572	IV-3-28	П	Левый борт Правой Хайламы	1	353
573	IV-3-35	П	Дургомжинский	1	222
574	IV-4-10	П	Калга	7	389
575	IV-4-15	П	Водораздельный-I	1	389
576	IV-5-8	П	Правый борт р. Ярма	1	353
577	IV-5-14	П	Аралгуй	1	273
578	IV-5-27	П	Золотой	1	353
579	IV-5-31	МР	Чёрная Зима		431, 353
580	IV-5-32	П	Дальний	2	353
581	IV-5-33	П	Игнок	1	353
582	IV-5-35	П	Дандаргол 2	1	273
583	V-3-1	П	Хребтовое 1	1	497
584	V-3-5	П	Сангасский	1	497
585	V-4-2	П	Шибитское	1	242
586	V-4-8	П	Чет-Хем	1	353

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
587	V-4-10	П	Сырны-Ой	2	242
588	V-4-14	П	Хребтовое 2	1	242
589	V-4-29	ММ	Коневинское	1	122, 355
590	V-5-1	П	Верховье р. Рудаша	10	432
591	V-5-33	П	Халбая-Хара-Гол	4	212
592	V-5-35	П	Айнакское	1	212
593	V-6-6	П	Хогот	1	276
594	V-6-9	МР	Большие Углы		436
595	V-6-26	П	Таргазойский	1	437
596	V-6-29	П	Ерминский	1	214
597	V-6-30	П	Бельское	1	432
598	V-6-33	МР	Шанхарская		239
599	V-6-34	П	Хужирское	8	478
600	V-6-37	П	Мало-Елахайский	8	277, 225
601	V-6-38	П	Склоновый	2	225
602	V-6-41	П	Таборный	1	353
603	V-6-44	П	Урган-Биргентуйское	8	225
604	V-6-45	П	Гиргинтуйское	8	225, 277
605	V-6-50	П	Среднеерминское	1	353
606	V-6-52	П	Большеерминский	1	353
607	VI-1-6	ПР	Река Тылба		192, 14
608	VI-1-7	МР	Ключ Лагерный		192, 14
609	VI-1-8	МР	Хадын		192, 14
610	VI-1-9	МР	Стерпановский увал		192, 14
611	VI-4-5	МР	Диби-Шалзаг		176
612	VI-4-6	П	Хорингольское	1	447
613	VI-4-7	П	Бага-Саган-Гольское	1	447
614	VI-4-8	МР	Сархой		447, 176
615	VI-4-12	П	Зуунобогольское	1	176
616	VI-5-17	П	Эрье-Хара-Жалгинское	1	424, 438
617	VI-5-23	П	Дайковое	1	424, 438
618	VI-5-27	П	Верхнехоньчинское	1	438
619	VI-5-34	П	Река Хуша-Гол	2	423, 438
620	VI-5-40	П	Хара-Жалгинское	1	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
621	VI-5-43	П	Харанурское	7	438
622	VI-5-49	ММ	Водораздельное	1	438
623	VI-5-51	ММ	Кварцевое	1	438
624	VI-5-52	МС	Барунхолбинское	1	438
625	VI-5-56	П	Русловое	2	438
626	VI-5-58	ММ	Зона Смежная	1	438
627	VI-5-63	П	Снежное	1	438
628	VI-5-62	ММ	Правобережное	1	438
629	VI-5-66	П	Ондольтойское	1	438
630	VI-5-69	П	Река Шоглой	9	423, 438
631	VI-5-70	П	Гарганское	1	309, 438
632	VI-5-71	П	Река Барун-Холбо	1	438
633	VI-5-76	П	Баритовое	10	438
634	VI-5-79	П	Надежда	2	438
635	VI-5-80	П	Олень	1	438
636	VI-5-83	П	Тохойнурское	1	438
637	VI-6-4	МС	Зэгэн-Гольское	1	353
638	VI-6-17	МР	Шигнинская		438
639	VI-6-19	МР	Река Хончин, приустьевая часть		438
640	VI-6-20	П	Янхорское	1	438
641	VI-6-21	П	Водопадное	1	438
642	VI-6-23	П	Река Хохюр-Дабан	1	438
643	VI-6-39	П	Левобережье р. Хара-Гол	2	438
644	VI-6-40	П	Ехэ-Буту-Гольское	2	438
645	VI-6-41	П	Левобережье р. Ехэ-Гол	4	438
646	VI-6-43	П	Правый приток р. Амбарта-Гол	2	438
647	VI-6-46	П	Ольгинский участок	1	438
648	VI-6-48	П	Верховья р. Амбарта-Гол	2	438
649	VI-6-49	П	Барун-Оспинское	2	438
650	VI-6-50	П	Правобережье р. Онот	1	438
651	VI-6-51	П	Вересень	1	438
652	VI-6-52	П	Левый борт р. Онот	1	438
653	VI-6-53	П	Галенитовое	1	438
654	VI-6-56	П	Амбартогольское	1	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
655	VI-6-57	П	Левобережье р. Онот	2	438
656	VI-6-58	П	Верхне-Хара-Гольское	1	438
657	VI-6-59	П	Брод	1	438
658	VI-6-60	П	Северное	2	438
659	VI-6-61	П	Геофизический II	1	438
660	VI-6-66	ММ	Золотое	1	438
661	VI-6-67	П	Правоозерное	1	438
662	VI-6-68	МС	Зун-Оспинское	1	438
663	VI-6-69	П	Каньон	2	438
664	VI-6-70	ММ	Сфалеритовое	1	438
665	VI-6-74	П	Геофизический III	1	438
666	VI-6-75	МК	Зун-Холбинское	1	438
667	VI-6-78	ММ	Гранитное	2	438
668	VI-6-80	П	Участок Борто-Гол	9	438
669	VI-6-82	П	Скалистый	2	438
670	VI-6-86	ММ	Озерное	2	438
671	VI-6-88	МС	Таинское	10	438
672	VI-6-89	ММ	Самаргинское	2	438
673	VI-6-94	П	Участок Верхнесагансайрский	1	438
674	VI-6-97	П	Медвежье	1, 6	438
675	VI-6-99	П	Участок Хушунский	9	438
676	VI-6-100	ММ	Пионерское	2	438
677	VI-6-101	П	Новый	2	438
678	VI-6-102	П	Русловое	1	438
679	VI-6-103	П	Участок Хуша-Гол	1	438
680	VI-6-104	П	Золотое	1	438
681	VI-6-107	П	Лиственитовое	1	438
682	VI-6-109	П	Левобережье р. Горлык-Гол	2	438
683	VI-6-110	П	Участок Крутой	1	438
684	VI-6-111	П	Зеленый	1	438
685	VI-6-114	П	Река Горлык-Гол	1	438
686	VI-6-115	П	Барунское	1	438
687	VI-6-116	П	Верхне-Горлыкгольское	1	438
688	VI-6-117	П	Участок Южный	1	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
689	VI-6-119	П	Сагансайрское	1	438
690	VI-6-120	П	Верховья р. Горлык-Гол	1	438
691	VI-6-121	ПР	Усть-Горлыкская		438
692	VI-6-122	П	Барунгольское	1	438
693	VI-6-124	П	Скалистый	1	438
694	VI-6-125	ММ	Динамитное	4	438
695	VI-6-126	П	Звездный	4	438
696	VI-6-128	П	Хундыгольское	4	438
697	VI-6-129	П	Антимонитовый	1	438
698	VI-6-131	П	Река Шумак	1	438
699	VI-6-132	П	Ара-Ошейская россыпь		438
700	VI-6-133	П	Шумгайгольское	1	438
701	VI-6-134	П	Иннокентьевское	1	438
702	VI-6-135	П	Арлык-Сардыкское	2	438
703	VI-6-137	П	Река Хойто-Ошон	2	438
704	VI-6-138	ПР	«Горелая» россыпь		438
Серебро					
705	III-2-19	П	Верхнехуллокское	3	274
706	IV-1-25	П	Рогатое	3	13
707	IV-2-35	П	Тувинский	1	183
708	IV-2-36	П	Биче-Ашкосок	1	183
709	VI-5-68		Левый приток р. Урик	1	438
710	VI-5-73	П	Верховье р. Барун-Холбо	1	437, 438
711	VI-5-75	П	Правый борт р. Хойто-Гарган	1	438
712	VI-5-77	П	Река Сумсу-Гол	1	437, 438
713	VI-6-3	П	Правый борт р. Дээдэ-Борто	1	438
714	VI-6-37	П	Левобережье р. Даялык	1	438
715	VI-6-76	П	Оспинское	2	438
716	VI-6-113	П	Река Барун-Гол	1	438
717	VI-6-130	П	Участок Полиметаллический	3	438
718	VI-6-2	П	Левый борт р. Урик	1	438
719	VI-6-7	П	Кл. Заманчивый	1	438
720	VI-6-64	П	Сентябрьское	1	438

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Платина					
721	III-1-19	П	Чадыныг-Ой	1	425
722	IV-1-16	П	Запевалихинское 3	2	13
723	VI-5-38	П	Хурайжалгинское	2	438
724	VI-6-112	П	Васильевское	3	437, 438
Палладий					
725	VI-6-63	П	Истоки р. Ильчир	1	438
726	VI-6-72	П	Река Онот	1	437, 438
5. Радиоактивные элементы					
Уран					
727	I-2-28	П	Крепское-1	1	36
728	I-2-30	П	Крепское-2	1	36
729	I-2-32	П	Крепское-3	1	36
730	I-2-35	П	Крепское-4	1	36
731	I-2-29	П	Туманшетское-1	2	36
732	I-2-36	П	Туманшетское-2	2	36
733	I-2-68	П	Ореольное	1	36
734	II-1-10	П	Снежное	3	444
735	II-1-16	ММ	Рябиновое	1	487
736	II-2-38	П	Говоровское	1	36
737	II-2-39	П	Кременьшетское	1	36
738	II-2-43	П	Водопадное	3	36
739	II-3-14	ММ	Столбовое	1	487
740	II-3-25	ММ	Ансах	2	487
741	II-3-27	П	Восточное	1	124
742	II-3-30	П	Гарет	1	124
743	II-3-32	П	Гольцовое	2	124
744	II-3-33	П	Уватское	1	124
745	II-3-45	П	Произвольное	1	124
746	III-1-4	П	Аномалия 34/220	5	425
747	III-1-5	П	Агульский участок	5	425
748	III-1-31	П	Тана-Ой	4	352
749	III-3-9	П	Аномалия № 710	3	401

