

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**  
масштаба 1 : 200 000

*Серия Восточно-Саянская*  
Лист N-47-XXIX (Алаг-Шулун)

МОСКВА  
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
(Минприроды России)  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
(Роснедра)

---

Управление по недропользованию по Иркутской области  
(Иркутскнедра)

Федеральное государственное унитарное предприятие «Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья»  
(ФГУП «ВостСибНИИГГиМС»)

Федеральное государственное унитарное научно-производственное геологическое предприятие «Иркутскгеофизика»  
(ФГУНПП «Иркутскгеофизика»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

*Серия Восточно-Саянская*

Лист N-47-XXIX (Алаг-Шулун)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва  
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 55(084.3М200)(571.53/.54)  
ББК 26  
Г72

Авторы

*В. В. Корнаков, А. А. Матвейчук, С. В. Кнутова*

Редактор *В. В. Перфильев*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **В. Е. Руденко**  
канд. геол.-минерал. наук **А. К. Иогансон**  
**Н. П. Пежемская**  
канд. геол.-минерал. наук **В. К. Шкатова**  
**В. А. Царева**

Г72  
Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXIX (Алаг-Шулун). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / В. В. Корнаков, А. А. Матвейчук, С. В. Кнутова; Минприроды России, Роснедра, Иркутскнедра, ФГУП «ВостСибНИИГГиМС», ФГУНПП «Иркутскгеофизика». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (1,17 Гб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-507-7 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-508-4

Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым территории на стыке Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Распространены морские осадочно-вулканогенные отложения верхнего карелия и рифея, морские платформенные терригенно-карбонатные отложения венда–кембрия, континентальные терригенные отложения нижней юры, интрузивные и метаморфические образования протерозоя и раннего палеозоя. Приведена прогнозная оценка территории на золото, алмазы и другие полезные ископаемые.

Илл. 10, список лит. 57 назв., прил. 12.

УДК 55(084.3М200)(571.53/.54)  
ББК 26

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 4 июня 2010 г.

ISBN 978-5-93761-507-7 (объясн. зап.)  
ISBN 978-5-93761-508-4

© Роснедра, 2019  
© ФГУП «ВостСибНИИГГиМС», 2010  
© ФГУНПП «Иркутскгеофизика», 2010  
© Коллектив авторов и редакторов, 2010  
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010  
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ .....	6
СТРАТИГРАФИЯ .....	9
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ .....	34
ТЕКТОНИКА .....	52
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ .....	59
ГЕОМОРФОЛОГИЯ .....	62
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	66
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА .....	82
ГИДРОГЕОЛОГИЯ .....	89
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА .....	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	94
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	98
<i>Приложение 1.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), радиогеохимических аномалий (РГХ), показанных на карте полезных ископаемых листа N-47-XXIX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 .....	101
<i>Приложение 2.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов....	112
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений .....	113
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых .....	114
<i>Приложение 5.</i> Список подразделений, для которых имеются определения радиологического возраста пород листа N-47-XXIX .....	115
<i>Приложение 6.</i> Список пунктов находок ископаемых остатков листа N-47-XXIX .....	119
<i>Приложение 7.</i> Характеристика складчатых структур Мангатгольского выступа и Урикско-Ийского грабена .....	120
<i>Приложение 8.</i> Характеристика пород стратифицированных и не стратифицированных образований листа N-47-XXIX .....	123
<i>Приложение 9.</i> Геохимическая характеристика пород .....	134
<i>Приложение 10.</i> Средние химические составы петрографических разностей пород листа N-47-XXIX .....	138
<i>Приложение 11.</i> Метаморфические преобразования и типоморфные парагенетические ассоциации стратифицированных и нестратифицированных подразделений листа N-47-XXIX.....	143
<i>Приложение 12.</i> Расчет прогнозных ресурсов категории P <sub>3</sub> .....	147

## ВВЕДЕНИЕ

Лист N-47-XXIX охватывает часть Зиминского района Иркутской области и Окинского района Республики Бурятия Дальневосточного федерального округа. В геологическом плане на площадь листа заходит краевая часть Сибирского кратона и Алтае-Саянская складчатая область. В пределах первого, он занимает центральную часть Урикско-Ийского грабена, центральную часть Мангатгольской краевой метаморфической зоны и юго-восточную оконечность Бирусинского выступа. На крайнем северо-востоке листа, незначительную часть занимает Шарыжалгайский выступ. В Алтае-Саянской складчатой области, в пределах листа выделяется северная часть Монголо-Тувинского террейна и восточная часть Хамсаринского террейна. Общая площадь листа составляет 4 947 км<sup>2</sup>.

В северо-восточной части в пределах Предсаянья, рельеф горно-таежный, который сменяется (к юго-западу) резкорасчлененным альпийским рельефом Восточных Саян. Абсолютные высотные отметки достигают 2 789 м. Южная часть листа (Окинское плоскогорье) характеризуется выположенным горным рельефом.

Климат резко континентальный. Среднегодовая температура  $-2...-4$  °С, минимальная  $-27...-30$  °С (декабрь–январь), максимальная  $+16...+17$  °С (июль–август). Снежный покров ложится в долинах в сентябре и сходит в мае; на водоразделах ложится в начале сентября, сходит – в конце мая–начале июня; среднегодовое количество осадков 328,9–692,0 мм, в том числе в весенне–летний период – до 76–420 мм. Количество дней с осадками достигает 105–166 в году.

Основная водная артерия р. Ока пригодна для перевозки грузов и персонала моторной лодкой типа «Казанка» до устья р. Ингаши с северо-востока и до устья р. Улзыта с юго-запада. В пределах Восточных Саян р. Ока не судоходна.

Большая часть листа покрыта смешанной тайгой средней густоты, где преобладает кедр, лиственница, сосна, береза; гольцовая часть Восточных Саян лишена древесной растительности и покрыта альпийскими лугами. Животный мир богатый в видовом отношении, типичный для горно-таежных районов Восточной Сибири.

Имеется жилой поселок Алаг-Шулун, до которого проложена грунтовая дорога от районного центра пос. Орлик. Возможность найма рабочих на месте производства работ отсутствует.

Категория сложности геологического строения: V кат. – 6 % (299 км<sup>2</sup>); VI кат. – 94 % (4 682 км<sup>2</sup>). Категория обнаженности – 2.

На территории листа проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 (100 %), пятиканальная АГСМ-съемка масштаба 1 : 25 000 (60 %). На всю площадь имеются АФС в трех экземплярах удовлетворительного качества масштаба 1 : 50 000 и космоснимки хорошего качества масштаба 1 : 200 000. На территорию листа имеется изданная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 первого поколения [13] и утвержденная Легенда для карт масштаба 1 : 200 000 Восточно-Саянской серии листов [48]. По рамкам листа изданные и принятые к изданию листы ГК-200/2 отсутствуют.

В проведении полевых исследований и подготовке материалов к печати принимали участие: Корнаков В. В. (ответственный исполнитель); Матвейчук А. А., КнUTOва С. В., Карнаушенко М. Ю., Скрeбнев Е. Г., Полонных А. Е., Рууз Н. В., Конотопцева Н. П. Аналитические исследования выполнялись в лаборатории ВостСибНИИГГиМС, ФГУНПП «Иркутскгеофизика» и Центральной аналитической лаборатории БФ «Сосновгеология». Петрографические исследования выполнялись Серебрeнниковым Л. М., Салаевым А. В.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В 1959–1967 гг., после и во время издания ГК-200/1 (Дубин П. В., Рик Л. П., 1965ф), на площади листа проведены геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 в виде полистной геологической съемки (Александров В. К., Печорский В. П. и др., 1959–1961ф; Ананьин В. А., Ананьина И. А., Морозова Л. А., 1963–1964ф; Бошерницан Н. З., Власов Н. Н. и др., 1959–1960ф; Бошерницан Н. З., Полетаев И. А. и др., 1961–1963ф; Данилов В. Ф., Тирский Г. А., Шуберт Л. А. и др., 1970–1973ф; Зашихин Ю. П., Данилов В. Ф., Шуберт Л. А., 1964–1966ф; Окороков В. Г., Серебренников В. И., Перфильев В. В., 1961–1963ф). Геологосъемочные работы сопровождались ополискованием участков, а также геохимическими поисками по потокам рассеяния и отбором шлихов по водотокам по равномерной сети. Основным результатом работ стало выявление полиметаллических скарновых проявлений Илейского узла.

В 1962–1967 гг. северо-восточная часть листа (Урикско-Ийский грабен) была охвачена составительскими работами масштаба 1 : 50 000 (Таскин А. П., Абрамович Г. В., Гундобин Г. М., 1962–1967ф), которые обобщили результаты ранее проведенных работ.

В 1985–1987 гг. геологическим доизучением масштаба 1 : 50 000 была охвачена северо-восточная часть листа (листы N-47-106-Б (б, г), Родченко С. А. и др., 1985–1987ф).

В 1987–1991 гг. геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 было продолжено (Салаев А. В., Поваринцева С. А., Мелкозеров В. А., 1987–1991ф), в пределах листов N-47-105-А (б, г), Г (а, б); -106-А, Б (а, в), В, Г; -118-Б.

При проведении ГДП-50 была уточнена геологическая карта, проведено ополискование множества участков с детальным шлиховым опробованием и геохимическими поисками по вторичным ореолам рассеяния. В результате работ выявлены шлиховые, шлихогеохимические и вторичные ореолы рассеяния, часть из которых была заверена. В результате были выявлены проявления железа, вольфрама, многочисленные пункты минерализации золота, кобальта, меди, никеля, цинка.

В 1998 г. составлена Легенда к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000 Восточно-Саянской серии листов [48].

### ПОИСКОВЫЕ И ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Начиная с 1960 г., в районе проводятся многочисленные тематические работы: по металлогении (Баранов В. А., Феофилактов Г. А., 1982–1985ф; Барышев А. С. и др., 1994ф; Волынец Ю. Н. и др., 1987ф; Емельянов Е. Л. и др., 1994ф; Ключанский Н. Г. и др., 1987ф; Немеров В. К. и др., 1996ф; Номоконов В. Д. и др., 1994ф; Полетаев И. А. и др., 1988ф; Синчук и др., 1980ф; Таскин А. П. и др., 1962–1967ф); стратиграфии (Алексеев О. П. и др., 1985ф; Барышева А. С. и др., 1987ф; Машович Я. Т. и др., 1992ф); метаморфизму (Лобанов М. П. и др., 1992ф); по прогнозной оценке на рудные (Баранов В. А., Феофилактов Г. А., 1982–1985ф; Барышев А. С. и др., 1987ф; Галимова Т. Ф. и др., 1978–1981ф; Другов Г. М. и др., 1997ф; Перфильев В. В. и др., 1998ф; Синчук и др., 1980ф; Таскин А. П., Абрамович Г. В., Гундобин Г. М., 1962–1967ф; Ханхараев С. К., 1997ф).

В разные годы на изучаемой территории выполнены поисковые работы на многочисленных участках и площадях (Куликов Ю. И., Москва С. И., 2003–2005ф; Родченко С. А. и др., 1985–1987ф; Фадеев А. М. и др., 1984–1988ф) на рудное и россыпное золото, титан, тантал, ниобий, редкие земли, полиметаллы, апатит, флюорит, алмазы.

В 1966 г. Ткалич С. М., Ключанский Н. Г., Зуева Н. А. закончили работы по составлению металлогенической карты Саяно-Байкальской горной области. Авторами был собран и система-

тизирован огромный материал, даны рекомендации для дальнейших поисков полезных ископаемых, выделен Урикско-Ийский рудный пояс.

В 1988 г. Фадеевым А. М. было проведено алмазопроисловое шлиховое опробование ряда площадей (Фадеев А. М. и др., 1984–1988ф). Выявлены вторичные ореолы и аномалии ряда элементов, шлиховые ореолы минералов-спутников алмазов в бассейне р. Ингаши, выявлены алмазы в шлихах, открыты новые кимберлитовые дайки с алмазами. Определена шлихоминералогическая ассоциация минералов-спутников алмазов для поисковых целей в Присаянье. Установлены границы Ингашинского кимберлитового поля.

В период 2001–2003 гг. проведены поисково-оценочные работы на золото на Урикско-Ийской площади (Салаев А. В. и др., 2001–2004ф). Выявлены новые закономерности размещения золоторудных проявлений. Даны рекомендации по дальнейшему направлению золотопоисковых работ.

В 2005 г. в южной части листа были проведены поисково-ревизионные работы на золото (Куликов Ю. И., Москва С. И., 2003–2005ф). Локализовано Илейское золоторудное поле с определением его прогнозных ресурсов.

В 2006 г. составлена карта рудной и россыпной золотоносности по Иркутской области масштаба 1 : 500 000 (Коткин В. В. и др., 2006ф).

## **ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

Целенаправленные геохимические поиски на различные виды полезных ископаемых проводились на поисковых участках при проведении ГДП-50 и ГГС-50 по вторичным ореолам рассеяния (Родченко С. А. и др., 1985–1987ф; Салаев А. В. и др., 1987–1991ф) и по потокам рассеяния (Александров В. К. и др., 1959–1961ф; Бошернищан Н. З. и др., 1959–1960ф; Бошернищан Н. З. и др., 1961–1963ф; Данилов В. Ф. и др., 1970–1973ф; Зашихин Ю. П. и др., 1964–1966ф; Огороков В. Г. и др., 1961–1963ф).

В 1973 г. северо-восточная часть листа (до Главного Саянского разлома, 63 % площади) была охвачена аэрогеофизическими исследованиями масштаба 1 : 25 000 (пять каналов) (Срывцев И. А. и др., 1973ф).

В 1978 г. в пределах листа были выполнены гравиметрические исследования масштаба 1 : 200 000 (Лобачевский И. В., 1978ф).

Были составлены карты аномального гравитационного поля  $\Delta g$  в масштабе работ, карты локальных аномалий гравитационного поля, оценены плотностные характеристики геологических комплексов пород, выделены элементы глубинного геологического строения. Елаевым В. А. (1983ф) обобщены материалы предыдущих гравиметрических исследований по изучаемой площади.

В 1979 г. в пределах Ингашинского кимберлитового поля проведены крупномасштабные (1 : 50 000) гравиметрические исследования (Коган О. Е., 1979ф).

Наземные геофизические работы проводились на детальных участках при ГДП-50 (Салаев А. В. и др., 1987–1991ф) и при поисках алмазов в северо-восточной части листа (Травкин Г. Г., 1960ф; Фадеев А. М. и др., 1984–1988ф).

## **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ**

Специальные мерзлотно-гидрогеологические исследования на площади листа N-47-XXIX не проводились. Из обобщающих работ регионального плана, выделяется составленная в 1967 г. Зайнулиным А. А. и Добровольским Е. В. гидрохимическая и гидрогеологическая карты Восточного Саяна в масштабе 1 : 500 000 с гидрогеологическим районированием. В монографии «Естественные ресурсы подземных вод юга Восточной Сибири» (1976 г.) рассмотрены условия формирования подземного стока зоны интенсивного водообмена, в том числе и рассматриваемого района.

В период с 1968 по 2000 гг. выходит ряд ежегодников по режиму и охране подземных вод, так или иначе характеризующих территорию. Отдельные вопросы гидрогеологии района освещены в работах Друговой З. Н. (1978ф), Иваниловой Р. Ф. и др. (1979ф), Пиннекера Е. В. (1958ф). Вопросы распространения многолетнемерзлых пород, оказывающих значительное влияние на формирование подземных вод, в материалах предшественников освещены очень скудно. Геокриологические условия района рассмотрены в монографии «Морфология криолизотозоны Саяно-Байкальской области» (Соловьева Л. Н. и др., 1976ф).

В изучение геологии и минерализации Восточного Саяна (в том числе и листа N-47-XXIX)

большой вклад внесли коллективы ВСЕГЕИ, ВИМСа, ИМГРЭ, ИЗК СО РАН и другие научные организации. Особо следует отметить работы по геологии и минерации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Пожарицкая Л. К., Фролов А. А., Белов С. В., Бурмистров А. А. и др.), редкометалльных пегматитов (Гинзбург А. И., Рябенко В. Е., Макагон В. М. и др.), особенностям структуры, тектоники и метаморфизма (Склярков Е. А., Гладкочуб Д. П., Кузьмичев А. Б., Бутов Ю. П., Беличенко В. Г. и др.), палеозойского магматизма (Гордиенко И. В. и др.). Результаты этих работ использованы при составлении ГК-200/2.

---



## СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа N-47-XXIX сложена разнообразными породами саамского, карельского, рифейского, венд–раннепалеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. В процессе проведенных работ было уточнено геологическое строение, стратиграфия и магматизм Урикско-Ийского грабена, Хамсаринского и Тувино-Монгольского террейнов (микроконтинентов).

В пределах Урикско-Ийского грабена основным результатом работ по стратиграфии явилось уточнение объема сублукской и калбазыкской серий. Доказано базальное положение ермосохинской свиты в разрезе нижнерифейских отложений. В пределах Хамсаринского и Тувино-Монгольского террейнов (микроконтинентов) основным результатом работ по стратиграфии явилось выделение хайтинской толщи.

Стратиграфия листа представляется в следующем виде:

1. Архейская акротема.
  - Саамская эонотема. Бирюсинский район. Хайламинская толща.
2. Протерозойская акротема.
  - Карельская эонотема. Нижнекарельская эратема. Бирюсинский район. Алхадырская свита.
  - Карельская эонотема. Верхнекарельская эратема. Урикско-Туманшетский район (Урикско-Ийский подрайон). Сублукская серия. Большереченская, далдарминская, урикская и ингашиная свиты.
  - Верхнепротерозойская эонотема. Нижнерифейская эратема. Присаянский район (Урикско-Ийский подрайон). Ермосохинская и одайская свиты.
  - Рифейская эонотема. Окинский и Восточно-Тувинский район. Хайтинская толща.
3. Верхнепротерозойская–фанерозойская эонотемы.
  - Вендская–кембрийская системы. Табинзуртинская, хужиртайская, нюргатинская, хютенская свиты боксонской серии Окинского района. Иркутная и хамсаринская свиты Восточно-Тувинского района.
4. Фанерозойская эонотема.
  - Палеозойская эратема. Ордовикская–девонская системы. Восточно-Тувинский район. Илейская толща.
  - Мезозойская эратема. Юрская система. Нижний отдел. Центрально-Саянский район. Нарингольская свита.
  - Кайнозойская эратема. Неогеновая система. Нижний отдел. Горносалянский район (Высокогорный подрайон). Сорокская свита.
  - Кайнозойская эратема. Горносалянский район. Четвертичная система (Квартер).

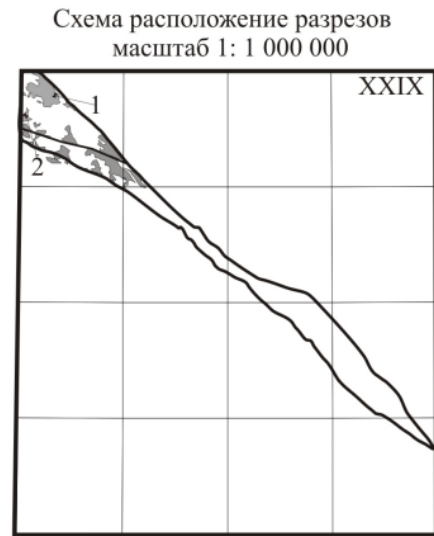
### АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

#### СААМСКАЯ ЭНОТЕМА

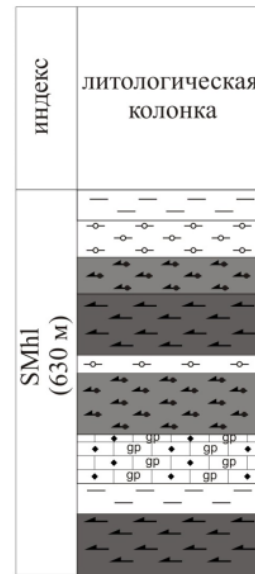
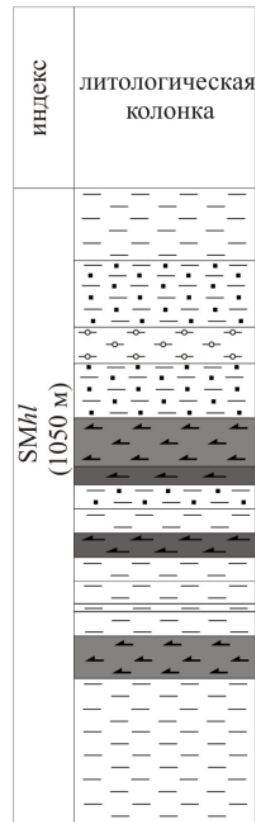
Хайламинская толща (SMhl) выделена в пределах Бирюсинского блока в бассейне р. Большой Шитый–Куркапка. Толща характеризуется существенно гнейсовым (плагиогнейсовым) составом с мусковитовыми ассоциациями и с подчиненным количеством амфиболитов и кварцито-гнейсов мусковит-биотитовых. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые (рис. 1). Частный разрез толщи изучен по правобережью р. Сайхан-Нуртэ [35].

1. Правобережье р. Сайхан-Нуртэ  
(Данилов В. Ф., 1974 г.).

2. Левобережье р. Атхатэ-Сала  
(Данилов В. Ф., 1974 г.).



Контур хайламинской толщи (SMhl)



Условные обозначения

- Гнейсы биотитовые, мусковит-биотитовые, биотит-мусковитовые
- Гнейсы гранат-биотитовые
- Гнейсы гранат-амфиболовые
- Гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые
- Кварцито-гнейсы мусковит-биотитовые, биотитовые
- Амфиболиты, параамфиболиты
- Мраморы графитизированные



Рис. 1. Литологические разрезы хайламинской толщи.

Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (прил. 11). Наиболее ранний этап метаморфизма фиксируется в породах реликтовыми ассоциациями амфиболитовой фации (отмечается реликтовый ортоклаз [47]). На ранний этап метаморфизма повсеместно наложен метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, фиксирующийся псевдоморфными замещениями (роговая обманка по пироксену), появлением в породах мусковита, игольчатого амфибола, раскисления плагиоклаза до олигоклаз-андезина. В связи с высоким метаморфизмом пород, отсутствием реликтовых осадочных структур, уверенно моделировать исходное строение и первичную природу пород не представляется возможным. Описываемые образования не имеют стратифицированной кровли и подошвы и ограничены тектоническими нарушениями. Очень характерна мигматизация пород. Мигматиты представлены большим количеством морфологических типов. Распространены послойные, теневые разности, редко – агматиты и птигматиты. Лейкосома имеет мощность от миллиметров до первых десятков метров при выдержанном простираии. Инъекционный материал преимущественно гранитного состава и связан с внедрением гранитоидов саянского комплекса.

В аэромагнитных полях толща практически не отличается от смежных образований хайтинской толщи и мангатгольского метаморфического комплекса. В радиогеохимических полях комплекс резко выделяется, как и весь Бирюсинский блок, относительно смежных территорий, пониженными значениями по урану –  $0-2 \cdot 10^{-4}$  %, торию –  $0-8 \cdot 10^{-4}$  % и калию –  $0-1$  %.

Породы толщи прорываются гранитоидами саянского и огнитского комплексов. Возраст биотитового гнейса в бирюсинском блоке, северо-западнее изученной площади определен по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  изотопному отношению в цирконах в  $1\,900 \pm 30$  млн лет [23]. Геохронологические данные об архейском возрасте пород толщи отсутствуют. Согласно Легенде, хайламинская толща принимается как саамская с отнесением к амфиболито-гнейсовой формации.

Общая мощность толщи составляет более 1 050 м. Полезных ископаемых связанных с толщей не выявлено.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

### КАРЕЛЬСКАЯ ЭНОТЕМА

#### НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

Алхадырская свита ( $KR_1?ah$ ) выделяется в пределах Бирюсинского блока и распространена совместно с породами урдаокинского комплекса по правобережью р. Урда-Ока и далее к северо-западу до бассейна р. Хара-Додо. Породы свиты закартированы в виде ксенолитов среди ортоамфиболитов урдаокинского комплекса. С северо-востока они ограничены зоной Бирюсинского разлома, с юго-запада – Главным Саянским разломом. Самый крупный ксенолит линейно-вытянутой формы ( $1,6 \times 12$  км) расположен по правому борту р. Урда-Ока в приустьевой части рр. Хохюр-Жарбагай–Ухагшан. Разрез свиты характеризуется чередованием амфиболитов и плагиогнейсов биотитовых (в том числе ставролитсодержащих), гранат-биотитовых, гранат-амфиболовых. Отмечаются горизонты кальцифиров и мраморов (до 10 м). Какие-либо реликтовые структуры осадочных пород отсутствуют.

Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма с реликтовыми ассоциациями амфиболитовой фации (прил. 11). Характерна насыщенность разреза свиты согласными телами амфиболитов (ортоамфиболитов) и метагипербазитов, относимых к урдаокинскому комплексу.

Метасоматические преобразования пород выражаются преимущественно в кремнещелочном метасоматозе. В гнейсах и амфиболитах он проявляется в развитии порфириобласт микроклина, замещении биотита мусковитом. В амфиболитах – биотитизацией и замещением роговой обманки биотитом [35]. Пространственно метасоматиты тяготеют к разрывным нарушениям. По мере удаления от разломов метасоматоз затухает. Низкотемпературный диафорез развит повсеместно и выражается в замещении биотита хлоритом и эпидотом, плагиоклаза – серицитом и эпидотом.

Магнитное поле имеет слабодифференцированный отрицательный характер интенсивностью от +20 до –150 нТл. Общая радиоактивность пород –  $2,5-3,0$  мкР/ч. Радиогеохимическое поле характеризуется значениями калия –  $0,5-1,5$  %, урана –  $(1,0-2,0) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(8,0-10,0) \cdot 10^{-4}$  %.

Свита в пределах листа не имеет нижней и верхней границы. Насыщенность разреза свиты согласными телами амфиболитов (ортоамфиболитов) и метагипербазитов затрудняет ее практическое картирование и отделение от урдаокинского комплекса. Возраст свиты согласно Ле-

генде принимается как раннекарельский с отнесением к карбонатно-гнейсово-амфиболитовой формации.

Полезных ископаемых не выявлено. Общая мощность свиты более 630 м.

## ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

К **сублукской серии** отнесены терригенные образования большереченской, далдарминской, урикской и ингашинской свит в пределах Урикско-Ийского грабена, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций позднекарельского регионального метаморфизма (прил. 11). Характерно постепенное повышение степени метаморфизма пород с севера-востока к юго-западу по направлению к оси Главного Саянского разлома. Юго-западная граница серии с высокометаморфизованными (амфиболитовой и гранулитовой фаций) породами мангатгольского метаморфического комплекса проведена по Бельско-Окинскому разлому. Северо-восточная граница распространения пород серии совпадает с Точерским разломом, отделяющим ее от архейских образований Шарыжалгайского выступа. Породы серии с размывом и угловым стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями ермосохинской свиты калбазыкской серии. Нижняя граница серии в пределах листа неизвестна.

По внутреннему строению серия представляет собой крупный трансгрессивно-регрессивный мегаритм ритмичного флиша: большереченская (псефито-песчано-сланцевая)–далдарминская (песчано-алеврит-пелитовая)–урикская (известково-алеврит-пелитовая)–ингашинская (песчано-алеврит-пелитовая) свиты.

В составе ритмов участвуют вулканогенные, субвулканические и вулканические породы. Субвулканические и вулканические породы подразделяются на базальты, базальтовые порфириты и долериты, андезиты, андезибазальты, дацитандезиты, вариолиты, плагиоклазовые порфириты, спилиты и спилитоподобные породы. О кристаллизации пород в близповерхностных и поверхностных условиях быстрого охлаждения свидетельствуют порфириновые, пойкилоофитовые, сферолитовые, вариолитовые структуры и миндалекаменные текстуры, а также нередкое присутствие мезостаза, который представляет собой вулканическое стекло, полностью замещенное актинолитом, биотитом, хлоритом, лейкоксеном.

Позднекарельский возраст серии обосновывается прорыванием ее основными породами позднекарельского зимовнинского комплекса (возраст которого охарактеризован радиологически) формировавшимися близодновременно с туфогенными осадками и вулканитами серии.

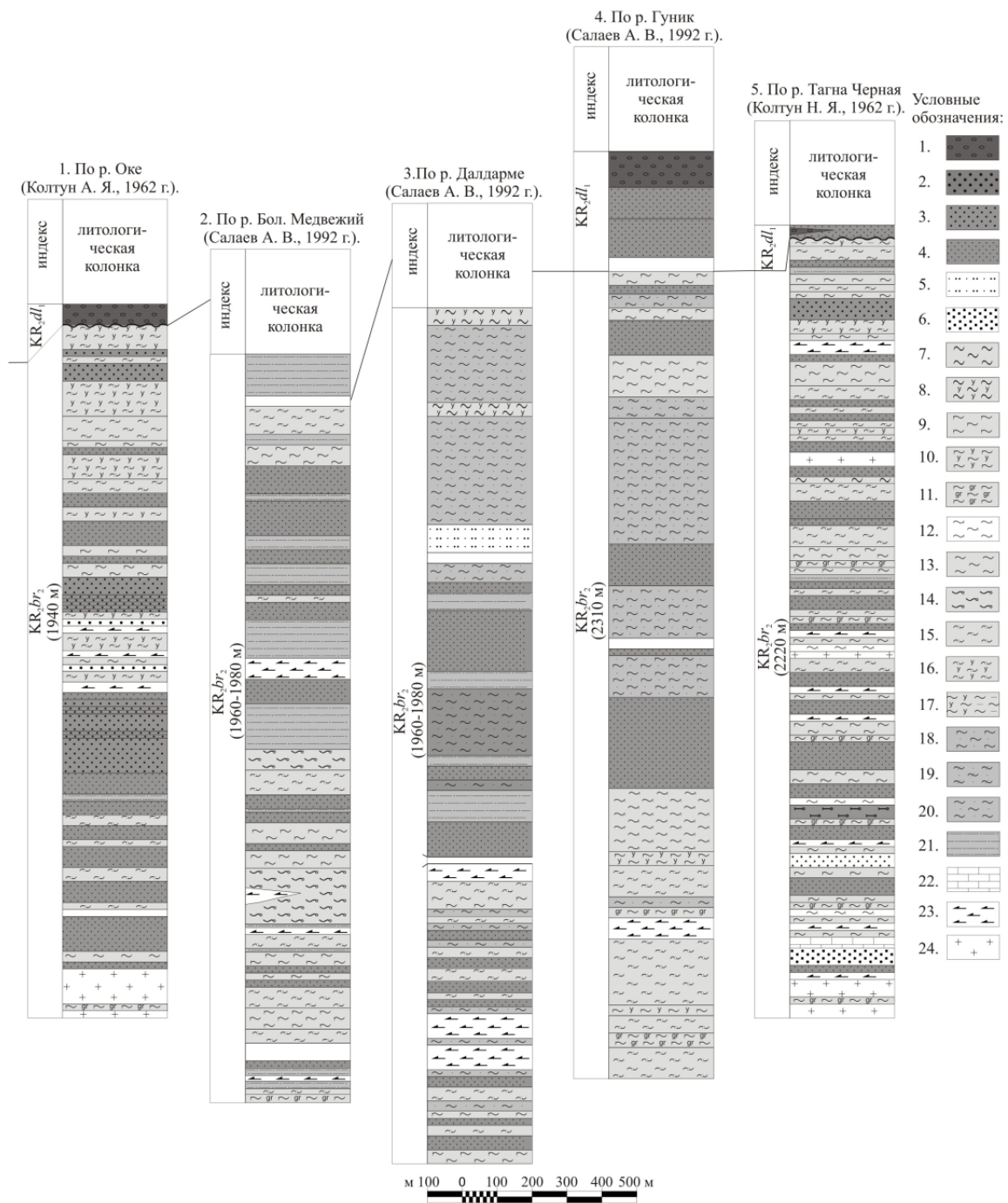
Большереченская свита. *Верхнебольшереченская подсвита* ( $KR_2br_2$ ) в пределах листа является наиболее древним подразделением сублукской серии и прослеживается непрерывной полосой от р. Тагна Черная до р. Ока и далее до северной рамки листа вдоль западного края Урикско-Ийского грабена. В составе подсвиты наблюдаются сланцы андалузит-биотитовые, метапесчаники, переходящие в плагиогнейсы гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые, реже – кварциты и кварцитовидные сланцы с пластовыми телами ортоамфиболитов зимовнинского комплекса (рис. 2). Иногда в разрезе отмечаются известняки и известковистые песчаники [39], а также линзы железистых кварцитов. Псефитовые разности представлены редкими горизонтами метагравелитов. Петрографическая характеристика пород приведена в приложении 8. В породах при наличии бластических, сохраняются и реликты псаммитовых структур. Типичными минералами являются андалузит, биотит, кварц, плагиоклаз. Типоморфные минеральные ассоциации отвечают эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма по Добрецову-Эсколя (прил. 11). Наиболее полный разрез подсвиты изучен по р. Ока [39]. Нижняя граница подсвиты на изученной площади не известна. Верхняя граница проводится по подошве горизонта конгломератов вышезалегающей далдарминской свиты. Отложения подсвиты в пределах площади слагают ядра двух сближенных антиклиналей: Окинской и Чернотагнинской.

По данным АГСМ-съемки магнитное поле над породами свиты отрицательное, слабо дифференцированное, интенсивностью от  $-20$  до  $-90$  нТл. В участках разреза насыщенного ортоамфиболитами зимовнинского комплекса, знак магнитного поля меняется, появляются линейные магнитные аномалии интенсивностью от  $0$  до  $+50$  нТл. Радиогеохимические поля имеют слабо дифференцированный характер с содержаниями калия –  $1-2,5\%$ , тория –  $(4-12) \cdot 10^{-4}\%$ , урана –  $(2-3) \cdot 10^{-4}\%$ . Общая радиоактивность –  $2,5-3$  мкР/ч.

Нижнее положение большереченской свиты в разрезе сублукской серии обосновывается согласным перекрыванием ее отложениями далдарминской свиты с конгломератами в основании и участием ее в едином трансгрессивном разрезе серии. Свита относится к вулканогенно (андезито-базальтовой)-терригенной формации.

Мощность подсвиты около 900 м. С образованиями подсвиты в пределах листа связано ору-

денение в железистых кварцитах. Кроме того, породы являются вмещающими для многих проявлений редких металлов.



**Рис. 2. Схема корреляции литолого-стратиграфических разрезов верхнебольшереченской подсвиты.**

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники крупнозернистые; 4 – песчаники средне-, мелкозернистые, сланцы биотитовые с реликтовой псаммитовой структурой, сланцы песчанистые кварц-биотитовые, сланцы песчанистые биотитовые; 5 – песчаники биотит-кварцевые; 6 – кварциты; 7 – парасланцы; 8 – сланцы филлитовидные, углистые, кварц-биотит-углистые, углеродистые; 9 – сланцы биотитовые, кварц-биотитовые, андалузит-биотитовые; 10 – сланцы биотитовые филлитовидные, филлитовидные кварц-биотитовые с углистым веществом; 11 – сланцы гранат-биотитовые; 12 – сланцы амфиболовые, биотит-амфиболовые; 13 – сланцы хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые; 14 – сланцы двуслюдяные с андалузитом; 15 – сланцы андалузит-биотитовые, биотит-андалузитовые; 16 – сланцы андалузит-биотитовые филлитовидные, андалузитовые филлитовидные; 17 – сланцы углеродисто-глинистые; 18 – алевросланцы биотитовые, кварц-биотитовые; 19 – алевросланцы хлоритовые; 20 – алевросланцы кварцевые, биотит-кварцевые, алевросланцы; 21 – алевролиты; 22 – известняки; 23 – амфиболиты, ортоамфиболиты; 24 – гнейсограниты, гранитогнейсы.

Далдарминская свита распространена на большей части Урикско-Ийского грабена в бассейнах рек Ока, Гуник, Ингаши, Дандар-Гол. Сложена она преимущественно терригенными

ритмично переслаивающимися породами: метаалевросланцами и сланцами, метапесчаниками, метаконгломератами. В небольшом количестве присутствуют известняки и углеродистые сланцы. В разрезе наблюдаются metabазальты с хорошо выраженной шаровой отдельностью, миндалекаменные и пузыристые metabазальты и маломощные прослои лапиллиевых и кристаллокластических туфов основного состава. Отмечаются метаморфизованные вариолитовые базальты. Свита относится к вулканогенно (андезито-базальтовой)-терригенной формации.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой (преобладают) и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (прил. 11). При этом степень метаморфизованности пород увеличивается с северо-востока на юго-запад. В верховьях р. Гуник породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и представлены плагиогнейсами биотитовыми, плагиогнейсосланцами и сланцами биотитовыми и филлитовидными, реже – гранат-биотитовыми и андалузит-биотитовыми, амфиболитами. Особенности пород приведены в приложениях 8, 9.

Магнитное поле над породами свиты слабо дифференцированное, знакопеременное, интенсивностью от  $-50$  до  $+100$  нТл. Содержания урана –  $(2-3) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(6-8) \cdot 10^{-4}$  %, калия – около 1 %.

Положение свиты в разрезе серии обосновывается согласным налеганием ее на отложения большереченской свиты (левобережье р. Большая Белая и Большая Зимовная) [52]. Контакт далдарминской свиты с урикской свитой в пределах листа тектонический. В бассейне р. Урик (за рамкой листа) отмечается согласное налегание конгломератов основания урикской свиты на сланцы далдарминской свиты.

Мощность свиты 2 650–3 100 м. Породы являются благоприятными для локализации золотого оруденения.

По последовательности напластования свита разделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю (рис. 3), отражающих два крупных трансгрессивных мегаритма.

*Нижнедалдарминская подсвита ( $KR_2dl_1$ ).* Разрез подсвиты представляет собой единый трансгрессивный мегаритм, начинающийся с метагравелитов, метапесчаников грубозернистых, реже – метаконгломератов, которые сменяются выше метаалевросланцами, переслаивающимися с метапесчаниками. В верхах разреза отмечаются известняки, метапесчаники известковистые, кварциты. В разрезе постоянно отмечаются вулканогенные породы. В истоках р. Маньков Приют, закартированы тела метаморфизованных базальтов и туфов основного состава, которые развиты в пределах поля изометричной формы с диаметром около 1,0 км. Они залегают согласно, реже – кососекуще сланцеватости вмещающих пород, при мощности 15–40 м и протяженности – 0,8–1,0 км. С телами metabазитов пространственно сближены линзы метаконгломератов и метагравелитов, широко развиты сланцы углистые. Среди поля базальтоидов обнажаются столбообразные тела кварцевых и кварц-магнетитовых метасоматитов. По мнению Салаева А. В. [52], эти образования являются реликтами палеовулкана с размером в поперечнике 1,0 км.

В зонах повышенного метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) породы преобразованы в плагиогнейсы биотитовые, плагиогнейсосланцы и сланцы биотитовые и филлитовидные, реже – гранат-биотитовые и андалузит-биотитовые, амфиболиты. В условиях верхов зеленосланцевой фации (за изоградой биотита) разрез подсвиты описан по р. Далдарма [52], по западному крылу Маньковой синклинали. В зоне повышенного регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) разрез подсвиты описан по р. Гуник [52].

Мощность подсвиты 1 700–2 100 м.

*Верхнедалдарминская подсвита ( $KR_2dl_2$ ).* согласно залегают на породах нижней подсвиты и имеет сходный, преимущественно песчано-алевритовый состав, формируя верхний трансгрессивный мегаритм. В ее разрезе также отмечаются метагравелиты, метапесчаники грубозернистые, реже – метаконгломераты, которые сменяются выше метаалевросланцами, переслаивающимися с метапесчаниками. В верхах разреза появляются известняки, метапесчаники известковистые, кварциты. В разрезе отмечаются вулканогенные породы: metabазальты с хорошо выраженной шаровой отдельностью, metabазальты миндалекаменные и пузыристые, метаморфизованные базальты вариолитовые и маломощные прослои лапиллиевых и кристаллокластических туфов основного состава.

В зонах повышенного метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) породы преобразованы в плагиогнейсы биотитовые, плагиогнейсосланцы и сланцы биотитовые и филлитовидные, амфиболиты. В зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, разрез подсвиты описан по р. Зунтейка [50], в северо-восточном крыле Гуникской синклинали. В зоне повышенного регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовой фации) разрез подсвиты описан по р. Гуник [52].

Мощность подсытки 950–1 000 м.

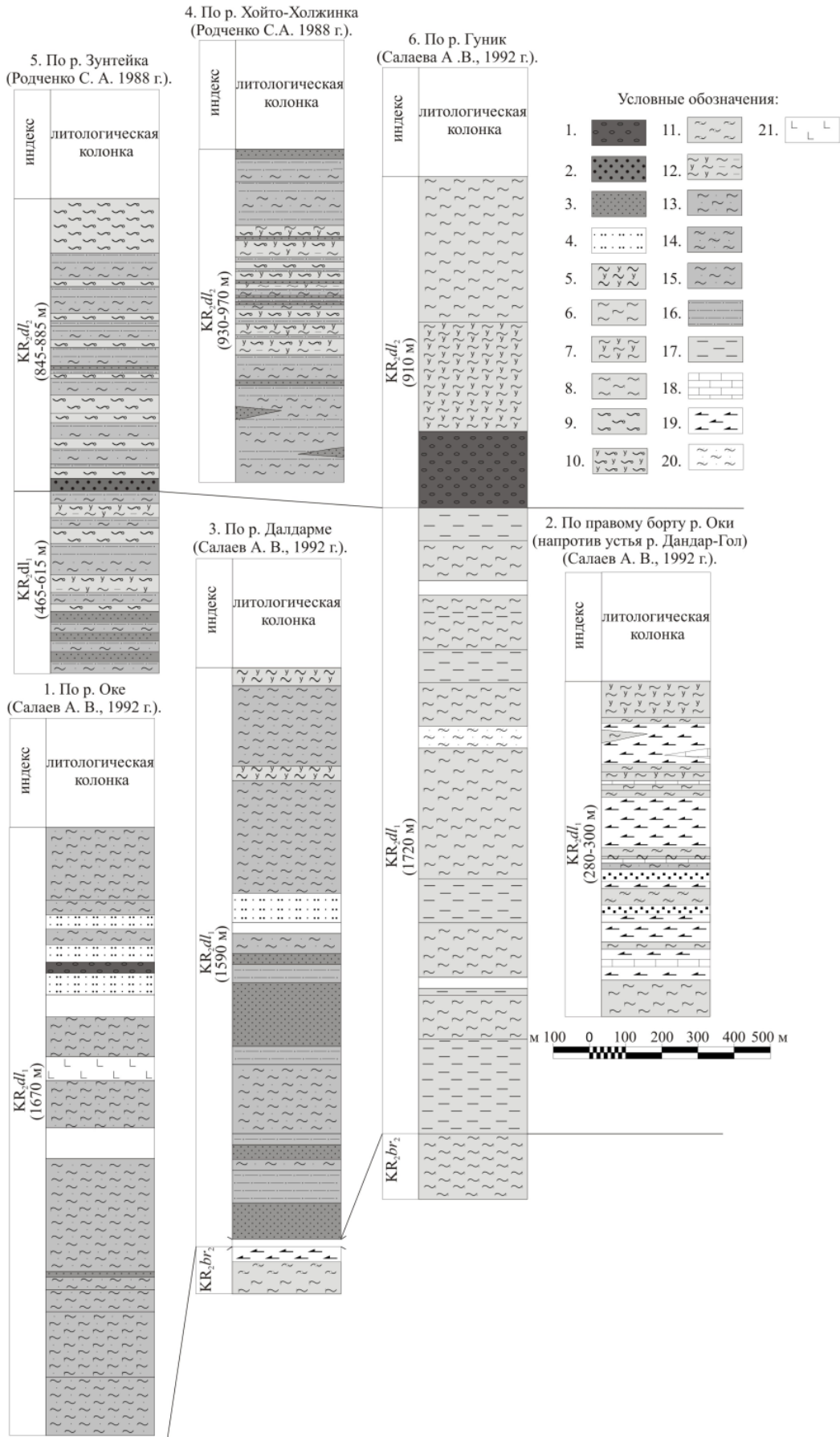


Рис. 3. Схема корреляции литолого-стратиграфических разрезов далдарминской свиты.

1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники средне-, мелкозернистые; 4 – песчаники биотит-кварцевые,

полевошпат-кремнисто-кварцевые, кварцевые; 5 – сланцы углистые, кварц-биотит-углистые, углисто-биотит-кварцевые; 6 – сланцы биотитовые, андалузит-биотитовые, плагиогнейсосланцы биотитовые; 7 – сланцы филлитовидные кварц-биотитовые; 8 – сланцы биотит-амфиболовые; 9 – сланцы кварцево-слюдистые; 10 – сланцы углеродисто-слюдистые; 11 – сланцы андалузитовые; 12 – сланцы углеродисто-глинистые; 13 – алевросланцы биотитовые, кварц-биотитовые; 14 – алевросланцы серицит-хлоритовые, кварц-полевошпат-серицит-хлоритовые; 15 – алевросланцы серицитовые, сланцы алевритистые; 16 – алевролиты; 17 – плагиогнейсы биотитовые; 18 – известняки; 19 – амфиболиты; 20 – метаалевросланцы (ортосланцы?) хлоритовые; 21 – metabазальты.

Урикская свита. Флишоидные карбонатно-песчаниково-черносланцевые отложения, распространенные в северо-западной части листа (правобережье р. Ингаши, устьевая часть р. Гуник) в узком тектоническом блоке северо-западного простирания в зоне Ерминско-Горхонского разлома. В пределах листа контакты с выше- и нижележащими отложениями тектонические. Налегание базальных метаконгломератов урикской свиты на отложения далдарминской свиты наблюдалось юго-восточнее изученной площади (лист N-47-XXX) по г. Гребень, руч. Опорный [26]. Тектонические нарушения, ограничивающие блок урикской свиты, имеют падения на северо-восток (северо-восточный контакт) и юго-запад (юго-западный контакт). В пределах отмеченного блока породы урикской свиты имеют в целом моноклинальное падение на северо-восток под углами 60–75°, до 85°. Свита представлена переслаиванием сланцев углеродисто-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых, иногда серицит-хлорит-кварцевых и метапесчаников кварцитовидных, реже – кварцевых на базальном доломитово-углеродисто-кварцевом цементе. Отмечаются прослой метатупофосчаников, доломитов песчаных и известняков углеродистых. Петрографическая и геохимическая характеристика пород приведена в приложениях 8, 9. Свита относится к терригенно-карбонатно-кремнистой черносланцевой формации.

Метаморфические преобразования пород свиты незначительные, что в том числе обусловлено и ее углеродистостью. Типоморфные парагенетические ассоциации соответствуют зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (прил. 11).

Магнитное поле над породами свиты слабо дифференцированное, отрицательное интенсивностью от –20 до –80 нТл. Линейные аномалии интенсивностью до 2 000 нТл фиксируются над дайковыми телами основного состава, прорывающих свиту. Радиогеохимическое поле, по данным АГСМ-съемки, характеризуется содержаниями калия – 12 %, тория – (4–8)·10<sup>-4</sup> %, урана – (2–4)·10<sup>-4</sup> %, общая радиоактивность – 1,5 мкР/ч.

Положение урикской свиты в разрезе серии обосновывается согласным налеганием ее на породы далдарминской свиты (бассейн р. Урик юго-восточнее листа).

Углеродистые фации свиты благоприятны для локализации золотого оруденения. Мощность свиты 2 900–3 000 м.

В пределах листа выделяется две подсвиты урикской свиты (нижняя и средняя), уверенно коррелируемые с известными разрезами (рис. 4).

*Нижнеурикская подсвита (KR<sub>2</sub>ur<sub>1</sub>).* Нижняя часть подсвиты имеет сланцевый состав и состоит из тонкого флишоидного переслаивания сланцев углеродисто-кварцевых, углеродисто-серицит-хлоритовых, кварц-серицит-хлоритовых. Мощность слоев составляет первые миллиметры–первые сантиметры. Далее в разрезе появляются серые кварцевые и кварцитовидные метапесчаники, доля которых вверх по разрезу возрастает. Песчаники образуют пласты мощностью до 5–10 м. В верхах разреза мощность горизонтов кварцитовидных метапесчаников, переходящих в кварциты, достигает 25–70 м. Соотношение сланцев и метапесчаников в разрезе – 1,5–1,0. Верхняя часть разреза представлена преимущественно метапесчаниками кварцитовидными и доломитами. Наиболее полный разрез подсвиты изучен нами по р. Ока, где снизу вверх по разрезу вскрываются:

1. В основании – алевросланцы с галькой пород карбонатных. Микросланцы карбонат-мусковит-кварцевые участками тектонизированные ..... 100 м
2. Алевросланцы микрослюдистые, иногда углефицированные ..... 390 м
3. Переслаивание микросланцев серицит-углеродистых, серицит-кварц-углеродистых и хлорит-кварцевых, редкие прослой доломитов железистых ..... 270 м
4. Переслаивание микросланцев серицит-углеродистых, серицит-кварц-углеродистых и хлорит-кварцевых ..... 205 м
5. Переслаивание микросланцев кварц-серицитовых, серицит-хлоритовых, серицит-хлорит-полевошпат-кварцевых и серицитовых с редкими прослоями метапесчаников кварцевых ..... 385 м
6. Микросланцы кварц-серицит-хлоритовые, серицит-углеродистые с редкими прослоями метапесчаников кварцевых ..... 120 м
7. Метапесчаники кварцевые на серицит-хлорит-кремнистом цементе, отмечаются обломки метаалевролитов углеродистых с прослоями микросланцев серицитовых и филлитовидных ..... 235 м
8. Доломиты песчаные с прослоями песчаников известковистых, сланцев углеродистых, известняков углеродистых ..... 250 м



Мощность по разрезу составляет 1 955 м. Мощность подбиты 1 900–2 000 м.

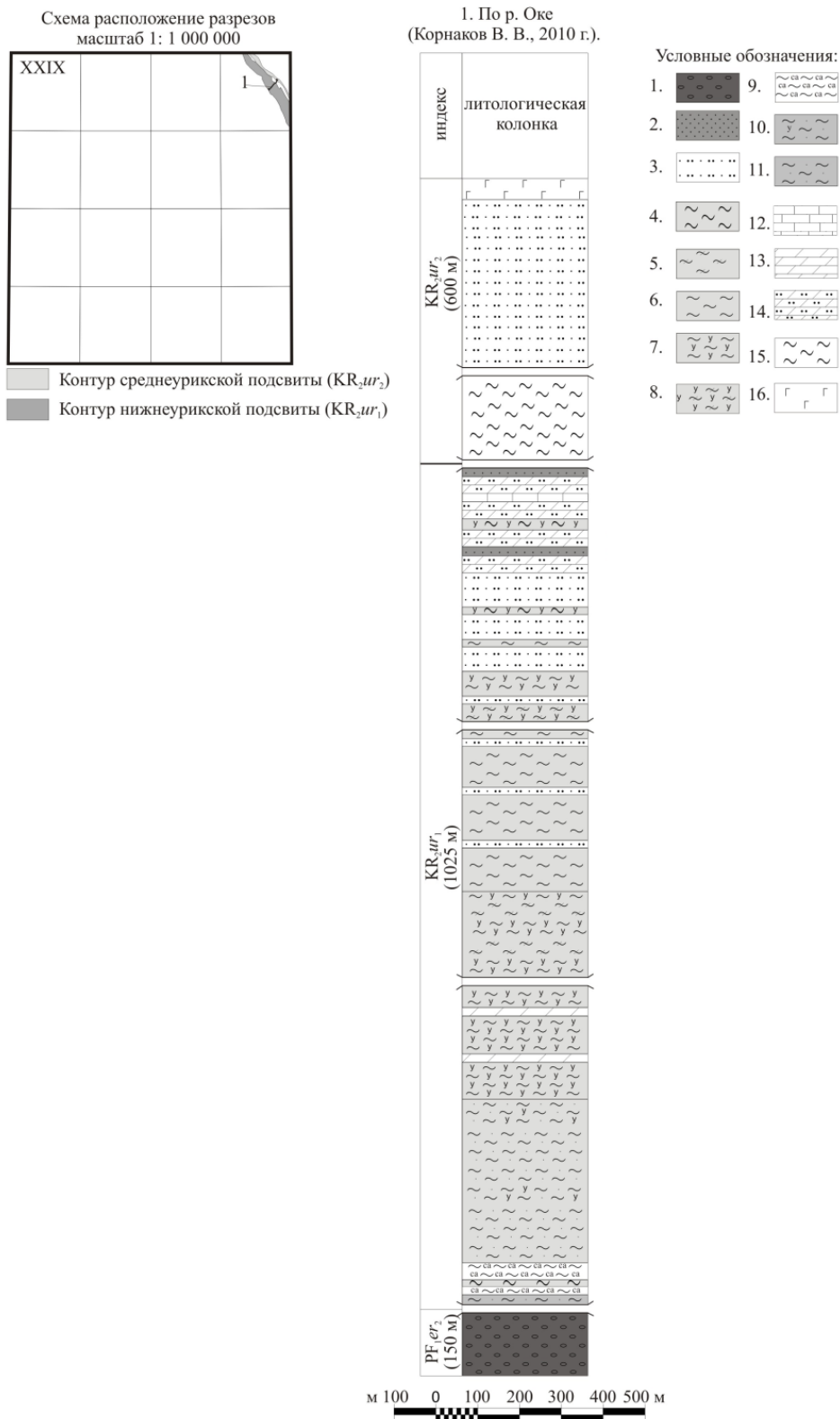


Рис. 4. Литолого-стратиграфический разрез урикской свиты.

1 – конгломераты; 2 – песчаники средне-, мелкозернистые; 3 – метапесчаники кварцевые; 4 – тектоносланцы кварц-карбонат-слюдистые; 5 – сланцы хлорит-кварцевые; 6 – микросланцы серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлоритовые; 7 – микросланцы серицитовые филлитовидные, серицит-углеродистые; 8 – микросланцы серицит-углеродистые; 9 – микросланцы карбонат-слюдисто-кварцевые; 10 – алевросланцы микрослюдистые, иногда углефицированные; 11 – алевросланцы микрослюдистые; 12 – известняки; 13 – доломиты; 14 – доломиты песчаные; 15 – ортосланцы хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые, актинолит-полевошпатовые, полевошпат-сфен-актинолитовые; 16 – габбро.

*Среднеурикская подсвета* ( $KR_2ur_2$ ) представлена метапесчаниками кварцевыми в переслаивании со сланцами углеродисто-кварцевыми и филлитовидными с редкими прослоями известняков. В основании – горизонт метапесчаников кварцитовидных. Полных разрезов подсветы в пределах листа не известно. По р. Ока нами наблюдался следующий частный разрез подсветы (снизу вверх):

1. Метапесчаники кварцевые .....	600 м
2. Метапесчаники слюдисто-кварцевые с прослоями алевросланцев кварц-слюдистых, сланцев биотит-серицитовых, графит-кварц-слюдистых, прорванные телами габбродолеритов .....	230 м

Мощность по разрезу составляет 830 м. Мощность подсветы около 1 000 м.

*Ингашинская свита* распространена северо-восточнее Ерминско-Горхонской зоны разломов в междуречье Ингаши–Точер.

Ранее (ГДП-50) описываемые образования относились к калбазыкской серии нижнего рифея [50]. Проведенные в последнее время геохронологические исследования показали, что габбродолеритовый силл, прорывающий породы ингашинской свиты в стратотипической местности (бассейн р. Ингаши), имеет возраст  $1\,913 \pm 24$  млн лет (U-Pb метод по цирконам SHRIMP) [8]. Кроме того, здесь же (левобережье р. Ока) в породах ингашинской свиты отмечаются дайки гранит-порфиров игнокского комплекса [55]. Проведенные нами геохронологические исследования гранитоидов игнокского комплекса показали их позднекарельский возраст (см. «игнокский комплекс»). Положение свиты в разрезе серии обосновывается согласным налеганием ее на отложения урикской свиты [32]. Породы относятся к терригенной формации.

Свита имеет существенно терригенный состав (рис. 5) и представлена метапесчаниками кварцевыми, олигомиктовыми, реже – полимиктовыми в переслаивании со сланцами и металевролитами. Редко отмечаются единичные прослои известняков и гравелистых песчаников. Петрографическая и геохимическая характеристика пород приведена в приложениях 8, 9.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (хлорит-серицитовой субфации) регионального метаморфизма (прил. 11). В Ерминско-Горхонской зоне разломов отмечается локальное повышение метаморфизма с появлением в породах биотита.

Поле распространения пород свиты характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью от  $-100$  до  $-200$  нТл, осложненным линейными положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 800 нТл, фиксирующими дайки основных пород. По результатам АГСМ-съемки, свита характеризуется низкими содержаниями урана – до  $4 \cdot 10^{-4}$  %, тория – до  $4 \cdot 10^{-4}$  %, калия – 1,5 %. На аэрофотоснимках практически не отличается от других образований сублукской серии.

Мощность свиты более 2 300 м. Породы свиты вмещают дайки алмазоносных кимберлитов ингашинского комплекса.

В пределах листа выделяется две подсветы: нижняя и средняя, которые фиксируют два трансгрессивных ритма.

*Нижнеингашинская подсвета* ( $KR_2in_1$ ) распространена северо-восточнее Ерминско-Горхонской зоны разломов и представлена метапесчаниками кварцевыми и олигомиктовыми в переслаивании с алевросланцами и алевролитами кварц-мусковитовыми, полевошпат-кварц-хлорит-серицитовыми, углеродисто-мусковит-кварцевыми, карбонат-мусковит-кварцевыми; сланцами хлорит-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми углеродистыми. Северо-западнее (лист N-47-XXIII), в междуречье Конюх–Ангаул, в основании подсветы отмечаются прослои метавеллитов и существенно кварцевых метаконгломератов мощностью до 20 м, залегающих на серых полимиктовых метапесчаниках урикской свиты [32]. В верхах разреза преобладают сланцы, в том числе и карбонатсодержащие (карбонатно-мусковит-кварцевые) и появляются известковистые метапесчаники. Разрез подсветы изучен нами по рр. Ока–Гуник, где залегают (снизу вверх по разрезу):

1. Метапесчаники олигомиктовые, металевролиты, в основании – метапесчаники гравелистые .....	180 м
2. Алевросланцы кварц-мусковитовые с прослоями сланцев кварц-хлорит-серицитовых углеродистых, ортосланцев и песчаников гравелистых. В верхней части – алевросланцы карбонат-мусковит-кварцевые .....	430 м
3. Алевросланцы и сланцы полевошпат-кварц-хлорит-серицитовые с прослоями метапесчаников .....	200 м
4. Переслаивание микросланцев кварц-полевошпат-серицит-хлоритовых и песчаников мусковит-полевошпат-кварцевых .....	140 м
5. Сланцы серицит-хлоритовые, алевросланцы кварц-полевошпат-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые с прослоями песчаников мусковит-полевошпат-кварцевых .....	340 м

Мощность по разрезу составляет 1 290 м. Мощность подсветы около 1 300 м.

1. По рекам Ока, Гуник  
(Корнаков В. В., 2010 г.).



Рис. 5. Литолого-стратиграфический разрез ингашинской свиты.

Среднеингашинская подсвита (KR<sub>2</sub>in<sub>2</sub>) распространена совместно с нижней подсвитой северо-восточнее Ерминско-Горхонской зоны разломов. Представляет собой переслаивание метапесчаников кварцевых и олигомиктовых, филлитов с преобладанием метапесчаников. Частный разрез подсвиты изучен нами по рр. Ока–Гуник, где на сланцах нижней подсвиты согласно залегают:

1. Метапесчаники полевошпат-кварцевые и кварцевые с прослоями сланцев кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых ..... 315 м
2. Алевросланцы серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые с прослоями песчаников полевошпатово-кварцевых..... 170 м

Мощность по разрезу составляет 785 м. Мощность подбиты около 1 000 м.

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА (БУРЗЯНИЙ)

**Калбазыкская серия.** Породы серии в пределах листа распространены незначительно и исключительно в тектонических блоках Ерминско-Горхонской зоны разломов, в северо-западной части листа представлены ермосохинской и одайской свитами.

Региональный метаморфизм пород не превышает условий низов зеленосланцевой фации (прил. 11). Однако в зоне Ерминско-Горхонского разлома отмечается повышение метаморфизма пород (не превышающее условий зеленосланцевой фации) вплоть до образования хлоритоида и биотита [50].

Раннерифейский возраст серии обосновывается наложением ее с угловым и стратиграфическим несогласием на породы сублукской серии, близодновременным накоплением вулканогенно-осадочных толщ верхней части серии (одайская свита) с магматитами ангаульского комплекса, возраст которых охарактеризован геохронологически в  $1\ 640 \pm 100$  млн лет (Rb-Sr метод) и перекрыванием ее с угловым и стратиграфическим несогласием карагасской серией (лист N-47-XXIII), возраст которой охарактеризован по комплексу микрофитолитов и строматолитов, как средне-позднерифейский.

**Ермосохинская свита.** *Верхнеермосохинская подбита* (RF<sub>1er2</sub>) представлена конгломератово-песчаниковыми образованиями, локализующимися в тектонических блоках в Ерминско-Горхонской зоне разломов по лево- и правобережью р. Ока в северо-западной части листа. Сложена она песчаниками кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, конгломератами, гравелитами кварц-полевошпатовыми, реже – кварцевыми светлыми, алевролитами и сланцами филлитовидными зелеными. Изредка отмечаются прослой углеродисто-глинистых сланцев (рис. 6). Петрографическая и геохимическая характеристика пород приведена в приложениях 8, 9.

Несогласное наложение верхнеермосохинской подбиты на терригенные образования сублукской серии (урикская свита) отмечается в бассейне р. Зунтейка, в междуречье Ока–Гуник [50]. Верхняя граница подбиты в пределах листа тектоническая. Разрезы подбиты задокументированы по р. Ока [26] и р. Зунтейка [50]. Северо-восточнее (лист N-47-XXIII) установлено базальное положение ермосохинской свиты в разрезе калбазыкской серии (ниже одайской свиты). Породы относятся к терригенной кварцевой формации.

Общая мощность подбиты в пределах листа от 215 до 800 м. В породах свиты локализуются многочисленные пункты минерализации урана.

**Одайская свита.** *Верхнеодайская подбита* (RF<sub>1od2</sub>) представлена вулканогенно-терригенными образованиями, закартированными в северо-западной части листа в узком тектоническом блоке в Ерминско-Горхонской зоне разломов по левобережью р. Ока в междуречье ее левых притоков рр. Игнаши и Билюник. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями тектонические. В пределах блока подбита представляет собой моноклинал с устойчивым юго-западным падением пород. Сложена она преимущественно алевролитами филлитизированными вишнево-красными, зеленоватыми, зеленовато-вишневыми, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Грубообломочные пирокластические породы, характерные для свиты, наблюдаются на смежной к северу территории [33]. Породы относятся к осадочно-вулканогенной формации.

Аэромагнитное поле над породами подбиты в целом положительное дифференцированное интенсивностью до 60 нТл с линейными аномалиями магнитного поля до 100 нТл. В радиогеохимических полях свита не выражается. Содержания калия – 1,0–1,6 %, тория –  $(4–9) \cdot 10^{-4}$  %, урана –  $(1,5–3,5) \cdot 10^{-4}$  %.

Для обломочной части вулканогенных пород одайской свиты характерны многочисленные обломки габбродолеритов ангаульского комплекса. Положение свиты в разрезе серии изучено на сопредельном с севера листе N-47-XXIII.

Мощность подбиты 400–450 м. Полезных ископаемых в пределах листа не выявлено.

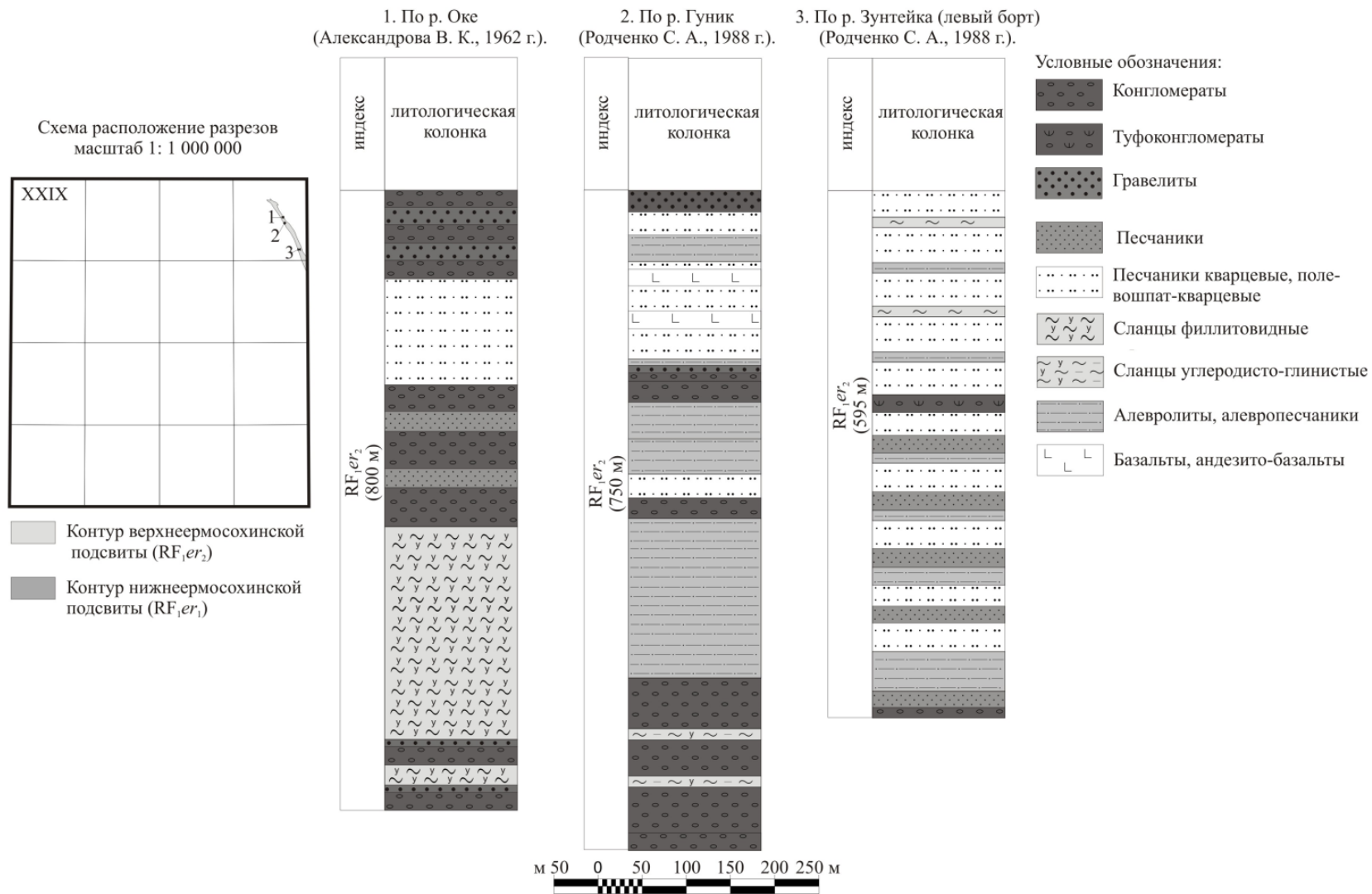


Рис. 6. Литолого-стратиграфические разрезы верхнеермосохинской подсыты.

## РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Хайтинская толща как подразделение выделена впервые. Установлено, что в бассейне рр. Хайт, Бол. Белая, Улуг-Язы выделяется единая метаморфизованная толща со сходными разрезами, петрографическим и геохимическим составом пород (рис. 7). Структурная позиция толщи определяется ее приуроченностью к зоне Главного Саянского разлома северо-западного простирания на его сочленении с субширотным Жомболокско-Азасским разломом. В пределах листа породы толщи не имеют стратиграфических контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями и прорываются магматитами хойтоокинского, урикского и огнитского комплексов. Толща представлена мраморами, различными гнейсами и плагиогнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, реже – силлиманит-гранат-биотитовыми и силлиманит-кордиерит-биотитовыми), амфиболитами и пироксеновыми кристаллосланцами. Петрографические и геохимические особенности пород представлены в приложениях 8, 9. Породы относятся к гнейсово-мраморно-амфиболитовой формации.

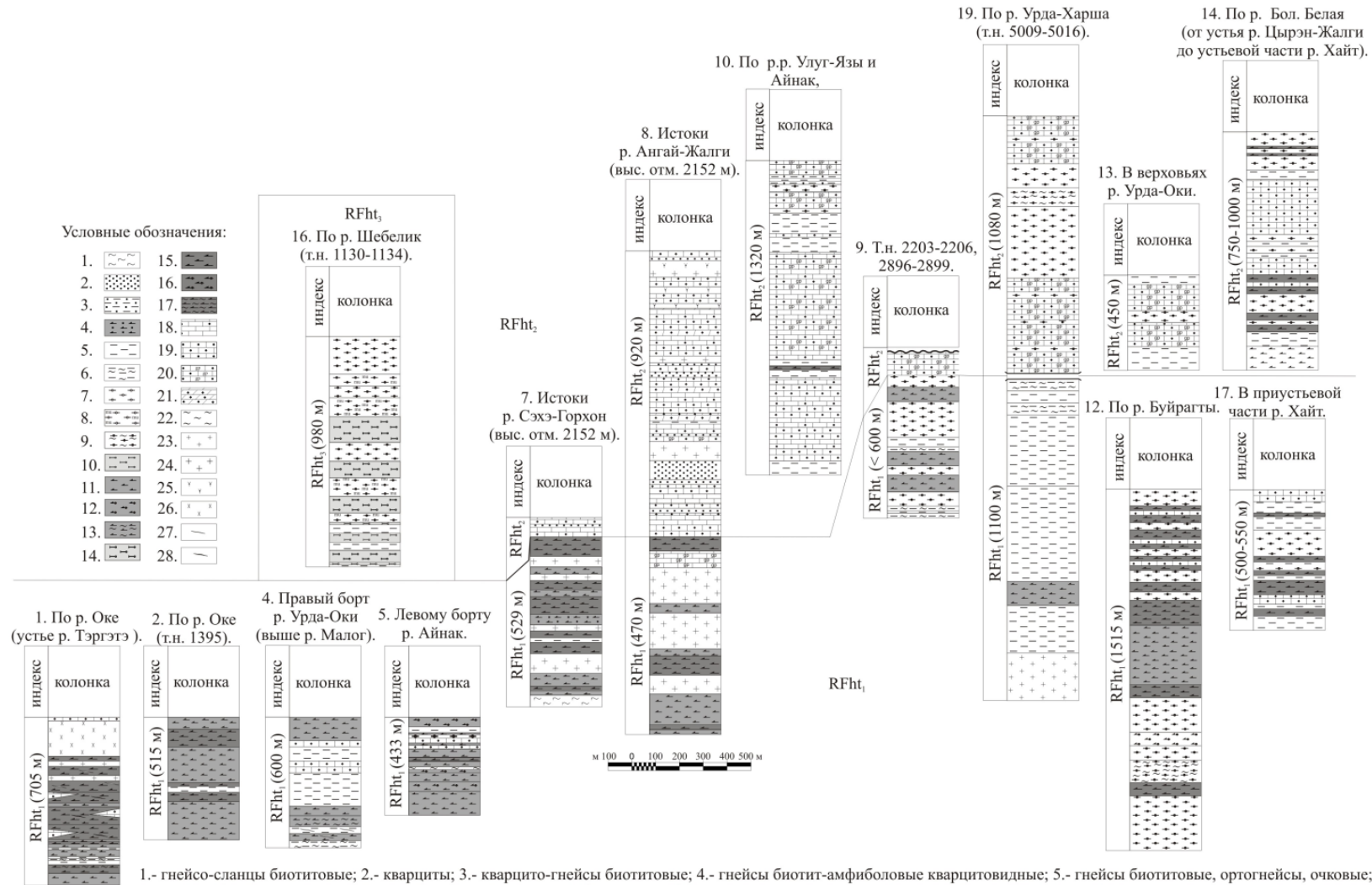
Породы нижней и средней подтолщи метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Характерны безмусковитовые парагенетические ассоциации (прил. 11). При этом фиксируются метаморфические ядра, где породы преобразованы в условиях, по-видимому, переходных к гранулитовой фации. Здесь характерны гиперстенсодержащие парагенетические ассоциации (прил. 11). Породы верхней подтолщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В породах характерны ставролит-, силлиманит- и мусковитсодержащие парагенетические ассоциации (прил. 11). Регрессивные преобразования пород выразились в раскислении плагиоклаза (до андезина), амфиболитизации пироксена, появлении в породах мусковита.