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
750	III-3-14	П	Аномалия № 801	3	401
751	III-3-28	П	Огнитское	3	401
752	IV-2-17	П	Хондинский	4	481
753	IV-2-24	П	Бурун-Тагулды	6	481
754	IV-2-28	П	Бурный	6	481
755	IV-2-30	П	Эденское	4	481
756	IV-2-33	П	Хангарок	4	482
757	IV-3-31	П	Иссыг-Суг	4	386
758	IV-5-26	П	Чернозиминское	2	451
759	V-4-13	П	Скарновый	1	391
760	V-5-7	П	Веселый	2	207
761	V-5-14	П	Башкан	2	276
762	V-6-31	П	Удачный	6	456
763	V-6-39	П	Заполошное	2	489
764	V-6-51	П	Крестовое	1	489
765	VI-2-5	П	Улыг-Адыр-Ойское	8	290
766	VI-5-13	П	Река Урда-Хаптагай-Жалга	7	423, 438
767		П	Верховье р. Бол. Белая	6	423, 438
768	VI-5-18		Эрье-Хара-Жалгинское	6	438
769	VI-5-24	П	Хода	6	438
770	VI-5-25	П	Даялыкское	9	423, 438
771	VI-5-28	П	Убэржодойское	6	438
772	VI-5-33	П	Река Дабан-Жалга	9	423, 438
773	VI-5-35	П	Река Дабан-Жалга	6	423, 438
774	VI-5-37	П	Тустукское	6	423, 438
775	VI-6-15	П	Участок Наринский	4	438
776	VI-6-29	П	Кл. Активный	1	438
777	VI-6-55	П	Южный склон горы Милан	4	302
778	VI-6-123	П	Дайковое	2	438
Торий					
779	II-2-9	П	Родионовское	1	36
780	V-4-1	П	Левоутхумское	1	122

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
ГРУППА III. НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
1. Оптические материалы					
Исландский шпат					
781	III-1-28	П	Чадыныг-Ойское		425
782	III-1-39	П	Среднекиштинский		483
783	IV-3-30	П	Урлыга		291
784	V-5-21	П	Биле		284
785	V-6-15	П	Сахирское		436
786	V-6-16	П	Угловское		436
Кварц оптический					
787	II-3-38	П	Верховье р. Мангараж	1	124
788	II-3-50	П	Дангыды	1	124
789	V-6-46	П	Фатуй	1	225
790	V-6-56	П	Нижнесамоходнинское	1	225
791	VI-6-27	П	Самсальское	2	438
792	VI-6-31	П	Верховье р. Узино	2	438
Кварц гранулированный					
793	VI-5-47	П	Харанурское		424
794	VI-5-50	П	Холбинское		424
795	VI-5-61	П	Снежное		424
796	VI-5-72	ММ	Буралсардыкское		438
797	VI-5-88	П	Семерка		424
798	VI-6-33		Шагайтэ-Гольское		438
799	VI-6-42	П	Дабанжалгинское		438
Флюорит					
800	V-6-21	П	Средне-Мальтинское		239
2. Химическое сырье					
Флюорит (флюс)					
801	V-5-36	П	Улуг-Язы		387
802	IV-5-10	МС	Большетагнинское		431

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Барит					
803	I-1-12	П	Улька		216
804	III-4-7	П	Мягла		405
805	III-4-13		Новый		405
Известняк (флюс)					
806	II-3-9	П	Верховья рч. Шумиловка		124
807	VI-5-82	МК	Хужиртайское		438
808	VI-6-139	ММ	Монгошинское		438
3. Минеральные удобрения					
а) фосфатные					
Апатит					
809	III-1-50	П	Усть-Хорминское	2	274
810	III-1-37	П	Правохорминский	2	483
811	IV-5-9	ММ	Большетагинское	1	303
812	IV-5-17	ММ	Среднезиминское	1	431, 303
813	IV-5-18	МК	Белозиминское	3	431, 303
Фосфорит					
814	I-2-54	П	Георгиевка	3	36
815	II-2-6	П	Бирюсинское	5	36
816	II-3-1	П	Теча	4	124
817	II-3-48	П	Ягинское	3	124
818	III-3-12	П	Удинское	3	401
819	III-3-18	П	Марнинское	4	401
820	III-4-5	П	Муксут	3	189
821	III-4-6	П	Удинское (Богатырь)	3	494
822	III-4-17	П	Малобилютское	3	420
823	VI-4-10	П	Хужиртай-Горхонское	1	177
824	VI-4-11	П	Забитское	4	53
825	VI-4-13	П	Базовое	1	53
826	VI-5-12		Река Сорок	4	422, 438
827	VI-5-19	П	Река Хоньчин	4	422
828	VI-5-36	П	Тустукское	4	422
829	VI-5-42	МК	Хара-Нурское	1	493

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
830	VI-5-43	ММ	Хара-Нурское	2	439
831	VI-5-59	П	Шуршаганское	4	438
832	VI-5-84	П	Боксонское	1	438
833	VI-6-18	П	Участок Ехе-Шигна	4	434
4. Керамическое и огнеупорное сырье					
Пески кварцевые огнеупорные					
844	I-3-2	МС	Алзамайское 1		75
Пегматиты керамические					
845	I-2-70	МС	Александровское		36, 244
846	II-2-17	П	Стрелка. Водораздел		37, 244
847	II-2-20	МС	Водораздельный		37, 244
848	II-2-24	МК	Вишняковское		305
849	II-2-28	ММ	Фирсенкин		37
850	II-2-31	ММ	Тайшетское		37
Каолин, глины огнеупорные					
851	I-1-4	П	Южно-Александровское	2	35
852	I-2-13	П	Покровское	2	36
853	I-2-18	МС	Венгерское (уч. Туманшетский)	1	36
854	I-2-19	МС	Венгерское (уч. Сараченский)	1	36
855	I-2-55	П	Река Мал. Подпорожная	2	36
856	II-2-63	П	Вершина Мурки, р. Прямая Мурка	2	37
857	III-5-12	ММ	Тулунское	1	431
858	V-6-17	П	Малый Бурдук	2	240
Доломит огнеупорный					
859	I-2-46	П	Таловское		36
860	I-2-52	П	Соляное		372
861	VI-5-46	П	Орсони-Жалгинское		438
5. Абразивные материалы					
Камни точильные					
862	I-2-62	П	Река Туманшет		372
Гранат					
863	IV-1-22	П	Харлыгойское		13

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Корунд					
864	IV-4-9	П	Калга		389
865	VI-6-35	П	Баргутэйское		424, 438
Камни полировочные					
866	VI-6-118	П	Горлыкгольское		437, 438
6. Горнотехническое сырье					
Хризотил-асбест					
867	II-1-15	П	Верхнекрасное		444
868	II-1-18	П	Река Ёрма		444
869	IV-5-22	П	Медвежий		276
870	VI-5-48	ММ	Мунконовское		438
871	VI-5-81	П	Дунжугурское		438
872	VI-6-79	П	Оспин-Дабанское		438
873	VI-6-85	П	Зеленое		438
874	VI-6-92	П	Хушагольское		438
875	VI-6-96	П	Борто-Гольское		438
876	VI-6-127	МК	Ильчирское		438
Мусковит					
877	II-2-44	ММ	Ларинское		36
878	II-2-48	ММ	Тагульское		36
879	II-2-50	ММ	Нижнезажарминское		36
880	II-2-54	ММ	Верхнерешетское		36
881	II-2-55	ММ	Студенческое		36
882	II-2-56	ММ	Решетское		36
883	II-2-58	ММ	Карачун II		36
884	II-2-60	ММ	Карачун I		36
885	II-2-62	ММ	Голумбейское		36
886	II-2-64	П	Прямая Мурка		36
887	III-2-2	П	Березовое		140
888	III-2-3	ММ	Нерой 2		140
889	III-2-4	ММ	Нерой 1		140
890	III-2-5	ММ	Алашинское		140

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
891	III-2-6	ММ	Шельма		140
892	III-2-7	ММ	Свита жил		140
893	III-2-8	ММ	Тепса		140
894	III-3-19	ММ	Трудовое (Слюдянское)		401
895	III-3-24	П	Яндарминское		401
896	III-3-25	П	Кенготойское (Джугоякское I)		401
897	III-3-27	П	Нюруйское		401
898	III-3-29	П	Джугоякское		401
899	III-3-32	П	Руч. Гнилой		401
900	III-3-40	П	Река Малая Айса		401
901	III-3-45	П	Левобережье р. Красный Огнит		401
902	III-3-46	П	Правобережье р. Красный Огнит		401
903	IV-3-2	П	Мэдэжское		150
904	IV-3-6	П	Сокольско-Шитгинское		150
905	IV-3-8	П	Холопское		150
906	VI-5-1	П	Река Шебелик		422, 438
907	VI-6-30	П	Верховье р. Шагайтэ-Гол		438
Тальк					
908	II-1-14	П	Ёрма	1	444
909	II-1-19	П	Река Харой	1	444
910	III-2-26	П	Больничный	1	274
911	IV-5-19	П	Леводайское	2	276
912	V-6-55	П	Нижне-Самоходкинское	2	225
913	VI-6-44	П	Левобережье р. Онот	1	438
Графит					
914	III-1-41	П	Река Мал. Сигач	1	483
915	III-1-36	П	Барбалыгаякское	1	425
916	III-1-44	П	Река Ванькина	1	483
917	IV-2-18	П	Источный	1	481
918	IV-2-20	П	Нижнехондинское	1	183
919	IV-2-26	П	Верховье р. Дзун-Тагулды	1	481
920	IV-2-27	П	Исток руч. Дзун-Иерелиг	1	183
921	IV-3-16	П	Урангайчикское	1	150