Контактный метаморфизм пород проявился незначительно и связан с внедрением гранитоидов огнитского комплекса и значительно реже – с гранитоидами урикского комплекса. В экзоконтакте интрузий огнитского комплекса развиты процессы ороговикования, окварцевания и скарнирования. Выделяются биотитовые роговики внешней зоны и кордиеритовые, пироксеновые роговики внутренней зоны. Скарны представляют собой эпидот-гранат-диопсид-кальцитовые породы, содержащие в незначительных количествах роговую обманку, кварц и магнетит. Распространение зон скарнирования невелико. Калиевый метасоматоз выражается в формировании в метапелитах решетчатого микроклина и биотита в амфиболитах. В тектонических зонах широко проявлен локальный дислокационный метаморфизм с формированием дистенсодержащих безбиотитовых парагенезисов (прил. 11).

Кроме того в тектонических зонах широко проявились процессы низкотемпературного диафтореза. Так, в верхнем течении р. Улуг-Язы, приразломные тектониты (милониты и ультрамилониты) преобразованы в хлоритовые, серицит-хлоритовые, биотит-серицитовые, кварц-биотитовые тектоносланцы. Здесь же отмечается развитие тальк-серпентиновых и серпентиновых метасоматитов, предположительно по тектонитам ультраосновных пород.

В аэромагнитных полях отчетливо выражена меланократовая часть первой подтолщи, которая характеризуется знакопеременным магнитным полем интенсивностью от  $-250$  до  $+250$  нТл. Остальные породы толщи характеризуются в целом спокойным положительным полем интенсивностью от  $+20$  до  $+300$  нТл с локальными минимумами (до  $-70$  нТл) и максимумами (до  $+700$  нТл). Данные по распределению радиогеохимических полей (U, Th, K) на большей части площади распространения пород толщи отсутствуют.

Образования толщи, по-видимому, можно сопоставить с терригенными отложениями окинской серии, иркутной и ильчирской свит Гарганского района и ильчирской толщей, выделенной в бассейне р. Хайт на сопредельном с юга листе. В пределах изученной площади, и непосредственно за южной рамкой листа, в бассейне р. Хайт–Бол. Белая установлены [38] постепенные переходы от высокометаморфизованных (соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма) образований хайтинской толщи к низкометаморфизованным (соответствующим зеленосланцевой фации) породам (до появления реликтовых псаммитовых структур). Окинская серия по последним данным имеет позднерифейский возраст [15]: возраст габбро-долеритовых силлов, прорывающих окинскую серию, составил:  $753 \pm 16$  млн лет (U-Pb метод по циркону) и  $736 \pm 43$  млн лет (Sm-Nd изохронный) [15]. Возраст углеродистых сланцев ильчирской толщи так же определен как позднерифейский –  $709 \pm 75$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод, правый борт р. Улзыта) [48]. При этом, в стратотипической местности (Гарганский район) породы иркутной свиты прорываются гранитоидами сумсунурского комплекса, по последним геохронологическим данным, возраст которых позднерифейский:  $812 \pm 19$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод);  $785 \pm 11$  млн лет (U-Pb метод по циркону);  $692 \pm 72$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод) [15].



1.- гнейсо-сланцы биотитовые; 2.- кварциты; 3.- кварцито-гнейсы биотитовые; 4.- гнейсы биотит-амфиболовые кварцитовидные; 5.- гнейсы биотитовые, ортогнейсы, очковые; 6.- гнейсы биотитовые мигматизированные; 7.- гнейсы гранат-биотитовые, биотитовые с гранатом; 8.- гнейсы с гранатом, мусковитом; 9.- гнейсы гранат-биотитовые инъекцированные; 10.- гнейсы мусковит-биотитовые с силлиманитом; 11.- гнейсы биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые; 12.- гнейсы гранат-амфиболовые, биотит-амфиболовые с гранатом; 13.- гнейсы амфиболовые инъекцированные; 14.- кристаллосланцы гранат-силлиманит-биотитовые; 15.- амфиболиты, орто и параамфиболиты, 16.- амфиболиты с гранатом; 17.- амфиболиты мигматизированные; 18.- известняки мраморизованные, 19.- мраморы; 20.- мраморы графитизированные; 21.- мраморы доломитовые; 22.- мигматиты; 23.- гранито-гнейсы, граниты; 24.- граниты пегматоидные; 25.- сиениты; 26.- интрузий габбро-диоритов; 27.- жилы гранито-гнейсов, пегматитов; 28.- жилы габбродиоритов.

Рис. 7. Схема корреляции литологических разрезов хайтинской толщи.



Таким образом, возраст иркутской свиты в стратотипической местности как минимум «досу-мунурский» (ранне-среднерифейский). Исходя из того, что в поле распространения высокометаморфизованных пород хайтинской толщи распространены слабометаморфизованные (и соответственно «послехайтинские») карбонатные породы боксонской серии кембрийского возраста, и учитывая вышесказанное, возраст толщи определяется как рифейский.

Общая мощность толщи более 3 000 м. Полезных ископаемых, связанных с толщей, не выявлено.

Выделяется три подтолщи: нижняя, средняя и верхняя.

*Нижняя подтолща* (RFht<sub>1</sub>) имеет амфиболитово-гнейсовый состав, причем в непосредственной близости от зоны Главного Саянского разлома, в ее составе преобладают меланократовые (амфиболовые) разности пород (рис. 7): амфиболиты, плагиогнейсы амфиболовые, переходящие в амфиболиты кварцевые, плагиогнейсы биотит-амфиболовые. Отмечаются прослои известняков (до 70 м) и кварцитов. На удалении от Главного Саянского разлома в разрезе доминируют гнейсы (плагиогнейсы) биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные. Кроме того, часто встречаются гнейсы (плагиогнейсы) гранат-биотит-амфиболовые и амфиболовые, амфиболиты, в том числе и гранатовые с прослоями мраморов. Наиболее полный разрез подтолщи в зоне Главного Саянского разлома изучен в истоках р. Сэхэ-Горхон [46]. Разрез подтолщи на удалении от Главного Саянского разлома изучен по р. Буйрагта [38]. Общая мощность нижней подтолщи более 1 900 м.

*Средняя подтолща* (RFht<sub>2</sub>). В составе подтолщи примерно в равных соотношениях присутствуют мраморы (часто графитизированные) и гнейсы (плагиогнейсы) биотитовые и гранат-биотитовые. Отмечаются прослои кварцитов и амфиболитов. Редко встречаются гнейсы (плагиогнейсы) биотит-амфиболовые, амфиболовые, гранат-амфиболовые (рис. 7). Наиболее представительный разрез подтолщи изучен по р. Бол. Белая от устья р. Цырэн-Жалга до устьевой части р. Хайт [38]. Общая мощность подтолщи более 1 400 м.

*Верхняя подтолща* (RFht<sub>3</sub>) представлена силлиманитсодержащими гнейсами и кристаллосланцами. Породы закартированы по обрамлению купольной структуры в верховьях рр. Дошхон-Буйрагта и правобережью р. Улуг-Язы. Преобладают крупнозернистые, часто полосчатые гнейсы (плагиогнейсы) гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные, двуслюдяные, тонкополосчатые двуслюдяные кордиерит- и силлиманитсодержащие, кристаллосланцы гранат-силлиманит-биотитовые (рис. 7). Разрез изучен по р. Шэбэлик [38]. Общая мощность подтолщи около 1 000 м.

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К **боксонской серии** отнесены карбонатные толщи табинзуртинской, хужиртайской, нюргатинской и хютенской свит в пределах Окинского района. Отложения в пределах листа не имеют нормального стратиграфического контакта с выше- и нижележащими образованиями. К низам наблюдаемой части разреза тяготеют светлые известняки и доломиты (табинзуртинская свита), сменяющиеся вверх по разрезу темно-серыми тонкополосчатыми известняками с прослоями углистых сланцев, которые в верхах разреза преобладают (хютенская свита). К верхам разреза тяготеют невыдержанные пластовые тела вулканитов основного состава. Отложения относятся к кремнисто-карбонатной формации. Петрографические и геохимические особенности пород представлены в приложениях 8, 9. Породы серии смяты в изоклиальные складки северо-северо-западного простирания с падением пластов на северо-восток под углами 30–80°.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (биотит-хлоритовой субфации) по Добрецову-Эсколя (прил. 11).

Данные по распределению радиогеохимических полей (U, Th, K) на большей части распространения пород серии отсутствуют.

Карбонаты боксонской серии прорываются гранитоидами огнитского и урикского комплексов среди массивов, которые нередко слагают разновеликие ксенолиты. Известняки на контакте с гранитами преобразованы в гигантокристаллические мраморы, нередко скарнированы в условиях фации роговообманковых роговиков (прил. 11). Мощность зон скарнирования изменяется от первых метров до 200 м, при средней мощности – около 50 м. Скарны в большинстве случаев безрудные, однако ближе к контактам гранитоидов часто несут прожилково-вкрапленную пирит-пирротиную минерализацию. Очень редко, в единичных зернах отмечается молибденит.



Кембрийский возраст серии обосновывается многочисленными палеонтологическими остатками, изученными южнее (лист N-47-XXXV).

В пределах Боксон-Сархойского синклиория (южнее исследованной площади) в основании табинзуртинской свиты выявлены бокситы (Боксонское месторождение). В пределах листа полезных ископаемых не выявлено.

Иркутная свита ( $V-C_{1ir}$ ). К «иркутной свите Восточно-Тувинского района» нами отнесены слабометаморфизованные карбонатные толщи, слагающие разновеликие ксенолиты среди магматитов хойтоокинского, огнитского и урикского комплексов в бассейне рр. Илеэ, Етомой и по левобережью р. Ока, а также в бассейне рр. Жодо, Хара-Гол и левобережью р. Тэргэтэ.

Необходимо отметить, что в стратотипической местности (Гарганский район) породы иркутной свиты прорываются гранитоидами сумсунурского комплекса, по последним геохронологическим данным возраст которых позднерифейский:  $812 \pm 19$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод);  $785 \pm 11$  млн лет (U-Pb метод по циркону);  $692 \pm 72$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод) [15]. Таким образом, возраст иркутной свиты в стратотипической местности как минимум позднерифейский – «досумсунурский» (согласно Легенде [48] иркутная свита –  $V-C_1$ ). В пределах листа (Восточно-Тувинский район) иркутная свита налегает на гранитоиды позднерифейского сумсунурского комплекса, то есть имеет возраст послерифейский (в соответствии с Легендой). По нашему мнению, описанная «иркутная свита Восточно-Тувинского района» (далее иркутная свита) должна рассматриваться, как выделяющаяся здесь ранее монгошинская свита (с корреляцией ее с сархойской свитой Окинского района) с возрастом  $V-C_1$ , и с отнесением собственно иркутной свиты Гарганского района к рифею. Не имея возможности изменения понимания отсутствующей в пределах листа иркутной свиты, и учитывая вышесказанное, мы, выделяя «иркутную свиту Восточно-Тувинского района», понимаем ее как невалидную монгошинскую свиту венд-раннекембрийского возраста.

По литологическим признакам свита условно делится на две части: нижнюю – сланцевую и верхнюю – существенно карбонатную (рис. 8). Сланцевая часть развита на водоразделе рек Етомой и Хусаин-Жалга и представлена сланцами тонкослоистыми, серовато-зелеными с прослоями и невыдержанными по простиранию линзами известняков мраморизованных. В породах отмечаются небольшие по размерам, согласные линзы эффузивов основного состава [27], аналогичные таковым в отложениях хютенской и нюргатинской свит (верховья р. Улуг-Язы), а также туфы и туфобрекчии основного состава. В верховьях р. Зун-Мольто (левого притока р. Ока, впадающего вблизи устья р. Етомой) нами установлено наложение иркутной свиты на граниты сумсунурского комплекса. Здесь на плагиогранитах калишпатизированных залегают:

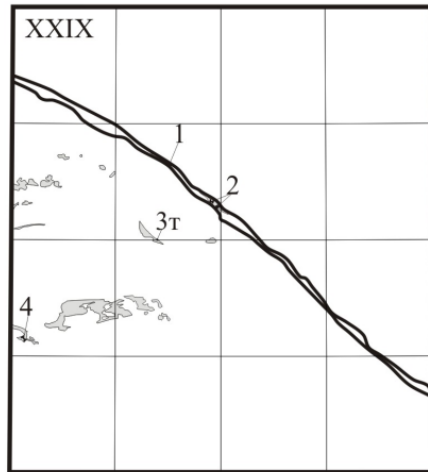
1. Кластолавы. Цементирующая масса – туф основного состава (базальтовый) псефито-псаммитовый, в обломках – долериты и известняки.....	32 м
2. Известняки мелкокристаллические серые.....	18 м
3. Породы мергелеподобные зеленовато-серые.....	4 м
4. Аргиллиты серые с прослоями известняков.....	55 м
5. Песчаники кварцитовидные.....	10 м
6. Известняки серые.....	40 м

Мощность по разрезу составляет 159 м.

Верхняя, карбонатная часть сложена преимущественно кристаллическими известняками массивной, реже полосчатой и пятнистой текстуры, белой, реже светло-серой и серой окраски. Отмечаются углеродсодержащие и доломитистые разности известняков. Из минералов примесей обычны слюды, хлорит, апатит, сфен, рудный.

С некоторой долей условности, к иркутной свите нами отнесены слабометаморфизованные образования, развитые в тектонических блоках в зоне Главного Саянского разлома и прослеживающиеся от левобережья р. Хойто-Ока до р. Жарбагай (правого притока р. Урда-Ока), относимые ранее к невалидной жарбагайской толще. Породы представлены сланцами филлитовидными и углистыми, сланцами карбонатными и известняками. Реже отмечаются гравелиты и песчаники полимиктовые и граувакковые. В основании разреза широко распространены пластовые тела риолитов. Нормальных стратиграфических контактов толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями не установлено. Господствующее простирание толщи северо-западное  $320-340^\circ$  с падением под углом  $40-70^\circ$  на юго-запад или северо-восток.

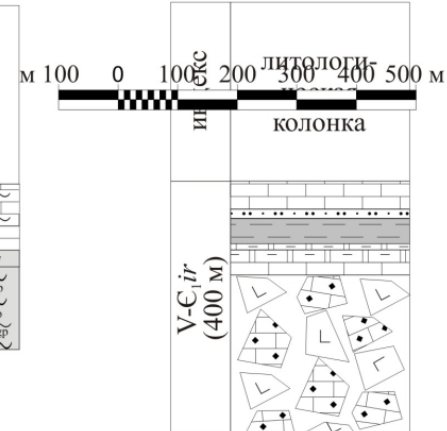
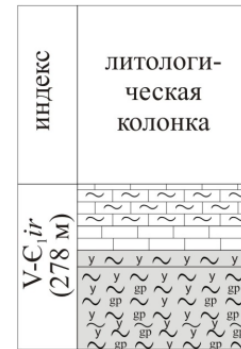
Схема расположения разрезов,  
масштаб 1: 1 000 000



1. По р. Урда-Оке  
(Салаев А. В., 1992 г.).



2. Левый борт р. Урда-Оки  
(т.н. 1114-1116, 1168-1176, 4038-4041) 4. По левому борту р. Оки  
(Боршеницан Н. З., 1964 г.) (Корнаков В. В., 2010 г.).



Контур иркутской свиты (V-C<sub>1</sub>ir)  
3Г. Текстовое приложения литолого-геологического разреза иркутской свиты (V-C<sub>1</sub>ir)

Условные обозначения:

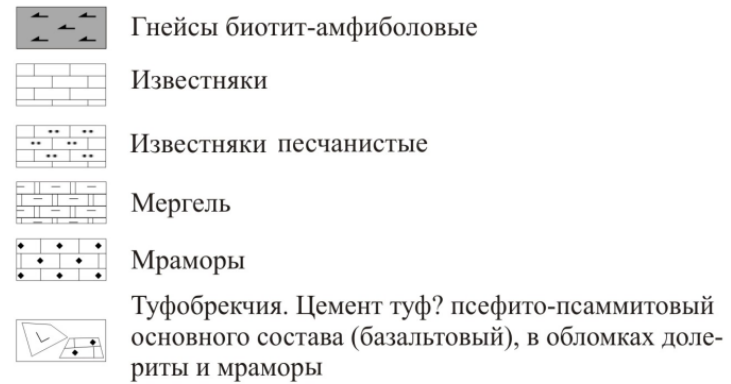
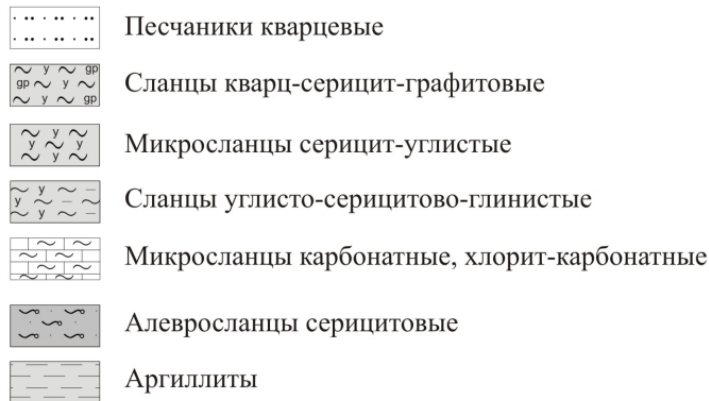


Рис. 8. Литолого-стратиграфические разрезы иркутской свиты.

В аэромагнитных полях породы свиты характеризуются относительно пониженным положительным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> интенсивностью от +50 до +100 нТл на фоне положительного поля интенсивностью более +100 нТл, которое характеризует гранитоиды огнитского и урикского комплексов. Данные по распределению радиогеохимических полей (U, Th, K) на большей части распространения свиты отсутствуют.

Петрографические и геохимические особенности пород представлены в приложениях 8, 9. Породы относятся к терригенно-карбонатной формации.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации (хлорит-серицитовая субфация) регионального метаморфизма (прил. 11). В зоне Главного Саянского разлома отмечается некоторое повышение степени метаморфизма пород, что фиксируется по появлению биотита.

На контактах с вулканогенными образованиями илейского комплекса, породы обычно скарнированы. Скарны представляют собой зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые породы карбонат-тремолит-эпидот-цоизитового, карбонат-гранат(гроссуляр)-воластонитового состава с апатитом, кварцем и полевым шпатом. На контактах с гранитоидами огнитского и урикского комплекса известняки мраморизованы вплоть до образования крупнокристаллических мраморов. Терригенные разности – биотитизированы.

Венд-раннекембрийский возраст свиты обосновывается налеганием на гранитоиды позднерифейского сумсунурского комплекса, возраст которого охарактеризован геохронологически и прорыванием среднекембрийскими интрузиями хойтоокинского комплекса. В бассейне р. Илеэ в известняках иркутской свиты обнаружены простейшие водоросли, аналогичные позднепротерозойским (в современной классификации – вендским) формам (прил. 6).

Мощность свиты около 2 000 м. К скарнам приурочены многочисленные проявления свинцово-цинковой с золотом минерализации.

Табинзуртинская свита ( $C_1tb$ ) представлена известняками, известняками доломитистыми и доломитами, распространенными в верховьях рр. Шэбэлик, Хайт, Улуг-Язы и Айнак-Барун. Кроме того, породы свиты встречаются в виде ксенолитов среди гранитоидов огнитского и урикского комплексов в верховьях рр. Хайт и Барун-Гол. Характерны светлые тона пород (белые, светло-серые), постоянные взаимопереходы между известняками и доломитами, массивные текстуры, мелкокристаллические структуры. Верхняя граница свиты четкая и проводится по появлению в разрезе темно-серых мелкозернистых мраморизованных известняков тонкополосчатой текстуры. Возраст свиты, согласно Легенде, принимается как раннекембрийский. Мощность 500–700 м.

Хужиртайская свита ( $C_1h\check{z}$ ) представлена известняками мраморизованными пятнистой, тонкополосчатой и брекчиевидной текстуры, серыми, темно-серыми с прослоями доломитов, доломитистых известняков и известняков белых в верховьях рр. Улуг-Язы–Хайт. Полосчатость пород обусловлена чередованием прослоев темно-серого и серого цвета и объясняется неравномерным распределением в породе углистого вещества. Южнее (лист N-47-XXXV), в правом борту р. Хайт, в доломитистых известняках хужиртайской свиты обнаружены археоциаты раннего кембрия [2]. Учитывая имеющиеся палеонтологические остатки, возраст свиты принимается как раннекембрийский. Мощность свиты 1 250–1 400 м.

Нюргатинская свита ( $C_1ng$ ) представлена известняками мраморизованными и доломитистыми, пятнистыми и полосчатыми, серыми и темно-серыми, доломитами с единичными прослоями и линзами известняков мраморизованных белых, сланцев углистых черных, эффузивов основного состава и кварцитов. В подошве и кровле прослежены маркирующие горизонты известняков мраморизованных белых. Прослои и линзы сланцев углистых и эффузивов основных тяготеют к верхам свиты. Мощности их довольно изменчивы по простиранию. Наблюдается исчезновение одних и появление новых прослоев в различных частях разреза. Как правило, сланцы образуют маломощные, быстро выклинивающиеся линзы. Южнее исследуемой площади, в левом борту р. Хайт, в известняках темно-серых нюргатинской свиты установлены археоциаты раннего кембрия (ленский надъярус, санаштыкхемский горизонт) [2]. Учитывая имеющиеся палеонтологические остатки, возраст свиты принимается как раннекембрийский. Мощность свиты составляет 350–400 м.

Хамсаринская свита ( $C_1hm$ ) представлена андезитами и порфиридами андезитовыми, риолитами и риолит-порфирами, порфирами дацитовыми, реже – трахилипаритами, андезито-дацитами с прослоями микросланцев хлорит-серицитовых и серицит-карбонатных по эффузивам кислого состава, туфов литокластических и кластолав на цементе кислого состава, известняков. Имеют ограниченное распространение и залегают в ксенолитах среди магматитов хойтоокинского и огнитского комплексов в бассейне р. Биле, в верховьях руч. Ондольты и в приустьевой части р. Хутли-Жалга. Непосредственное прорывание их габброидами хойтоокинского комплекса наблюдалось в верховьях р. Биле, западнее высоты 2 332,0 [35]. Наиболее полный

разрез свиты задокументирован на левобережье р. Биле [35] и представлен эффузивами среднего, кислого и умереннощелочного состава, кластолавами и туфами кислого состава. Породы относятся к терригенно-вулканогенной (андезит-трахириолитовой) формации.

Радиоактивность пород среднего состава колеблется в пределах 8–32 мкР/ч, пород кислого состава – 15–36 мкР/ч. Значение магнитной восприимчивости –  $10^{-6}$  СГС.

Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев (хлорит-биотитовой субфации) регионального метаморфизма (прил. 11).

Контактовый метаморфизм имеет ограниченное распространение. На контакте с гранитоидами огнитского комплекса в основной массе эффузивных пород отмечается частичная перекристаллизация вещества с образованием скоплений чешуек биотита, хлорита и зерен кварца, что соответствует начальной стадии ороговикования. Мощность контактового ореола небольшая, в пределах нескольких сантиметров. На контакте с габброидами хойтоокинского комплекса в эффузивных породах свиты отмечается слабая амфиболизация. Ширина контактового ореола также небольшая.

Раннекембрийский возраст свиты обосновывается на основании находок фауны археоциат санаштыкгольского горизонта в Восточной Туве (бассейн р. Ортен-Хем) и прорыванием ее габброидами хойтоокинского комплекса.

Мощность свиты более 435 м. С хамсаринской свитой связаны проявления золота на сопредельном с запада листе.

Хютенская свита ( $C_2ht$ ) представлена сланцами глинисто-углистыми и кварцево-углистыми темно-серыми, эффузивами основного состава и их туфами. Среди них в виде маломощных прослоев и линз наблюдаются известняки сажистые темно-серого цвета, сланцы карбонатные и слюдисто-кремнистые. Контакты с подстилающими породами четкие. Изменение литологического состава по простиранию весьма незначительное и касается количества и мощности прослоев и линз известняков сажистых и сланцев слюдисто-кремнистых. Все породы свиты, включая и эффузивы, интенсивно рассланцованы, что объясняется их распространением в зоне Шебеликского надвига (водораздел рек Шэбэлик и Харанхы).

В известняках нюргатинской свиты по левому борту р. Хужиртай-Гол (южнее листа) выявлены трилобиты среднекембрийского возраста (амгинский ярус) (Далматов Б. А., 1982). На основании палеонтологических остатков возраст свиты определяется как среднекембрийский.

Мощность свиты 350–400 м.

## ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

### ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

#### ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Илейская толща ( $O_2:D_{il}$ ) представлена лавами и кластолавами эффузивов, отвечающим составу гранитов и кварцевых сиенитов. В верховьях р. Илеэ и Тэргэтэ, в поле распространения субвулканических образований комплекса толща представлена пирокластическими породами с единичными прослоями алевролитов и слюдистых микросланцев. Преобладают туфы риолитов, которые в зависимости от размеров обломочного материала делятся на пепловые, алевритовые туфобрекчии и туфолавы. Это темные пестрые породы с хорошо заметными обломками или без них, тонкоплитчатые, полосчатые, иногда с хорошо заметной флюидалностью. Структура их алеврито-пелитовая, псаммито-псефитовая, кристаллокластическая с микролепидобластовым цементом. Из обломочного материала преобладает калиевый полевой шпат, реже – кварц, много обломков гранит-, диорит-, сиенит-порфиоров, фельзитов, трахитов, ортофиоров, реже встречаются обломки карбонатных пород, стекла с перлитовым строением и лейкократовых сиенитов. Основная масса пепловая, большей частью биотитизирована, хлоритизирована и карбонатизирована. Среди пепловых туфов отмечаются редкие маломощные прослои алевролитов и слюдистых микросланцев.

Эффузивы – это серые с различными оттенками, розовые, грязно-розовые, иногда зеленовато-серые и темно-серые, почти плитчатые породы, в которых местами заметна флюидалность. Среди них выделяются трахиты порфиоровые; риолиты, трахириолиты афировые и порфиоровые и кислые вулканические стекла.

Риолиты характеризуются (1 проба) содержанием  $SiO_2$  – 78,3 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O=1,12$ ), подотряду нормальнощелочных ( $Na_2O+K_2O=6,88$  %), весьма высокоглиноземистых ( $al^1=7,25$ ) пород. Трахириолиты характеризуются средним содержанием

$\text{SiO}_2$  – 75,26 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,39$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,11$  %), весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}^*=3,24$ ) пород.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ЮРСКАЯ СИСТЕМА

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нарингольская свита ( $J_{nr}$ ) представлена конгломератово-песчаниковыми отложениями бассейна рр. Тэргэтэ и Айнак [13] и слагает крупную мульдообразную складку (синформу) северо-западного простирания. С юга юрские отложения ограничены северной ветвью Жомболокского разлома, с северо-востока – Урда-Окинским надвигом. Нормальные стратиграфические контакты выявлены в устьевой части р. Айнак и бассейне р. Тэргэтэ, где конгломераты свиты с угловым и стратиграфическим несогласием налегают на дислоцированные метаморфиты хайтинской толщи, магматиты огнитского и хойтоокинского и вулканиты илейского комплексов.

Свита представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками разномасштабными и алевролитами (в том числе и углистыми), ритмично переслаиваемыми между собой. Свита характеризуется крайней фашиальной изменчивостью по простиранию и падению (рис. 9). Для пород характерна косая слоистость, местные размывы. Часто отмечается груборитмичное строение толщи, когда на фоне крупных ритмов отчетливо наблюдается мелкая ритмичность с тенденцией уменьшения гранулометрического состава осадков к верхам разреза. В основании залегает пачка конгломератов мощностью до 40–50 м. В междуречье рр. Тэргэтэ–Айнак, в верхах разреза отмечаются конгломераты валунные, размер валунов которых варьирует от 30 см до 2,5 м. Состав валунов преимущественно сиенитовый и гранитный, реже встречаются гальки и валуны габброидов, известняки. Частные разрезы свиты изучены по правому борту р. Ока, в водораздельной части двух притоков безымянного ключа в устьевой части р. Тэргэтэ–Ока [30]; по р. Айнак выше устья р. Хайрактэ–Жалга, на водоразделе р. Хохюр–Гол и Бузар–Жалга, в левом борту ручья Бузар–Жалга [46]. Отложения относятся к терригенной формации.

Породы практически не метаморфизованы и не прорываются магматическими образованиями. При этом отмечаются единичные кварцевые жилы (правобережье р. Тэргэтэ) [27]. Практически повсеместно устанавливается предъюрская кора физического выветривания пород мощностью 1,0–1,5 м, где подстилающие породы дезинтегрированы до образования дресвяников.

Петрографические и геохимические особенности пород представлены в приложениях 8, 9.

Магнитное поле над породами свиты имеет знакопеременный, дифференцированный характер интенсивностью 120–200 нТл. По материалам АГСМ-съемки отмечаются низкие значения тория –  $(6-8) \cdot 10^{-4}$  %, урана –  $(4-3) \cdot 10^{-4}$  % и калия – 2–3 %. Общая радиоактивность – 2–3 мкР/ч.

Раннеюрский возраст свиты обосновывается тождественностью ее растительных форм и черемховской свиты [21].

Общая мощность около 1 450 м. Полезных ископаемых не выявлено.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

#### МИОЦЕН

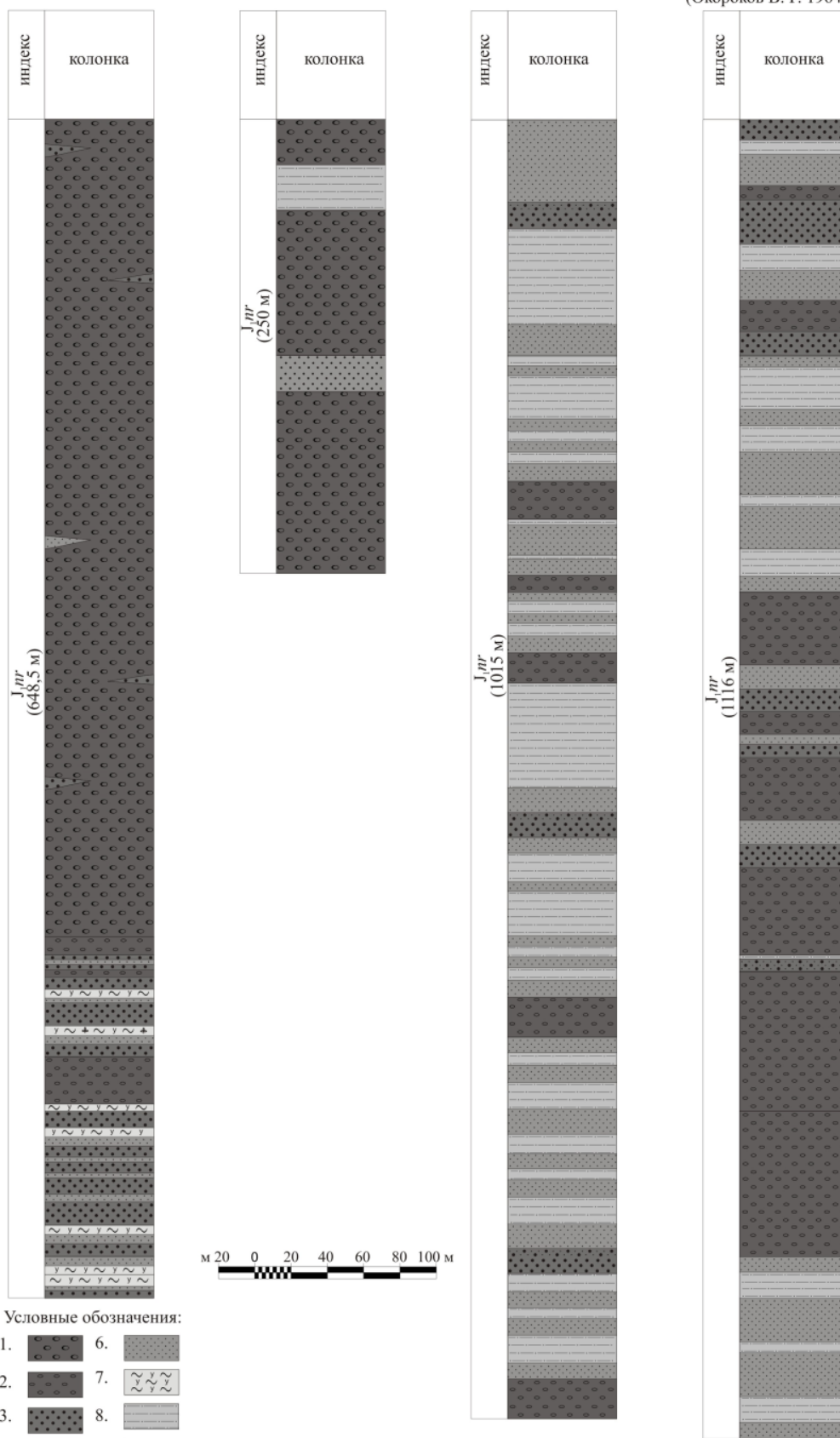
Сорокская свита ( $N_1^{2sr}$ ) представлена оливиновыми базальтами, трахибазальтами с редкими прослоями туфов, распространенными в истоках рр. Улуг-Язы, Урда-Ока, Хайт и Барун-Гол, где они слагают выположенные части водоразделов. Макроскопически это плитчатые плотные, иногда ноздреватые породы серого, темно-серого цвета. Текстура массивная, реже – неотчетливо флюктуационная. Структура порфировая с офитовой и долеритовой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены оливином. Основная масса состоит из призм олигоклаза и лабрадора с калишпатовыми оторочками, зернами авгита и рудного минерала. Туфы базальтов пористые, ноздреватые серые с чуть розоватым оттенком, пиритизированные и обохренные. Базальты представляют собой остатки неогеновых покровов. На сопредельном с юга левом аналогичные остатки покровов рассматриваются как сорокская свита неогенового возраста. Согласно Легенде возраст свиты принимается как неогеновый (миоцен). Породы относятся к формации континентальных базальтов.

1. По правому борту р. Оки  
(Бощерницан Н. З., 1964 г.).

2. Левый борт  
руч. Бузар-Жалга  
(Окороков В. Г. 1964 г.).

3. Водораздел  
рек Хохюр-Гол и Бузар-Жалги  
(Окороков В. Г. 1964 г.).

4. По р.Айнак  
выше устья  
р. Хайрактэ-Жалги  
(Окороков В. Г. 1964 г.).



1.- конгломераты валунные, крупногалечные; 2.- конгломераты; 3.- гравелиты; 4.- песчаники гравелистые; 5.- песчаники крупнозернистые; 6.- песчаники среднезернистые, мелкозернистые; 7.- сланцы углистые; 8.- алевролиты; 9.- отпечатки флоры.

Рис. 9. Литолого-стратиграфические разрезы наринольской свиты.

Мощность около 500 м. Полезных ископаемых в пределах листа не выявлено.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

#### Нижнее звено

**Катунский горизонт.** *Аллювиальные отложения пятой террасы* ( $a^5Q_{16-8}$ ;  $a^5I_{6-8}^*$ ) высотой 25–45 м, картируемые по р. Ока. Выделяется аллювий русловой и старичной фации. Русловой аллювий хорошей окатанности (III–IV класса), средней сортировки представлен [52] галечным материалом с супесчано-гравийным заполнителем серо-зеленого цвета и линзами желтовато-бурой супеси мощностью до 8 см. Вскрытая мощность составляет 2,8 м. Старичный аллювий представлен песками и супесями мощностью 5 м [52]. В долинах рек Зэген, Айнак разрез отложений представлен русловой фацией аллювия. Это плохо сортированная смесь валунов, гальки, песка [46]. Возраст определен в соответствии с Легендой и геоморфологическим положением как позднее время раннего неоплейстоцена.

#### Среднее звено

**Чаганузунский и чуйский горизонты.** *Аллювиальные отложения* ( $a^4Q_{15-6}$ ;  $a^4I_{5-6}$ ) закартированы на правом берегу р. Ока, в районе нижнего течения р. Далдарма; хорошо дешифрируются на космоснимках (участок брошенной речной долины, огибающий г. Копка). Они расположены на относительной высоте 40–60 м, что соответствует уровню четвертой надпойменной террасы. Аллювий представлен валунными галечниками, галечниками, песками, супесями и суглинками мощностью порядка 10–15 м. Возраст аллювия определен на основе геоморфологического положения и в соответствии с Легендой.

#### Верхнее звено

**Куэختанарский горизонт.** *Аллювиальные отложения четвертой террасы* ( $a^4Q_{11}$ ;  $a^4III_1$ ) слагают террасу высотой 20–25 м, расположенную в долине рр. Ока, Хойто-Ока, Урда-Ока, Бол. Белая. На левобережье р. Хойто-Ока, в устье р. Даада отложения представлены песчаными галечниками, иногда с примесью валунов [35], песками. В долине р. Ока на уч. Трёхречье [52] отложения представлены песчаными галечниками (5,8 м), сменяющимися вверх по разрезу галечниками с гравийно-песчаным заполнителем (7,1 м), между которыми отмечается горизонт галечников с валунами до 50 % и гравием до 50 % (2,2 м). Общая мощность составляет 15,1 м. Для отложений характерна хорошая сортировка и хорошая окатанность обломочного материала III–IV класса (по Хобокову). В первом разрезе отмечается погрубение материала вверх по разрезу. Отложения четвертой террасы вложены в отложения пятой террасы. Возраст определен в соответствии с Легендой и геоморфологическим положением как ранний термохон позднего неоплейстоцена. Общая мощность 20 м.

**Чибитский горизонт.** *Гляциофлювиальные образования* ( $fQ_{112}$ ;  $fIII_2$ ) закартированы в долинах рек Сайхан-Хуртэ, Гуник, Тэргэтэ. Расположены они за фронтом конечных морен в перегляциальной области. Отложения представлены песчаными галечниками, песками, алевритами мощностью до 50 м [13]. По материалам Резанова И. Н. [19] ниже по течению они замещаются аллювием 10–15-метровой террасы. Гляциофлювиальные отложения отнесены к чибитскому горизонту на основании генетической связи их с моренами азасского оледенения.

*Ледниковые и гляциофлювиальные образования* ( $g, fQ_{112}$ ;  $g, fIII_2$ ) азасского оледенения представлены донными, боковыми, срединными и конечными моренами, а также водно-ледниковыми озами и камами интрагляциальной области. Донные морены, выполняющие днища трогов и каров, представлены несортированной смесью глыб, валунов, щебня мощностью 20–30 м [35]. Сохранились отложения боковых и конечных морен мощностью 10–120 м [35]. Морены, расположенные у подножия хр. Шэлэ, состоят на 50–80 % из глинисто-щебнистого материала и на 20–50 % из глыб, а также полуокатанных и окатанных валунов [52]. В долинах рек Далдарма, Гуник, Бол. Зимовная, Тагна Черная мощность составляет 20–80 м [52]. Моренные отложения горы Шебелик-Сарьдаг сложены материалом глыбовым, валунно-глыбовым с примесью галеч-

\* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

ника, песка грубозернистого, суглинка мощностью 3–30 м [38]. В долинах рек Арсай, Тэргэтэ ледниковые отложения представлены валунами крупными, хорошо окатанными, с многочисленными бороздами и, в меньшей степени, суглинками щебнистыми мощностью 150–200 м [30]. Возраст моренных отложений определен в соответствии с Легендой и на основании хорошей сохранности ледниковых форм рельефа.

*Аллювиальные отложения* ( $\alpha^3 Q_{III_2}$ ;  $\alpha^3 III_2$ ) слагают третью надпойменную террасу высотой 10–15 м, которая закартирована в долине р. Ока, Урда-Ока, Айнак, Улзыта. Представлены они сортированными песками и галечниками [46], песчаными галечниками мощностью до 15 м [48]. Возраст отложений террасы определен в соответствии с Легендой и на основе сопряженности ее с гляциофлювиальными отложениями азасского оледенения.

**Чибитский и бельтирский горизонты.** *Аллювий второй надпойменной террасы* р. Ока ( $\alpha^2 Q_{III_{2-3}}$ ;  $\alpha^2 III_{2-3}$ ) высотой от 12 до 20 м, которая расположена в зоне средне- и низкогогорного рельефа. Она сложена галечниками, песками, супесями, суглинками мощностью 6–15 м [48]. Возраст образований определен в соответствии с Легендой и на основании их геоморфологического положения.

**Бельтирский горизонт.** *Аллювиальные образования второй надпойменной террасы* ( $\alpha^2 Q_{III_3}$ ;  $\alpha^2 III_3$ ) высотой 6–10 м закартированы в области высокогорного рельефа, в долинах рек Ока, Урда-Ока, Айнак, Хойто-Ока, Гуник. Они представлены слабо сортированным валунно-галечным материалом с линзами песка мощностью до 8 м [46]. Отложения формировались в умеренно влажных климатических условиях межледниковья, когда произрастали сосново-березовые леса с примесью ели и пихты древовидной, появились лещина и вересковые [19]. К этой террасе относится находка мамонта позднего типа [19].

**Бельтирский и аккемский горизонты.** *Аллювиальные образования первой и второй террас* ( $\alpha^{1+2} Q_{III_{3+4}}$ ;  $\alpha^{1+2} III_{3+4}$ ) показаны объединенными на карте из-за их малых размеров. Представлены валунными галечниками, галечниками, песками, глинисто-илистым материалом. Максимальная мощность до 8 м.

**Аккемский горизонт.** *Ледниковые образования башхемского оледенения* ( $gQ_{III_4}$ ;  $gIII_4$ ) слагают преимущественно каровые морены и представлены глыбовым, валунно-щебнисто-песчаным материалом мощностью до 50 м [48]. Каровыми моренами смыкаются с отложениями первой надпойменной террасы высотой 3–4 м [19]. Возраст моренных отложений определен в соответствии с Легендой Восточно-Саянской серии.

*Аллювиальные образования первой террасы* ( $\alpha^1 Q_{III_4}$ ;  $\alpha^1 III_4$ ) высокогорной зоны закартированы в долинах рек Ока, Урда-Ока, Хойто-Ока. Отложения изучены в долине р. Ока [30, 52]. Разрез представлен (сверху вниз): пойменная фация – суглинок желтовато-бурый (0,6 м); песок мелкозернистый светло-коричневый с примесью глины (0,65 м); фация прирусловой отмели – пески гравийные (85 %) с примесью (15 %) гальки и валунов (0,85 м); русловая фация – валунники (50 %) с песчано-гравийным (30–40 %) заполнителем (0,9 м); валунники (85 %) с примесью (15 %) песка и гравия (3,1 м). Вдоль тылового шва террасы р. Ока, на территории уч. Трёхречье, выделяются заболоченные полосы шириной 30–80 м, сложенные осадками песчаными и глинисто-илистыми старичной фации мощностью 2 м и более [52]. В составе тяжелой фракции преобладают устойчивые минералы ильменит-магнетит-лимонитовой ассоциации [52]. Содержание их меньше, чем в ледниковых отложениях азасского оледенения, но больше, чем в межледниковом аллювии четвертой террасы. Это служит косвенным подтверждением формирования отложений во время последнего башхемского оледенения. Абсолютный возраст осадков первой надпойменной террасы р. Ока по РТА  $15\ 600 \pm 3\ 900$  лет [48]. Общая мощность 3–5 м.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН, НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

*Аллювиальные образования первой надпойменной террасы* ( $\alpha^1 Q_{III-H^1}$ ;  $\alpha^1 III_4-H^1$ ) зоны средне- и низкогогорного рельефа картируются по долине р. Ока и ее правым притокам – Далдарме и Гунику. Они представлены галечниками, песками, супесями и суглинками мощностью 6–10 м. Возраст отложений террасы дан по геоморфологическому положению и в соответствии с Легендой.

*Проллювиальные и делювиальные образования* ( $p, dlIII-H^1$ ) образуют шлейфы вдоль подножия склонов. Сложены отложениями валунными, суглинисто-щебнистыми с глыбами мощностью до 40 м [48].

*Аллювиальные и проллювиальные отложения* ( $\alpha, pQ_{III-H^1}$ ;  $\alpha, pIII-H^1$ ) слагают обширные предгорные конусы выноса и шлейфы постоянных рек и временных водотоков вдоль подножий склонов. Они представлены отложениями галечно-щебнистыми, глыбами, песками, суглинками мощностью до 20 м [48].



## ГОЛОЦЕН

### Верхняя часть

*Аллювиальные образования поймы* ( $aQ_{H2}$ ;  $aH^2$ ). В зонах активных неотектонических поднятий, где для рек характерен этап врезания, преобладает инстративная фаза аллювиальной аккумуляции. Здесь современный аллювий выстилает маломощным, непостоянным слоем русло и западины в русле реки. Отложения представлены галечно-валунным, глыбово-валунным материалом [46]. В долинах крупных рек, на участках с равновесным продольным профилем отмечается перстративный аллювий. Он характеризуется нормальной мощностью и двучленным строением [30, 38, 52]: верхняя часть представлена песками серыми разнозернистыми пойменной фации и суглинками, илистыми суглинками старичной фации; нижняя часть представлена русловой фацией – галечниками валунными с песчаным или гравийно-песчаным заполнителем. В устье р. Даада отложения низкой и высокой поймы сложены русловой фацией [35]: высокая пойма – галечно-валунные отложения с песчаным заполнителем (1,25 м), галечник (0,3 м); низкая пойма – галечно-валунные отложения с супесью (3,0 м). Общая мощность 10 м.

### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

*Делювиальные и солифлюкционные образования* (d,s) закартированы на пологих заболоченных склонах речных долин, на низких водоразделах, в водосборных воронках верховий долин – марей. Представлены глыбово-суглинистым и щебнисто-суглинистым материалом мощностью до 10 м [48].

*Солифлюкционные образования* (s) формируются в горных районах в условиях многолетней мерзлоты на склонах крутизной 10–20°. На космоснимках отложения выделяются по своеобразной гофрировке. В составе солифлюксия отмечаются дресвяно-щебнистые суглинки с глыбами [41]. Мощность отложений до 10 м.

*Коллювиальные и десерпционные образования* (c,dr) формируются на склонах средней крутизны 15–35° и сложены смесью из глыб, щебня, песка и суглинка мощностью до 12 м.

*Десерпционные и солифлюкционные образования* (dr,s) распространены в верхних частях склонов речных долин и выположенных водоразделах высотой 1 200–2 200 м. Десерпций на склонах образует каменные моря и реки – курумы. Отложения сложены глыбово-щебнистым материалом с песчано-суглинистым заполнителем мощностью до 10 м.

*Коллювиальные образования* (c) формируются на эрозионных и тектонически предопределенных склонах обвально-осыпного характера крутизной 30–45°. Отложения представлены несортированным материалом. Это глыбы разного размера и щебень, а также суглинки с глыбами и щебнем мощностью до 15 м [48]. В верхних частях склонов коллювий замещается десерпционными и солифлюкционными отложениями или прерывается выходами коренных пород.

*Элювиальные и делювиальные образования* (e,d), сложенные щебнисто-глинистым, песчано-дресвяным с глыбами материалом мощностью 1–5 м, закартированы на пологих частях горных склонов, примыкающих к плоским водоразделам. Мощность до 5 м.

*Элювиальные образования* (e) распространены на плоских водоразделах. Образование их происходит за счет физического «морозного» выветривания. Они сложены глыбово-щебнистым и дресвяно-щебнистым материалом мощностью до 7 м [52].

Возраст отложений определяется как квартал нерасчлененный на основе следующих факторов:

1. В конце миоцена на данной территории начался неотектонический этап горообразования. С этого момента происходит формирование главных морфоструктур и основных элементов гидросети. Усилилась контрастность рельефа, что обусловило оживление эрозионных процессов и привело к формированию глубоко врезанных долин. Формируются склоны и соответствующие им отложения.

2. Формирование многолетней мерзлоты в Байкальской горной стране, с которой связаны солифлюкционные и десерпционные отложения, по мнению Е. Н. Каплиной (1975 г.) началось в раннем неоплейстоцене в результате общепланетарного похолодания. Н. Н. Романовский (1993 г.) считает, что первый этап развития криолитозоны охватывает время с конца плиоцена до начала верхнего неоплейстоцена.

3. Поскольку процессы физического выветривания и денудации идут и в настоящее время, склоновые отложения продолжают формироваться.

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В пределах листа проявлены разнообразные магматические и метаморфические образования различного возраста. В процессе проведенных работ установлен позднекарельский возраст гранитоидов игнокского комплекса, впервые в пределах Восточно-Тувинского района выделен сумсунурский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый позднерифейского возраста. Уточнен возраст урикского, огнитского и илейского комплексов. Геохронологически обоснован возраст гуникского комплекса.

Магматические и метаморфические образования в пределах листа N-47-XXIX представляются в следующей последовательности:

1. Архейские (лопийские) магматические и метаморфические образования: мангатгольский гнейсово-кристаллосланцевый метаморфический комплекс; хадаминский комплекс мигматит-гранитовый; китойский комплекс мигматит-гранитовый;

2. Позднекарельские магматические образования: урдаокинский комплекс метаперидотит-метагаббровый; зимовнинский комплекс метаперидотит-габбровый; саянский комплекс гранодиорит-гранитовый; игнокский комплекс тоналит-гранодиоритовый; гуникский комплекс умереннощелочных гранитов и гранодиоритов;

3. Раннерифейские магматические образования и метасоматические образования: ангаульский комплекс габбро-долеритовый;

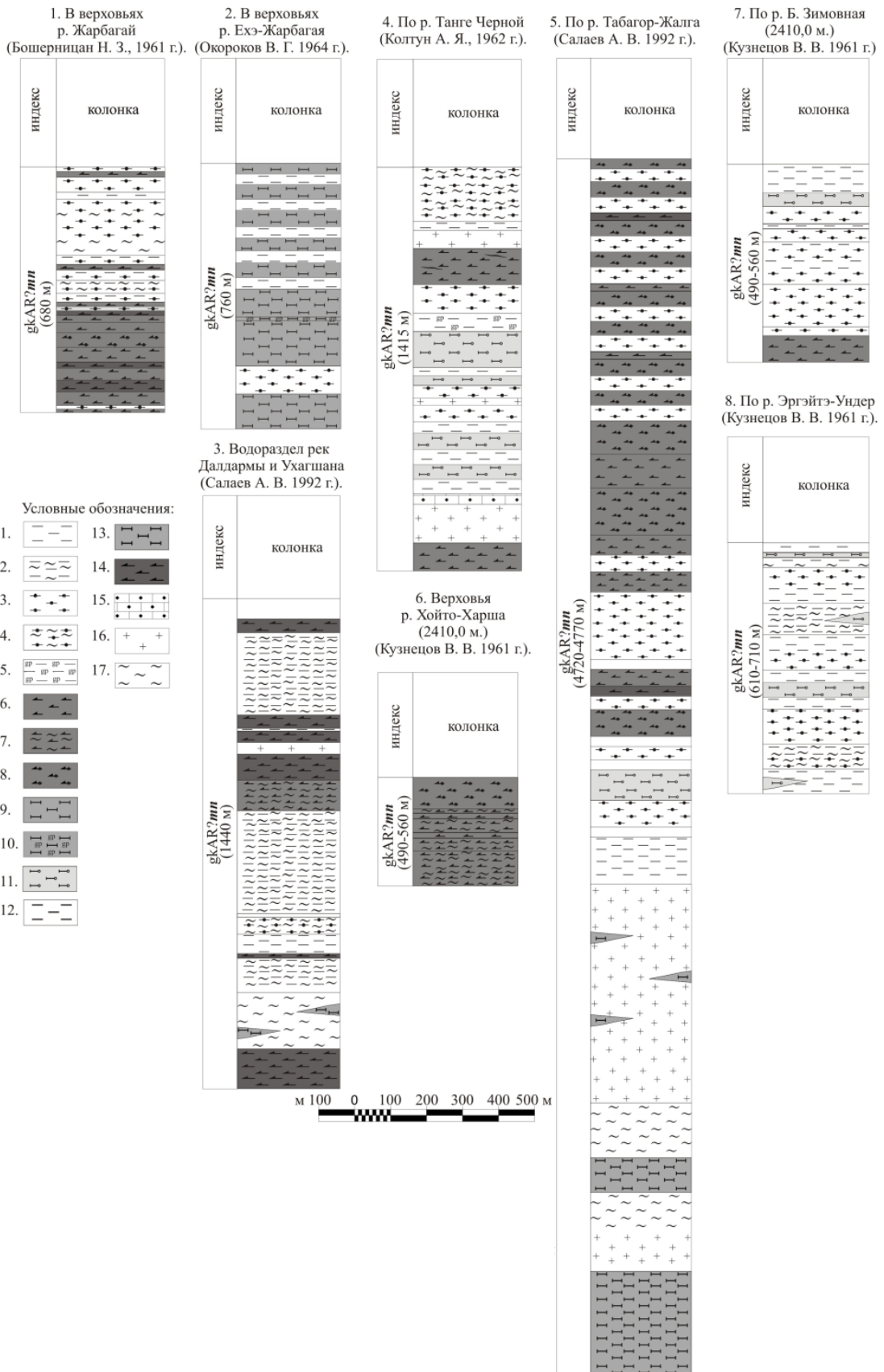
4. Среднерифейские магматические образования: ингашинский комплекс кимберлитовый;

5. Позднерифейские магматические образования: сумсунурский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый; нерсинский комплекс габбро-долеритовый;

6. Венд-раннепалеозойские магматические образования: хойтоокинский комплекс габбровый; урикский комплекс диорит-гранитовый; илейский комплекс андезит-трахириолитовый; огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый.

### АРХЕЙСКИЕ (ЛОПИЙСКИЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Мангатгольский гнейсово-кристаллосланцевый метаморфический комплекс (gkAR?mn)** выделен в центральной части листа в пределах Мангатгольского района. Северо-восточная граница распространения пород комплекса с метаморфизованными образованиями сублукской серии проводится по Бельско-Окинскому разлому. Юго-западная граница с полем распространения пород хайламинской толщи и урдаокинским комплексом совпадает с Бирюсинским разломом. Породы представлены различными гнейсами и плагиогнейсами (биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми), кристаллосланцами пироксеновыми, амфиболитами, реже – мраморами и кальцифирами. В верховьях рр. Тагна Черная–Гуник–Далдарма, тяготея к Бирюсинскому разлому, в разрезе преобладают меланократовые породы (амфиболиты, кристаллосланцы пироксеновые, гнейсы амфиболовые и биотит-амфиболовые). В северной части листа, в бассейне р. Мангат-Гол преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, часто силлиманитсодержащие. У Бельско-Окинского разлома эти породы отмечаются в равных соотношениях. Широко развиты мигматиты и мигматизированные породы (рис. 10). Наиболее полные разрезы мангатгольского комплекса наблюдались по обнажениям р. Тобогор-Жалга и по р. Далдарма [52]. Частные разрезы комплекса изучены в верховьях р. Жарбагай [29], Эхе-Жарбагай [46], Хойто-Хорша [41], Бол. Зимовная [41], Тагна Черная [39], Эргэтэ-Ундэр [41]. Особенности пород представлены в приложениях 8, 10.



**Рис. 10. Литологические разрезы мангатгольского метаморфического комплекса.**

1 – гнейсы, плагиогнейсы биотитовые; 2 – гнейсы, плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые мигматизированные; 3 – гнейсы, плагиогнейсы гранат-биотитовые; 4 – гнейсы, плагиогнейсы гранат-биотитовые, биотит-гранатовые мигматизированные; 5 – гнейсы гранат-биотитовые графитодержащие; 6 – гнейсы, плагиогнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые; 7 – гнейсы, плагиогнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые мигматизированные; 8 – гнейсы, плагиогнейсы гранат-амфиболовые, гранат-амфибол-биотитовые; 9 – гнейсы, плагиогнейсы гиперстен-биотитовые, пироксеновые, пироксен-биотитовые; 10 – гнейсы пироксеновые с гра-

фитом; 11 – гнейсы, плагиогнейсы силлиманит-гранат-биотитовые, биотитовые с силлиманитом, двупироксен-силлиманитовые, силлиманитовые; 12 – кристаллосланцы; 13 – кристаллосланцы пироксеновые, двупироксеновые; 14 – амфиболиты; 15 – мраморы; 16 – гнейсограниты, гранит-аплиты, гранит-пегматиты, граниты биотитовые, пегматиты; 17 – мигматиты.

Магнитное поле над породами комплекса имеет знакопеременный характер интенсивностью от  $-250$  до  $+400$  нТл и практически не отличается от такового над смежными (с северо-востока) территориями. В радиогеохимических полях комплекс отчетливо выделяется по торию и калию повышенным дискретно-пятнистым полем. По урану комплекс не выделяется. Радиогеохимические поля характеризуются содержаниями калия –  $1-3,5\%$ , урана –  $(1-5) \cdot 10^{-4}\%$ , тория –  $(8-25) \cdot 10^{-4}\%$ . В гравитационном поле гнейсы комплекса выделяются более высокими значениями ( $2,75$  г/см<sup>3</sup>) по сравнению с гранитами саянского комплекса ( $2,57-2,64$  г/см<sup>3</sup>). Радиоактивность колеблется от  $10$  мкР/ч в гнейсах амфиболовых, до  $35$  мкР/ч – в плагиогнейсах биотитовых и мигматитах.

Характерно отсутствие реликтовых структур и текстур осадочных пород. Для гнейсов характерен плагиосостав (плагиогнейсы) и безмусковитовые ассоциации. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (прил. 11), формируя неярковыраженную зональность. Наиболее глубоко метаморфизованы породы вблизи Бирюсинского разлома, где доминируют характерные ассоциации гранулитовой фации регионального метаморфизма. К переходной зоне от гранулитовой к амфиболитовой фациям, в поле амфиболитовой фации локализуется основная масса мигматит-гранитов хадаминского комплекса. Здесь широко проявлены силлиманитсодержащие ассоциации, широко распространены гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы, которые в условиях гранулитовой фации являются запрещенными [9]. С меньшими масштабами некоторое локальное повышение метаморфизма вплоть до гранулитовой фации отмечается и по оси Бельско-Окинского разлома. Регрессивные преобразования пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации, выразились в амфиболитизации пироксена, раскислении полевых шпатов. Эти процессы проявились незначительно. Исходя из того, что граниты саянского комплекса внедрялись уже в метаморфизованную толщу – возраст основного этапа метаморфизма уверенно определяется как «досаянский». В зонах разломов широко проявлены процессы регрессивного метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев. Гидротермально-метасоматические изменения выражаются в образовании вторичных кварцитов, часто с графитом и магнетитом и кремнещелочном метасоматозе, который выразился в калишпатизации и мусковитизации гнейсов, биотитизации амфиболитов и пироксеновых кристаллосланцев. Наиболее широко он проявился в зоне Бирюсинского (вплоть до образования полнопроявленных кварц-микроклиновых метасоматитов) и Бельско-Окинского разломов, ограничивающих выходы мангатгольского комплекса с юго-запада и северо-востока.

Метаморфические толщи комплекса прорываются гранитоидами саянского и хадаминского комплексов. Последний является, по-видимому, генетически связанным с формированием мангатгольского комплекса. Согласно Легенде, возраст мангатгольского комплекса принимается архейским (?) с отнесением его к гнейсово-кристаллосланцевой формации.

Мощность комплекса более  $2350$  м. Полезных ископаемых связанных с комплексом не выявлено.

**Хадаминский комплекс мигматит-гранитовый (gpyLP?h).** К комплексу отнесены субсогласные залежи, бескорневые интрузии, мигматит-плутоны гнейсоплагиогранитов в междуречье рр. Хойхон-Жалга–Тагна Черная, в пределах Мангатгольского и Бирюсинского района. Характерны незначительные по размерам ( $1-3$  км<sup>2</sup>), конкордатные вмещающим гнейсам, тела. Переход к породам кристаллического субстрата осуществляется через зоны мигматитов различной мощности и морфологии. Для всех разновидностей характерны гнейсовидные текстуры. Границы тел достаточно условны, так как переходные зоны мигматитов достигают ширины  $300-500$  м. Характерной особенностью пород является наличие бластических структур наравне с магматическими. Конкордантность тел, участие их в складчатости наряду с гнейсами, отсутствие резких контактов позволяет предполагать палингенно-анатектический генезис пород комплекса в процессе основного этапа регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду, калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O=0,4-1,8$ ), по коэффициенту глиноземистости – к умеренно- и высокоглиноземистым ( $al'=0,9-1,59$ ). Петрографическая и петрохимическая характеристика их отражена в приложениях 8, 10.

Лопийский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием в

2 640±30 млн лет (ТИЭ) [48]. Существуют и более поздние датировки – 1 980 млн лет (свинцовый метод по циркону) [54]. Согласно Легенде, возраст комплекса принимается лопийским (?) с отнесением к мигматит-гранитной формации.

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не выявлено.

**Китойский комплекс мигматит-гранитный.** *Первая фаза* ( $pg\gamma LP_3k_1$ ) распространена крайне незначительно по левобережью р. Точер в пределах Шарыжалгайского выступа. Породы представлены плагиогнейсогранитами биотитовыми и амфибол-биотитовыми. Очень часто гранитоиды несут следы дробления с развитием очковых гнейсов и сланцеватых милонитов. В целом характерен гранитный состав пород с преобладанием плагиоклаза. Калишпат развивается в наиболее позднюю стадию гранитизации гнейсов, формируя реакционные соотношения с плагиоклазом. Темноцветные минералы: биотит и мусковит, реже – роговая обманка. Описываемые гранитоиды рассматриваются нами как продукты гранитизации гнейсовых толщ в условиях амфиболитовой фации позднелопийского этапа регионального метаморфизма. Породы относятся к мигматит-гранитной формации.

Плагиогнейсограниты имеют среднее содержание  $SiO_2$  – 74,69 % и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=7,29$  %) ряду, калиевой ( $Na_2O/K_2O=0,95$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $al^*=5,25$ ) пород. Граниты имеют среднее содержание  $SiO_2$  – 71,13 % и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=6,09$  %) ряду, калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O=1,97$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $al^*=4,01$ ) пород. Особенности пород отражены в приложениях 8, 10.

По данным АГСМ-съемки, гнейсограниты первой фазы характеризуются знакопеременным, в основном положительным полем  $(\Delta T)_a$  интенсивностью 100–200 нТл ориентированного строения. Содержания калия – более 2 %, урана –  $(3-4) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(8-10) \cdot 10^{-4}$  %.

Позднелопийский возраст обосновывается геохронологически в 2 532±12 млн лет (U-Pb метод SHRIMP по циркону) [8].

Полезных ископаемых связанных с комплексом не выявлено.

## ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Урдаокинский комплекс метаперидотит-метагаббровый** ( $vKR_2?u$ ) представлен силлами метагаббро, габбро-амфиболитов, метагабброноритов, метагаббродолеритов, метапироксенитов, метаперидотитов, линзовидными телами серпентинитов, сланцев актинолитовых, тремолит-антигоритовых, пород карбонат-тальковых, талькитов, распространенных в пределах Бириусинского блока между Бириусинским и Главным Саянским разломом, по правобережью р. Урда-Ока и далее к северо-западу до бассейна р. Хара-Додо.

В пределах листа выделяется петротипический Урдаокинский массив, который почти непрерывно протягивается вдоль правобережья р. Урда-Ока до р. Куркапка. С юго-запада он ограничен Главным Саянским, а с северо-востока – Бириусинским разломами. Форма массива пластинчатая, протяженность – более 70 м, ширина – до 6 км. С участком максимальной ширины массива в междуречье Хунды-Гола и Ухогшана совпадает юго-западный край площадного гравитационного максимума (4–10 мГал). Собственно на массив падает гравитационная ступень Главного Саянского разлома. В его составе преобладают амфиболиты (в том числе гранатовые), гнейсодиориты, кристаллосланцы пироксеновые, среди которых отмечаются многочисленные «ксенолиты» (?), представленные различными безмусковитовыми гнейсами, в которых преобладают биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые разности. Постоянно среди амфиболитов присутствуют маломощные (5–10 м) линзы мраморов. Ультраосновные разности представлены серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, сланцами актинолитовыми, пироксенитами амфиболитизированными, сланцами тремолит-антигоритовыми, породами карбонат-тальковыми, талькитами. Строение комплекса изучено по р. Хойто-Харша [52] (рис. 11). В ортопородах отмечается реликтовая габбровая структура. Характерно, что они пронизаны мелкими телами плагиогранитного состава сингенетическими метаморфическим преобразованиям пород, которые формируют артеритовые мигматиты по амфиболитам с мощностью лейкосомы от нескольких до десятков сантиметров. Орто- и парапороды имеют согласное пластовое залегание и совместно участвуют в складчатости.

На диаграмме  $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$  амфиболиты ложатся в поле габбро нормального ряда, калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O=1,95-2,5$ ), низко- и умеренно-глиноземистых ( $al^*=0,6-1,0$ ). Серпентиниты и серпентинизированные перидотиты – в поле пород габбро-пироксенит-дунитовой ассоциации, а пироксениты амфиболитизированные и сланцы актинолитовые – в поле пород габбро-пироксенитовой ассоциации [52]. На диаграмме A-S (Глазунов, 1981) гипербазиты

ложатся в поля гарцбургитов, верлитов и клинопироксенитов, образуя ряд клинопироксенит-гарцбургит. Особенности пород представлены в приложениях 8, 10.



Рис. 11. Последовательность чередование пород в пределах урдаокинского комплекса.

В аэромагнитных полях породы комплекса практически не отличаются от смежных метаморфических толщ мангатгольского комплекса и хайтинской толщи (знакопеременное поле интенсивностью от  $-250$  до  $+400$  нТл с преобладанием положительных значений). В междуречье Ухогшан и Куркапка магнитное поле знакопеременное, преимущественно отрицательное ( $0-250$  нТл) и также хорошо коррелируется с полями над породами мангатгольского комплекса. В радиогеохимических полях комплекс резко выделяется относительно смежных территорий пониженными значениями по урану –  $(0-2) \cdot 10^{-4}$  %, торию –  $(0-4) \cdot 10^{-4}$  % и калию –  $0,5-1$  %. На космоснимках массив выражен тонкополосчатым рисунком фотоизображения различной контрастности с северо-западным простиранием полосчатости. Полосчатость фотоизображения обусловлена гетерогенным составом комплекса со значительным количеством терригенных (гнейсовых) «прослоев», которые протягиваются на большие расстояния.

Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма с регрессивными преобразованиями в условиях эпидот-амфиболитовой фации (прил. 11). Метасоматические преобразования пород выражаются преимущественно в кремнещелочном метасоматозе. В гнейсах и амфиболитах он проявляется в развитии порфиробласт микроклина, замещении биотита мусковитом; в амфиболитах – биотитизацией и замещением роговой обманки биотитом [35]. Пространственно метасоматиты тяготеют к разрывным нарушениям. По мере удаления от разломов метасоматоз затухает. Микроклин образует довольно крупные фенокристаллы, в отдельных случаях – изометричной формы зерна, развиваясь по плагиоклазу. Микроклинизация довольно часто сопровождается перетолжением кварца, образующим скопления мелких зерен. Плагиоклаз серицитизируется, биотит замещается мусковитом.

Породы прорываются гранитоидами саянского и огнитского комплексов. В них распространены тела плагиогнейсогранитов хадаминского комплекса. Отмечается распространение пород урдаокинского комплекса (метагабброидов) в метаморфических породах раннекарельской алхадырской свиты [52]. Согласно Легенде, возраст комплекса принимается как позднекарельский с отнесением к перидотит-габбровой формации.

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не выявлено. На диаграмме Осборна, породы комплекса ложатся за пределами полей хромо- и никеленосных интрузий [52].

**Зимовнинский комплекс метаперидотит-габбровый** представлен основными и ультраосновными магматитами, распространенными в пределах Урикско-Ийского грабена. Породы комплекса образуют непрерывный ряд от дунитов, перидотитов, через пироксениты к габбро, габбродолеритам и долеритам. Широко распространены: габбродолериты ( $v\beta KR_2z$ ), габбро ( $vKR_2z$ ), долериты ( $\beta KR_2z$ ), реже отмечаются серпентиниты аподунитовые (?) и ортосланцы тальк-серпентиновые ( $s^{sp-t}KR_2z$ ), пироксениты, перидотиты. В зонах повышенного метаморфизма породы преобразованы в ортоамфиболиты, метадолериты, метагаббродолериты, реже – метагаббро, метаперидотиты, метапироксениты, ортосланцы апопикритовые (?), биотит-плагиоклаз-амфиболовые ортопороды. Наибольшее распространение тела зимовнинского комплекса получили в осевых частях Гуникской и Манькова синклиналей. Дайки ультраосновных пород установлены на правом берегу р. Далдарма [52] и в междуречье Ока–Гуник, в районе устья р. Ингаши [50]. На правом берегу р. Далдарма тело ультраосновных пород имеет мощность до 80 м. Основную часть тела слагают серпентинизированные метаперидотиты, среди которых отмечаются метаморфизованные пикриты и пикритовые порфириды. Ксенолиты пород комплекса наблюдаются в Зимовнинском и Далдарминском массивах первой фазы саянского комплекса. Мощность тел от первых метров до 500 м, протяженность – до 18 км. Форма интрузий в плане обычно линейно вытянутая, линзообразная, дайкообразная, реже – неправильная. Простирание тел северо-западное согласное, реже – субсогласное вмещающим породам сублукской серии, с которыми они совместно участвуют в складчатости. Отмечается генетическая связь магматитов зимовнинского комплекса и эффузивов основного состава сублукской серии. Породы комплекса относятся к перидотит-габбровой формации.

Дайковые поля и крупные тела фиксируются линейными положительными аномалиями магнитного поля преимущественно северо-западного простирания интенсивностью  $100-2\ 000$  нТл. В радиогеохимических полях фиксируются цепочечными аномалиями пониженных значений урана – менее  $2 \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(2-4) \cdot 10^{-4}$  % и калия – менее  $0,5$  % относительно вмещающих пород. Радиоактивность пород колеблется от 6 до 13 мкР/ч.

Слабометаморфизованные разности пород распространены в бассейнах рек Ингаши–Точер. Среди них наибольшее распространение имеют долериты и габбродолериты. Характерны призматическизернистые структуры. К юго-западу, по мере повышения регионального метаморфизма, породы зимовнинского комплекса уже можно охарактеризовать как метапороды. Так, в зоне Среднезиминского разлома, где региональный метаморфизм достигал верхов зеленослан-

цевой фации, распространены пластовые и дайковые тела метадолеритов, метагаббродолеритов, переходящих в ортоамфиболиты, кварц-плаггиоклаз-эпидот-актинолитовые ортосланцы. Отмечаются метаперидотиты, метапироксениты, метаморфизованные пикриты (?). В зоне повышенного метаморфизма (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций), в бассейне рр. Далдарма, Гуник, среднее течение р. Ока, распространены ортоамфиболиты, ортопороды биотит-плаггиоклаз-амфиболовые, ортосланцы амфиболовые, эпидот-амфиболовые. Лишь в отдельных, центральных частях интрузий обнаруживаются породы с реликтами офитовой и габбро-офитовой структур. Контакты с вмещающими породами четкие, прямолинейные, согласные. Контактные изменения в габброидах и вмещающих породах очень слабые, иногда отмечается окварцевание, эпидотизация, карбонатизация и сульфидизация.