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
922	IV-3-18	П	Гольцовое	1	482
923	IV-3-19	П	Спиринское	1	150
924	IV-3-29		Крестик	1	483
925	V-4-32	П	Орликско-Хомболокское	2	122
926	V-5-19	П	Жарбагайский	1	433
927	V-5-34	П	Архамбокское	2	59
928	VI-5-3	П	Барун-Гол-Дабанское	2	424
929	VI-5-30	ММ	Ботогольское	2	438
930	VI-6-22	П	Река Янхор	1	438
931	VI-6-25	П	Янхорское	1	438
932	VI-6-34	ММ	Барун-Богдашка	1	438
933	VI-6-45	П	Северный склон горы Милан	1	438
934	VI-6-47	П	Левобережье р. Даялык	1	438
7. Драгоценные и поделочные камни					
Алмазы					
935	I-2-31	НР	Бирюсинская		36
936	I-4-1	ШТП	Парендинское		76
937	I-4-2	ШТП	Река Андоча		76
938	I-4-3	ШТП	Устье р. Таря (Серёжкинское)		76
939	I-4-4	ШТП	Река Уда (близ о. Чистый) (Удинское) («Катькин Крест»)		76
940	I-4-5	ШТП	Баерское (р. Уда против устья р. Баер)		76
941	I-4-6	ШТП	Катарминское		76
942	I-4-7	ШТП	Костинское (р. Уда близ о. Угол)		76
943	I-4-8	НР	Тангуй-Удинская		76
944	I-5-1	НР	Чукшинская россыпь		343
945	I-6-3	ШТП	Река Бада		195
946	I-6-4	ШТП	Ключи-Булак		195
947	I-6-5	ШТП	Залив Бада		195
948	II-4-2	ШТП	Кадуйское		162
949	II-4-6	ШТП	Правый борт р. Уда, район устья р. Аксот		162
950	II-4-8	ШТП	Средне-Кадуйское		162

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
951	III-6-3	ШТП	Устье рч. Сухая Речка (р. Оки)		162
952	V-5-2	П	Ингашинское	2	478, 376, 207
953	VI-6-62	П	Харьх	1	437, 438
954	VI-6-87	П	Графитовая	1	437, 438
955	VI-6-95	П	Змеевиковое	1	437, 438
Топаз					
956	VI-3-9	П	Тиссинское		110
957	VI-5-14		Топазовое		423, 438
958	VI-6-81	П	Водораздельное		438
Нефрит					
959	IV-2-19	П	Чело-Монго	2	481
960	VI-5-39	MP	Хара-Жалгинское		438
961	VI-5-44		Улан-Ходинское	1	438
962	VI-6-24	ПР	Онотская		438
963	VI-6-71	МК	Оспинское	1	438
964	VI-6-77	ММ	Зуноспинское	1	438
965	VI-6-91	ММ	Борто-Гольское	1	438
966	VI-6-93	П	Арахушанжалгинское	1	438
967	VI-6-98	ММ	Хундыгольское	1	438
968	VI-6-105	ММ	Горлыкгольское	1	438
969	VI-6-106	СР	Арахушанжалгинская		438
Офикальцит					
970	III-2-20	П	Ильинское		274
971	V-5-4	П	Слюдянский		432
972	V-6-42	П	Офикальцитовый		214
973	V-6-57	П	Щеки		214
974	VI-5-60		Сумсунурское		438
Халцедон					
975	VI-6-92	П	Хушагольское		438
Аметист					
976	I-2-66	П	Чунарское		36

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Амазонит					
977	VI-3-9	П	Тиссинское		14
Турмалин					
978	I-2-71	П	Александровское		244
979	III-1-43	П	Река Мал. Сигач		483
Кремни поделочные					
980	V-6-1	П	Добрый Шерагул		276
981	V-6-3	П	Левый борт р. Хор. Тагна		276
982	V-6-5	П	Кирюша		276
Яшмы					
983	IV-1-31	П	Перевальное		13
984	VI-5-26	П	Река Даялык		422, 438
985	VI-5-57	П	Река Ондольтой		422
Онколитовые известняки					
986	IV-1-29	П	Кизи-Хемское		13
Роговики					
987	I-2-37	П	Серьга		372
988	I-5-4	П	Северо-Чукшинское		343
Гранат черный					
989	IV-1-22	П	Харлыг-Ойское		13
Голубой диопсид					
990	IV-1-26	П	Виолан		13
Листвениты					
991	IV-1-45	П	Соругское-1		13
992	IV-1-46	П	Соругское-2		13
Камни поделочные (гранит-порфиры)					
993	II-2-21	П	Елашское		36
Лазурит					
994	VI-6-11	П	Арашигнинское		158

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
8. Строительные материалы					
а) магматические породы					
Кислые интрузивные породы					
995	II-3-35	П	Уватское		124
Основные интрузивные породы					
996	I-2-11	МС	Туманшетское		36
997	I-2-12	МК	Перевознинское		36
998	II-4-1	МС	Плеши		162
999	III-5-5	ММ	Ийское		431
1000	III-5-13	ММ	Нюринское		431
1001	III-5-15	МК	Тулуновское (южная окраина г. Тулун)		431
1002	III-5-21	ММ	Мугунское		431
1003	III-5-32	ММ	Хребтовое		431
б) карбонатные породы					
Мраморы					
1004	V-3-16	П	Урда-Шанское		208
Известняк					
1005	I-2-25	МС	Венгерское (участок Южный)		227
1006	II-3-2	МС	Топорокское		124
1007	II-3-3	ММ	Тымбырское		124
1008	II-3-6	МС	Камышетское		124
1009	II-3-11	МС	Инзигановское		124
1010	II-3-22	ММ	Каменское		124
1011	II-3-26	ММ	Курытское (карьер Монтаха)		124
1012	II-3-29	ММ	Гаретское		124
1013	IV-5-15	ММ	Харантинское		82
Доломит					
1014	II-3-47	МК	Рубахинское		124
1015	IV-6-11	ММ	Участок Окинский		71
1016	IV-6-15	МС	Хор-Тагнинское		71
в) глинистые породы					
Глины кирпичные					
1017	I-1-7	ММ	Глушковское		35

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
1018	I-2-5	ММ	Суетихинское		36
1019	I-3-1	ММ	Баероновское (Тайшетское II)		313
1020	II-3-4	ММ	Камышетское		124
1021	II-3-13	МС	Инзигановское		124
1022	II-3-21	ММ	Уватское		355
1023	II-4-17	ММ	Мельничное		162
1024	III-4-9	ММ	Катарбейское		189
1025	III-4-11	ММ	Большеодерское		189
1026	III-5-2	ММ	Утайское I		69
1027	III-5-3	ММ	Ермаковское		431
1028	III-5-39	ММ	Едогонское		431
1029	IV-6-3	ММ	Зиминское		71
1030	IV-6-13	ММ	Хор-Тагнинское		71
1031	V-6-7	ММ	Черемшанское		490
1032	VI-1-2	ММ	Арбыкское		192
Глины для цементного производства					
1033	I-2-17	ММ	Камышлеевское		36
Глины керамзитовые					
1034	I-3-4	ММ	Алмамайское		75
1035	IV-5-5	МС	Тагнинское		82
1036	IV-6-1	МС	Услонское		71
г) обломочные породы					
Песчано-гравийный материал					
1037	I-2-1	ММ	Конторское		36
1038	I-2-2	ММ	Суетихинское		36
1039	I-2-4	МС	Сполох		36
1040	I-2-7	ММ	Троицкое		36
1041	I-2-16	ММ	Серафимовское I		36
1042	I-2-21	ММ	Серафимовское II		36
1043	II-3-12	МС	Марское		124
1044	II-4-3	МС	Атагайское I		162
1045	II-4-4	МС	Атагайское II		162

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
1046	II-4-13	МС	Шумское		162
1047	II-4-22	ММ	Левочелотское		162
1048	II-5-5	ММ	Эхтейское		61
1049	III-4-19	ММ	Икейское		189
1050	III-5-29	ММ	Лебедевское		431
1051	III-5-30	МС	Ийское русловое		431
1052	III-5-33	ММ	Бадарское		431
1053	III-5-34	ММ	Мураши-Гадалейское-2		431
1054	III-6-5	ММ	Уянское (Алкинское)		70
1055	IV-5-7	МС	Пихтовое		82
1056	IV-5-25	ММ	Чернозиминское		82
1057	IV-6-9	МК	Тагнинское		71
Гравийно-галечный материал					
1058	I-2-8	ММ	Гавань		36
1059	I-2-10	ММ	Малый Верблюд		36
1060	I-2-14	ММ	Камышлеевка		36
1061	I-2-15	МК	Поймичиха		36
1062	I-2-22	ММ	Серафимовское III		36
1063	II-4-18	МС	Новоудинское		355
1064	V-6-4	ММ	Черная Речка		276
1065	VI-6-136	ММ	Озерное		438
Щебень основных пород					
1066	II-4-11	МК	Вознесенское		162
1067	II-4-15	МК	Хингуйское		162
Песок строительный					
1068	I-3-3	МК	Алзамайское		75
1069	I-3-5	МК	Ново-Алзамайское		75
1070	I-3-6	МК	Алзамайское-1 (Средне-Топорокское)		75
1071	III-5-27	ММ	Каштак		431

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Песок формовочный					
1072	II-4-16	МК	Даурское		162
1073	II-5-1	МС	Калиновское		62
1074	II-5-2	МС	Бурмайское		62
1075	III-5-22	МС	Нижне-Манутское		431
Песок стекольный					
1076	III-5-4	МК	Северо-Тулунское		431
1077	III-5-10	ММ	Тулунское		431
1078	III-5-26	МС	Нижне-Манутское		431
9. Прочие ископаемые					
Кварцит					
1079	I-1-5	ММ	Слюдянское		35
1080	I-1-6	П	Абакумовское		35
1081	I-1-8	П	Пойминское		442
1082	I-1-9	П	Пойма		442
1083	I-1-10	П	Верхне-Малоулькинское		442
1084	I-1-11	П	Колха		442
1085	I-1-13	П	Сахарное		442
1086	I-2-63	П	Хомяковское		36
1087	II-1-1	П	Горевое		442
1088	II-1-2	П	Цветковое		442
1089	II-1-3	П	Агульское		442
1090	II-1-5	П	Седелка		442
1091	II-3-31	МС	Уватское		124
Глины красочные					
1092	I-2-24	ММ	Еланское		36
1093	I-2-26	П	Сухинское		36
1094	I-2-47	П	Река Большая Талая		36
1095	II-3-16	П	Курятское		124
1096	III-5-7	П	Кашинское		306
1097	III-6-4	П	Суклетское		70