Метадолериты, метагаббродолериты имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 49,72 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,58$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,34$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,0,64$ ) пород. Амфиболиты и амфиболитизированные разности имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 49,41 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,24$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,06$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,58$ ) пород. Метаперидотиты имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 37,18 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,25$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,09$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,1$ ) пород. Отношение  $\text{MgO}/\text{FeO}=2,78$ . Апоультрамафиты, ортосланцы, серпентиниты, породы тальк-хлорит-серпентиновые имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 38,25 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,58$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,12$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,17$ ) пород. Коэффициент Хесса ( $\text{MgO}/\text{FeO}$ ) – 3,27, содержание  $\text{TiO}_2$  – 1,48 %. Особенности пород представлены в приложениях 8–10.

Позднекарельский возраст зимовнинского комплекса обосновывается геохронологически: возраст габбродолерита по лев. борту р. Ока ниже устья р. Ингаши составил  $1\ 913\pm 24$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону) [3].

Полезных ископаемых связанных с комплексом не выявлено.

**Саянский комплекс гранодиорит-гранитовый** распространен северо-восточнее Бирюсинского разлома в пределах Урикско-Туманшетского (Урикско-Ийский подрайон) и Мангатгольского районов. Комплекс представлен большим количеством массивов площадью (в пределах листа) от 1 до 100 км<sup>2</sup>, множеством мелких тел и жил пегматитов, прорывающих отложения сублукской серии, а также мангатгольского метаморфического комплекса. Выделяется две фазы саянского комплекса [52, 55]. Массивы преимущественно двухфазные (Дуранжикский, Далдарминский, Праводалдарминский, Сорте, Урдаокинский, Озерный, Хульцайский), однако отмечаются и однофазные, сложенные гранитоидами второй фазы (Бурхантуртинский, Окинский).

В целом, для гранитоидов саянского комплекса контактовые преобразования пород (ороговование) не характерны. Редко отмечается слабая грейзенизация и скарнирование. На севере листа, в пределах Дуранжинского, Кирейского и Озерного массивов, широко проявлены процессы калиевого метасоматоза, выражающиеся в мусковитизации и калишпатизации пород. Еще одна характерная особенность гранитоидов саянского комплекса – отсутствие существенных метаморфических преобразований.

*Первая фаза* представлена диоритами и диоритами кварцевыми биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотит-пироксеновыми, реже – роговообманково-биотитовыми мелко- и среднезернистыми, часто порфиroidными серыми ( $\delta\text{KR}_2\text{S}_1$ ); гранодиоритами биотитовыми, роговообманково-биотитовыми ( $\gamma\delta\text{KR}_2\text{S}_1$ ); реже – габбродиоритами, габбро, плаггиогранитами биотитовыми, иногда тоналитами. Наибольшее распространение имеют диориты и гранодиориты, которые слагают основную часть Дуранжикского, Далдарминского, Праводалдарминского, Сорте, Урдаокинского массивов и южной части Хульцайского массива. Контакты их с вмещающими породами часто нечеткие, сопровождающиеся зонами мигматизации и фельдшпатизации. Иногда наблюдаются довольно четкие контакты, вблизи которых диориты и гранодиориты насыщены ксенолитами вмещающих гнейсов и амфиболитов, ориентировка которых, как и гнейсовидных структур диоритов согласна простиранию вмещающих пород [30].

Магнитное поле положительное с аномалиями интенсивностью 600–1 800 нТл. Радиогеохимическое поле характеризуется содержаниями калия –  $1,0\pm 0,1$  %, тория –  $(6,6\pm 0,5)\cdot 10^{-4}$  %, урана –  $(4,0\pm 0,2)\cdot 10^{-4}$  % [32].

Диориты имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 57,22 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,11$ ), нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,71$  %) ряду, высокоглиноземистых ( $al^*=1,38$ ) пород. Габбро имеют содержание  $\text{SiO}_2$  – 49,06–50,56 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,59$ ), нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,09$  %) ряду, низкоглиноземистых ( $al^*=0,62$ ) пород и калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,95$ ), щелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,57$  %) ряду,



высокоглиноземистых ( $al'=1,23$ ) пород. Гранодиориты имеют средние содержания  $SiO_2 - 67,0\%$  и относятся к калиевой серии ( $Na_2O/K_2O=0,97$ ), подотряду нормальнощелочных ( $Na_2O+K_2O=7,0\%$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'=2,63$ ) пород. Особенности пород представлены в приложениях 8, 10.

*Вторая фаза* представлена двумя субфазами. *Первая субфаза* представлена гранитами и гранодиоритами биотитовыми, амфибол-биотитовыми порфирированными, реже – плагиогранитами двуслюдяными ( $\gamma KR_2s_2^1$ ); дайками гранитов ( $\gamma KR_2s_2^1$ ). *Вторая субфаза* представлена гранитами биотитовыми и двуслюдяными мелко-среднезернистыми ( $\gamma KR_2s_2^2$ ); лейкогранитами мусковит-биотитовыми турмалинсодержащими ( $l\gamma KR_2s_2^2$ ); дайками пегматоидных гранитов ( $\gamma KR_2s_2^2$ ), редкометалльных и керамических пегматитов. Контакты тел с вмещающими породами нечеткие с переходными ореолами агматитов (в экзоконтактах массивов) и мигматитов, постепенно затухающих на удалении от контактов. Ширина ореолов достигает нескольких километров. Внутри массивов часто наблюдаются псевдошлировые остатки субстрата. Обычно гнейсовидность и ориентировка темноцветов в гранитном материале совпадает с гнейсовидностью вмещающих пород. В однофазных массивах (Окинский и др.) отмечается закономерная последовательность смены минеральных фаций. В центральных частях массивы сложены мелко-среднезернистыми гранодиоритами, плагиогранитами, гранитами низкощелочными и мелкозернистыми порфирированными. В краевой части идет чередование фаций гранитов мелко- и среднезернистых биотитовых и лейкократовых средне- и крупнозернистых до пегматоидных приблизительно в равных количествах. Главной особенностью гранитов второй субфазы является их ярко выраженная лейкократовость, а также широкое распространение мусковита и появление турмалинсодержащих разностей, что, по мнению Таскина А. П. [55], есть результат автотасоматоза. Породы комплекса относятся к гранодиорит-гранитной формации.

Магнитное поле слабодифференцированное отрицательное до  $-200$  нТл. В аэрогеофизических полях породы характеризуются содержанием калия –  $1-3,5\%$ , тория –  $(10-25) \cdot 10^{-4}\%$ , урана –  $(3-7) \cdot 10^{-4}\%$  [28]. Радиоактивность –  $20-30$  мкР/ч.

Граниты второй фазы имеют среднее содержание  $SiO_2 - 70,18-72,25\%$  и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=7,4\%$ ), умереннощелочному ( $Na_2O+K_2O=8,4\%$ ) и щелочному ( $Na_2O+K_2O=9,49\%$ ) ряду, калиевой серии ( $Na_2O/K_2O=0,56-0,8$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'=4,51-6,94$ ) пород. Лейкограниты имеют среднее содержание  $SiO_2 - 74,29-76,0\%$  и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=7\%$ ) и умереннощелочному ( $Na_2O+K_2O=8,41\%$ ) ряду, калиевой серии ( $Na_2O/K_2O=0,66-0,68$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'=8,98$ ) и крайне высокоглиноземистых ( $al'=10,65$ ) пород.

Гранитоиды саянского комплекса прорывают образования сублукской серии и метаморфиты мангатгольского комплекса. В свою очередь они прорываются магматитами нерсинского комплекса. Северо-западнее (лист N-47-XXII) они перекрываются терригенными толщами карагаской серии. Позднекареельский возраст обосновывается многочисленными геохронологическими датированиями в интервале от  $1\ 730 \pm 30$  до  $1\ 879 \pm 8$  млн лет (прил. 5). Определения U-Pb методом SHRIMP (по циркону), проведенные нами, показали аналогичные результаты:  $1\ 864 \pm 9$ ;  $1\ 837 \pm 8$  млн лет.

С комплексом рядом исследователей связываются проявления редких металлов (Малореченское и др.). С пегматитами второй фазы связывается олово-литиевое, литий-танталовое, литий-тантал-цезиевое, литий-бериллиевое оруденение. Со второй фазой связывается формирование вольфрамоносных скарнов.

**Игнокский комплекс тоналит-гранодиоритовый.** К комплексу отнесены малые интрузии гранодиоритов ( $\gamma \delta KR_2i$ ), а также дайки гранодиорит-порфиров ( $\gamma \delta \pi KR_2i$ ), гранодиоритов ( $\gamma \delta KR_2i$ ), диоритовых порфиритов ( $\delta \pi KR_2i$ ), гранит-порфиритов ( $\gamma \pi KR_2i$ ), прослеживающиеся полосой северо-западного простирания шириной  $10-13$  км юго-западнее оси Ерминско-Горхонской зоны разломов в осевой части Рудашинской антиклинали и сопряженной с ней с востока Гуникской синклинали, а также небольшие тела гранодиоритов и диоритов в осевой части Манькова синклинали, наиболее крупным из которых является Дандаргольский массив в устье р. Дандар-Гол (правый приток р. Ока).

Дандаргольский массив ( $10$  км<sup>2</sup>) имеет эллипсоидную форму в плане с вытянутостью в широтном направлении. Предполагаемая форма в разрезе штокообразная. Прорывает осадочно-вулканогенные породы далдарминской свиты с субсогласными телами метагаббродолеритов зимовнинского комплекса. Контакты гранитоидов с вмещающими породами четкие, прямолинейные, реже – извилистые, падающие на юг и юго-запад. В составе интрузии выделяются диориты кварцевые, диориты, гранодиориты. Вышеперечисленные неизменные разности относительно редки. В результате внедрения гранитоидов в основные породы зимовнинского комплекса (Дандаргольский палеовулкан [53]), в пределах массива широко проявлены процессы

ассимиляции с образованием гибридных пород типа монцонитов, кварцевых монцонитов и монцодиоритов. Массив насыщен шпироподобными выделениями (ксенолитами), вмещающими измененные (биотитизированные, амфиболитизированные и антофиллитизированные) габбро-нориты и габбродолериты. В эндоконтакте широко проявлены процессы гибридизма. Породы относятся к тоналит-гранодиоритовой формации. Контактные преобразования вмещающих терригенных пород выражены в образовании биотитовых роговиков. Ширина контактового воздействия порядка 500–800 м.

В аэрополях массив практически не выражен. Содержания калия составляют 1–1,5 %, тория –  $(8–10) \cdot 10^{-4}$  %, урана –  $(2–4) \cdot 10^{-4}$  %. В аэромагнитных полях массив слабо отличается от вмещающих его основных пород, однако в центральных, наименее измененных участках, фиксируется знакопеременным полем от –100 до +100 нТл на фоне положительных аномалий (100–2 000 нТл) над основными породами зимовнинского комплекса.

Дайки и дайковые поля игнокского комплекса имеют преимущественно северо-западного простирания, параллельного оси Ерминско-Горхонской зоны разломов. Вокруг Дандаргольского массива фиксируются концентрические дайковые тела субпараллельные конфигурации массива. Мощность дайковых тел колеблется от 10–20 до 50 м, наиболее крупные из них прослеживаются по простиранию на расстояние до 1,5 км. Влияние дайковых тел на вмещающие породы ограничивается 1–5-ти метровой зоной ороговикованных пород.

Диориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 57,46 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,29$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,31$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,22$ ) пород. Гранодиориты и граниты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 65,13 %, относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,33$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,59$  %), весьма высокоглиноземистых ( $al^*=2,36$ ) пород. Граниты имеют средние содержания  $\text{SiO}_2$  – 72,81 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,49$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,04$  %), весьма высокоглиноземистых ( $al^*=4,73$ ) пород. Гибридные породы Дандаргольского массива характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 50,54 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,37$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4,47$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,74$ ) пород. Особенности пород отражены в приложениях 8–10.

Позднекареельский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием гранитоидов Игнокского (лист XXIII) массива (прил. 5):  $1\ 887 \pm 60$ ;  $1\ 875 \pm 7,5$ ;  $1\ 862 \pm 3,2$ ;  $1\ 778 \pm 9$  млн лет (U-Pb метод SHRIMP по циркону). Эти цифры полностью согласуются с определением возраста циркона по Большеерминскому (юго-восточнее изученной площади) массиву диоритов игнокского комплекса – 1 870 млн лет (U-Pb метод, из коллекции Перфильева В. В.).

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, в пределах листа не выявлено.

**Гуникский комплекс умереннощелочных гранитов и гранодиоритов.** К комплексу отнесены гранитоиды, образующие Гуникский (петротипический) и Дрансатэ (с серией сближенных массивов) массивы в пределах Мангатгольского блока и Чернотагнинский массив в пределах Урикско-Ийского грабена. В составе комплекса выделяются три фазы.

*Первая фаза:* монцониты кварцевые и диориты, монцодиориты и диориты ( $qm-\delta KR_2g_1$ ); монцониты ( $\mu KR_2g_1$ ); гранодиориты, габбронориты, измененные габбро умереннощелочные и пироксениты. Габбро характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 47,26 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,48$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4,49$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,37$ ) пород. Монцогаббро характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 51,54 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,06$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,78$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1$ ) пород. Габбродиориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 52,72 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,82$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,08$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,22$ ) пород. Кварцевые диориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 60,27% и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,72$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,81$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,65$ ) пород. Монцодиориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 55,81%, относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,92$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,24$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,2$ ) пород. Монцониты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 53,88 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,77$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=0,77$  %), высокоглиноземистых ( $al^*=1,06$ ) пород. Гранодиориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 65,5 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,04$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,14$  %), весьма высокоглиноземистых ( $al^*=3,01$ ) пород.

*Вторая фаза:* сиениты кварцевые и сиениты ( $\xi KR_2g_2$ ), граносиениты ( $\gamma \xi KR_2g_2$ ). Сиениты ха-

рактируются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 63,01 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,79$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=10,32$  %), весьма высокоглиноземистых ( $al'=4,39$ ) пород. Граносиениты имеют среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 66,38% и относятся к умереннощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,47$  %) и щелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,71$  %) ряду, калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,71-0,96$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'=2,8-5,5$ ) пород.

*Третья фаза:* сиениты ( $\xi\text{KR}_2\text{g}_3$ ); граниты и лейкограниты умереннощелочные и нормальнощелочные, в том числе и литий-фтористые ( $\gamma-\gamma\epsilon\text{KR}_2\text{g}_3$ ); адамеллиты. Граниты имеют среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 70,77 %, и относятся к нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,51$  %), умереннощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,52$  %) и щелочному ряду ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,9$  %), калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<0,87$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'<7,19$ ) пород. Лейкограниты имеют среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 74,65 % и относятся к нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,75$  %), умереннощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,45$  %) и щелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,11$  %) ряду, калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<0,73$ ), весьма высокоглиноземистых ( $al'<6,93$ ) пород, некоторые умереннощелочные разности крайне высокоглиноземистые ( $al'>10,46$ ).

Жильная фация представлена пегматитами керамическими и амазонитовыми, порфиритами лампрофирового ряда, дайками лампрофиров ( $\chi\text{KR}_2\text{g}_3$ ) и граносиенит-порфиров ( $\gamma\xi\pi\text{KR}_2\text{g}_3$ ). Порфириты лампрофирового ряда (лампрофиры и долеритовые порфириты) характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 49,11 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,1$ ), подотряду щелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,33$  %), высокоглиноземистых ( $al'=1,16$ ) пород. Особенности пород представлены в приложениях 8–10.

Массивы гуникского комплекса как однофазные (Гуникский), так и двух- (Дрансатэ) и трехфазные (Чернотагнинский). При этом наиболее распространены породы третьей и в меньшей степени – второй фаз. Породы первой фазы отмечаются лишь в пределах специфического Чернотагнинского массива. Породы относятся к сиенит-граносиенит-гранитной формации.

Гуникский (петротипический) массив расположен в междуречье Гуника и Далдармы. Форма массива штокообразная, эллипсоидная в плане с простиранием удлинения по азимуту около  $300^\circ$ , площадь – 18 км<sup>2</sup>. Массив прорывает метаморфиты мангатгольского комплекса, гнейсогранодиориты первой фазы саянского комплекса. Сложен он гранитоидами третьей фазы комплекса. Преобладают умереннощелочные граниты порфировидной, гигантопорфировидной, среднезернистой, реже пегматоидной структуры. Порфиновые вкрапленники размером 1–5 см (реже – более) представлены голубоватым микроклином, плагиоклазом. В западной части массива развиты среднезернистые граниты и лейкограниты. Переходы между фаціальными разновидностями постепенные. Характерно полное отсутствие в поле гранитов ксенолитов вмещающих пород. Отмечаются жилы пегматитов, которые выполняют трещины северо-западного простирания и расположены в основном в южном эндо- и экзоконтактах массива. Крутизна падения жил – от  $20^\circ$  до субвертикальных, мощности – до первых метров (чаще – первые десятки сантиметров). Пегматиты серого цвета, сложенные микроклином, плагиоклазом, кварцем, биотитом. Характерны округлые и грубые изометричные крупные выделения кварца, голубоватый оттенок микроклина, иногда отмечается амазонит. Отмечаются дайки порфиритов лампрофирового ряда, которые при небольшой мощности (1–10 м) прослеживаются по простиранию на 1,5–2,0 км, до 4 км. Так тело лампрофиров длиной около 4 км пересекает практически весь массив. Простирание их самое разнообразное, падение всегда крутое. Контакты тел с вмещающими породами прямолинейные, резкие. Южный контакт массива с гнейсогранодиоритами биотитроговообманковыми субсогласен залеганию гнейсовидности и падает на юг под углами  $40-75^\circ$ . Контактные изменения вмещающих пород и гибридизация не характерны.

Массив Дрансатэ расположен в междуречье Мал. Зимовная–Тагна Черная и представлен интрузией пегматоидных и порфировидных гранитов, в юго-западном крыле Бельско-Окинского разлома. Массив сложной в плане формы, с ним сближен ряд более мелких массивов. Предполагается, что на глубине все эти массивы слагают единый батолит. Общая площадь массива, прорывающего образования мангатгольского метаморфического комплекса, более 60 км<sup>2</sup>. С вмещающими породами граниты имеют четкие контакты, в экзоконтактах отмечается ороговикование [42]. В составе интрузии выделяется вторая и третья фазы комплекса. Вторая фаза распространена незначительно и представлена кварцевыми сиенитами и граносиенитами, которые слагают небольшое тело (2 км<sup>2</sup>) в междуречье Дрансатэ-Сала–Тагна Черная. Основная часть массива сложена порфировидными и пегматоидными гранитами третьей фазы. Порфировидные граниты формируют мелкие штоки и краевые части массивов, а центральные части массива сложены крупнозернистыми, гигантозернистыми, пегматоидными гранитами. По данным Кузнецова А. В. [42] переходы между фациями как резкие, так и постепенные. В экзоконтакте массива наблюдается развитие жил пегматитов среднезернистых, реже – мелкоблоковых, преимущественно плагиоклаз-микроклинового, микроклинового состава. Характерно повышенное со-

держание в них ортита (зерна до 2 см). Вблизи Бельско-Окинского разлома граниты разгнейсованы, отмечается увеличение количества темноцветов (до 15 %). В зоне контакта нередко наблюдаются постепенные переходы от гнейсов к гибридным породам эндоконтактов. Последние, наследуя текстуру вмещающих пород (гнейсов), приобретают гнейсовидный облик и обогащаются биотитом. С удалением от контакта вглубь массива, гнейсовидность исчезает, и значительно сокращаются содержания биотита.

Чернотагнинский массив (15 км<sup>2</sup>) расположен в междуречье Гуник–Тагна Черная, в осевой части Гуникской синклинали. Форма Чернотагнинского массива близка к изометричной, площадь – 15 км<sup>2</sup>, форма в разрезе штокообразная. Интрузия прорывает отложения далдарминской и большереченской свит. Контакты массива с вмещающими породами обычно прямолинейные резкие, реже – извилистые, зубчатые. Западный контакт массива субогласный залеганию вмещающих пород и падает на запад под углом 70°. Южный контакт секущий и падает на юг под углом до 60°. В зоне экзоконтакта в полосе шириной 0,1 м отмечается контаминация с ростом во вмещающих породах порфиробласт плагиоклаза, амфибола, биотита, иногда калишпата. В эндоконтакте отмечаются реликты минералов вмещающих пород (биотита, кварца, плагиоклаза), наследуется сланцеватость вмещающих пород. Массив сложен всеми тремя фазами гуникского комплекса. Породы первой фазы представлены измененными умереннощелочными габбро, пироксенитами, монцодиоритами и монцонитами биотит-амфибол-пироксеновыми, двупироксеновыми. Габброиды и монцонитоиды первой фазы прерывисто локализируются по периферии массива, слагая участки площадью до 3–4 км<sup>2</sup>. Переходы между ними постепенные. Вторая фаза представлена сиенитами и сиенитами кварцевыми порфиroidными, которые развиты незначительно и отмечаются как в краевых частях, так и в центральной части массива. Третья фаза, слагающая основную центральную часть массива, представлена гранитами умереннощелочными и адамеллитами. Жильная фация представлена многочисленными дайками лампрофиров и порфиритов лампрофирового ряда, локализующихся внутри массива.

В аэромагнитных полях наиболее ярко выражен Чернотагнинский массив, фиксирующийся контрастным положительным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> интенсивностью 50–500 нТл на фоне отрицательного поля вмещающих пород. Массив Дрансатэ и Гуникский в магнитном поле ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> контрастно не выражаются и располагаются в пределах крупных отрицательных (от –100 до –300 нТл) площадных аномалий северо-западного простирания, уходящих далеко за контуры массива и отражающих внутреннее строение метаморфитов мангатгольского комплекса. В аэрогамма-спектрометрических полях все массивы гуникского комплекса проявлены весьма контрастно аномальными содержаниями урана – (6–18)·10<sup>-4</sup> %, тория – (18–60)·10<sup>-4</sup> % и калия – 1,5–5 %.

Поздекарельский возраст комплекса обосновывается проведенными нами радиологическими датированиями гранитоидов Чернотагнинского массива: 1 874±5,7; 1 842±15; 1 827,9±6 млн лет (U-Pb метод SHRIMP по цирконам).

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не выявлено.

## РАННЕРИФЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Ангаульский комплекс габбро-долеритовый.** Интрузии комплекса широко распространены в пределах Урикско-Ийского грабена, где образуют дайковые поля, приуроченные к зонам крупных разломов (Среднезиминского, Ерминско-Горхонского, Точерского). В правом борту р. Зунтейка, породы комплекса слагают небольшой, близкий к изометричной форме массив. Выделяется две фазы ангаульского комплекса.

*Первая фаза:* силлы, дайки долеритов, долерито-базальтов и порфиритов долерито-базальтовых мелко- и среднезернистых ( $\beta RF_1 a_1$ ); габбродолеритов грубозернистых, переходящих в габбро ( $vRF_1 a_1$ ). Долерито-базальты характеризуются содержаниями SiO<sub>2</sub> – 48,2–52,71 % и относятся к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=1,94), подотряду нормальнощелочных (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=3,19 %), низкоглиноземистых пород ( $al^*=0,66$ ). Долериты, габбродолериты, габбро характеризуются содержаниями SiO<sub>2</sub> – 45,1–50,65 % и относятся к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=2,58), подотряду нормальнощелочных (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=3,57 %), низкоглиноземистых пород ( $al^*=0,72$ ).

*Вторая фаза:* дайки порфиритов диоритовых ( $\delta \pi RF_1 a_2$ ), гранодиорит-порфиритов ( $\gamma \delta \pi RF_1 a_2$ ), выявленных в районе устьевой части р. Далдармы [52] среди габбродолеритов первой фазы ангаульского комплекса. Петрографическая, геохимическая и петрохимическая характеристика пород отражена в приложениях 8–10.

Породы относятся к габбро-долеритовой формации.

Дайковые поля и крупные тела фиксируются линейными положительными аномалиями магнитного поля преимущественно северо-западного простирания интенсивностью от +100 до +500 нТл. В радиогеохимических полях фиксируются цепочечными аномалиями пониженных значений урана –  $(2-4) \cdot 10^{-4}$  %, тория –  $(2-4) \cdot 10^{-4}$  % и калия – менее 0,5 % относительно вмещающих пород. Радиоактивность пород колеблется от 6 до 13 мкР/ч.

Раннерифейский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием:  $1\ 643 \pm 100$  млн лет [48]. По левобережью р. Оки (ниже устья р. Дандар-Гол) возраст гранит-порфира второй фазы ангаульского комплекса определен, как  $1\ 537 \pm 14$  млн лет (Ar-Ar метод) [12]. Севернее, в пределах листа N-47-XXIII, в конгломератах шангулежской свиты (среднего рифея), широко распространены гальки габбро-долеритов ангаульского комплекса.

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не выявлено.

## СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Ингашинский комплекс кимберлитовый** представлен дайками слюдяных кимберлитов (оранжеитов пироповых и безпироповых), а также кимберлитоподобных пород ( $iRF_2i$ ), лампрофиринов ( $\chi RF_2i$ ), пикритов и пикритовых порфиритов, альнеитов, мелилитолитов ( $EM-iRF_2i$ ), распространенных в бассейне р. Ингаши. Дайки слюдяных кимберлитов имеют протяженность от 6 до 560 м, мощность 0,1–0,6 м. Протяженность даек по падению по данным буровых работ составляет 150–230 м, простирание –  $275-290^\circ$ . Предположительная полоса распространения слюдяных кимберлитов составляет 8,5 км в длину при ширине 2,0 км [57]. Форма тел четковидная с пережимами, где мощность их уменьшается до нескольких сантиметров.

Кимберлиты слюдяные (оранжеиты) имеют содержание  $SiO_2 - 28,05-38,0$  % и относятся к калиевой серии ( $Na_2O/K_2O < 0,17$  %), низкоглиноземистых ( $al' < 0,19$ ) пород нормальнощелочного ( $Na_2O+K_2O=0,95-1,5$  %) и щелочного ( $Na_2O+K_2O=2,57$  %) ряда.

По внешнему облику и петрографическим особенностям они напоминают некоторые кимберлиты Якутии (Трубка Молодежная и другие), а также Южной и Северной Америки. Мощность даек пикритовых порфиритов – от первых сантиметров до 0,5 м, протяженность – до первых десятков метров, простирание –  $280-310^\circ$ . Падение крутое ( $70-90^\circ$ ). Автометасоматические преобразования интенсивные и выражаются в серпентинизации и карбонатизации.

Согласно Легенде, возраст ингашинского комплекса принимается как среднерифейский с отнесением к кимберлитовой формации.

С образованиями ингашинского комплекса (слюдяными кимберлитами – оранжеитами) связаны находки алмазов.

## ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Сумсунурский комплекс диорит-тоналит-плаггиогранитовый.** К сумсунурскому комплексу отнесены гранитоиды, широко распространенные в бассейне рр. Халбая-Хара-Гол и Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол (левые притоки р. Оки) в пределах Восточно-Тувинского района, где выделяются впервые, и в бассейне р. Барун-Гол в пределах Окинского района.

Поле распространения гранитоидов комплекса совпадает с контрастной отрицательной аномалией поля силы тяжести (от  $-80$  до  $-85$  у. е.). В аэромагнитных полях распространение комплекса отчетливо фиксируется отрицательной аномалией поля ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> интенсивностью от  $-25$  до  $-200$  нТл на фоне положительных значений. Данные по распределению радиогеохимических полей (U, Th, K) на большей части распространения пород комплекса отсутствуют.

По своему составу и характеру взаимоотношений комплекс, в пределах листа, подразделяется на две фазы: первую и вторую. Взаимоотношения между фазами наблюдались в бассейнах рр. Халбая-Хара-Гол и Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол [27], где гранодиориты первой фазы прорываются гранитами лейкократовыми второй фазы.

*Первая фаза* представлена диоритами ( $\delta RF_3S_1$ ), диоритами кварцевыми и плаггиогранитами биотитовыми, биотит-амфиболовыми массивными и гнейсовидными. Плаггиограниты и диориты первой фазы слагают вытянутые в субширотном направлении массивы в бассейнах рек Ута-Жалга, Етомой и Халбая-Хара-Гол. Между диоритами и диоритами кварцевыми существуют постепенные взаимопереходы. Диориты кварцевые характеризуются средними содержаниями  $SiO_2 - 59,23$  % и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=5,88$  %) ряду, калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O=1,31$ ) серии, высокоглиноземистых ( $al'=1,48$ ) пород.

*Вторая фаза* представлена гранитами и плаггиогранитами биотитовыми, лейкократовыми мелкозернистыми и аплитовидными ( $\gamma-r\gamma RF_3S_2$ ). Граниты и плаггиограниты слагают более 60 %

площади развития пород комплекса и наиболее широко распространены в междуречье Халбая-Хара-Гол и Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол. Типичными представителями являются граниты лейкократовые биотитовые розовато-серые и серые и плагиограниты гранитной, реже аплитовой структуры. Аплитовидные плагиограниты характеризуются средним содержанием  $\text{SiO}_2$  – 70,22 % и относятся к нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,62$  %) ряду, калиево-натриевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,29$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $al^*=4,65$ ) пород. Жильная фация представлена гранитами мелкозернистыми серыми и розовато-серыми, пегматитами неравномернозернистыми и жилами кварца.

Породы относятся к диорит-тоналит-плагиогранитной формации. Особенности пород представлены в приложениях 8–10.

Линии контактов гранитных массивов обладают сложной конфигурацией. Преобладают диагонально-секущие контакты с крутым погружением. Гранитоиды интрузируются всеми известными в районе палеозойскими магматитами. Установлено налегание карбонатных пород табинзуртинской свиты на гранитоиды комплекса (бассейн р. Барун-Гол), а также налегание на эти гранитоиды вулканогенных толщ хамсаринской свиты нижнего кембрия (непосредственно за западной рамкой листа). Нами установлено налегание на гранитоиды комплекса карбонатных толщ иркутской свиты Восточно-Тувинского района в верховьях левого притока р. Ока, впадающего в 4 км ниже устья р. Улзыта.

Позднерифейский возраст комплекса, наряду с вышеприведенными фактами, обосновывается определением нами возраста цирконов из биотит-роговообманкового диорита первой фазы комплекса (U-Pb SHRIMP по циркону, левый борт р. Ока) в  $820\pm 7,3$  млн лет. Это согласуется с определениями возраста комплекса в петротипической местности:  $812\pm 19$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод);  $785\pm 11$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону);  $692\pm 72$  млн лет (Rb-Sr изохронный метод) [15].

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, в пределах листа не установлено.

**Нерсинский комплекс габбро-долеритовый.** Отнесены серии даек габбродолеритов и порфиритов долерито-базальтовых широко распространенных в пределах Присяянского и Мангатгольско-Бирюсинского районов и прорывающих отложения сублукской и калбазыкской серий, мангатгольского метаморфического комплекса, гранитоидов хадаминского, саянского, игнокского комплексов, основных пород зимовнинского и ангаульского комплексов. Комплекс представлен силлами, дайками габбродолеритов, долерито-базальтов, редко – габбро и габбро-норитов ( $v\beta\text{RF}_3n$ ), долеритов, порфиритов базальтовых ( $\beta\text{RF}_3n$ ). Преобладают долерито-базальты и долериты. Диапазон колебаний петрографического состава внутри комплекса довольно широк, однако в пределах тел характерно постоянство состава и текстурно-структурных признаков пород. Долерито-базальты характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 48,1–53,06 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,89$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,21$  %), низкоглиноземистых пород ( $al^*=0,63$ ). Долериты, габбродолериты характеризуются содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 45,1–52,5 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,18$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,34$  %), низкоглиноземистых ( $al^*=0,62$ ) пород. Породы относятся к габбро-долеритовой формации. Особенности пород представлены в приложениях 8, 10.

Дайки имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание и тяготеют к зонам крупных разломов (Среднезиминскому, Ерминско-Горхонскому, Дуранжикскому). Редко отмечаются дайки субширотного простирания. Мощность дайковых тел – 4–6 м при протяженности до 3–4 км. Контакты тел со вмещающими породами прямолинейные, в редких случаях – ступенчатые, извилистые, заливообразные. Характерной чертой нерсинского комплекса является аутометасоматическое замещение первичномагматических пироксенов зеленой роговой обманкой, которая порой образует осевые псевдоморфозы [52], а также присутствие в породах оливина. Кроме того, характерны гранофировые сростания кварца и калиевого полевого шпата.

Эндоконтактные изменения представлены зоной закалки (3–5 см) с ориентировкой лейст плагиоклаза вдоль контакта. Экзоконтактные изменения зависят от состава вмещающих пород и степени их метаморфизма. Алевролиты и метааргиллиты в зоне экзоконтакта ороговикованы, магматические породы – хлоритизированы и амфиболизированы, сланцы – окварцованы и хлоритизированы. Мощности зон вторичных изменений незначительны – первые десятки сантиметров.

В физических полях дайки комплекса практически не выделяются ввиду малого размера тел. На АФС не дешифрируются. Наземной спектрометрической съемкой устанавливается содержание урана –  $2,1\cdot 10^{-4}$  %, тория –  $4,3\cdot 10^{-4}$  %, калия – 1,4 %. Радиоактивность – 10–11 мкР/ч. Наземной магнитометрической съемкой картируются положительными линейными аномалия-

ми интенсивностью 100–700 нТл [33].

Позднерифейский возраст комплекса обосновывается прорыванием им отложений средне-верхнерифейской карагасской серии [34] и отсутствием тел нерсинского комплекса в породах оселковой серии (RF<sub>3</sub>), которые охарактеризованы флористически. Это подтверждается и геохронологическими определениями. Абсолютный возраст, определенный К-Аг методом по амфиболам из долерита составляет 795–771 млн лет (Петров, 1969ф) и 1 124–1 192 млн лет (Гуменик, 1967ф).

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, не установлено.

## ВЕНД–РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены интрузиями хойтоокинского, урикского, илейского и огнитского комплексов, широко распространенных в пределах Алтае-Саянской складчатой области (в пределах листа). Для магматитов характерен весьма пестрый геохимический и петрологический состав, широкая проявленность процессов ассимиляции и гибридизма (при существовании и резких магматических контактов), что свидетельствует об их близодновременном формировании.

**Хойтоокинский комплекс габбровый.** К комплексу отнесены гипербазит-базитовые интрузии, образующие сплошной Хойто-Окинский массив [13] шириной 7–10 км, протягивающийся вдоль Главного Саянского разлома в бассейнах рек Хойто-Ока, Жодо, Ока. Кроме того, они отмечаются в виде крупных (до 4–5 км<sup>2</sup>) и более мелких ксенолитов среди гранитоидов огнитского комплекса, а также слагают мелкие разрозненные тела (до 12 км<sup>2</sup>) в бассейне рек Улзыта, верховьях р. Урда-Ока и др. Комплекс представлен нормальнощелочными, реже щелочными породами ультраосновного-основного ряда: перидотитами оливинowymi и пироксеновыми, троктолитами; габбро оливинowymi, пироксеновыми и амфиболовыми ( $v\mathcal{C}_2h$ ) и габброноритами, анортозитами, пироксенитами ( $v\mathcal{C}_2h$ ), габбродиоритами ( $v\delta\mathcal{C}_2h$ ) и диоритами ( $\delta\mathcal{C}_2h$ ), габбродолеритами ( $v\beta\mathcal{C}_2h$ ). Характерно практически полное отсутствие жильной фации. Породы ультраосновные имеют средние содержания SiO<sub>2</sub> – 41,63 % и относятся к нормальнощелочному (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=1,37 %) ряду, калиево-натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=1,8) серии, высокоглиноземистых ( $al^{\circ}=1,5$ ) пород. Отношение MgO/FeO=1,98. Габбро имеют среднее содержание SiO<sub>2</sub> – 46,59–50,18 % и относятся к нормальнощелочному (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=3,41 %) и щелочному (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=6,03 %) ряду, калиево-натриевой (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=1,05) серии, низкоглиноземистых ( $al^{\circ}=0,61–0,71$ ) пород. Диориты имеют средние содержания SiO<sub>2</sub> – 55,55 % и относятся к калиево-натриевой серии (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O=1,18), подотряду нормальнощелочных (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O=6,04 %), высокоглиноземистых ( $al^{\circ}=1,35$ ) пород. Породы относятся к габбровой формации. Особенности пород представлены в приложениях 8–10.