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
1098	III-6-6	П	Куйтунское		70
1099	IV-6-18	П	Дагинское		306
Глины буровые					
1100	I-2-44	ММ	Таловское		36
ГРУППА IV. СОЛИ Соли натриевые (галит)					
1101	II-4-5	П	Нижнеудинское		351
1102	IV-6-2	П	ОАО Химпласт № 1		397
1103	IV-6-5	П	ОАО Химпласт № 2		397
ГРУППА V. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ, РАССОЛЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ Минеральные промышленные					
1104	I-2-23	МК	Рожденственское		36
1105	II-5-4	МК	Иркутское месторождение		468, 467
Минеральные лечебные Углекислые					
1106	V-1-2	И	Верхне-Кадыр-Ос		268
1107	V-1-5	И	Нижне-Кадыр-Ос		407
1108	V-2-1	И	Исвен		416
1109	V-5-32	И	Айнакский		59
1110	VI-3-4	И	Шандал-Ой		110, 208
1111	VI-3-5	И	Торпа		110, 208
1112	VI-3-6	И	Правый Биче-Соруг		110, 208, 407
1113	VI-3-7	И	Левый Биче-Соруг		110, 208, 407
1114	VI-3-8	И	Конур-Суг		110, 208, 407
1115	VI-4-3	И	Сенца		176
1116	VI-4-4	И	Шутхулайское		176
Железистые					
1117	IV-1-37	И	Холдуг-Башский		13
1118	IV-1-44	И	Соругский		13

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
Радоновые					
1119	II-2-23	И	Вишняковский		36
1120	II-2-25	И	Правый берег р. Елаш		36
1121	II-2-53	И	Правогитарская		368
1122	II-2-57	И	Гитарская залежь		36
1123	IV-1-39	И	Аржан		13
1124	IV-5-20	И	Хульцайский (Кирейский)		82
Сероводородные					
1125	IV-3-24	И	Кара-Буреньский		482
1126	V-3-13	И	Алды-Дээрлиг-Холь		365
1127	V-3-19	И	Ажик-Ай-Хем		365
1128	VI-1-1	И	Олбукский		192
1129	VI-1-3	И	Азасский		192
1130	VI-1-4	И	Эн-Суг		192
1131	VI-2-4	И	Улуг-Адыр-Ой		191
Без разделения по составу					
1132	I-2-27	И	Туманшетский источник		36
1133	I-2-40	С	Тальское		36
1134	I-2-42	И	Бирюсинский источник		36
1135	I-2-50	МК	Соленовская группа родников		36
1136	II-2-61	С	Левобережье р. Малый Тагул		36
1137	IV-1-23	И	Киж-Хемский		13
1138	IV-1-51	И	Кадыр-Осский		13
1139	IV-2-11	И	Бирюсинский Аршан		183
1140	IV-6-4	ММ	Зиминское		265
Термальные (теплоэнергетические) воды					
1141	IV-1-35	С	Киж-Хемский		13
1142	VI-3-3	И	Чойганский		110

№ п/п	Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер формации по списку к КПИ	Номер источника по списку литературы
1143	VI-4-1	И	Аршан-Хойто-Гольский		176
Питьевые пресные					
1144	I-2-6	МК	Бирюсинское		36
1145	II-3-15	ММ	Нижнеудинское		367
1146	III-5-9	ММ	Анганорское		310
1147	III-5-19	МК	Красноярское		310
1148	III-5-23	ММ	Азейское		247
1149	III-5-31	ММ	Алгатуйское		367
1150	III-6-1	МС	АН-заводское		458
1151	III-6-9	ММ	Каранцайское		70
1152	IV-5-24	ММ	Белозиминское		398
1153	IV-6-7	МК	Зиминское		278
1154	IV-6-10	ММ	Тагнинское		477

*Принятые сокращения: МК – месторождение крупное, МС – месторождение среднее, ММ – месторождение малое, П – проявление, ПР – проявление россыпное, СР – средняя россыпь, МР – малая россыпь, НР – непромышленная россыпь; ШП – шлиховой поток, ШТП – шлиховая точечная проба. Подземные воды: И – источники, С – скважины.

Таблица впервые выделенных в ходе составления Гостгеолкарты про

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям	
		на начало работ	по результатам работ
			Ангаро-
1.	Газ гелий Тангуй-Тулунское поле гелиефильтрующих проводников 10.Не/К?		D ₂ Не – 0,012 млрд м ³
			Урик-Китой-
2.	Фосфориты, бокситы Хоре-Урикская боксит-фосфоритовая рудная зона 16.0.1.Ф,Al/V–С₁		Фосфориты P ₃ руды – 42 млн т P ₂ O ₅ – 7,0 млн т Бокситы P ₃ – 114,8 млн т
			Булунский железо
4.	Железо Бельская железорудная зона 1.1.Fe/AR₁		P ₃ руды – 55,8 млн т
			Лено-Тунгусский
5.	Соль каменная Ангаро-Верхоленский соленосный бассейн «Схема изопахит и прогнозных ресурсов каменной соли...»		Усольская свита – 291 × 10 ⁴ млн т. Бельская свита – 188 × 10 ³ млн т. Ангарская свита – 48,6 × 10 ⁴ млн т

гнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам	Апробация ресурсов
Ленская ГНО		
D ₂ He – 0,012 млрд м ³	Площадь (S = 6200 км ³) Тангуй-Тулунского поля гелиефильтрующих проводников. Глубокое нефтегазопоисковое бурение с оценкой гелиеносности парфеновского горизонта	Паспорт в апробации
Боксонская МЗ		
Фосфориты P ₃ руды – 42 млн т P ₂ O ₅ – 7,0 млн т Бокситы P ₃ – 114,8 млн т	Поисково-оценочные работы на площади рудной зоны	Паспорт № 1460514
рудный район		
P ₃ руды – 55,8 млн т	Поисковые работы в пределах площади выделенных контрастных положительных магнитных аномалий	Паспорт № 1460513
соленосный бассейн		
Усольская свита – 291 × 10 ⁴ млн т. Бельская свита – 188 × 10 ³ млн т. Ангарская свита – 48,6 × 10 ⁴ млн т	Первоочередные, рекомендуемые для разведки площади: Тагнинская (скв. Т-2Б), Зиминская (Кимильтейская скв. 3-1), Зиминской террасы (скв. ХП-1П, ХП-2П); находятся в районе Зиминского месторождения каменных солей	Авторская оценка

ОБЩАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕН

Общая оценка ресурсов углеводородного сырья

№ п/п	Номер на карте и схеме, название нефтегазогеологического подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, тыс. км ²	Прогноз	
				D ₁	
1	I – Присяяно-Енисейская НГО		50,6		
			4,4		
2	II – Ангаро-Ленская ГНО		7,4		
3	Братский ГНР		1,87		
4	2 – Антоновская площадь	Газ		10–50 млрд м ³	
		Нефть		0,2 млн т	
5	Бельско-Присяянский ГНР		26		
			2,7		
6	1 – Тарейская площадь				
7	3 – Нижнеудинская площадь	Газ		2,9 млрд м ³	
		Нефть		0,4 млн т	
8	4 – Присяянская площадь	Газ		45,5 млрд м ³	
		Нефть		0,7 млн т	
9	5 – Тулунская площадь	Газ		60 млрд м ³	
10	6 – Куйтунская площадь	Газ		35 млрд м ³	
11	7 – Среднеокинская площадь	Газ		35 млрд м ³	
12	8 – Тагнинская площадь	Газ		30 млрд м ³	
		Газоконденсат		1,2 млрд м ³	

Общая оценка минерально-сырьевого по

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
1	1. Fe, Al/AR₁₋₂–KR₁. Шарьжалгайская глиноземно-железородная минерагеническая зона		3069				
2	1.1. Fe/AR ₁ . Булунский железородный район	Железная руда	1902				
3	1.1.1.Fe/AR ₁ . Бельская железородная зона	Железо	209				

ЦИАЛА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

(к карте и схеме прогноза на нефть и газ)

ные ресурсы		Сумма ресурсов	Плотность начальных ресурсов, тыс. т/км ²
	D ₂		
	759 млн т	759 млн т	20–10
	33 млн т	33 млн т	10–5
	55,63 млн т	55,63 млн т	10–5
	28,05 млн т	28,05 млн т	20–10
		10–50 млрд м ³	
		0,2 млн т	
	390 млн т	390 млн т	20–10
	20,25 млн т	20,25 млн т	10–5
Не оценивались			
	51,3 млрд м ³	54,2 млрд м ³	
	1,4 млн т	1,8 млн т	
	4 млрд м ³	49,5 млрд м ³	
	0,9 млн т	1,6 млн т	
		60 млрд м ³	
		35 млрд м ³	
		35 млрд м ³	
	40 млрд м ³	70 млрд м ³	
	4 млрд м ³	5,2 млрд м ³	