В аэромагнитных полях габброиды комплекса характеризуются спокойным положительным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> с максимальной интенсивностью для центральных, наименее измененных (воздействием гранитоидов огнитского комплекса) участков от 500 до 1 400 нТл. Гибридные разности в аэромагнитных полях практически не отличаются от собственно гранитоидов огнитского комплекса. От пород иркутской свиты резко отличаются характером и знаком полей (отрицательное поле – у карбонатных пород и знакопеременное – у магматитов).

Магматиты комплекса прорывают породы иркутской и хамсаринской свит и в свою очередь прорываются гранитоидами урикского и огнитского комплексов. Контакты массивов извилистые, четкие, крутопадающие. В массивах наблюдаются самые разнообразные взаимопереходы. Так, на правом борту р. Хойто-Ока, в междуречье Цаган-Жалга и Жодо, перидотиты через троктолиты постепенно переходят в анортозиты, пироксеновые и амфиболовые габбро. Взаимоотношения с гранитоидами огнитского комплекса весьма реакционные. На контактах происходит образование своеобразных гибридных пород типа монцодиоритов и сиенитодиоритов. Мощность зон измененных пород – первые сотни метров, до первых километров. На удалении от контакта широко проявлены процессы калишпатизации габброидов. Мелкие тела полностью преобразованы в гибридные разности, локализующиеся в полях распространения щелочных пород огнитского комплекса.

Среднекембрийский возраст комплекса обосновывается прорыванием его гранитоидами урикского комплекса, возраст которых определен радиологически как среднеордовикский (см. «урикский комплекс») и прорыванием раннекембрийской хамсаринской свиты (охарактеризованной фаунистически). Западнее листа, галька габброидов хойтоокинского комплекса присутствует в конгломератах осиповской свиты с возрастом  $\mathcal{C}_2$ .

Полезных ископаемых в пределах листа не выявлено. Западнее (лист N-47-XXVIII) с хойтоокинским комплексом связаны крупное месторождение (Хаактыг-Ой) и ряд проявлений желе-

зо-титан-ванадиевых руд.

**Урикский комплекс диорит-гранитовый** распространен в пределах Окинского района, и в зоне Жомболокского разлома в бассейнах рек Айнак, Шэбэлик, Улуг-Язы, Хайт, Бол. Белая, а также в междуречье Айнак-Барун–Барун-Гол. К комплексу отнесены дифференцированные интрузии гранитного состава, прорывающие породы хайтинской толщи и карбонатные породы боксонской серии. Особенности пород представлены в приложениях 8–10. Выделяется три фазы комплекса.

*Первая фаза* представлена диоритами меланократовыми и гранодиоритами средне- и крупнозернистыми серого и темно-серого цвета ( $\delta O_2; D_{1u_1}$ ). Характеризуются средними содержаниями  $SiO_2$  – 49,97 % и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=4,77$  %) ряду, калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O=2,77$ ) серии, высокоглиноземистых ( $al'=1,34$ ) пород. Диориты и гранодиориты первой фазы имеют ограниченное распространение и закартированы в виде мелких ксенолитов среди интрузивных пород второй и третьей фазы, а также небольшого массива по правобережью р. Айнак-Барун. Они насыщены массой жил гранитов лейкократовых мелкозернистых третьей фазы. Изменения в диоритах на контакте с гранитами незначительны и выражаются в слабой калишпатизации.

*Вторая фаза* представлена гранитами биотитовыми порфиroidными, крупнозернистыми, пегматоидными розовато-серого и серого цвета, реже – гранодиоритами, тяготеющими к эндоконтактам ( $\gamma-\gamma\delta O_2; D_{1u_2}$ ). Граниты имеют средние содержания  $SiO_2$  – 71,13 % и относятся к нормальнощелочному (среднее  $Na_2O+K_2O=6,53$  %), умереннощелочному ( $Na_2O+K_2O=8,58$  %) и щелочному ( $Na_2O+K_2O=9,39$  %) ряду, калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O<1,39$ ) – нормальнощелочные и щелочные, и калиевой ( $Na_2O/K_2O<0,95$ ) – умереннощелочные серии, весьма высокоглиноземистых ( $al'<5,38$ ) пород. Крупные тела описываемых гранитов закартированы в верховьях рр. Шэбэлик, Айнак, Нурта-Нюрган, Хайт, а также слагают северо-восточную часть Сарьдагского массива в междуречье Айнак-Барун–Барун-Гол-Хайт. Представлены дискондартными телами, прорывающими метаморфические породы хайтинской толщи и карбонаты боксонской серии. Контакты массивов четкие, различной крутизны. В краевых частях породы часто загрязнены, превращены в меланократовые гранодиориты с ксенолитами биотитовых гнейсов. Вмещающие породы на контактах ороговикованы и превращены в биотитовые роговики мелкозернистой структуры. Иногда, в зоне эндоконтакта незначительно развиты контактово-инъекционные мигматиты мощностью первые десятки метров.

*Третья фаза* представлена гранитами и лейкогранитами биотитовыми и двуслюдяными мелкозернистыми ( $\gamma O_2; D_{1u_3}$ ). Жильная фация представлена пегматитами и кварцевыми жилами. Граниты имеют средние содержания  $SiO_2$  – 72,0 % и относятся к щелочному ( $Na_2O+K_2O=9,14$  %) ряду, калиевой ( $Na_2O/K_2O=0,94$  %) серии, весьма высокоглиноземистых ( $al'=4,28$ ) пород. Лейкограниты имеют содержание  $SiO_2$  – до 75,00 % и относятся к нормальнощелочному ( $Na_2O+K_2O=7,13$  %) и умереннощелочному ( $Na_2O+K_2O=8,65$  %) ряду, калиевой ( $Na_2O/K_2O$  – до 0,8 %) серии, весьма высокоглиноземистых ( $al'=5,88$ ) пород. Крупные тела гранитов третьей фазы закартированы в верховьях рр. Нарин-Улзыта–Эхе-Улзыта и по левобережью р. Нурта-Нюрган. Кроме того, они образуют мелкие тела разнообразной формы в области распространения гранитоидов второй фазы. Контакты с вмещающими породами четкие, мигматизация на контактах не характерна, мощность зон развития мигматитов не превышает 10–15 м, но чаще отсутствует совершенно. Какой либо внутренней зональности тел гранитоидов третьей фазы не наблюдается. Характерно, что мелкие тела сложены мелкозернистыми двуслюдяными гранитами, в строении же более крупных массивов принимают участие как двуслюдяные, так и биотитовые мелкозернистые граниты и лейкограниты, которые связаны постепенными переходами.

В аэромагнитных полях гранитоиды комплекса не отличаются от смежных образований и характеризуются слабо дифференцированным положительным полем ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> интенсивностью 150–250 нТл.

Среднеордовикский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием пород на сопредельном с юга листе:  $494\pm 11$ ;  $485\pm 10$  млн лет (U-Pb метод SHRIMP по цирконам) и  $462\pm 2,4$  млн лет (Rb-Sr изохронный, гранит третьей фазы). Согласно решения РЭС (от 27.10.2009 г. возраст комплекса принимается  $O_2; D_1$  с отнесением его к диорит-гранитовой формации.

Полезных ископаемых, связанных с комплексом, в пределах листа не выявлено.

**Илейский комплекс андезит-трахириолитовый.** Субвулканические и вулканические образования комплекса тяготеют к зонам разломов субширотного простирания (Жомболокского, Жодокского, Харагольского) и, как правило, к периферическим частям поля распространения пород первой фазы огнитского комплекса. По составу породы сходны с плутоническими породами огнитского комплекса и, по-видимому, связаны с ним единым магматическим очагом.



Комплекс рассматривается как вулканогенная моласса, накапливавшаяся одновременно с внедрением гранитоидов огнитского комплекса. Вулканиды и субвулканические образования комплекса относятся к андезит-трахириолитовой формации. Особенности пород представлены в приложениях 8–10.

Субвулканические образования представлены серыми, пепельно-серыми, розовато-серыми сиенит-порфирами и гранит-порфирами ( $\gamma\text{-}\xi\text{лO}_2\text{:D}_{1\text{l}}$ ), реже отмечаются сиенит-порфиры кварцевые и граносиенит-порфиры. Сиенит-порфиры характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 65,76 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,68$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,93$  %), высокоглиноземистых ( $\text{al}'=1,56$ ) пород. Породы образуют силы и дайки, прорывающие габброиды хойтоокинского комплекса. Контакты с вмещающими породами рвущие, обычно пологонаклонные в сторону пород субвулканической фации. Вблизи контактов субвулканиды насыщены ксенолитами вмещающих пород. Между субвулканическими и вулканическими образованиями отмечаются постепенные переходы. Гидротермально-метасоматические преобразования пород вулканической и субвулканической фации выражены в березитизации, прожилковом окварцевании и вторичной кварцитизации.

Породы илейского комплекса прорывают вулканогенные образования хамсаринской свиты, габброиды хойтоокинского комплекса. Взаимоотношения с огнитским комплексом как рвущие, так и прорывающие. Прорывание сиенит-порфирами крупнозернистых сиенитов первой фазы огнитского комплекса наблюдалось в верховьях р. Хутли-Жалга [35]. В истоках р. Тэргэтэ нами задокументировано прорывание гранит-порфиров эгирин-рибекитовыми гранитами второй фазы огнитского комплекса. В истоках р. Илеэ нами наблюдалось прорывание гранит-порфиров крупнозернистыми микроклиновыми гранитами третьей фазы огнитского комплекса.

Среднеордовикский возраст комплекса обосновывается геохронологическим датированием нами риолита вулканической фации (р. Халбая-Хара-Гол) в  $464\pm 12$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону), что соответствует возрасту внедрения первой фазы огнитского комплекса – от  $456\pm 5$  до  $471\pm 5$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону).

С вулканидами и субвулканическими образованиями комплекса связано золотое и свинцово-цинковое оруденение.

**Огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый.** Породы комплекса слагают дифференцированные многофазные интрузии умереннощелочных и щелочных пород габбро-сиенит-гранитового состава, а также жильные образования, которые занимают площадь (на юго-западе листа) ограниченную с севера р. Хойто-Ока, а с востока рр. Урда-Ока и Улуг-Язы. Породы комплекса слагают Арсайский, Сарьдагский, Шебеликский, Силкинский, Айнакский и Нургатэ-Горхонский массивы. Небольшие массивы их известны по право- и левобережью р. Урда-Ока, в долине р. Бол. Белая и Буйрагта. Выделение границ большей части массивов с вмещающими магматитами хойтоокинского комплекса весьма условно в связи с широко проявленными процессами гибридности пород. Породы относятся к сиенит-граносиенит-гранитовой формации. Особенности пород представлены в приложениях 8–10. Выделяется три фазы огнитского комплекса.

*Первая фаза* представлена габбро, габбродиоритами ( $\nu\text{O}_{2-3}\text{:D}_{1\text{o}_1}$ ); диоритами, переходящими в габбродиориты ( $\delta-\nu\delta\text{O}_{2-3}\text{:D}_{1\text{o}_1}$ ); сиенитами и сиенитами кварцевыми крупнокристаллическими, тенсбергитами ( $\xi\text{O}_{2-3}\text{:D}_{1\text{o}_1}$ ); монцогаббро, монцонитами, монцонитами кварцевыми, монцодиоритами ( $\mu\delta\text{O}_{2-3}\text{:D}_{1\text{o}_1}$ ); сиенитами нефелиновыми ( $\phi\xi\text{O}_{2-3}\text{:D}_{1\text{o}_1}$ ). Указанные разновидности пород имеют постепенные переходы между собой и прорываются граносиенитами и гранитами второй и третьей фазы комплекса. Сиениты и кварцевые сиениты слагают большую часть распространения пород первой фазы в пределах Сарьдагского массива, а также северную часть Арсайского массива и ряд более мелких тел. Монцониты, кварцевые монцониты, монцодиориты слагают центральную часть Окинского массива, а также переходные зоны на контакте с габброидами хойтоокинского комплекса. Диориты и габбродиориты, переходящие в габбро умеренно- и нормальнощелочное и монцогаббро, образуют мелкие тела среди сиенитов и монцонитов первой фазы Сарьдагского массива, а также слагают большую часть Нургатэ-Горхонского массива. Нефелиновые сиениты образуют мелкие тела ( $0,3\times 0,9$  км), выявленные на водораздельной части истоков рек Ута-Жалга–Хойто-Салаа и в верховьях р. Барун-Гол у южной рамки листа. Контакты пород первой фазы с вмещающими как резкие (при прорывании метаморфических пород хайтинской толщи и карбонатов боксонской серии), так и постепенные при прорывании магматитов урикского и хойтоокинского комплекса. В последнем случае, на контактах происходит образование своеобразных гибридных пород типа монцодиоритов и сиенитодиоритов. Мощность зон измененных пород – первые сотни метров, до первых километров. На удалении от контакта широко проявлены процессы калишпатизации габброидов.

Наиболее распространенными образованиями являются сиениты, кварцевые сиениты, реже

отмечаются монцогаббро, габбродиориты, монцониты. Сиениты и сиениты кварцевые характеризуются средним содержанием  $\text{SiO}_2$  – 62,66 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,08$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,39$  %), весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}'=2,46$ ) пород. Монцогаббро, габбродиориты, монцониты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 48,14 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,35$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,69$  %), высокоглиноземистых ( $\text{al}'=1,02$ ) пород. Габбродиориты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 52,12 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,85$ ), подотряду нормальнощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,33$  %), умеренноглиноземистых ( $\text{al}'=0,78$ ) пород. Монцониты характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 55,16 % и относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,14$ ), подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,56$  %), высокоглиноземистых ( $\text{al}'=1,11$ ) пород.

*Вторая фаза* представлена гранодиоритами порфировидными ( $\gamma\delta\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_2$ ), граносиенитами умереннощелочными и щелочными роговообманково-биотитовыми рибекитсодержащими и рибекитовыми ( $\gamma\xi\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_2$ ), гранитами и лейкогранитами щелочными эгирин-рибекитовыми и рибекитсодержащими ( $\text{E}\gamma\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_2$ ), монцогранитами-адамеллитами. Породы второй фазы редко слагают однофазные массивы (Шебеликский), и, как правило, участвуют в строении многофазных массивов огнитского комплекса, развитых на площади (Окинский, Сарьдагский, Силкинский, Айнакский и Нургатэ-Горхонский), локализуясь преимущественно в периферических частях поля распространения пород первой фазы комплекса. Прорывают габброиды хойтоокинского комплекса, породы первой фазы комплекса и субвулканические образования илейского комплекса. В свою очередь они прорываются гранитами третьей фазы. В породах широко проявлены процессы гибридности и ассимиляции. Габброиды хойтоокинского комплекса на контактах, как правило, фельдшпатизированы, граниты и граносиениты – гибридизированы. Гибридность пород выражается в повышенной меланократовости (содержания роговой обманки и биотита достигает 20 %), уменьшении количества калишпата и кварца, увеличение основности плагиоклаза до андезина. Характерно наличие такситовых структур, пятнистое строение полевых шпатов, реакционные взаимодействия между минералами, порода приобретает состав кварцевого монцонита или монцодиорита. В сиенитах первой фазы на контактах с гранитами и граносиенитами второй фазы наблюдается окварцевание.

В составе второй фазы преобладают щелочные граниты и лейкограниты эгиринсодержащие и граносиениты. Граносиениты имеют среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 66,36 % и относятся к умереннощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,55$  %) и щелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,55$  %) ряду, калиевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<0,89$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}'<3,4$ ) пород. Щелочные граниты и лейкограниты эгиринсодержащие характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 73,03 % и относятся к щелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,99$  %) ряду, калиевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,68$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}'=4,56$ ) пород. Гранодиориты выделяются в восточной части Шебеликского массива и имеют постепенные переходы к граносиенитам северной части массива. Характеризуются средним содержанием  $\text{SiO}_2$  – 67,85 % и относятся к нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,41$  %) ряду, калиево-натриевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,99$ ) серии, весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}'=2,23$ ) пород.

*Третья фаза* представлена гранитами эгирин-биотитовыми, микроклиновыми, роговообманково-биотитовыми крупно- и мелкозернистыми ( $\gamma\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_3$ ); лейкогранитами эгиринсодержащими, биотитовыми щелочными, образующими большое количество мелких тел в бассейнах рек Хара-Гол, Жодо, Хойто-Ока, Барун-Гол, Ока (выше и ниже устья р. Улзыта). Тела гранитов третьей фазы обычно приурочены к зонам разломов субширотного, реже северо-восточного простирания (Жомболокский, Харагольский, Жодокский разломы), вдоль которых они образуют штокообразные, как правило, вытянутые согласно простиранию разломов массивы площадью 1–4 км<sup>2</sup>. Гранитоиды третьей фазы прорывают все известные в районе магматиты. Контакты тел с вмещающими породами четкие, извилистые или прямолинейные, углы падения их крутые (65–85°). У контактов породы третьей фазы приобретают тонкозернистую аплитовидную структуру.

В составе фазы резко преобладают микроклиновые граниты. Микроклиновые граниты имеют среднее содержание  $\text{SiO}_2$  – 70,66 % и относятся к умереннощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,5$  %) и нормальнощелочному ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,27$  %) ряду, калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}<1,14$ ), весьма высокоглиноземистых ( $\text{al}'<4,35$ ) пород.

Жильная фация представлена дайками гранитов, фельзитов ( $\gamma\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_3$ ), гранит-порфиров ( $\gamma\pi\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_3$ ), сиенит-порфиров ( $\xi\pi\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_3$ ), лампрофиров и порфиров диоритового и сиенитового ряда ( $\chi\text{O}_{2-3};\text{D}_1\text{O}_3$ ). Жилы и дайки перечисленных пород встречаются среди гранитоидов урикского и огнитского комплекса, габброидов хойтоокинского комплекса, образований хайтинской толщи и боксонской серии. Отмечается их большая концентрация вблизи массивов по-

род огнитского комплекса, а также в зонах разломов преимущественно субширотного и северо-восточного простираний. Мощность отдельных даек составляет от дециметров до 15–20 м при протяженности первые километры. Контакты тел с вмещающими породами прямолинейные, крутопадающие. Контактные изменения проявились в образовании незначительной зоны закалки. Пегматитовые и кварцевые жилы имеют, как правило, небольшие размеры: от нескольких сантиметров до 1,5–2,0 м в поперечнике при протяженности в первые десятки метров.

Лампрофиры диоритового ряда характеризуются средними содержаниями  $\text{SiO}_2$  – 45,4 % и относятся к калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,78$ ), подотряду щелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=8,9$  %), высокоглиноземистых ( $al'=1,2$ ) пород.

В аэромагнитных полях породы комплекса характеризуются слабодифференцированным положительным полем  $(\Delta T)_a$  интенсивностью 100–400 нТл. Для пород характера повышенная радиоактивность (до 80 мкР/ч).

В целом для пород огнитского комплекса характерно:

1. Дискордантная форма интрузий, приуроченность к широтным разломам.
2. Принадлежность пород к сиенит-граносиенит-гранитовому ряду, щелочно-известковистый и щелочной состав, преобладание лейкократовых пород над меланократовыми.
3. Высокая железистость и низкая магнезиальность пород, преобладание железа в закисной форме.
4. Преобладание натрия над калием в породах первой фазы и примерно равные их соотношения в породах второй и третьей фазы при низком содержании полевошпатовой извести.
5. Широкий фациальный диапазон пород от среднеглубинных до гипабиссальных и вулканогенных (комагматичный илейский комплекс).
6. Специфический набор акцессорных минералов (циркон, сфен, флюорит, ортит, циртолит, тантало-ниобиевые минералы).
7. Повышенные содержания Li, Rb, Ta, Nb в породах второй и третьей фазы.
8. Высокая радиоактивность пород, в особенности второй и третьей фазы.

Средне-позднеордовикский возраст пород комплекса обосновывается полученными нами геохронологическими определениями: от  $456\pm 5$  до  $471\pm 5$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону, габбродиорит первой фазы) и  $439\pm 8$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону, граносиенит второй фазы). Согласно решению РЭС, возраст комплекса принимается как средне-позднеордовикский:раннедевонский.

С комплексом связаны проявления молибдена, золота и полиметаллов.

## ТЕКТОНИКА

Территория листа N-47-XXIX относится к двум крупным геотектоническим таксонам: **Сибирскому кратону** и **Алтае-Саянской складчатой области**. В пределах Сибирского кратона выделяются: *Шарыжалгайский* и *Бирюсинский* выступы, *Урикско-Ийский* грабен и *Мангатгольская краевая метаморфическая зона*. В пределах Алтае-Саянской складчатой области выделяются *Тувино-Монгольский* и *Хамсаринский* микроконтиненты, *Китойкино-Жомболокская краевая метаморфическая зона*, *Урда-Окинская межгорная впадина*.

Выделяются пять структурных этажей:

**Архейский структурный этаж.** *Саамский ярус* распространен в пределах Бирюсинского выступа (хайламинская толща амфиболито-гнейсовой формации). *Верхнелопийский ярус* распространен в пределах Мангатгольской краевой метаморфической зоны (мангатгольский метаморфический комплекс гнейсово-кристаллосланцевой формации). Магматическая деятельность в период формирования верхнелопийского яруса проявилась во внедрении гранитов китойского комплекса мигматит-гранитной формации в пределах Шарыжалгайского выступа и синметаморфических гранитов мигматит-гранитной формации (хадаминский комплекс) в пределах Мангатгольской краевой метаморфической зоны.

**Карельский структурный этаж.** *Нижнекарельский ярус* распространен в пределах Бирюсинского выступа (алхадырская свита карбонатно-гнейсово-амфиболитовой формации). *Верхнекарельский ярус* представлен вулканогенно (андезито-базальтовой)-терригенной (большереченская и далдарминская свиты), терригенно-карбонатно-кремнистой черносланцевой (урикская свита) и терригенной (ингашинская свита) формациями Урикско-Ийского грабена. Магматическая деятельность проявилась в излиянии эффузивов среднего, кислого и основного составов во время формирования пород сублукской серии с одновременным внедрением интрузий перидотит-габбровой формации зимовнинского комплекса; внедрении гранитоидных батолитов (саянский комплекс) гранодиорит-гранитной формации и малых интрузий (игнокский комплекс) тоналит-гранодиоритовой формации. В пределах Бирюсинского выступа к верхнекарельскому ярусу относится внедрение магматитов перидотит-габбровой формации (урдаокинский комплекс).

**Рифейский структурный этаж.** *Нижнерифейский ярус* распространен в Урикско-Ийском грабене и представлен терригенной кварцевой (ермосохинская свита) и вулканогенно(андезито-базальтовой)-терригенной (одайская свита) формациями. Магматическая деятельность проявилась в излиянии эффузивов и формировании туфов среднего и основного составов во время осадконакопления пород одайской свиты с одновременным внедрением интрузий габбро-долеритовой формации (ангаульский комплекс). *Средне-верхнерифейский (?) ярус* распространен в пределах Алтае-Саянской складчатой области и представлен гнейсово-мраморно-амфиболитовой формацией хайтинской толщи. Магматическая деятельность проявилась во внедрении батолитов диорит-тоналит-плагиогранитной формации (сумсунурский комплекс). В пределах Краевого выступа Сибирского кратона породы яруса (в пределах листа) отсутствуют. Магматическая деятельность проявилась во внедрении магматитов габбро-долеритовой (нерсинский комплекс) и кимберлитовой (ингашинский комплекс) формаций.

**Венд-нижнепалеозойский структурный этаж.** *Венд-кембрийский ярус* сложен породами кремнисто-карбонатной формации (боксонская серия) в пределах Тувино-Монгольского террейна; терригенно-карбонатной (иркутская свита) и терригенно-вулканогенной (андезит-трахириолитовой) (хамсаринская свита) формации в пределах Хамсаринского террейна. Магматическая деятельность проявилась в излиянии эффузивов основного состава в породах иркутской свиты и верхах боксонской серии (хютенская и нюргатинская свиты), в формировании вулканогенного разреза хамсаринской свиты (с преобладанием эффузивов среднего и кислого состава) и масштабным внедрением магматитов габбровой формации (хойтоокинский комплекс). *Ордовикский ярус* представлен весьма локально в виде немасштабных континентальных отложений

вулканогенной молассы илейской толщи. Магматическая деятельность проявилась в массовом внедрении магматитов диорит-гранитной (урикский комплекс), сиенит-граносиенит-гранитной (огнитский комплекс) формаций, а также вулканических и субвулканических образований андезит-трахириолитовой формации (илейский комплекс).

**Мезозойский структурный этаж.** Юрский ярус представлен терригенной формацией (нарингольская свита) Урда-Окинской межгорной впадины. Магматической деятельности в период формирования юрского яруса не отмечается.

**Кайнозойский структурный этаж.** *Неогеновый ярус* сложен породами формации континентальных базальтов (сорокская свита). *Четвертичный ярус* представлен аллювием долин и террас, ледниковыми моренами и конусами выноса аллювиально-пролювиальной формации.

## КРАЕВОЙ ВЫСТУП СИБИРСКОГО КРАТОНА

Выделяется три структурных этажа: архейский (саамский и верхнелопийский ярусы), карельский (нижне- и верхнекарельский ярусы) и рифейский (нижне- и средне-верхнерифейский ярусы), которые формируют Шарыжалгайский и Бирюсинский выступы, Урикско-Ийский грабен и Мангатгольскую краевую метаморфическую зону.

**Шарыжалгайский выступ** расположен в северо-восточной части листа, северо-восточнее р. Точер (левый приток р. Ока). С юго-запада выступ ограничен Точерским разломом от верхнекарельского Урикско-Ийского грабена. Ввиду крайне незначительного охвата в пределах листа Шарыжалгайского выступа с распространением в его пределах исключительно гранитоидов китойского комплекса, каких либо структур выявить не представляется возможным.

**Урикско-Ийский грабен** является главной структурой занимающей северо-восточную часть листа. Сложен грабен верхнекарельскими образованиями сублукской серии и нижнерифейскими породами калбазыкской серии, разделенными стратиграфическим и угловым несогласием и характеризующими два этапа его развития. С юго-запада по Бельско-Окинскому разлому он граничит с Мангатгольской краевой метаморфической зоной. В поперечном разрезе грабен асимметричен, с общим погружением на северо-восток. Верхнекарельские образования, выполняющие грабен, смяты в сложную систему линейных складок северо-западного простирания, нередко запрокинутых на северо-восток и осложненных системой продольных взбросов северо-западного простирания с падением плоскости сместителя к юго-западу. В продольном разрезе, по анализу мощностей верхнекарельских отложений устанавливается серия поднятий и впадин палеоперхности грабена субширотного простирания, отражающих блоковое строение фундамента. Четко выраженные субмеридиональные перегибы отмечаются по рр. Гуник и Ока. Зоны перегибов сопровождаются частыми ундуляциями шарниров складок и осложнением крупных структур целой серией мелких складок. Перепады мощностей отложений в пределах поперечных поднятий и прогибов составляют 1 500–2 000 м [55]. Выделяется два структурных этажа: карельский (верхнекарельский ярус) и рифейский (нижнерифейский и ярус), отделенные друг от друга зоной структурно-стратиграфического несогласия.

*Верхнекарельский ярус* занимает большую часть прогиба и сложен вулканогенно-терригенными образованиями сублукской серии с мафическим (ультрамафическим) магматизмом и вулканизмом зимовнинского комплекса. Мощность отложений составляет от 6–7 тыс. м на поперечных поднятиях и в периферийной части прогиба до 9 тыс. м – в поперечных прогибах. Породы смяты в систему линейных складок общего северо-западного простирания, нередко запрокинутых на северо-восток. Наиболее крупные из них: Большезимовнинская, Рудашинская, Чернотагнинская, Окинская антиклинали и Гуникская, Манькова и Майганская синклинали (прил. 7). В целом для верхнекарельского структурного яруса характерными особенностями складчатых дислокаций являются:

1. Линейные складки общего северо-западного простирания, интенсивность сжатия которых закономерно уменьшается с юго-запада на северо-восток. В юго-западной части прогиба распространены изоклиналиные складки с запрокидыванием осевой поверхности к северо-востоку. В северо-восточной части характерны симметричные складки с почти полным отсутствием опрокинутых и изоклиналиных структур и близвертикальной ориентировкой шарнира. Изоклиналиная складчатость пространственно совпадает с областью распространения регионального позднекарельского метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации (северо-восточнее Бельско-Окинского разлома) постепенно «упрощаясь» к северо-востоку по мере понижения метаморфизма. Симметричные складки пространственно совпадают с областью распространения зеленосланцевой фации (северо-восточнее Ерминско-Горхонской зоны разломов).

2. Генеральная выдержанность осей и шарниров складок по простиранию, что обуславливает

прослеживание их на значительные расстояния, а также интенсивно развитая складчатость высоких порядков.

3. Перегибы осей структур со сменой простирания с северо-западного на субмеридиональное (и наоборот), которые приурочены к субширотным зонам повышенной трещиноватости и проницаемости. К участкам изменения простирания осей складок обычно приурочены ундуляции шарниров.

*Нижнерифейский ярус* в пределах грабена имеет ограниченное распространение. В бассейне р. Зунтейка задокументировано налегание пород яруса со стратиграфическим и угловым несогласием на образования верхнекарельского яруса. В пределах листа, они большей частью отмечаются лишь в тектонических линзах Ерминско-Горхонской зоны разломов с моноклинальным падением пород на северо-восток ( $20-80^\circ$ ) и юго-запад ( $220-250^\circ$ ) с углами в среднем  $40-50^\circ$ . Характерна мелкая приразломная складчатость северо-западного простирания.

**Мангатгольская краевая метаморфическая зона** охватывает краевую часть Сибирского кратона и сложена породами архейского (?) этажа (мангатгольский метаморфический комплекс). С юго-запада метаморфическая зона отделяется от Бирюсинского выступа Бирюсинским разломом. Северо-восточная граница с Урикско-Ийским грабеном проводится по Бельско-Окинскому разлому, совпадающему с северо-восточной границей распространения амфиболитовой фаций регионального позднекарельского метаморфизма. Общее простирание складчатости в пределах зоны северо-западное с плавными перегибами на отдельных участках и изменением простирания на субширотное и субмеридиональное. Породы интенсивно дислоцированы в ряд крупных линейных, сложно построенных складок, главные из которых: Бурхантуртинская антиклиналь и смежная с ней с северо-востока – Звериная (Верхнетагинская) синклиналь (прил. 7). Обе эти структуры осложнены складками более высоких порядков. Складки высших порядков, осложняющие крупные структуры, характеризуются линейной вытянутостью, согласной с основными структурами, часто асимметричным строением, запрокидыванием. Размеры их невелики, длина не превышает 1–2 км, ширина колеблется в пределах 0,4–0,5 км. Отмечаются и еще более мелкие складки, которые могут рассматриваться как складки волочения или течения.

**Бирюсинский выступ** в пределах листа представлен своим юго-восточным окончанием. С северо-востока он ограничен Бирюсинским разломом, с юго-запада – Главным Саянским разломом. Выделяется два структурных этажа: архейский и карельский. *Саамский ярус* сложен породами амфиболито-гнейсовой формации хайламинской толщи, второй – породами карбонатно-гнейсово-амфиболитовой формации алхадырской свиты (*нижнекарельский ярус*) и перидотит-габбровой формацией урдаокинского комплекса (*верхнекарельский ярус*). Разноплановые структурно-метаморфические перестройки обусловили весьма сложное тектоническое строение юго-восточного окончания Бирюсинского выступа с интенсивными наложенными пликативными дислокациями, в которых фиксируются фрагменты складчатости северо-западного и субмеридионального простирания и широко распространенные складки сдвига. Основные азимуты падения шарниров:  $130^\circ$  угол  $60-75^\circ$ ;  $320^\circ$  угол  $35-40^\circ$ ;  $220^\circ$  угол  $60-75^\circ$ . Углы падения на крыльях самые разнообразные – от  $35$  до  $85^\circ$  с преобладанием крутых падений  $60-75^\circ$ . Широко распространена мелкая складчатость и гофрировка. В местах сближения Бирюсинского и Главного Саянского разлома (в междуречье рр. Жарбагай–Ока) преобладает приразломная изоклиальная складчатость с падением крыльев и осевых поверхностей под углом  $80-90^\circ$ .

## АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ И ХАМСАРИНСКИЙ ТЕРРЕЙНЫ)

В пределах листа выделяется: северная оконечность Тувино-Монгольского террейна, восточная оконечность Хамсаринского террейна, Китойкино-Жомболокская краевая метаморфическая зона, которая является фундаментом для указанных таксонов, Урда-Окинская межгорная впадина.

**Китойкино-Жомболокская краевая метаморфическая зона** выделена в южной части листа на границе Хамсаринского и Тувино-Монгольского микроконтинентов, совпадающей с Жомболокской зоной разломов, а также на границе указанных микроконтинентов и Сибирского кратона, по зоне Главного Саянского разлома. Резкостную границу зона имеет только с северо-запада по Главному Саянскому разлому. Граница распространения метаморфической зоны к юго-западу затушевана, вследствие интенсивного проявленного здесь мафически-салического постколлизийного магматизма и вулканизма каледонского цикла. Представлена гнейсово-мраморно-амфиболитовой формацией (хайтинская толща) рифейского этажа. Характерной осо-

бенностью ее является как минимум двухактное (позднерифейское и раннепалеозойское–ордовикское) структурно-метаморфическое преобразование пород. Разноплановые структурно-метаморфические перестройки обусловили весьма сложное тектоническое строение метаморфической зоны с интенсивными наложенными пликативными дислокациями, в которых фиксируются фрагменты складчатости северо-западного и субширотного простирания, наиболее крупные из которых – Янхорская антиклиналь.

**Хамсаринский микроконтинент (террейн)** ограничен с юга Жомболокско-Азасской зоной разломов (сутурным швом) от Тувино-Монгольского террейна и с северо-востока зоной Главного Саянского разлома от Бирюсинского выступа Сибирского кратона. Выделяется два структурных этажа: рифейский (средне-верхнерифейский (?) ярус) и венд–нижнепалеозойский (венд–кембрийский и ордовикский ярусы).

*Средне-верхнерифейский (?) ярус* слагает метаморфизованный фундамент террейна и сложен гнейсово-мраморно-амфиболитовой формацией хайтинской толщи.

*Венд–кембрийский ярус* представлен терригенно-карбонатной (иркутская свита) и терригенно-вулканогенной (андезит-трахириолитовой) (хамсаринская свита) формациями. Наиболее крупные выходы яруса отмечаются в междуречье Ока–Илеэ и верховьях р. Жодо. В междуречье Ока–Илеэ и в зоне Жомболокского разлома породы яруса слагают стратиграфические окна среди магматитов каледонского цикла. Преобладают северо-западные, субширотные, реже северо-восточные простирания пород с падением на север и юг под различными углами. Породы смяты в относительно крупные складки сундучной, либо изоклиальной формы. Крылья последних осложнены мелкой изоклиальной складчатостью более высоких порядков. В зоне Жомболокского разлома отмечаются погружения шарниров к северо-западу под углом 60–70° при пологих углах падения крыльев на юго-запад и северо-восток. Магматическая деятельность проявилась в излиянии эффузивов основного состава в породах иркутской свиты, формировании вулканогенного разреза хамсаринской свиты (с преобладанием эффузивов среднего и кислого состава) и масштабным внедрением магматитов габбровой формации (хойтоокинский комплекс).

*Ордовикский ярус* распространен весьма локально в виде континентальных немасштабных отложений вулканогенной молассы илейской толщи. Магматическая деятельность проявилась очень интенсивно с массовым внедрением магматитов диорит-гранитовой (урикский комплекс), сиенит-граносиенит-гранитовой (огнитский комплекс) формаций, а также вулканических и субвулканических образований андезит-трахириолитовой формации (илейский комплекс), что практически полностью затушевало ранее сформированные структуры.

**Тувино-Монгольский микроконтинент (террейн)** ограничен с севера Жомболокско-Азасской зоной разломов (сутурным швом) от Хамсаринского террейна и с северо-востока зоной Главного Саянского разлома от Бирюсинского выступа Сибирского кратона. Выделяется два структурных этажа: рифейский (средне-верхнерифейский (?) ярус) и венд–нижнепалеозойский (венд–кембрийский и ордовикский ярусы).

*Средне-верхнерифейский (?) ярус* слагает метаморфизованный фундамент террейна и сложен гнейсово-мраморно-амфиболитовой формацией хайтинской толщи.