тенциала минерагенических подразделений

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минерагенический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
			95,8 млн т		95,8 млн т	
			55,8 млн т		55,8 млн т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
4	1.2.Fe,Co,Al/AR ₂ . Малобельско-Китойский алюминиево-кобальто-железорудный район	Алюминий (силлиманитовые сланцы)	410				
5	1.0.1. Mn,Pb/AR ₂ . Андотский марганцеворудный узел прогнозируемый	Марганец	89				
		Цинк и свинец					
6	1.0.2. Fe/KR ₁ . Таежно-Ерминская железорудная зона	Железная руда	115				
7	3. Ni,TR,mu(Ti)/AR₂;KR. Бирусинская мусковит-редкоземельно-никелеворудная минерагеническая зона	Россыпи Ксенотим	24 550				
		Монацит					
		Y ₂ O					
		Се ₂ O					
		La ₂ O ₅					
		Молибден					
		Железо, руда					
8	3.1.q,ba,Fe/KR ₁ . Туманшетская железо-барито-кварцитоносная зона	Кварцит	1753				
		Железо, руда					
		Барит					
9	3.2.mu/KR ₂ . Гутаро-Бирусинская мусковитоносная зона	Мусковит	1864				
10	3.0.1.Ti,Fe/AR ₂ . Малотагульский железо-титановорудный узел	Руда, железо, титан				968 млн т	
11	3.0.2.Ni/KR ₁ . Ийско-Барбитайский никелеворудный узел	Никель	650				
		МПГ (Pt, Pd)					
		Золото					
		Медь					
12	3.0.3.TR/KR ₂ . Зээрдекшенская редкоземельнорудная прогнозируемая зона	TR ₂ O ₃ , Ce, TR ₂ O ₃ , Y	330				
		Торий					
13	4.Li,Ta,Au,U/KR₂;RF-V. Урикско-Туманшетская ураново-золото-редкометаллнорудная минерагеническая зона		11 600				
		Золото коренное				6,4 т	
		Золото россыпное					

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
			50,8 млн т		50,8 млн т	
		44,8 млн т	93 млн т		137,8 млн т	
		249,3 тыс. т			249,3 тыс. т	
			100 млн т		100 млн т	
	1,8 тыс. т	5,1 тыс. т			6,9 тыс. т	
	8,2 тыс. т	24,3 тыс. т			32,5 тыс. т	
	1,4 тыс. т	3,5 тыс. т			4,9 тыс. т	
	2,4 тыс. т	7 тыс. т			9,4 тыс. т	
	2,1 тыс. т	6,3 тыс. т			8,4 тыс. т	
		123 тыс. т			123 тыс. т	
		48 млн т			48 млн т	
		318 млн т	18 720 млн т		19 038 млн т	
		48 млн т			48 млн т	
		2,6 млн т			2,6 млн т	
18,6 тыс. т, добыто: 8,04 тыс. т		P ₂ +P ₃ = 29,9 тыс. т			48,5 тыс. т	13 т/км ² Коэффициент достоверности – 0,5
	1285 млн т	300 млн т	800 млн т		3353 млн т	
		500 тыс. т	500 тыс. т		1000 тыс. т	
			60 т		60 т	
			23 т		23 т	
			190 тыс. т		190 тыс. т	
		8 тыс. т. 0,6 тыс. т.	25 тыс. т		33,6 тыс. т	
		0,8 тыс. т	2,3 тыс. т		3,1 тыс. т	
	54 т	42 т	174,6 т		277 т	
	0,04 т	0,08 т	1,2 т		1,32 т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
14	4.1.Li,Nb,U,Au. Урикско-Ийская золото-ураново-редко-металлическая рудная зона	Ta ₂ O ₅	4607			8,2 тыс. т	2,6 тыс. т
		Nb ₂ O ₅					5,3 тыс. т
		Li ₂ O				846,7 тыс. т	258,6 тыс. т
		Cs ₂ O				54,5 тыс. т	
		BeO					26,8 тыс. т
		Sn				0,3 тыс. т	0,1 тыс. т
		WO ₃					
		Россыпи танталита, колумбита					
		Железо руда					
15	4.1.1.Au,U/KR ₂ ,RF. Окино-Ийская уран-золоторудно-россыпная рудная зона	Золото	2047				
		Россыпи золота					
		Уран					
16	4.1.2.Li,Au,U/KR ₂ ,RF. Урикско-Тагнинский ураново-золото-редкометаллический рудный узел	Золото коренное	617			6,4 т	11,6 т
		Золото россыпное					
		Li ₂ O					
		BeO					26,8 тыс. т
		Ta ₂ O ₅					0,9 тыс. т
		Nb ₂ O ₅					5,3 тыс. т
		SnO				24 тыс. т	27,9 тыс. т
		Cs ₂ O				54,5 тыс. т	
Rb ₂ O							
17	4.1.3.Nb,ap/V. Зиминско-Тагнинский апатит-редкометаллический рудный узел	Nb ₂ O ₅	586			589,9 тыс. т	1712,7 тыс. т
		Ta ₂ O ₅				5,9 тыс. т	
		TR ₂ O ₃				C ₁ +C ₂ =3145 тыс. т	
		ThO ₂				24,9 тыс. т	122 тыс. т
		P ₂ O ₅				26,2 млн т	21,1 млн т
		Магнетит				C ₁ +C ₂ =3,2 млн т	
		Флюорит				C ₁ +C ₂ =3,1 млн т	

$\Sigma A+B+C$	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D_2	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P_1	P_2	P_3			
	22,7 тыс. т	27,2 тыс. т	0,6 тыс. т		61,3 тыс. т	
	0,5 тыс. т	15,1 тыс. т	0,5 тыс. т		21,4 тыс. т	
1105,3 тыс. т	950 тыс. т	99,5 тыс. т			2154,8 тыс. т	
		2,6 тыс. т			57,1 тыс. т	
		54,1 тыс. т			80,9 т	
	1,7 тыс. т	16,4 тыс. т			18,5 т	
		0,01 тыс. т	3 тыс. т		3,01 тыс. т	
	$P_1 + P_2 = 0,02$ тыс. т				0,02 тыс. т	
		6,2 млн т	313 млн т		319,2 млн т	
		$P_1 + P_2 = 70$ тыс. т			70 тыс. т	
			129,6 т		129,6 т	
	0,04 т	0,09 т	1,2 т		1,33 т	
			25 тыс. т		25 тыс. т	
	54 т	33,4 т	45 т		150,4 т	
			0,6 т		0,6 т	
1105,3 тыс. т	950 тыс. т	99,5 тыс. т			2154,8 тыс. т	
		36,8 тыс. т	2,5 тыс. т		66,1 тыс. т	
1 тыс. т	7,7 тыс. т	27,2 тыс. т			36,8 тыс. т	
	0,3 тыс. т	15,1 тыс. т			20,7 тыс. т	
52 тыс. т	12,4 тыс. т	24,3 тыс. т			88,6 тыс. т	
54,5 тыс. т					54,5 тыс. т	
74,6 тыс. т					74,6 т	
2302,6 тыс. т	172,2 тыс. т				2474,8 тыс. т	
					5,9 тыс. т	
	45,1 тыс. т	207,1 тыс. т			3397,2 тыс. т	
146,9 тыс. т	25 тыс. т	97 тыс. т			268,9 тыс. т	
47,3 млн т					47,3 млн т	
					3,2 млн т	
					3,1 млн т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
18	4.2. Та, Ве, Sn/KR ₂ . Тагул-Бирюсинский олово-бериллиево-танталорудный район	Li ₂ O	735				45,4 тыс. т
		Ta ₂ O ₅				7,5 тыс. т	0,8 тыс. т
		Nb ₂ O ₅					
		BeO					
		SnO				4,4 тыс. т	0,6 тыс. т
		RbO					
		Cs ₂ O					
		Россыпь тантала+ колумбита					
	Россыпь касситерита			0,04 тыс. т	0,001 тыс. т		
19	4.0.1. U,q,Pb,Zn/KR ₂ ,RF. Уватский кварцито-уранорудный узел (вне PP)	Кварцит	45				
		Уран					
20	5. Au, Pb(Cr, Pt)/RF-O; Q. Удинско-Колбинская свинцово-золоторудная минерогеническая зона		4090				
21	5.1. Au, Pb. Бирюсино-Агульская свинцово-золоторудно-россыпная зона	Золото рудное	2284				
		Золото россыпное					
22	5.1.1. Au. Агульско-Тагульский золоторудно-россыпной узел	Золото рудное	360				
		Золото россыпное					
23	5.1.2. Au, Pb. Бирюсинский свинцово-золоторудно-россыпной узел	Золото рудное	6212				
		Золото россыпное					
		Свинец					
		Серебро					
		Вольфрам (WO ₃)					
24	0.0.3. Au, Ta, Nb/O; Mz; Q. Монкресс-Хайламинский редкометалльно-золоторудно-россыпной узел (вне МЗ и PP)	Золото россыпное	730				0,7 т
		Золото рудное					3,7 т
		Серебро					18,1 т
		Ta ₂ O ₅				0,6 тыс. т	3,7 тыс. т
		Nb ₂ O ₅				5 тыс. т	38,5 тыс. т
25	6. Mn, Ф, U/RF₂₋₃; Q. Присянская уран-фосфорито-марганцеворудная минерогеническая зона	Фосфориты, P ₂ O ₅	11059				
		Уран					
		Марганцевая руда					
		Железо-марганцевая руда					2,1 млн т
26	6.1. Mn, U, Cu. Изанско-Большереченский медно-урано-марганцеворудный район	Уран	1072				0,4 тыс. т
		Железо-марганцевая руда					