*Венд–кембрийский ярус* слагает венд–кембрийский осадочный чехол террейна и представлен кремнисто-карбонатной формацией (боксонская серия). Породы яруса распространены в верховьях рр. Улуг-Язы–Хайт, а также отмечаются в виде ксенолитов среди магматитов каледонского цикла. Наиболее крупные выходы яруса отмечаются по р. Барун-Гол, междуречье Ока (в районе ее притоков Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол и Улуг-Язы)–Илеэ, в междуречье Хойто-Ока–Хара-Гол. В связи с фрагментарностью распространения пород яруса, расшифровка его структуры затруднительна. В наиболее крупном выходе, в верховьях рр. Улуг-Язы–Хайт доминируют северо-западные простирания пород (325°). Взаимоотношения с подстилающими породами верхнерифейского яруса в пределах листа тектонические. Здесь же закартирована синклиальная складка с северо-западным простиранием осевой поверхности (325°) и падением крыльев на северо-восток под углами 30–80°. Отмечается погружение шарнира складки к северо-западу. Судя по этой структуре, породы яруса смяты в изоклиальные складки северо-западного простирания. Магматическая деятельность проявилась в формировании эффузивов основного состава в верхах разреза боксонской серии (хютенская и нюргатинская свиты).

*Ордовикский ярус.* В пределах листа осадочные породы яруса отсутствуют. Магматическая деятельность проявилась очень интенсивно. Тувино-Монгольский террейн (как и Хамсаринский) был подвержен постколлизийному магматизму каледонского цикла с массовым внедрением гранитоидов диорит-гранитовой формации (урикский комплекс) и сиенит-граносиенит-гранитовой формации (огнитский комплекс), что практически полностью затушевало ранее сформированные структуры существовавшего здесь венд–кембрийского осадочного чехла.

**Урда-Окинская межгорная впадина** выделяется в бассейне рр. Тэргэтэ–Айнак и сложена терригенной формацией (нарингольская свита) *юрского яруса*. Породы с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на образованиях верхнерифейского яруса и мафически-салических магматитах каледонского цикла. Южная граница впадины тектоническая и совпадает с северной ветвью Жомболокского разлома. На северо-восточной и юго-западной границе распространены надвиговые зоны (Урда-Окинский и Тэргэтэйский надвиги). Внутренняя структура впадины – грабен-синклиналь с северо-западным простираем осевой поверхности (325°). Юго-западное крыло синклинали пологое с падением пород 10–30° и с резким увеличением угла падения у северной ветви Жомболокского разлома до 40–70° к северо-востоку. Северо-восточное крыло имеет такое же падение, но осложнено Урда-Окинским надвигом, в зоне воздействия которого (северо-восточная часть впадины) отмечаются дополнительные складки и увеличение углов падения пород. Шарнир структуры полого погружается на восток-северо-восток. Магматическая деятельность для яруса не характерна.

## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Неотектонические образования кайнозойского структурного этажа представлены неогеновым и четвертичным ярусами.

*Неогеновый ярус* сложен породами формации покровных базальтов (сорокская свита). Базальты развиты в междуречье Улуг-Язы–Бол. Белая и Ока–Барун-Гол, где они в виде останцов покровов, залегают на древнем денудационном рельефе.

*Четвертичный ярус* представлен терригенной субэразальной формацией формирующей аллювий пойм и террас, ледниковые морены и конусы выноса.

## ДИЗЬЮНКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

В пределах листа интенсивно развита разрывная тектоника, проявившаяся в архейский, карельский, рифейский, венд–нижнепалеозойский, мезозойский и кайнозойский этапы. Наиболее широко и интенсивно проявлена разрывная тектоника северо-западного простираем, совпадающая с простираем большинства основных складчатых структур краевого выступа Сибирского кратона. Главные разломы этого плана характеризуются большой амплитудой, длительным развитием, неоднократным обновлением в последующие этапы тектоногенеза и сопровождаются серией второстепенных более мелких оперяющих разрывов. Основными структуроопределяющими разломами этого плана являются Главный Саянский и Бирюсинский. Северо-восточнее Бирюсинского разлома, наиболее крупными тектоническими нарушениями этого плана являются: Ерминско-Горхонская и Точерская зоны разломов. К разломам первого порядка, разделяющим структурно-тектонические блоки, относится Бельско-Окинский и Точерский разломы. Разломы второго порядка: Среднезиминский, Хитрый, Хульцайский, Гуникский, Зимовнинский и др. Наиболее крупные из этих разломов фиксируются цепочками аномалий положительного значения поля  $(\Delta T)_a$  (Бирюсинский разлом, Точерская и Ерминско-Горхонская зона разломов). Юго-западнее Главного Саянского разлома наиболее крупной тектонической структурой является Жомболокско-Азасская зона разломов.

**Зона Главного Саянского разлома** проходит с юго-востока на северо-запад от р. Буйрагта по р. Урда-Ока и далее к северо-западу по р. Куркапка до верховий р. Бол. Шитый. У восточной рамки листа, в бассейне рр. Буйрагта, зона Главного Саянского разлома смыкается с зоной Бирюсинского разлома. Зона разлома фиксируется в виде непрерывной полосы бластомилонитов и милонитов шириной от нескольких сот метров до 1,5–2,0 км и более. В ряде случаев в ее строении наблюдается зональность от слабомилонитизированных пород на периферии до милонитов и бластомилонитов в центральной части. Широко проявлен калиевый (с формированием в тектонитах порфириобласт калишпата) и кварцевый метасоматоз, аналогичный таковому в зоне Бирюсинского разлома. Падение плоскости сместителя повсеместно сохраняет юго-западную ориентировку. Углы падения крутые (75–80°). Смещения, проходившие по разлому, носят сбросо-сдвиговый характер, что подтверждается анализом трещиноватости [49]. Разлом в течение всего времени своего существования неоднократно подновлялся. Заложение зоны Главного Саянского разлома произошло, по-видимому, в позднем карелии. Особенно крупные и четкие активизации зоны, по данным абсолютного возраста, произошли в конце рифея (750–800 млн лет)–начале палеозоя (450–550 млн лет) [17, 55] и мезозое–кайнозое.

**Бирюсинский разлом** имеет северо-западное простираем и фиксируется в центральной части листа от р. Бол. Белая на юго-востоке по правобережью р. Урда-Ока до ее впадения в р. Ока



и далее к северо-западу до верховий р. Бол. Шитый. У восточной рамки листа Бирюсинский разлом смыкается с зоной Главного Саянского разлома и далее к юго-востоку они пространственно совмещены. Ширина зоны дробления и милонитизации достигает 300–600 м (в пределах листа). Тектониты представлены blastsмилонитами и милонитами. Плоскость сместителя в целом падает на юго-запад под углами 70–90°. По типу смещения это взбросо-сдвиг. Северо-западнее (XXII лист) и юго-восточнее (XXIX лист), разлом сопровождается серией достаточно крупных оперяющих разрывов северо-западной субмеридиональной ориентировки (310–350°). Большинство их сопряжено между собой. Падение плоскостей сместителя в большинстве случаев юго-западное с углами в 75–90°. Все они фиксируются различными по мощности зонами милонитизированных и катаклазированных пород. Бирюсинский разлом испытывал неоднократное подновление. Позднекарельское заложение Бирюсинского разлома обосновывается контролем им гранитоидных батолитов саянского комплекса, позднекарельский возраст которых охарактеризован геохронологически. За северной рамкой листа Бирюсинский разлом контролирует развитие кремнещелочных метасоматитов и метасоматических гранитов полихронного Бирюсинского комплекса. В зоне разлома широко проявлен калиевый метасоматоз с формированием в тектонитах порфиробласт калишпата, иногда плагиоклаза, замещаемого микроклином. Количество порфиробласт варьирует в широких пределах, иногда достигая значительных содержаний с формированием равномернозернистой и крупнозернистой структур. Порфиробласты микроклина ориентированы, как правило, вдоль сланцеватости и гнейсовидности. Отмечается также и кварцевый метасоматоз с формированием вторичных кварцитов, как по милонитам и blastsмилонитам, так и в породах крыльев разломов. Степень проявления метасоматоза неодинакова, окварцевание носит характер полного замещения с переходами к двуминеральным (серицит-кварц) и мономинеральным (кварц) породам. Окварцеванию подвергаются гнейсы (биотитовые, гранат-биотитовые) хайламинского комплекса.

**Ерминско-Горхонская зона разломов** представляет собой полосу субпараллельных сближенных разломов от истоков р. Ингаши на северо-западе до верховий р. Зунтейка на расстоянии 24 км. Зона характеризуется в целом чешуйчатым строением, что наиболее ярко проявлено на сопредельном с севера листе N-47-XXIII. Ширина зоны по простиранию в пределах листа 1–1,6 км. Мощность милонитов и брекчий, сопровождающих отдельные разломы, достигает 30–50 м. Плоскость сместителя на большем протяжении падает по азимуту 230° под углами от 60–70° до 80–90°. Узкие тектонические блоки в пределах зоны выполнены отложениями ермосохинской, одайской и урикской свит. По типу смещения большинство разломов этой зоны определяются как взбросо-сдвиги. Заложение Ерминско-Горхонской зоны разломов, как и остальных северо-западных тектонических зон в пределах краевого выступа Сибирского кратона, произошло, по-видимому, в позднекарельское время с интенсивной активизацией в рифейский цикл тектоногенеза.

**Точерская зона разломов** является региональной глубинной структурой, отделяющей Шарыжалгайский выступ от верхнекарельских образований Урикско-Ийского грабена. В пределах листа распространена крайне незначительно (6 км по простиранию в северо-восточной части листа) в бассейне р. Точер. Ширина зоны измененных пород по разлому непостоянна и колеблется от 200–300 м до 1 км в бассейне р. Ока. Падение плоскости сместителя юго-западное с углами падения в 80–90°. Заложение Точерской зоны разломов произошло, по-видимому, в позднелопийский этап тектоногенеза.

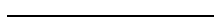
Наряду с вышеупомянутыми тектоническими нарушениями, в пределах листа широко проявлены разломы и зоны повышенной трещиноватости и проницаемости субширотного простирания. По мнению Таскина А. П. [55] эти разломы в пределах Урикско-Ийского грабена являются отражением на поверхности поперечных, трансформного типа разломов архейского фундамента, обусловивших различные скорости осадконакопления пород сублукской серии по простиранию грабена с формированием поднятий (Бельско-Тагнинское поднятие к юго-востоку от восточной рамки листа) и впадин (Зиминский прогиб). Наиболее крупные субширотные зоны это Окинская и Чернотагнинская. Ступенчатый характер северо-западных разломов в участках пересечения ими субширотных зон повышенной трещиноватости свидетельствует о более поздних, по отношению к разломам северо-западного простирания, горизонтальных перемещений по субширотным зонам. При этом устанавливается отчетливая связь интенсивности осадконакопления отложений сублукской серии от поперечных прогибов и поднятий, ограниченных вышеописанными субширотными зонами. Вышесказанное свидетельствует о заложении их не позднее позднекарельского осадконакопления с активизацией в последующие тектонические этапы развития площади (позднерифейский и венд-раннепалеозойский).

Разрывная тектоника, заложенная в рифейский этап развития площади, отражает раннерифейскую стадию рифтообразования и позднерифейскую коллизию Сибирского кратона с Во-

сточно-Тувинским и Тувино-Монгольским микроконтинентами. Главным структуроопределяющим дизъюнктивом этого этапа является активизация зоны Главного Саянского разлома. К этому же этапу можно отнести заложение Жомболокско-Азасской зоны разломов, отделяющей Восточно-Тувинский микроконтинент от Тувино-Монгольского и являющейся их сутурным швом [15]. Разломы второго порядка: Харагольский, Жодокский и другие. Северо-восточнее, в пределах Сибирского кратона, раннерифейская стадия рифтообразования проявилась в активизации Ерминско-Горхонской и Точерской зоны разломов с формированием рассеянного Урикско-Ийского рифта в их створе.

**Жомболокско-Азасская зона разломов** является сопряженной с зоной Главного Саянского разлома и протягивается от р. Бол. Белой по долинам рек Буйрагта, Улуг-Язы и Улзыта до р. Ока. По данным Ананьина В. А. [27] в пределах нее выделяется два пояса трещиноватости, свидетельствующие, что наибольшая активность ее происходила дважды. Разломы в пределах зоны крутопадающие ( $60-80^\circ$ ) сбросо-сдвигового и сдвигового характера с падением плоскостей сместителя к северу и югу. Мощности их различные и варьируют от нескольких десятков до 200–300 м. В зонах разлома породы интенсивно катаклазированы, в различной степени трещиноваты, редко развальцованы, либо преобразованы в милониты. От протяженных разломов (10–20 и более км) ответвляются сопряженные и оперяющие структуры северо-восточного, северо-западного, реже субмеридионального простирания протяженностью от 1 до 5–7 км, при мощности 10–50 м, иногда 100 м.

К наиболее важным подновленным в мезо–кайнозойское время разломам, относятся зоны Главного Саянского и Жомболокско-Азасского разломов, современная конфигурация которых, по-видимому, определилась именно в это время. В мезо–кайнозойское они работали как взбросо-сдвиги с формированием надвигов (Тэргэтэйский) и взбросов (Урда-Окинский), осложняющих, в том числе, и образования мезозойской Урда-Окинской межгорной впадины.



## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое строение площади было сформировано в результате архейского, карельского, рифейского, венд–нижнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского тектоно-магматических циклов (ТМЦ).

**Архейский тектоно-магматический цикл.** Породы архейского тектоно-магматического цикла распространены в пределах Бирусинского и Шарыжалгайского выступа. Последний, имеет крайне незначительное распространение с преобладанием позднелопийских гранитоидов китойского комплекса. В пределах Бирусинского выступа к этому этапу, возможно, относится накопление терригенных пород, которые в процессе позднекарельского метаморфизма были преобразованы в метаморфиты амфиболито-гнейсовой формации хайламинской толщи. К этому же тектоно-магматическому циклу отнесено формирование протолита (или его части), которые в процессе позднекарельского метаморфизма были преобразованы в метаморфиты гнейсово-кристаллосланцевой формации мангатгольского метаморфического комплекса и мигматит-граниты хадаминского комплекса Мангатгольского района.

**Карельский тектоно-магматический цикл** в пределах листа проявился весьма интенсивно. Выделяется раннекарельский и позднекарельский тектоно-магматические этапы. К *раннекарельскому этапу* относится накопление терригенных толщ алхадырской свиты в пределах Бирусинского выступа.

В *позднекарельский этап* северо-западная территория листа от Шарыжалгайского выступа до Бирусинского разлома представляла собой активную континентальную окраину с накоплением вулканогенно(андезито-базальтовой)-терригенной (большереченская и далдарминская свиты), терригенно-карбонатно-кремнистой черносланцевой (урикская свита) и терригенной (ингашинская свита) формаций с излиянием основных эффузивов и формированием их туфов и внедрением комагматичных им интрузий перидотит-габбровой формации зимовнинского комплекса. Шарыжалгайский выступ в это время, по-видимому, являлся выступом жесткого фундамента.

В результате субдукционных процессов под «позднекарельский Сибирский кратон», на рубеже примерно в 1 900–1 850 млн лет, произошла коллизия кратона и Бирусинского выступа (террейна), который, по-видимому, являлся северо-восточной оконечностью «позднекарельского протоконтинента», остатки которого в настоящее время понимаются в том числе и как Тувино-Монгольский и Хамсаринский микроконтиненты. Вышеуказанная коллизия обусловила зональный позднекарельский региональный метаморфизм (от гранулитовой до зеленосланцевой фации) с образованием Мангатгольской краевой метаморфической зоны (мангатгольский метаморфический комплекс), а также пликвативные (верхнекарельского яруса) и дизъюнктивные (позднекарельского этапа) дислокации северо-западного простирания, описанные выше. При этом, по мнению авторов, по крайней мере в северо-восточной части распространения пород мангатгольского метаморфического комплекса, протолитом его являются породы сублукской серии.

В современных контурах Бирусинского выступа в позднекарельское время в условиях зоны субдукции (?) происходит «внедрение» гипербазит-базитовых магматитов урдаокинского комплекса. Позднекарельская коллизия обусловила метаморфизм хайламинской толщи, алхадырской свиты и урдаокинского комплекса. Коллизия завершилась внедрением посколлизийных батолитов саянского комплекса, контролируемых Бирусинским разломом и малых интрузий игнокского комплекса на некотором удалении от него, с последующей кратонизацией территории. Возраст завершения коллизии и начала кратонизации оценивается в 1 750–1 725 млн лет по геохронологическому определению возраста наиболее поздних гранитоидов саянского комплекса.

**Рифейский тектоно-магматический цикл.** Выделяется два этапа рифейского ТМЦ: ранне-рифейский и средне-позднерифейский.

*Раннерифейский этап.* В раннем рифее на изученной площади в условиях континентального режима заложилась зоны рассеянного рифтогенеза северо-западного простирания с образованием Урикско-Ийского рифта и Главного Саянского рифта. В пределах Урикско-Ийского рифта накапливались терригенная кварцевая (ермосихинская свита) и осадочно-вулканогенная (одайская свита) формации с внедрением основных магматитов ангаульского комплекса габбро-долеритовой формации. В пределах Главного саянского рифта накапливались вулканогенно-карбонатно-терригенные образования хайтинской толщи. Рифтогенез продолжался с некоторыми перерывами вплоть до рубежа среднего–верхнего рифея, когда произошла смена тектонической обстановки, знаменуя следующий, средне-позднерифейский тектоно-магматический этап.

*Средне-позднерифейский этап* подразделяется на два подэтапа: первый (коллизийный) и второй (рифтовый).

В течение первого (коллизийного) подэтапа условия растяжения сменились условиями сжатия, что на рубеже около 800 млн лет привело к очередной коллизии «средне-позднерифейского Сибирского кратона» с Хамсаринским и Тувино-Монгольским микроконтинентами. Вышеуказанная коллизия обусловила поздне-рифейский региональный метаморфизм, достигающий до гранулитовой фации с образованием Китойкино-Жомболокской краевой метаморфической зоны (хайтинская толща); внедрением постколлизийных гранитоидов сумсунурского комплекса, а также пликативных (средне-верхнерифейский ярус) и дизъюнктивных (средне-верхнерифейский этап) дислокаций. Региональный поздне-рифейский метаморфизм в пределах Сибирского кратона проявился как наложенный регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой (Бирюсинский выступ) и зеленосланцевой (Мангатгольская зона, Урикско-Ийский грабен) фаций. Средне-поздне-рифейская коллизия Сибирского кратона с Хамсаринским и Тувино-Монгольским микроконтинентами, являлась отражением планетарных процессов, которые привели, по мнению многих геологов, в это время к формированию единого суперконтинента – Родинии. По нашему мнению, формирование Родинии происходило по крайней мере в два этапа, подобно «эволюции мыльной пены». Средне-поздне-рифейская коллизия отражает первый из них, когда из неравновесной среды многочисленных разновеликих микроконтинентов, на базе крупных кратонов (в том, числе и Сибирского), являвшихся локальными центрами притяжения и акреции, сформировалось несколько равновесных суперконтинентов, которые позднее (во второй этап), уже в результате ордовикской коллизии между собой и сформировали единый суперконтинент Родинию.

Второй (рифтовый) подэтап знаменует смену тектонического режима, что на рубеже около 745±25 млн лет привело к задуговому рифтингу активной окраины и отделению ее от кратона [15], проявившемся южнее исследуемой площади (XXX лист). В пределах листа, в это время происходило подновление Урикско-Ийского рифта с накоплением (севернее изученной площади, N-47-XXIII лист) отложений карагасской серии. Юго-западнее зоны Главного-Саянского-Бирюсинского разломов, в пределах листа геологические реперы этого подэтапа отсутствуют, однако временной рубеж начала нового венд-раннепалеозойского цикла (около 600 млн лет), охарактеризованного палеонтологически и радиологически, дает основания предполагать существование такого режима в интервале 750–600 млн лет и на этой площади.

**Венд-нижнепалеозойский тектоно-магматический цикл.** Выделяется два этапа: венд-кембрийский и ордовикский.

*Венд-кембрийский этап* характеризует платформенный режим в пределах исследуемой площади. При этом юго-западнее Главного-Саянского разлома в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента существовала карбонатная платформа, обладавшая гетерогенным фундаментом, в пределах которой накапливались карбонатные породы боксонской серии. В пределах Хамсаринского микроконтинента в это время, по-видимому, существовали условия, соответствующие активной окраине, где последовательно накапливаются венд-нижнекембрийская карбонатная (иркутская свита) и нижнекембрийская терригенно-вулканогенная (андезит-трахилипаритовая) (хамсаринская свита) формации, свидетельствующие о проявлении здесь интенсивного вулканизма в раннекембрийское время. Завершение венд-кембрийского этапа характеризуется массовым внедрением магматитов габбровой (хойтоокинский комплекс) формации в пределах Хамсаринского террейна. В конце нижнего-начале среднего кембрия происходит массовое излияние вулканитов и в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента (вулканиты нюргатинской и хютенской свит боксонской серии, которые, по нашему мнению, являются комагматами габброидов хойтоокинского комплекса). Северо-восточнее Главного-Саянского разлома территория в это время, по-видимому, представляла собой область сноса с континентальным режимом осадконакопления.

*Ордовикский этап* – наиболее важный этап развития площади. На рубеже около 490 млн лет

произошла (за пределами листа) коллизия между Сибирским и Южно-Китайским кратонами, обусловившая формирование в зоне коллизии Урало-Монгольского складчатого пояса, на северном сочленении которого (Алтае-Саянская складчатая область) с Сибирским кратоном и располагается изучаемая площадь. По-видимому, вследствие именно этого процесса был окончательно сформирован суперконтинент Родиния. В пределах листа собственно коллизионные процессы проявились слабо. Это обусловило метаморфизм пород боксонской серии в условиях зеленосланцевой фации, складчатость и последующее воздымание с установлением континентального режима. В постколлизионный этап в пределах Алтае-Саянской области произошло массовое внедрение гранитоидов диорит-гранитной (урикский комплекс) и сиенит-граносиенит-гранитной (огнитский комплекс) формаций, накопление осадочно-вулканогенных моласс (илейская толща) с излиянием эффузивов андезит-трахириолитовой формации. Северо-восточнее Главного Саянского–Бирюсинского разлома постколлизионные магматические процессы проявились значительно слабее и фиксируются, по нашему мнению, внедрением постколлизионных гранитоидов гуникского комплекса (согласно Легенде считается позднекареельским). Ордовикская коллизия и постколлизионный магматизм осуществился одновременно на гигантской территории в Южной Сибири. Одновозрастные коллизионные события известны и на других материках. В дальнейшем в пределах изученной площади установился континентальный режим.

**Мезозойский тектоно-магматический цикл.** В условиях континентального режима в межгорных впадинах (Урда-Окинская впадина) накапливаются отложения терригенной (нарингольская свита) формации. Именно в этот цикл тектогенеза были подновлены Главная Саянская и Жомболокско-Азаская зоны разломов с приобретением их современной конфигурации. Магматическая деятельность для этого цикла не характерна, однако он, по-видимому, является важнейшим для формирования современного металлогенического облика площади.

**Кайнозойский тектоно-магматический цикл.** В кайнозое на пенеценизированной неогеновой поверхности происходит излияние континентальных базальтов (сорокская свита) и воздымание площади с формированием Восточно-Саянского горного сооружения. Тектонические движения, связанные с воздыманием Восточного Саяна, не прекратились и по настоящее время. Главным индикатором проявления современной тектонической активности района является его сейсмичность (до 8 баллов), интенсивно проявленная глубинная эрозия рек, их ступенчатый продольный профиль с частыми водопадами, наличие висячих долин мелких притоков, различное высотное положение одновозрастных террас и денудационных поверхностей. Неотектонические движения носят дифференцированный характер. Наряду с восходящими движениями, присущими для горного сооружения Восточного Саяна с формированием альпийского рельефа, по оси Главного Саянского–Бирюсинского разломов и севернее Жомболокско-Азаской зоны разломов, южнее последнего, в пределах Окинского плоскогорья, доминирует выположенный горный рельеф, свидетельствующий об относительно спокойном неотектоническом режиме.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа N-47-XXIX расположена в пределах Саяно-Байкальского сводового поднятия. Основная роль в формировании современного рельефа принадлежит неотектоническим процессам, которые активно проявились в ходе неоген–четвертичной тектонической активизации. В результате дифференцированных движений сформировалась блоковая морфоструктура рельефа. К ведущим экзогенным факторам относятся глубинная эрозия и экзарация. В орографическом плане на данной территории выделяется область среднегорного и высокогорного рельефа. Граница между ними проходит вдоль Бельско-Окинского разлома, который был активизирован в кайнозое и сейчас хорошо выражен в рельефе в виде тектонического уступа.

*Высокогорный рельеф* представлен морфоструктурами хребтов Шэлэ, Дуранжинского, Окинского, Обручева, Сорокского, Бельских гольцов, восточными отрогами Кропоткинского хребта. Абсолютные отметки колеблются в пределах 2 200–2 550 м, достигая 2 800 м. Относительные превышения над днищами речных долин достигают от 400–800 до 1 500–1 700 м. Характерно преобладание альпинотипной морфоскульптуры, наличие крутых обвально-осыпных склонов. Южнее Жомболокско-Азасской зоны разломов фиксируется наиболее древний рельеф с относительно спокойным неотектоническим режимом (Сорокский хребет и Бельские гольцы). Водоразделы имеют сглаженные очертания. Склоны преимущественно средней крутизны и пологие. Ледниковая морфоскульптура выражена слабо. Отмечаются реликты пенеplена, иногда напоминающие высокогорное плато. Реки здесь более спокойные, меандрирующие.

*Среднегорный рельеф* расположен в северо-восточной части площади. Абсолютные отметки колеблются в пределах 1 200–1 700 м. Относительные превышения над дном долины достигают 600–800 м. Характеризуется крутосклонным, интенсивно расчлененным рельефом. Долины рек в верховьях узкие, в средних и нижних течениях – трапециевидные. Большинство долин заложено поперек тектонических структур.

Выделяется четыре группы генетически однородных поверхностей: тектоногенная, вулканогенная, денудационная и аккумулятивная.

### ТЕКТОНОГЕННАЯ ГРУППА

Рельеф представлен *дизъюнктивными поверхностями* (1), выраженными в виде тектонических уступов, склонов, предопределенных новейшими разломами субширотного и северо-западного простирания. Это хорошо выраженные в рельефе сбросовые уступы с крутым прямолинейным поперечным профилем, имеющие фасетный – треугольный или трапециевидный контур. Длительность формирования склонов определяется временем заложения образовавших их разломов. Так как они до сих пор продолжают свое развитие, то и датируются как миоцен–четвертичные.

### ВУЛКАНОГЕННАЯ ГРУППА

#### АККУМУЛЯТИВНАЯ ПОДГРУППА

Выделяются *эффузивные поверхности* (2), представленные реликтами базальтового лавового плато, фрагменты которого отмечаются в юго-восточной части листа. Это выровненные относительно невысокие (абс. выс. 1 640–1 880 м) водораздельные поверхности, бронированные базальтами сорокской свиты. Возраст данного рельефа определяется возрастом слагающих его отложений как ранне-среднемиоценовый.

## ДЕНУДАЦИОННАЯ ГРУППА

Рельеф представлен поверхностями комплексной денудации, склонами речных долин, экзарационными склонами и днищами ледниковых долин и каров.

*Поверхность выравнивания* мел–палеогенового возраста (3) развита преимущественно в области низко- и среднегорного рельефа. В области высокогорного рельефа она практически уничтожена процессами экзарации и в значительной степени переработана процессами альтипланизации. Фрагменты поверхности выравнивания имеют линейную и лопастную конфигурацию и характеризуются волнистым субгоризонтальным рельефом с денудационными останцовыми возвышенностями, которые придают им холмисто-увалистый вид. Коры выветривания на поверхности выравнивания отсутствуют.

*Склоны речных долин*, в зависимости от преобладания того или иного процесса плоскостной денудации, подразделяются на следующие генетические разновидности: крутые (30–45°) обвально-осыпные склоны (4), склоны средней крутизны (15–35°) обвально-осыпные и десерпционные (7), более пологие десерпционные и солифлюкционные (6), а также пологие солифлюкционные склоны (5) и склоны солифлюкционные и плоскостного смыва (8), расположенные преимущественно в нижних частях склонов или образующие в верховьях долины-мари. Временной интервал формирования от миоцена, когда начались дифференцированные тектонические движения, и до настоящего времени.

*Экзарационный рельеф* (9) отмечается в наиболее высокоподнятых частях горных хребтов, испытавших наиболее активные новейшие поднятия (блоки с абс. отм. водоразделов 1 700–2 760 м). Здесь расположено максимальное количество каров хорошей сохранности. Они представляют собой полукольцевые формы рельефа в виде креслообразных углублений, образовавшихся за счет выпахающей деятельности ледника, и достигают в диаметре 0,5–1 км. Стенки каров крутые, отвесные, имеют вогнутый профиль с многочисленными бороздами – кулуарами. Высота их составляет от 200 до 700 м. Выход из кара часто преграждает коренной уступ – ригель. Сближаясь, смежные кары образуют пикообразные вершины – карлинги и узкие скалистые гребни. Нередко образуются каровые лестницы из 2–4 каров (рр. Гуник, Сайхан-Хуртэ, Куркапка, Дэдэ-Мангат-Гол, руч. Нур-Жалга, правые притоки рек Жодо и Хара-Гол). Вниз по течению реки кары замещаются троговыми долинами. Днища долин широкие, плавно переходят в крутые высокие склоны. Боковые притоки образуют всяческие долины с уступами 100–150 м. Возраст данного рельефа определяется возрастом вложенных в них отложений как позднечетвертичный.

## АККУМУЛЯТИВНАЯ ГРУППА

### ФЛЮВИАЛЬНАЯ ПОДГРУППА

Рельеф представлен аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и пролювиально-делювиальными поверхностями.

*Аллювиальный рельеф* включает поймы и долинный террасовый комплекс (10–19). У большинства современных водотоков русла врезаны и продолжают врезаться, формируя относительно неширокую пойму. Хорошо выражены поймы крупных рек (10), представляющие собой ровные иногда заболоченные поверхности высотой от 1 до 3 м с мелкобугристым (за счет термокарста) микрорельефом, с характерными прирусловыми валами, старицами и старичными понижениями. На территории листа закартированы пять уровней надпойменных террас (11–18). Первая надпойменная терраса имеет высоту 3–5 м (11), вторая – 6–10 м (13), третья – 10–15 м (14), четвертая – 20–25 м (15), пятая – до 45 м (16). Они хорошо выделяются в рельефе, хотя не всегда имеют четко выраженные бровки и тыловые швы.

*Аллювиально-пролювиальные поверхности* (20) представлены предгорными шлейфами, расположенными у подножий склонов. Они образуются путем слияния конусов выноса временных и постоянных водотоков. Мощные шлейфы закартированы в прибортовых частях Улзыта-Окинской и Улуг-Язынской межгорных впадин. Протяженность их между проксимальной и дистальной частью составляет около двух километров.

*Пролювиально-делювиальные поверхности* (21) представлены шлейфами, формирующимися вдоль подножий склонов. Они имеют смешанное происхождение – формируются флювиальными процессами и плоскостным смывом. Отмечаются в долинах р. Ока, Буйрагта, Улзыта и др.

## ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ПОДГРУППА

*Ледниковый рельеф* представлен моренами башхемского оледенения (22), которые расположены преимущественно в днищах каров, занимающих верхнее положение каровых лестниц.

*Гляциогенный рельеф* представлен краевыми образованиями, поверхностями основной морены и водно-ледниковыми поверхностями азасского оледенения (23). Азасские морены отличаются большей протяженностью до 22 м (р. Тэргэтэ). Поверхность основной морены имеет волнистый рельеф, осложненный холмами и грядами. Позднечетвертичные краевые образования хорошо сохранились. По морфологии выделяются: холмисто-грядовый конечно-моренный рельеф (рр. Тэргэтэ, Жодо, Мангат-Гол, Куркапка и др.) и конечно-моренный рельеф, образованный дугообразными валами, изогнутыми вниз по долине реки (рр. Гунник, Халбая-Хара-Гол и др.).

*Гляциофлювиальный рельеф* (24). К конечным моренам причленяются террасы, созданные тальми водами ледников. Они имеют плоские слабонаклонные поверхности. В них врезаны поймы рек. Возраст аккумулятивных поверхностей рельефа определяется возрастом слагающих их отложений.

## СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Современные геодинамические процессы в высокогорной части района представлены обвалами, осыпями, снежными лавинами, селями, наледями. За счет селевых потоков образуются конусы выноса (верховья р. Хунды-Гол и др.). Поводом для образования селей служит большое количество атмосферных осадков, значительная крутизна склона, обилие рыхлого материала в верхней его части. Наледи формируются в местах выклинивания подруслового потока и создают специфические ландшафты наледных полей. Они прослеживаются вдоль по долинам в виде резкого расширения русел рек. В области среднегорного рельефа на склонах средней крутизны, преимущественно прилегающих к водоразделам, отмечаются нагорные террасы. Ровные наклоненные в сторону речных долин площадки террас достигают в ширину нескольких десятков метров и более. Высота уступов находится в пределах от нескольких метров до десятков метров. Крутизна их составляет 25–30°, иногда уступы обрывистые. Террасы перекрыты глыбами, щебнем с дресвяно-суглинистым заполнителем, благодаря которому в зоне многолетней мерзлоты происходит солифлюкционное оползание крупноглыбового материала [41]. В речных долинах на террасах, поймах и шлейфах развиваются процессы термокарста, пучения грунтов, заболачивания, плоскостной смыв. При нарушении мохово-дернового покрова развивается термоэрозия.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа характеризуется цикличностью, которая проявляется в смене периодов тектонической активности периодами относительной тектонической стабилизации, в чередовании ледниковый и межледниковый, относительных плювиалов и аридов. На протяжении *палеогена* происходило длительное комплексное денудационное выравнивание, что привело к формированию пенеплена. *Миоцен* – время начала коренной перестройки рельефа. Об этом свидетельствуют изотопные даты базальтовых лав сорокской свиты:  $15,3 \pm 1,3$ ;  $23,7 \pm 1,1$  млн лет (К-Аг метод). На фоне общего сводового воздымания, господствующее значение приобретают вертикальные дифференцированные перемещения блоков по разломам, благодаря которым поверхность выравнивания была расчленена и приподнята на различные гипсометрические уровни. В виде серии тектонических уступов отчетливо выразился в рельефе Главный Саянский разлом. Происходит окончательное формирование главных морфоструктур и основных элементов гидросети. Усилилась контрастность рельефа, что обусловило оживление эрозионных процессов и привело к формированию глубоко врезанных долин. Реконструкция истории развития рельефа в *зоплейстоцене–начале раннего неоплейстоцена* затруднена, так как отложения этого периода не обнаружены. Они были или погребены, или уничтожены последующими экзогенными процессами. В конце *раннего неоплейстоцена* формируется пятая надпойменная терраса. В *средне-позднеоплейстоценовое время* данная территория неоднократно подвергалась горно-долинному оледенению. Следы среднечетвертичного Улугхемского и Кахемского оледенений не обнаружены. По-видимому, произошло наложение более поздних экзарационных форм на более древние. В *конце среднего неоплейстоцена* формируется четвертая надпойменная терраса. С *начала позднего неоплейстоцена*, в результате возобновления тектонических подвижек,



оживилась эрозионная деятельность рек. Затем этот врез был унаследован мощными долинными ледниками первого позднеплейстоценового оледенения. Основное значение в развитии и распространении этих ледников имел атлантический перенос влаги, обусловивший распределение атмосферных осадков преимущественно на северо-западных, северных и северо-восточных склонах, где формировались глетчеры, превосходившие по мощности и протяженности ледники противоположных южных склонов. В *позднеплейстоценовое–голоценовое время* продолжается общее поднятие и дифференциация ранее созданных структур, активизация разломов, что привело к усилению эрозионного вреза. В это время формируется террасовый комплекс и пойма.