$\Sigma A+B+C$	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D_2	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P_1	P_2	P_3			
		8 тыс. т			53,4 тыс. т	
8,3 тыс. т	7,4 тыс. т	5 тыс. т			20,7 тыс. т	
	4,6 тыс. т	1,6 тыс. т			6,2 тыс. т	
		1,9 тыс. т			1,9 тыс. т	
5 тыс. т		1,4 тыс. т			6,4 тыс. т	
		9,8 тыс. т			9,8 тыс. т	
		2,9 тыс.			2,9 тыс. т	
	$P_1 + P_2 = 0,16$ тыс. т				0,16 тыс. т	
	0,006 тыс. т				0,047 тыс. т	
	78,9 млн т				78,9 млн т	
	4,4 тыс. т	20,6 тыс. т	35 тыс. т		60 тыс. т	
	17 т	18 т	223,8 т		258,8 т	
		0,5 т	0,6 т		1,1 т	
			101 т		101 т	
		0,5 т	0,6 т		1,1 т	
	17 т	18 т	122,8 т		157,8 т	
		0,04 т	0,9 т		0,94 т	
		8,6 тыс. т				
		3900 т				
	0,07 тыс. т	0,03 тыс. т	0,2 тыс. т		0,3 тыс. т	
	0,5 т	0,6 т	0,5 т		2,3 т	
	14 т	25,4 т			43,1 т	
	86 т	396,7 т			500,8 т	
4,3 тыс. т					8,6 тыс. т	
43,5 тыс. т					43,5 тыс. т	
		5,7 млн т	49,3 млн т		55 млн т	
			90 тыс. т		90 тыс. т	
		12,7 млн т	82,2 млн т		293,3 млн т	
	3,8 млн т	83,5 млн т	109 млн т			
	1,1 тыс. т	8,9 тыс. т			10,4 тыс. т	
		6 млн т	62 млн т		68 млн т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
27	6.1.1. Mn, Fe. Шангулежский железо-марганцеворудный узел	Марганцевая руда	276				0,5 тыс. т
28	6.2. Mn, U, Cu, Ф. Ийско-Уватский фосфорито-медно-урано-марганцеворудный район	Марганцевая руда	1652			0,06 млн т	1,9 млн т
29	6.3. U. Медекский урановорудный район	Уран	1296				
30	0.0.2. Au/V. Елахойский золоторудный узел (вне МЗ и РР)	Золото (древние россыпи)	182				
31	8.УБ/Ј. Канско-Ачинский бурогольный бассейн	Угли бурые	5905				
		Кварцит					
32	8.1.УБ.Пойменский угольный район	Угли бурые	877				
33	9.УК,УБ/Ј. Иркутский бурогольно-каменноугольный бассейн		28424				
35	9.2.УБ,УК. Будагово-Удинский угольный район	Угли каменные	4066				330 млн т
		TiO ₂ , древняя россыпь					
36	9.3.УБ. Тулунский угольный район	Угли бурые	8426				34 млн т
37	9.4. УК. Икейский угольный район	Угли каменные	2700				364 млн т
38	9.5.УК. Каранцайский угольный район	Угли каменные	4594				
39	9.6.УК. Верхне-Зиминский прогнозируемый угольный район	Угли каменные	4737				
40	9.7.УК. Центрально-Присяянский угольный район	Угли каменные	1893				14 млн т
41	10.Не/К? Тангуй-Тулунская гелиеносная минерагеническая зона	Гелий	4765				
42	0.2. U/K ₂ -P. Алзайский урановорудный район	Уран	4484				
43	11.di. Тангуй-Удинская алмазоносная зона	Алмазы	7105				
44	15. Au, V, Ф, Al/RF₃, O₂; D₁. Урик-Китой-Боксонская фосфорито-ванадиево-золоторудная минерагеническая зона	Ванадий V ₂ O ₅	8043				
		Молибден					C ₁ + C ₂ = 1,01 тыс. т

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
	1,7 млн т	8 млн т			10,2 млн т	
1,9 млн т	2 млн т				3,9 млн т	
			34 тыс. т.		34 тыс. т.	
	0,5 т				0,5 т	
		693 млн т	3670 млн т		4363 млн т	
		518 млн т	1528,8 млн т		2046,8 млн т	
		693 млн т	3670 млн т		4363 млн т	
	139 млн т				469 млн т	
3,7 млн т	17,1 млн т	9 млн т	14,6 млн т		44,4 млн т	
	43 млн т				77 млн т	
	458 млн т				822 млн т	
			70 млн т			
		2000 млн т				
	1279 млн т	164 млн т			1457 млн т	
				0,012 млрд м ³	0,012 млрд м ³	
			20 тыс. т		20 тыс. т	
			70 млн карат		70 млн карат	
	64,1 тыс. т				64,1 тыс. т	
	7,02 тыс. т				8,03 тыс. т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
45	15.1. Au, Zn/RF ₃ , O ₂ , D ₁ . Хужирско-Илейская полиметаллически-золоторудная зона	Золото	866				
		Серебро					
		Свинец					
		Цинк					
46	15.1.1. Au/RF ₃ . Хужирский золоторудный узел	Золото	131				9,3 т
		Серебро					6,7 т
47	15.0.1. Au, V, Mo, U/V–E ₁ , O ₂ . Хан-Мадон-Хончинский молибдено-ванадиевый золоторудный узел прогнозируемый	Уран	273				
		Молибден					
		V ₂ O ₅					
		Золото					
48	16. Au, Ф, Al/RF₃, V–E₁. Сархой-Китойская боксит-фосфорит-золоторудная минерогенетическая зона	Железо	5905				
		Корунд					
50	16.1.1. np, asb/RF ₃ . Ильчирская асбест-нефритовая рудная зона	Нефрит	337			3351 т	6434 т
		Нефрит сырец				2226,7 т	2435,7 т
		Нефрит россыпи					382,1 тыс. т
		Асбест волокно					0,08 млн т
51	16.1.2. np, asb/RF ₃ . Узылтинская асбест-нефритовая рудная зона	Асбест волокно	209				
		Нефрит					90 т
52	16.1.3. q/RF ₃ . Гарганская кварцевая рудная зона	Кварц гранулированный	255			0,4 млн т	0,4 млн т
		Кварц оптический (ОЧК)					
53	16.1.4. Au, di/RF ₃ . Оспинский алмазо-золоторудный узел	Алмазы	78				
		Золото				1,350 т	6,75 т
		Серебро				39,9 т	112,6 т
54	16.1.5. Au/RF ₃ . Холбинская золоторудная зона	Золото	430			40,8 т	18,9 т
		Серебро				30,4 т	26 т
55	16.0.1. Ф, Al/V–E ₁ . Хоресурская боксит-фосфоритовая рудная зона	Фосфориты руда	545			C ₁ + C ₂ = 285,5 млн т	
		Бокситы					52 млн т
56	17.0.1. Au/Q. Харальский золотороссыпной рудный узел	Золото россыпное	107				
57	18. Mo, Cu/S. Восточно-Тувинская медно-молибденовурудная минерогенетическая зона		7140				
58	18.0.1. Mo/S. Кадырос-Кижихемский молибденовурудный узел	Молибден	1293				

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
	10 т	50 т	205 т		265 т	
		230 т	218 т		448 т	
		45 тыс. т	30 тыс. т		75 тыс. т	
		18 тыс. т	12 тыс. т		30 тыс. т	
	10 т	50 т	100 т		169,3 т	
					6,7 т	
		0,3 тыс. т	0,03 тыс. т		0,33 тыс. т	
		5 тыс. т	3,2 тыс. т		8,2 тыс. т	
		44 тыс. т	14,3 тыс. т		58 тыс. т	
			60 т		60 т	
		170 млн т	680 млн т		850 млн т	
2325 тыс. т					2325 тыс. т	
	22,38 т				9807,38 т	
					4662,4 т	
					382,1 тыс. т	
4,6 млн т	10,5 млн т	5,2 млн т			20,38 млн т	
	0,8 млн т	1,4 млн т			2,2 млн т	
	24 т				114 т	
0,8 млн т	8 млн т	71,3 млн т	21,9 млн т		102 млн т	
	1608 тыс. т	12753 тыс. т	260 тыс. т		14674 тыс. т	
			2000–4000 млн карат		2000–4000 млн карат	
	43,4 т	208,8 т			260,3 т	
	984,7 т	3323 т			4460,2 т	
	160,7 т	250,1 т	110 т		680,5 т	
		36 т			92,4 т	
	605 млн т		42 млн т		932 млн т	
	337,4 млн т		114,8 млн т		504,2 млн т	
			50 т		50 т	
			9,7 тыс. т			

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
59	19.Fe,Pb,Au(Mn)/RF₃;C₂;D₁. Утхумско-Хамсаринская золото-свинец-железородная минерагеническая зона	Марганцевая руда					
		Золото рудное					
		Золото россыпное					
60	19.0.1. Fe/C ₂ . Верхнейский титан-железородный узел	Титан-железная руда	300				
61	19.0.2. Pb,Zn,Mo/D ₁ . Шенелиг-Алымский молибден-цинково-свинцоворудный узел прогнозируемый (вне PP)	WO ₃	441				
62	19.0.3. Au,Cu,Mo/C ₂ . Сангасский молибден-медно-золоторудный узел прогнозируемый (вне PP)	Золото					
63	19.0.4. Au/D ₁ . Утхумский золоторудный узел прогнозируемый (вне PP)	Золото					
65	20.Pb,Mo,U,Au/D₁;Q. Огнитская золото-уран-молибден-свинцоворудная минерагеническая зона	Молибден	12374				
		WO ₃					
66	20.1.U,Mo/D ₁ . Агульский молибден-урановорудный район	Уран	1878				3,5 тыс. т
		Молибден					
67	20.2.Pb,Au/D ₁ ;Mo/O. Джугоякско-Огнитская золото-молибден-свинцовая рудная зона	Золото	854				0,5 т
		Свинец					15,7 тыс. т
		Цинк					19,02 тыс. т
		Молибден					
		Серебро					28,2 т
		Вольфрам (WO ₃)					
68	0.0.4.di/PZ?,Fe/T ₁ . Ингашетский золоторудно-алмазоносный узел прогнозируемый (вне МЗ и PP)	Алмазы коренные	263				
		Алмазы россыпи					
		Железо					
69	21.Cu,Mo/D₁. Аксугско-Монгольская молибденово-меднорудная минерагеническая зона	Медь	1090			C ₁ + C ₂ = 5200 тыс т	
		Молибден				C ₁ + C ₂ = 130 000 тыс т	
70	22.Au,Ag,Sb/O₂,D₂-C₁. Ильчирская сурьмяно-серебряно-золоторудная минерагеническая зона		604				

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
		40 млн т			40 млн т	
		21 т	136 т		157 т	
			2,3 т		2,3 т	
		948 млн т			948 млн т	
		14,3 тыс. т			14,3 тыс. т	
			75 т		75 т	
		9 т	40 т		49 т	
		194,0 тыс. т	71,8 тыс. т		265,8 тыс. т	
		32,5 тыс. т	43 тыс. т		75,5 тыс. т	
	9 тыс. т		20 тыс. т		32,5 тыс. т	
			65 тыс. т		65 тыс. т	
	22,0 т	2,6 т	24,0 т		49,1 т	
	326,5 тыс. т	143 тыс. т			485,2 тыс. т	
	438 тыс. т	764,4 тыс. т			1221,4 тыс. т	
		5,8 тыс. т	6,8 тыс. т		12,6 тыс. т	
	888 т	169 т			1085,2 т	
		4,65 тыс. т			4,65 тыс. т	
		54 млн. карат			54 млн. карат	
	0,06 млн. карат	~3 млн. карат			3,06 млн. карат	
		32 млн т			32 млн т	
	глуб. 700 м 2800 тыс. т	глуб. 700 м. 2400 тыс. т	глуб. 300 м. 3570 тыс. т		13970 тыс. т	
	глуб. 700 м. 80 тыс. т	глуб. 700 м. 50 тыс. т	глуб. 300 м. 93 тыс. т		353 тыс. т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезное ископаемое	Площадь S, км ²	Запасы			
				A	B	C ₁	C ₂
71	22.0.1. Au,Ag/D ₂ -C ₁ . Сагансайрская золоторудная зона	Золото					
		Серебро					
72	23. TR,Nb,Ta/MZ. Дербинско-Арысканская редкометалльно-редкоземельная минерагеническая зона	BeO	1276				
73	23.0.1. TR,Nb,Ta/MZ. Арысканская редкометалльно-редкоземельнорудная зона (вне PP)	ΣTR ₂ O ₅	108				
		Nb ₂ O ₅					
		Ta ₂ O ₅					
74	0.3. Ta,Nb,Be/MZ. Холбинско-Кандатская редкометалльная рудная зона	BeO	4080				
		Ta ₂ O ₅					
		Nb ₂ O ₅					
		ΣTR					
75	24. Nb,Be,TR/T₁. Билинская редкоземельно-редкометалльная минерагеническая зона		3041				
76	24.0.1. Nb,Be,TR/T ₁ . Дугдинский редкоземельно-редкометалльный узел прогнозируемый	Nb ₂ O ₅	470				
		Ta ₂ O ₅					
		ZrO ₂					
		ΣTR ₂ O ₅					
		U					
		Свинец, цинк					

Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы			Минералогический потенциал D ₂	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
	P ₁	P ₂	P ₃			
	8,5 т	16,8 т			25,3 т	
	245,5 т	50 т			295,0 т	
		15 тыс. т	75 тыс. т		90 тыс. т	
		19 тыс. т			19 тыс. т	
		15 тыс. т			15 тыс. т	
		0,8 тыс. т			0,8 тыс. т	
	12,9 тыс. т				12,9 тыс. т	
	0,35 тыс. т				0,35 тыс. т	
	0,6 тыс. т				0,6 тыс. т	
		12 тыс. т			12 тыс. т	
		1,5 тыс. т	15,3 тыс. т		16,8 тыс. т	
		0,04 тыс. т	0,99 тыс. т		1,03 тыс. т	
		0,01 млн т	0,15 млн т		0,16 млн т	
		1,5 тыс. т	10,8 тыс. т		12,3 тыс. т	
		0,1 тыс. т	0,02 тыс. т		0,12 тыс. т	
		210 тыс. т			210 тыс. т	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы (геол./извл.)
Углеводородное сырье	Газ, млрд м ³	7 нефтегазоносных площадей	D ₁	218,9
			D ₂	95,3
	Газоконденсат, млн т	1 газонефтеносная площадь	D ₁	1,2
			D ₂	4
Нефть, млн т	3 газонефтеносные площади	D ₁	1,3	
		D ₂	2,3	
Газ гелий, млрд м ³	1 район	D ₂	0,012	
Твердые горючие ископаемые	Угли бурые, млн т	2 угольных района	P ₂	693
			P ₃	3670
			P ₁	43
	Угли каменные, млн т	6 угольных районов	P ₁	1919
			P ₂	2164
			P ₃	70
Металлические ископаемые. Черные металлы	Железные руды, млн т	1 минерагеническая зона	P ₂	170
			P ₃	680
		2 рудных района	P ₂	48
			P ₃	95,8
		3 рудных узла	P ₂	32
			P ₃	155,8
	Железо-марганцевые руды, млн т	1 минерагеническая зона	P ₁	3,8
			P ₂	83,5
		1 рудный район	P ₃	109
			P ₂	6
	Марганцевые руды, млн т	2 минерагенические зоны	P ₃	62
			P ₂	52,7
		1 рудный район	P ₃	82,2
			P ₁	2
		2 рудных узла	P ₁	2
P ₂			1,73	
Железо-титановые руды, млн т	1 месторождение	P ₂	52,8	
		P ₃	93	
	1 рудный узел	P ₁	1285	
		P ₂	300	
Титан, TiO ₂ древние россыпи, млн т	1 район	P ₃	800	
		P ₂	948	
		P ₁	17,1	
			P ₂	9,02
			P ₃	14,6

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы (геол./извл.)	
Металлические ископаемые. Черные металлы	Ванадий V_2O_5 , тыс. т	1 минерагеническая зона	P_1	64,1	
		1 рудный узел	P_2	44	
			P_3	14,3	
Цветные металлы	Медь, тыс. т	1 рудный узел	P_3	190	
		1 месторождение	P_1	2800	
			P_2	2400	
	P_3		3570		
	Свинец, цинк, тыс. т	2 рудных узла	P_2	459	
	Свинец, тыс. т	2 рудных района	P_1	326,5	
			P_2	188	
			P_3	30	
	1 рудный узел	P_2	8,6		
		Цинк, тыс. т	2 рудных района	P_1	438
				P_2	782
	P_3			12	
	Никель, тыс. т	1 рудный узел	P_2	500	
			P_3	500	
			Молибден, тыс. т	3 минерагенические зоны	P_1
	P_2	317			
	P_3	71,8			
	1 месторождение	P_1	80		
			P_2	50	
			P_3	93	
		2 рудных района	P_2	5,75	
			P_3	71,8	
		2 рудных узла	P_2	5	
	P_3		12,9		
	Вольфрам (WO_3), тыс. т	1 минерагеническая зона	P_2	32	
			P_3	43	
		2 рудных района	P_2	4,7	
P_3			3		
$P_1 + P_2$			5,2		
1 рудный узел		P_1	0,065		
		P_2	0,028		
	P_3	0,177			
Олово (SnO), тыс. т	1 рудный район	P_2	1,392		
	1 рудный узел	P_1	12,366		
		P_2	24,3		
Россыпь касситерита, тыс. т		P_1	0,006		

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы (геол./извл.)
Цветные металлы	Алюминий	1 рудный район	P ₃	50,75
	Силлиманитовые сланцы, млн т			
	Бокситы, млн т	1 месторождение	P ₁	337,4
		1 рудная зона	P ₁	337,4
			P ₃	114,8
Редкие металлы	Тантал (Ta ₂ O ₅), тыс. т	3 рудных района	P ₁	30 450
			P ₂	32 179
			P ₃	612
		4 рудных узла	P ₁	7,7
			P ₂	28
			P ₃	994
	Ниобий (Nb ₂ O ₅), тыс. т	3 рудных района	P ₁	5474
			P ₂	16 680
			P ₃	485
		4 рудных узла	P ₁	172,5
			P ₂	31,6
			P ₃	15,35
	Литий (Li ₂ O), тыс. т	2 рудных района	P ₁	950
			P ₂	107,5
	Бериллий (BeO), тыс. т	3 рудных района	P ₁	13
			P ₂	56,1
	Рубидий (Rb ₂ O), тыс.т	1 рудный район	P ₂	9,7
Цезий (Cs ₂ O), тыс.т	2 рудных района	P ₂	5,5	
Редкие земли	Редкие земли (ΣTR ₂ O ₃), тыс. т	1 рудный район	P ₂	12
		4 рудных узла	P ₁	45,1
			P ₂	248,1
			P ₃	35,8
	Россыпи ксенотима, тыс. т	1 минерагеническая зона	P ₁	1,8
			P ₂	5,1
	Монацит, тыс. т		P ₁	8,2
			P ₂	24,3
Благородные металлы	Золото, т	5 рудных районов	P ₁	115,5
			P ₂	129,4
			P ₃	627,4
		12 рудных узлов	P ₁	299,6
			P ₂	594,7
			P ₃	806,4
		Россыпи	P ₁	0,487
			P ₂	1,915
			P ₃	56,06
	Древние россыпи	P ₃	501	

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы (геол./извл.)
Благородные металлы	Серебро, т	2 рудных района	P ₁	1133,5
			P ₂	449
			P ₃	218
	Серебро, т	5 рудных узлов	P ₁	1070,7
			P ₂	3759,6
	Металлы платиновой группы (Pt, Pd), т	1 рудный узел	P ₃	60
Радиоактивные элементы	Уран, тыс. т	4 рудных района	P ₁	10,1
			P ₂	8,9
			P ₃	74
		4 рудных узла	P ₁	4,4
			P ₂	21
			P ₃	60
	Торий (ThO), тыс. т	2 рудных узла	P ₁	25
			P ₂	97,8
			P ₃	2,3
Неметаллические ископаемые	Кварцит, млн т	1 минерагеническая зона	P ₂	578
			P ₃	1528,8
		1 рудный район	P ₂	318
	P ₃		18 720	
	Кварц гранулированный, млн т	1 рудный узел	P ₁	78,9
			P ₂	8
			P ₃	71,3
	ОЧК (особо чистый кварц), тыс.т	1 рудный узел	P ₁	21,9
			P ₂	1608
			P ₃	12 753
	Барит, млн т	1 рудный район	P ₂	260
	Фосфорит, млн т	1 минерагеническая зона	P ₂	9,5
P ₃			5,69	
1 рудный узел		P ₁	49,3	
	P ₃	605		
Горнотехническое сырье	Асбест, млн т	2 рудных узла	P ₁	114,8
			P ₂	11,3
	Мусковит, тыс.т	1 рудный район	P ₂ + P ₃	6,6
Драгоценные и поделочные камни	Алмазы, млн карат	1 минерагеническая зона	P ₃	29,9
			P ₃	3000
		2 рудных узла	P ₂	54
			Россыпь алмазов	P ₁
	Нефрит, т	2 рудных узла	P ₁	~3
P ₁			46,4	
Абразивные материалы	Корунд, тыс. т	1 рудный район	P ₁ + P ₂	70