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Минерагения листа определяется проявлениями тантала и ниобия (Малореченское), полиметаллов (Етоминское), золота (Билуникское, Мойганское), алмазов (Ингашинское поле). Всего на площади листа выявлено 21 проявление и 140 пунктов минерализации различных видов полезных ископаемых, 6 первичных и 36 вторичных геохимических ореолов рассеяния полезных элементов и 13 шлиховых ореолов рудных минералов.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

#### ЖЕЛЕЗО

Известно два проявления и семь пунктов минерализации формации железистых кварцитов. Кроме того выявлено два пункта минерализации неясного генезиса в поле развития магматитов огнитского и урикского комплексов.

*Проявление р. Дандар-Гол (I-3-12)* выявлено при проведении ГСР-50 [29]. В рамках ГДП-50 [52] был выполнен комплекс поисковых работ (площадная магнитометрия и поисковые маршруты). Проявление приурочено к ядерной части Манькова синклинали, сложенной алевросланцами и метаэффузивами далдарминской свиты и метадиабазами зимовнинского комплекса. Выявлено две зоны оруденения. Первая зона имеет протяженность более 4 км и представлена четырьмя сближенными горизонтами кварц-магнетитовых тел общей мощностью 15,5 м со средним содержанием железа общего – 21,27 %. Вторая зона представлена кварц-магнетитовым горизонтом мощностью 8,5 м, протяженностью до 3,5 км с содержанием окисного железа – от 12,8 до 22,0 %. Азимут простирания зон 310–330°, угол падения 60–80°. Кварц-магнетитовые тела представляют собой полосчатые «бурундучные» руды, текстура которых определяется чередованием слоев, насыщенных магнетитом и прослоями кварца. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0,5 до 3–5 см. Помимо магнетита, в рудах установлен мартит, ильменит, пирит, мельниксит, марказит и гидроокислы железа. Магнетит представлен мелкими зернами размером 0,012–0,9 мм. Содержание вредных примесей составляет: S – менее 0,1 %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,04–0,12 %, Pb – менее 0,001 %, Zn – менее 0,01 %, Cu – 0,004–0,005 %.

Аналогичный горизонт установлен в 2,5 км северо-восточнее Дандаргольского проявления ниже устья р. Игнок (*пункт минерализации I-3-8*). Мощность горизонта 8,0 м, протяженность – более 1,0 км, среднее содержание железа общего по одному сечению на мощность 3,0 м составляет 17,78 %.

*Проявление Маньков (I-4-18)* выявлено при проведении ГСР-50 [26]. В рамках ГДП-50 [52] проведены поисковые работы (канавы, поисковые маршруты, геофизические и геохимические поиски). Проявление приурочено к вулканогенно-песчано-сланцевым отложениям далдарминской свиты с телами метадолеритов зимовнинского комплекса в ядерной части Рудашинской антиклинали. Гидротермально-метасоматические процессы (окварцевание, карбонатизация, хлоритизация) наиболее интенсивно проявлены в узлах пересечения разноориентированных разломов, что предопределило формирование столбообразных тел кварцевых и кварц-магнетитовых метасоматитов. Выявлено три изометричных (в плане) и одно линейное тело магнетитосодержащих метасоматитов. В пределах первого тела размером 25×35 м среднее содержание железа на полную мощность 33 м составляет 12,41 %, при максимальном – 27,4 %. Содержание вредных примесей (спектральный полуколичественный анализ) составило: P – до 0,06 %, Cu – до 0,004 %, Zn – менее 0,01 %, Pb – менее 0,001 %. Содержание природнолигирующих элементов: V – до 0,001 %, Mn – до 0,04 %, Ti – до 0,2 %, Cr – до 0,006 %, Ni – до 0,001 %. В пределах

второго тела размером 350×200 м выявлено 5 аномальных зон мощностью от 5 до 35 м и протяженностью от 50 до 350 м, представленных кварц-магнетитовыми и сливными магнетитовыми рудами. Среднее содержание железа – 22,2 %, при минимальном – 5,2 % и максимальном – 45,74 %. Третье тело с размерами 300×100 м вскрыто канавой. Максимальное содержание железа составило 10,2 %. В пробах отмечается золото (0,003–0,2 г/т) и серебро (1,0 г/т). В пределах четвертого линейного тела протяженностью более 1 км и мощностью до 30 м, содержание железа в магнетит-кварцевых метасоматитах составляет 19,3–22,1 %.

Полосчатые магнетитовые руды, аналогичные проявлению Дандар-Гол вскрыты канавами на участке Поляков (*пункт минерализации* I-3-22) со средним содержанием железа общего – 31,67 % (железа растворимого – 28,45 %) на мощность 5,45 м в пределах линейных магнитных аномалий протяженностью 450–500 м.

Многочисленные *пункты минерализации*, представленные линзовидными телами и свалами кварц-магнетитовых метасоматитов (I-3-2, 11, 14; I-4-12), широко распространены в северо-западной части листа в поле развития метаморфизованных образований далдарминской свиты, где они пространственно ассоциируют с амфиболитами и амфиболизированными диабазами зимовнинского комплекса.

Железородная минерализация в железистых кварцитах выявлена и в истоках р. Шэбэлик (*пункт минерализации* IV-3-20), где она представлена линзами оруденелых пород с содержаниями железа – до 18,79 % в метаморфических образованиях хайтинской толщи.

В западной части листа в поле распространения магматических пород огнитского и урикского комплексов (*пункты минерализации* III-1-4, 13) отмечаются свалы сульфидизированных пород с содержаниями железа – до 55,64 % и повышенными содержаниями Zn, Cu, Mn неясного генезиса.

## МАРГАНЕЦ

Марганцевая минерализация достаточно широко распространена в пределах Иркутно-Окинской и Утхумо-Хамсаринской минерагенических зон, где выявлены одиннадцать пунктов минерализации с повышенными содержаниями марганца невыясненного формационного типа, две вторичные геохимические аномалии марганца и один шлиховой ореол марганцевых минералов.

Повышенные содержания марганца (до 4,0 %) отмечаются в графитизированных мраморах хайтинской толщи, где они представлены разобщенными *пунктами минерализации* (IV-2-1; IV-3-4, 8; IV-4-6, 7, 8, 10).

Многочисленные пункты минерализации распространены среди вулканитов илейского комплекса и карбонатных отложений иркутской свиты. Здесь встречаются глыбы брекчий кварца, сцементированные псиломеланом и пиролюзитом. Среди известняков и мраморов иркутской свиты, встречены обломки и глыбы сильно выветрелой ожелезненной породы, пропитанной минералами марганца (*пункт минерализации* III-1-23). Содержание марганца по химическому анализу штучных проб доходит до 44,72 %. Генетический тип оруденения не установлен.

Повышенные содержания марганца (до 0,8 и 1,0 %) установлены в *пунктах минерализации* (III-2-4, 6).

*Геохимический ореол* (ареал) (I-1-6), выделенный по потокам рассеяния с содержанием Mn – 0,1–0,2 %, установлен в бассейнах рр. Хойто-Ока и Жодо. Природа ореола не выяснена.

Кроме того, в роговообманковых сиенитах огнитского комплекса отмечаются небольшие трещины (3×5 см), выполненные псиломеланом и корками марганцевых минералов (*пункт минерализации* III-2-2). Химический анализ двух штучных проб дает содержание MnO – 57,55 и 44,0 %. Спектральным анализом установлено наличие молибдена (0,001–0,002 %). Генетический тип оруденения не установлен. Пункт минерализации находится в пределах *вторичного геохимического ореола* (II-2-11) площадью 62,8 км<sup>2</sup> с повышенными содержаниями марганца.

Марганценосных объектов в пределах листа, имеющих промышленную ценность, не обнаружено. В тоже время западнее (лист N-47-XXVIII) выявлено Утхумское проявление с оцененными прогнозными ресурсами (45 млн т при среднем содержании MnO – 19 %).

Обращает на себя внимание высокая зараженность аллювиальных отложений водотоков дренирующих образования хамсаринской свиты, в частности *шлиховой ореол* со знаковыми содержаниями марганцевых минералов выявлен в бассейне р. Хара-Гол (II-1-7).

## ТИТАН

Установлен один первичный и четыре вторичных ореола титана.

В щелочных и умереннощелочных породах огнитского комплекса в зоне влияния Жомбо-

локского разлома установлены *вторичные ореолы рассеяния* титана с содержанием более 1 % (III-2-15, 18). В бассейнах рек Хэрмэшэйшэ-Хара-Гол и Халбая-Хара-Гол выявлены многочисленные пункты минерализации с содержанием титана более 1 %, объединенные в *первичный геохимический ореол* (III-1-6). Титановая минерализация на всех этих объектах связана с ильменитом, распространенным в щелочных породах огнитского комплекса и практического значения не имеет.

Повышенное содержание титана совместно с молибденом и оловом по данным металлометрического опробования отмечается в бассейне р. Дрансатэ и Силка (ВГХО II-2-1).

В бассейне р. Жарбагай оконтуривается *вторичный ореол рассеяния* титана (I-2-7) площадью 13,5 км<sup>2</sup>, связанный с пегматитами, несущими видимую титано-магнетитовую минерализацию.

## ВАНАДИЙ

Выявлено два пункта минерализации и четыре вторичных геохимических ореола рассеяния.

*Пункты минерализации* (IV-3-9, 10) изучены при ГСР-50 [38]. Локализуются в ксенолитах биотитовых гнейсов хайтинской толщи, распространенных в виде тел линзовидной формы среди граносиенитов второй фазы огнитского комплекса. Представляют собой зоны сульфидизации субширотного и северо-восточного простираний. Зона сульфидизации субширотного простирания (IV-3-10) имеет форму клинообразного тела средней мощности 30 м и протяженностью 1 км. Минерализация тонковкрапленная и представлена пиритом, пирротинном, магнетитом и графитом. Содержание ванадия – от 0,02 до 0,05 %. Зона сульфидизации северо-восточного простирания (IV-3-9) имеет мощность 1–2 м и прослежена по свалам на 500 м. Представлена прожилково-вкрапленным пирротинным оруденением. Реже отмечаются прожилки магнетита и графита. Содержание ванадия – от 0,02 до 0,2 %.

*Вторичный геохимический ореол рассеяния* (IV-3-24) площадью 1 км<sup>2</sup> выявлен в поле распространения углистых сланцев боксонской серии, содержание ванадия в которых составляет 0,03–0,05 %. По данным металлометрического опробования повышенные содержания ванадия установлены в поле развития высокометаморфизованных образований хайтинской толщи (ВГХО IV-4-3, 9). Кроме того, *вторичный ореол* (I-1-5) площадью 3,9 км<sup>2</sup> с повышенными содержаниями ванадия выявлен в поле развития базитов хойтоокинского комплекса в бассейне р. Даада. Практически во всех случаях ванадий сопровождается повышенными содержаниями никеля и кобальта.

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### МЕДЬ

Выявлено шесть пунктов минерализации меди гидротермального генезиса, представленные медно-никель-кобальтовой, медной и медно-полиметаллической минеральными ассоциациями. Оконтурено три вторичных геохимических ореола рассеяния меди.

Медно-никель-кобальтовое оруденение широко распространено в зоне Шебеликского надвига. В плоскости надвига вскрыты минерализованные милониты кварцитовидного облика мощностью 8 м (*пункт минерализации* IV-3-22). Сульфидная минерализация: вкрапленники пирита и халькопирита, прожилки пирротина. Содержание Cu – 0,048 %, Ni – 0,04 %, Co – 0,005 % (химический анализ).

Кроме того, установлена серия зон сульфидизации, расположенных вдоль линии надвига (*пункт минерализации* IV-3-25). Мощность зон от 0,5 до 5 м, протяженность – до 10 м. Содержание Cu – 0,03–0,3 %; Ni – до 0,02 %; Co – до 0,01 % (спектральный полуколичественный анализ).

Среди гранат-биотитовых гнейсов хайтинской толщи выявлена зона окварцевания (*пункт минерализации* IV-3-15) мощностью 0,3–0,5 м и протяженностью до 3 м, несущая густовкрапленную халькопиритовую минерализацию. Содержание Cu – до 2 %, Ni – 0,06 %, Co – 0,02 % (спектральный полуколичественный анализ).

Повышенные содержания меди отмечаются и в ряде других штучных проб, отобранных из сульфидизированных гнейсов (*пункт минерализации* IV-3-19).

Медная и медно-полиметаллическая минерализация установлена в пределах Урикско-Ийского грабена. В метаморфизованных отложениях далдарминской свиты, выявлена кальцит-полевошпат-кварцевая жила (*пункт минерализации* I-3-7) мощностью до 10 м, содержащая

сульфидную минерализацию (лимонит по пириту, халькопирит). Поляриметрический анализ штучной пробы показал содержание Cu – 0,2 %. По спектральному анализу содержания Cu  $\geq$  10 %; Pb, Ni, Co – тысячные доли процента.

Повышенные содержания меди (до первых процентов) установлены в *проявлениях* свинца и цинка в пределах Илейского рудного узла (III-1-15, 19; III-2-8, 9).

Металлометрическим опробованием повышенные содержания меди выявлены в полосе развития гнейсов мангатгольского комплекса, прорванных интрузивными образованиями саянского и гуникского комплексов. На водоразделе рек Черная Тагна и Гуник в их верхнем течении выявлена комплексная *вторичная геохимическая аномалия* (II-4-7) с содержаниями Cu – 0,003–0,03 %, Co и Ni – 0,001–0,003 %. Повышенные содержания меди установлены во *вторичных ореолах рассеяния* в верховьях р. Жарбагай (II-2-3) и в правых притоках р. Мангат-Гол (I-2-6).

## СВИНЕЦ, ЦИНК

Установлено пять проявлений свинцово-цинковой (с золотом) скарновой формации и двенадцать пунктов минерализации свинца и цинка. Оконтурено четыре комплексных вторичных ореола свинца, цинка в ассоциации с молибденом и медью и два шлиховых ореола галенита, сфалерита и молибдена.

*Етоминское проявление* (III-1-15) выявлено и изучено при ГСР-50 [27] в 1962 г. В 2004 г. проведены ревизионные работы на золото [43]. Проявление локализуется в зоне контакта мраморизованных известняков иркутской свиты и трахириолитов илейского комплекса. В приконтактовой части известняки скарнированы. Скарны представляют собой зеленовато-серые мелко и тонкозернистые породы карбонат-тремолит-эпидот-цоизитового, карбонат-гранат(гроссуляр)-волластонитового состава с апатитом, кварцем и полевым шпатом. Рудовмещающая зона северо-восточного простирания прослежена на 300 м. В ее пределах установлено 15 обособленных полиметаллических тел. Форма тел – жилы и гнезда мощностью до 5 м и протяженностью до 30 м. Расстояние между телами – от первых метров до 50–70 м. Оруденение вкрапленное и массивное, сульфидное, реже – кварц-сульфидное. Рудная минерализация: галенит, сфалерит, пирит, пирротин, арсенопирит, реже – халькопирит. Содержания полезных компонентов (химический анализ): Pb – 1,25–41,0 %; Zn – 0,5–13,0 %; Cu – до 1,25 %; Cd – до 0,152 %. Содержание золота (пробирный анализ) – до 20 г/т, серебра – 40–3 828 г/т. Прогнозные ресурсы (не апробированные), отвечающие категории P<sub>1</sub> в современной классификации до глубины 100 м: свинца – около 40 тыс. т, цинка – 16 тыс. т, меди – 0,8 тыс. т, кадмия – 180 т, золота – 12 т, серебра – 180 т [27]. Практической ценности не представляет.

*Илейское проявление* (III-2-8) выявлено и изучено при ГСР-50 [27]. В 2004 г. проведены ревизионные работы на золото [43]. Приурочено к зоне контакта мраморизованных известняков иркутской свиты и гранитов огнитского комплекса. В зонах северо-восточного простирания выявлены два тела полиметаллов мощностью 3–6 м и протяженностью 25–40 м, сложенные галенитом, сфалеритом, пиритом, магнетитом, пирротином, халькопиритом. Содержание полезных компонентов (химический анализ): Pb – 5,0 %; Zn – 6,5 %; Cd – 0,11 %. Пробирным анализом установлено Au – от 0,2 до 1,2 г/т, Ag – 97–728 г/т; спектральным анализом: Cu, As – до 1,0 %. Практической ценности не представляет.

*Дабанское проявление* (III-1-19) выявлено и изучено при ГСР-50 [27]. В 2004 г. проведены ревизионные работы на золото [43]. Расположено среди мраморизованных известняков иркутской свиты и риолитов илейского комплекса. Неравномерно распределенная вкрапленная халькопирит-арсенопирит-пиритовая минерализация приурочена к зоне расщепления северо-восточного простирания мощностью 20–40 м, с прослеженной протяженностью 500 м, а также к опережающим ее зонам северо-западного простирания. Содержание сульфидов – 5–15 %. Содержание полезных компонентов (химический анализ): Pb – 0,01–11,5 %; Zn – 0,03–8,85 %; Cu – 0,03–1,0 %. Пробирным анализом установлено: Au – 0,5–1,0 г/т; Ag – 55–274 г/т. В одной из наиболее крупных зон северо-западного простирания, прослеженной на 500–550 м, выделена продуктивная полоса мощностью 4 м, насыщенная галенитом, сфалеритом и другими сульфидами со средним содержанием Pb – 0,15 % и Zn – 0,2 %. В отдельных ксенолитах известняков содержание Pb в бороздовых пробах достигает 8,25 %, Zn – 16,7 %, Au – 0,4 г/т, Ag – 138 г/т. Практической ценности не представляет.

*Проявление Крутое* (III-2-9) выявлено и изучено при ГСР-50 [27]. В 2004 г. проведены ревизионные работы на золото [43]. Расположено среди мраморизованных, окварцованных и расщепленных известняков иркутской свиты, прорванных гранит-порфирами илейского комплекса и дайками лампрофиров. Главными разрывными структурами являются две крутопадающие зоны северо-восточного и северо-западного простираний, мощностью 1–5 м, в зоне со-

членения мощность достигает 12 м. Рудные тела характеризуются неправильными линзовидными формами и приурочены к зонам тектонических нарушений. Наиболее крупным является рудное тело размером 12×80 м, представленное гнездово-вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и халькопирит) в скарнированных известняках. В рудах содержатся: Pb – 0,8–18,15 % (среднее содержание – 3,61 %); Zn – 0,24–16,3 % (среднее – 8,54 %); Cu – от следов до 4,0 %; Au – 0,1–0,4 г/т. На западном фланге проявления выявлены незначительные по размерам тела мощностью до 5 м и протяженностью до 20 м. Содержание полезных компонентов: Pb – 0,3–30,15 %, Zn – от следов до 16,0 %, Cu – 6,95 %, Au – 1,0–4,0 г/т, серебро – 30–300 г/т, Cd – до 0,3 %. Практической ценности не представляет.

*Шулуурхагское проявление* (III-1-9) приурочено к сопряженным зонам расланцевания в мраморизованных известняках и представлено полиметаллическими залежами, одна из них вскрыта канавами и имеет размер 7×30 м. Судя по положению рудных свалов в пределах проявления могут быть выявлены 2–3 полиметаллические залежи. С поверхности руды интенсивно окислены и имеют относительно низкие содержания полезных компонентов: Pb – до 1,5 %, Ag – до 416 г/т. Слабовыветрелые породы содержат (химический анализ): Pb – 27,8 %; Zn – 16,5 %. Пробирным анализом установлено: Au – 1,2 г/т; Ag – 1,5 г/т. С поверхности проявление перекрыто делювиальными отложениями мощностью до 5 м, что значительно затрудняет оценку перспектив оруденения. Перспективы не ясны.

Кроме охарактеризованных выше проявлений к свинцово-цинковой (с золотом) скарновой формации можно отнести следующие *пункты минерализации*:

- гнездово-вкрапленная сульфидная минерализация, приуроченная к зоне милонитизации субмеридионального простирания в карбонатных породах иркутской свиты (III-3-5). Зона вскрыта тремя канавами, имеет мощность до 30 м и прослежена по простиранию на 600 м. Максимальные содержания Zn – до 2,5 %, Cu – до 0,3 %, Ag – до 10 г/т;

- два линзовидных метасоматических тела с насыщением галенита и сфалерита до 20–50 % приуроченные к зонам расланцевания в известняках (III-2-12). Размер полиметаллических залежей по длине – 25–40 м, по мощности – 3–6 м. Химический анализ бороздовых проб показал содержания Pb – около 5 %, Zn – 6,5 %;

- зона сульфидизации с видимой мощностью от 3 до 5 м (III-2-14), прослеженная вдоль контакта известняков и гранитов с содержаниями: Pb – 3,7 %, Zn – 1,4 %, Cu – 8,2 %, Mo – 3,78 %, Ag – до 300 г/т;

- оруденение гнездового типа в ксенолите скарнированных известняков на контакте с дайкой фельзит-порфира (II-1-2). Содержания Pb – до 3 %, Zn – до 4 %;

- зона сульфидизации в мраморизованных известняках хайтинской толщи (III-3-3) с содержаниями Zn – 16 %, Pb – 1,5 %, Cu – 1 %;

- пункты минерализации (III-1-25; III-2-11), связанные с процессами скарнирования.

Кроме того, свинцово-цинковая минерализация установлена на *проявлениях* золота (III-2-17) золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации (описана в разделе «золото»). Сюда же можно отнести кварц-карбонатные (*пункт минерализации* I-3-10) и кварцевые (*пункты минерализации* I-3-13; III-1-10) жилы и оруденелые зоны березитизации (*пункт минерализации* I-1-2). Содержания свинца и цинка в них, как правило, незначительные.

Все проявления и пункты минерализации полиметаллов находятся в контурах двух обширных комплексных *вторичных ореолов рассеяния* свинца, цинка и молибдена в бассейнах рек Халбая-Хара-Гол, Етомой и Илеэ (III-1-3) и в междуречье рек Хара-Гол и Жодо (II-1-1). К северу от них, в бассейне р. Хара-Гол, выявлены два *шлиховых ореола* галенита, сфалерита и молибденита (II-1-4, 8).

*Вторичные геохимические ореолы рассеяния* свинца, цинка в ассоциации с медью (II-4-1, 3) выявлены в породах сублукской серии, где они пространственно связаны с массивами умереннощелочных гранитов гуникского комплекса.

## НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

Известно два пункта минерализации и пять вторичных геохимических ореолов рассеяния никеля и кобальта.

Наибольшим распространением пользуется кобальт-никелевая минерализация, связанная с телами дифференцированных основных и ультраосновных массивов хойтоокинского комплекса (*пункт минерализации* III-3-2), а также с серпентинизированными породами и серпентинитами урдаокинского комплекса (*пункты минерализации* III-3-1; III-4-3).

*Вторичные геохимические ореолы* кобальта и никеля (I-2-9; II-1-9) установлены в полях разветвения метагаббро и метаперидотитов урдаокинского комплекса. *Вторичный комплексный гео-*

*химический ореол рассеяния* кобальта, никеля, свинца, меди и лантана (I-1-1) выявлен среди амфиболитов мангатгольского метаморфического комплекса. *Вторичный ореол* кобальта с содержаниями 0,005–0,007 % оконтурен над расслоенным интрузивным массивом хойтоокинско-го комплекса (III-3-7).

Повышенные содержания кобальта отмечаются также и в связи с *проявлениями* меднорудной минерализации (IV-3-15, 22, 25). Наличием подобной минерализации в породах хайтинской толщи обусловлен, по-видимому, *вторичный геохимический ореол* кобальта в левом борту р. Хайт в приустьевой его части (IV-4-5).

## МОЛИБДЕН

Известно два проявления золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации, семь пунктов минерализации, четыре вторичных ореола рассеяния молибдена и один шлиховой ореол молибденита.

*Хэрмэшэлэйшенское проявление* (III-1-8) открыто в 1958 г. [13]. Приурочено к небольшому массиву лейкократовых гранитоидов огнитского комплекса. Гранитоиды интенсивно серицитизированы, сосюритизированы и вмещают многочисленные прожилки кварца с молибденитом и галенитом мощностью от 0,5 до 4–5 см, образующими штокверк. В кварцевых прожилках молибденит крупночешуйчатый, достигает 1 см в поперечнике, в гранитоидах – мелкочешуйчатый. Рудные свалы распространены на площади около 20 000 м<sup>2</sup> и опробованы точечным способом на массу. Химический анализ пробы показал содержание Мо – 0,1 %, Pb – 0,17 %. Золото в пробах не анализировалось, однако проявление пространственно сближено с многочисленными *пунктами минерализации* золота в междуречье рр. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол и Халбая-Хара-Гол (III-1-5, 11, 16 и др.). Заслуживает дополнительного изучения.

*Проявление Хутли-Жалга* (II-1-6) выявлено и изучено при ГСР-50 [35]. Расположено в поле развития сиенитов огнитского комплекса, в пределах распространения которых, закартированы два штока измененных кварцевых порфиров илейского комплекса и многочисленные дайки долеритов. Наиболее богатая сульфидная минерализация приурочена к контактам кварцевых порфиров и прорывающих их долеритов. Выделено и опробовано 7 зон мощностью 0,4–4,0 м и протяженностью до 100 м. Оруденение в зонах неравномерное, молибденит мелкочешуйчатый и концентрируется в мелких гнездах. В ассоциации с молибденитом присутствуют циркон, лимонит, магнетит, апатит. Содержание молибдена – 0,01–1,0 %, при среднем по всем зонам – 0,085 % (полуколичественный спектральный анализ). Золото в пробах не анализировалось. В виду незначительных параметров рудных тел и крайне неравномерного распределения молибдена, проявление бесперспективно.

*Пункты минерализации* молибдена повсеместно встречаются в поле развития гранитоидов огнитского комплекса (II-2-4, 5, 6, 8, 10; III-1-17; III-2-10; IV-3-11, 12, 16), где они сопровождаются *вторичными ореолами рассеяния* молибдена часто в ассоциации с оловом, свинцом и цинком (II-1-1; III-1-1, 2, 14; IV-3-5).

В бассейне р. Хара-Гол выявлены комплексные *шлиховые ореолы рассеяния* молибденита, шеелита, галенита и сфалерита (II-1-4, 8). В верховьях правых притоков р. Дада, дренирующих габброиды хойтоокинско-го и гранитоиды огнитского комплексов, выявлен *шлиховой ореол* молибденита (I-1-7).

В верховьях р. Зун-Мольто (*пункт минерализации* III-1-24), в русловых отложениях, представленных местными породами, нами установлены «вулканические бомбы» (?). Представляют собой эллипсоидальные «валуны» лимонит-гематитового состава с характерной кавернозной (базальтовой) поверхностью и размерами 0,2–0,5 м. Коренные породы здесь представлены известняками иркутской свиты с пластовыми телами кластолав основного состава. По данным спектрального полуколичественного анализа получены следующие содержания: молибден – более 1 %, медь – 0,1 %, вольфрам – 0,2 %, олово – 0,03 %.

На контакте известняков иркутской свиты с гранитоидами огнитского комплекса отмечаются повышенные содержания молибдена в скарнированных породах, достигающие 3,78 % (*пункт минерализации* III-2-13).

## ВОЛЬФРАМ

Шеелит-золото-кварцевая минерализация распространена преимущественно в породах сублукской серии и локализована на двух золоторудных объектах: *первичном ореоле Мойганском* (I-4-7) и *проявлении Билюникском* (I-4-6) полигенной в зонах несогласия формации (см. раздел «Золото»). В этом же районе выявлены *пункты минерализации* (I-2-5; I-3-4; I-4-8) золо-

то-вольфрамового и вольфрамового оруденения, обширный комплексный *вторичный геохимический ореол рассеяния* золота, мышьяка и вольфрама (I-3-3) в междуречье рр. Билюнник и Мойган, *вторичные геохимические ореолы* вольфрама (I-3-1; I-4-1) и *шлиховой ореол* шеелита (I-3-6) с весовыми содержаниями по р. Мойган.

Повышенные содержания вольфрама установлены в делювии кварцито-песчаников далдарминской свиты и кварцевых порфиров игнокского комплекса в правом притоке р. Черной Тагны (*пункт минерализации* II-4-14), где химическим анализом 3 проб кварцевых прожилков с шеелитом установлено содержание  $WO_3 - 0,1-0,5 \%$ .

Кроме того, известно одно *проявление* – *Медвежий* (I-3-19) невыясненной формационной принадлежности, вблизи которого выявлены *пункты минерализации* (I-3-20, 21, 24, 25, 27) и *вторичный ореол рассеяния* вольфрама (I-3-16). Минерализация подобного же типа была установлена и по р. Бол. Слюда (*пункт минерализации* I-2-5).

*Проявление вольфрама Медвежий* (I-3-19) локализуется в левом борту среднего течения р. Медвежий (правый приток р. Ока). Выявлено при поисках оловорудных месторождений [31, 39] в пределах Окинского редкометалльно-редкоземельного рудного поля. При ГДП-50 [52] проведен комплекс поисковых работ. Проявление расположено в пределах периклинального погружения шарнира Окинской антиклинали, в ядре которой развиты породы большереченской свиты, представленные тонкопереслаивающимися кварцево-сланцевыми сланцами, метапесчаниками, амфиболитами, редко – кварцитами. Породы прорваны гранитами второй фазы саянского комплекса. Широко развиты пегматиты. Оруденение в виде серии кварц-полевошпатовых прожилков с шеелитом приурочено к кровле и подошве горизонта амфиболитов большереченской свиты и пространственно совпадает с полем развития пегматитовых жил. Выделено две рудоносные зоны. Первая приурочена к горизонту амфиболитов мощностью 10 м. В кровле горизонта оконтурен блок мощностью 5,87 м, протяженностью 100 м и средним содержанием  $WO_3 - 0,5 \%$ . Оруденение в подошве горизонта имеет мощность 1,4 м и среднее содержание  $WO_3 - 0,05 \%$ . Вторая зона приурочена к подошве аналогичного горизонта амфиболитов и представляет пластообразное тело средней мощностью 2,2 м и площадью в плане 25 000 м<sup>2</sup>. Падение тела под углами 10–35° в восточных румбах. Среднее содержание  $WO_3 - 0,98 \%$ . По предварительной оценке, ресурсы проявления категории P<sub>2</sub> составляют 3,8 тыс. т  $WO_3$  (не апробированы). Проявление имеет определенное сходство с вольфрамовым оруденением «стратиформного» типа.

Вся площадь Урикско-Ийского грабена (а также и Бирюсинского выступа на отдельных участках) характеризуется знаковой (иногда до весовых) зараженностью шеелитом в шлихах.

## ОЛОВО

Повышенные содержания олова отмечаются почти на всех литий-бериллиевых проявлениях, где обнаруживают генетическую связь с пегматитами. Промышленные содержания олова известны на *Малореченском редкометалльном проявлении* (II-4-2), где оцененные ресурсы (не апробированные) олова категории P<sub>1</sub> составляют 1,7 тыс. т (см. раздел «Редкие металлы и редкоземельные элементы»).

В непосредственной близости в умереннощелочных гранитах гуникского комплекса (*пункт минерализации* II-3-3) установлено (спектральный анализ) содержание олова Sn – 0,3 и 0,6 % [52]. Пункт минерализации находится в пределах *вторичного геохимического ореола рассеяния* (II-3-1).

*Вторичный геохимический ореол рассеяния* олова выявлен и в поле развития магматитов огнитского комплекса в левых притоках р. Хара-Гол (II-1-5). В приустьевой части р. Хойто-Ока в аналогичных породах оконтурен комплексный *вторичный геохимический ореол рассеяния* титана, молибдена и олова (II-2-1).

Касситерит в рыхлых отложениях обнаружен в полосе распространения редкометалльно-редкоземельных пегматитов между Окинским и Харагольско-Далдарминским рудными полями.

## АЛЮМИНИЙ

Оруденение представлено тремя пунктами минерализации в силлиманитсодержащих гнейсах мангатгольского комплекса и одним небольшим телом нефелиновых сиенитов огнитского комплекса.

Пласты силлиманит-кордиерит-биотитовых (*пункт минерализации* I-2-4) и силлиманит-графитсодержащих гнейсов (*пункты минерализации* II-4-13; III-4-1) выявленные среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов мангатгольского комплекса имеют мощность 6–20 м. Фрагмен-



тарно прослеживаются на расстояние до 20 км и имеют содержание силлиманита – 8–10 %, до 18 %.

В южной части листа, в зоне Жомболокского разлома закартировано небольшое по размерам тело нефелиновых сиенитов (*пункт минерализации* III-2-20), оценка которого на алюминиевое сырье не проводилась.

## РТУТЬ

Шлиховым опробованием киноварь отмечена в долине р. Ингаши (*ШО* I-4-4) и представлена полуокатанными зернами величиной 0,1–0,2 мм. Шлиховой ореол к северо-западу уходит за рамку листа, где на его северо-западном продолжении, на листе N-47-XXIII, известны проявления ртути неясной формационной принадлежности – Детальное и далее, за пределами ореола, Одайское (которым дана отрицательная оценка). В единичных знаках киноварь была отмечена и в истоках р. Улуг-Язы.

## МЫШЬЯК

Сопровождает золотое оруденение распространенное в пределах Илейского (золоторудная полиметаллическая (с молибденом) формация) и Одайского (полигенная в зонах несогласия формация) прогнозируемых узлов.

В бассейне р. Етомой, выявлена сульфидная зона (*пункт минерализации* III-1-18) мощностью 200–250 м и протяженностью более 1 км, приуроченная к кварцитовидным породам, содержащим вкрапления арсенопирита. Химическим анализом проб установлено: As – 0,05–0,3 %; Pb – 0,08–0,11 %; Zn – 0,01–0,09 %; Be – 0,025 %.

На *Билюнискском золоторудном проявлении* (I-4-6) вскрыты две пологозалегающие золотоносные зоны кварц-арсенопиритовых руд мощностью 0,5 и 1,5 м. Оценка проявления на мышьяковое оруденение не проводилась. Проявление находится в пределах обширного *вторичного геохимического ореола* Au, Ag, As, W (I-3-3), охватывающего также и *Мойганский ореол* (I-4-7).

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### БЕРИЛЛИЙ, ЛИТИЙ, ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Установлено три проявления и пять пунктов минерализации редкометалльного оруденения, относящиеся к редкометалльной пегматитовой формации, одно проявление невыясненной формационной принадлежности, один первичный геохимический ореол, объединяющий многочисленные пункты минерализации, и один вторичный геохимический ореол рассеяния лантана и ниобия и один – лития. Оруденение редкометалльной пегматитовой формации локализовано в метаморфизованных отложениях сублукской серии и реже – в метаморфических образованиях мангатгольского комплекса. Известно крупное *Малореченское редкометалльное проявление, проявления Сергеевское и Медвежий* и 3 пункта литий-бериллиевой минерализации.

*Малореченское тантал-ниобиевое проявление* (II-4-2) открыто в 1961 г. [39] при ГСР-50. В 1968–1973 гг. осуществлены детальные поиски (канавы, шурфы, бурение). Пегматитовые жилы залегают в толще пород большереченской свиты, сложенной андалузитовыми сланцами, кварцитами, метапесчаниками и рассланцованными амфиболитами в зоне эндо- и экзоконтакта гранитных массивов саянского комплекса (второй фазы). Контролирующей структурой пегматитового поля на юге и юго-западе является Бельско-Окинский разлом, а на северо-востоке – зона его оперяющих нарушений. Выявлены 22 крутопадающие жилы от северо-западного до северо-восточного простирания протяженностью 100–1 500 м. Средняя мощность жил 6,25 м. Для пегматитовых тел характерны раздувы и пережимы, изгибы, изменение направлений простирания и падения. На проявлении установлены 2 зоны развития пегматитов: северо-восточная и юго-западная, из которых практический интерес представляет северо-восточная зона, сложенная жилами микроклин-альбитового (иногда с лепидолитом и сподуменом) состава с танталом. Юго-западная зона пегматитов плагиоклазового и плагиоклаз-микроклинового состава является безрудной. Пегматитовые тела залегают узкой полосой, представленной сериями сближенных жил небольшой мощности. Эрозионным срезом рудная зона вскрыта на глубину 600 м. Зональность жил проявлена слабо. Рудными минералами являются танталит, колумбит-танталит, второстепенными – касситерит, пирохлор-микролит. Установлены содержания  $Ta_2O_5$  – 0,001–0,087 % (среднее – 0,02 %);  $