Районирование территории листа N-47 по интенсив

Провинция	Зона	Новейшие структуры	Географическая привязка экзодинамических районов (ЭГР)	Номер ЭГР	Абс. отм., м	Относит. отм., м	Глубина вреза, м	Крутизна склонов
Сибирская платформа	Медленных неотектонических поднятий с амплитудами 100–300 м	Умеренных поднятий	Правый борт Уды, Уда-Бирюсинское междуречье	I	445–530	200–250	400	8–20, редко >20°
		Умеренных опусканий	Тангуй-Окинское междуречье, реки Ия, Илир, Братское водохранилище	II	584–605	от 10–15 до 130–150	300	8–20
		Трапповые плато	Бассейны Ии, Уды, Топорка, Бируссы	III	980–770	300–450	450–500	8–20
Саяно-Байкальское сводовое поднятие Система Восточного Саяна	Переходная пограничная зона	Предсаянский кайнозойский прогиб	Геоморфологическая граница Сибирской платформы Восточного Саяна	IV	574–542	10–50	120–150	3–15, реже >15°
		Кайнозойские впадины северо-восточного простирания	Вдоль зоны Присаянского разлома от Марской впадины до юго-восточной рамки листа					
		Рифтогенные впадины северо-западного простирания	По зонам Присаянского и Тымбырского разломов к северо-западу от Марской впадины	V	628–485	100–150	150–200	15–18°
Саяно-Байкальское сводовое поднятие Система Восточного Саяна	Интенсивных неотектонических движений с амплитудами >1000 м.	Северо-западное предгорье Восточного Саяна. Агул-Тагульское междуречье	Реки Туманшет, Пойма, низовье р. Агул (в пределах листа)	VI	800–548	700–100	300	5–15, редко >15°
		Первая высокогорная ступень СВ склона Восточного Саяна	Верховья рек Бол. Бируссы, Нерха, Ия	VII	2200–1900	1500–1200	1000–1900	25–30
		Вторая среднегорная ступень СВ склона Восточного Саяна	Реки Бируссы, Уда, Ия, Ока	VIII	1700–1400	800–1000	500–1000	15–25

ности проявления экзодинамических процессов

Тип ландшафта	Коэффициент увлажнения по Н. С. Беркину	Типы рельефа	Уровень сейсмичности	Уровень сейсмичности по MSK-64 по строит. нормам	Преобладающие экзогенные процессы
Таежный	0,7–1,0	Структурно-денудационный, эрозионно-аккумулятивный	3–3,5	7	Речная эрозия, карст, термокарст, подтапливание, заболачивание, овраги, избирательная эрозия
Таежный	0,7–1,0	Структурно-денудационный, аккумулятивный	3–3,5	7	Заболачивание, карст приповерхностный и погребенный, пучение, торфообразование, эрозия боковая, просадка, оползни, абразия, подтапливание, днообразование, суффозия, обвалы
Таежный	0,7–1,0	Структурно-денудационный, эрозионный	3–3,5	7	Глубинная эрозия, рвы отседания, поверхностное заболачивание, солифлюкция, суффозия, наледи, полигональные бугры пучения, обвалы, абразия
Таежный	0,7–1,0	Аккумулятивно-тектонический	3–3,5	7	Карст поверхностный и погребенный, заболачивание, боковая эрозия, торфообразование, просадки, пучение
Таежный	0,7–1,0	Эрозионно-тектонический	3–3,5	7	Карст поверхностный и погребенный, речная эрозия, просадки, пучение, оврагообразование, конусы выноса
Таежный	0,7–1,0	Денудационно-тектонический, эрозионно-аккумулятивный	3–3,5	7	Оврагообразование площадное, заболачивание, термокарст, речная эрозия, просадки, пучение, оползни по разноустойчивым к размыву породам, криотурбация
Горно-тундровый	>1,0	Денудационно-тектонический, экзарационный	5	7–8	Обвалы, оползни, сплывы, курумообразование, снежные лавины, сели, наледи, речная эрозия, в верховьях избирательная экзарация
Горно-тундровый	>1,0	Денудационно-тектонический, эрозионный	4–4,5	7–8	Курумообразование, сплывы, сели, наледи, плоскостной смыв, присклоновые пролювиальные валы, речная эрозия

Провинция	Зона	Новейшие структуры	Географическая привязка экзодинамических районов (ЭГР)	Номер ЭГР	Абс. отм., м	Относит. отм., м	Глубина вреза, м	Крутизна склонов
Саяно-Байкальское сводовое поднятие. Система Восточного Саяна	Интенсивных неотектонических движений с амплитудами >1000 м	Третья низкогорная ступень СВ склона Восточного Саяна	Реки Бирюса, Тагул, Уда, Ия, Ока, Хор-Тагна	IX	1300–900	800–500	350–400	10–15
		Осевая зона системы хребтов Восточного Саяна	Реки Агул, Казыр, Ия, Урик, Б. Белая (верховья)	X	2900–2700	1500–1200	1200	25–30 >45°
		Субрифтовая высокогорная зона ЮВ части Восточного Саяна	Реки Китой, Урик, Ока	XI	3215–2900	1500–1600	1600–1700	25–30 >45°
Саяно-Байкальское сводовое поднятие. Система Восточного Саяна	Интенсивных неотектонических движений с амплитудами >1000 м	Восточно-Тувинское, Окинские вулканогенные поля	Бассейны Оки, верховьев Б. Енисея, Хамсары, Азасса	XII	3044–2615	1500	1700	25–30 >45°
		Азасский (Хамсаринский) грабен Тоджинской котловины	Бассейны рек Хамсара, Азасс	XIII	1000–1500	800	1000–1200	20, >20
		Тектонические ступени левого и правого борга Азасского грабена	Бассейны рек Бий-Хем (Б. Енисей), Чазиг, Кадыр-Ос, Кижиг-Хем	XIV	Левый борт 1900–1500, правый борт 1700–1900	800–900	1000–1200	25–30, >30

Тип ландшафта	Коэффициент увлажнения по Н. С. Беркину	Типы рельефа	Уровень сейсмичности	Уровень сейсмичности по MSK-64 по строгим нормам	Преобладающие экзогенные процессы
Таежный	>1,0	Денудационно-тектонический, эрозионно-денудационный, аккумулятивный	4–4,5	7	Сели, наледи, речная эрозия, гравитация на асимметричных склонах рек, конусы выноса, солифлюкция, заболачивание водоразделов
Горно-тундровый	>1,0	Денудационно-тектонический, экзарационный, эрозионный	5	7–8	Экзарация, гравитация, обвалы, каменные моря и реки, наледи, снежные лавины, сели, речная эрозия, осыпи, деструкция
Горно-тундровый, горно-таежный	0,8–1,0	Тектонический, экзарационный, эрозионный	8–10	8–9	Экзарация, гравитация, обвалы, каменные моря и реки, наледи, снежные лавины, сели, речная эрозия, осыпи, деструкция, камнепады, криодесерпция
Горно-тундровый	>1,0 - 1,4	Тектонический вулканический	6–7	8–9	Экзарация, гравитация, обвалы, каменные моря и реки, наледи, снежные лавины, сели, речная эрозия, осыпи, деструкция, камнепады, криодесерпция, реликты извержений вулканов, сбросы, рвы отседания
Горно-таежный	>1,0–1,4	Тектонический, ледниково-аккумулятивный	6–7	8–9	Площадной термокарст, долины прорыва ледниковых озер, заболачивание, снежники-перелетки, оползни, осыпи, криотурбация, криодесерпция, озера, байдже-рахи
Горно-тундровый	>1,0–1,4	Тектонический, экзарационно-эрозионный, эрозионно-аккумулятивный	6–7	8–9	Овраги, оползни, осыпи, курумы, снежные лавины, наледи, термокарст, сели, камнепады, криодесерпция, обвалы

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
СТРАТИГРАФИЯ	8
Архей	8
Протерозой	20
Палеозой	72
Мезозой	102
Кайнозой	107
Кайнозойский вулканизм	122
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ	135
Архейские магматические и метаморфические образования	135
Протерозойские магматические образования	144
Палеозойские магматические образования	177
Мезозойские магматические образования	200
ТЕКТНИКА	207
Сибирская платформа	207
Фундамент Сибирской платформы	207
Чехол Сибирской платформы («плитные» структурные ярусы)	217
Алтае-Саянская складчатая область	222
Разломы	238
Глубинная тектоника	247
Неотектоника	259
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	262
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	287
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	306
Горючие ископаемые	306
Металлические ископаемые	311
Неметаллические ископаемые	388
Соли	413
Подземные воды, рассолы, лечебные грязи	414
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ	419
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	474
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	484
Заключение	493
Список литературы	497

<i>Приложение 1.</i> Химический состав интрузивных пород	527
<i>Приложение 2.</i> Химический состав вулканогенных пород	543
<i>Приложение 3.</i> Список определений радиологического возраста геологических подразделений	546
<i>Приложение 4.</i> Список определений радиологического возраста, выполненных при составлении ГК-1000/3 N-47	561
<i>Приложение 5.</i> Основные параметры и качественная характеристика углей Иркутского угольного бассейна	562
<i>Приложение 6.</i> Состояние запасов каменного угля по месторождениям Иркутского угольного бассейна на 1.01.2008 г.	564
<i>Приложение 7.</i> Состояние запасов бурого угля и угля сапропелевого по месторождениям Иркутского угольного бассейна на 1.01.2008 г.	566
<i>Приложение 8.</i> Характеристика месторождений и проявлений минеральных и термальных вод	569
<i>Приложение 9.</i> Характеристика месторождений питьевых и технических пресных вод	581
<i>Приложение 10.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков	584
<i>Приложение 11.</i> Таблица впервые выделенных в ходе составления Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов ..	625
<i>Приложение 12.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений	627
<i>Приложение 13.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых ...	642
<i>Приложение 14.</i> Районирование территории листа N-47 по интенсивности проявления экзодинамических процессов	647

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Ангаро-Енисейская
Лист N-47 – Нижнеудинск
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 15.12.2012. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 41 + 14 вкл. Уч.-изд. л. 70.
Тираж 150 экз. Заказ 81011017

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК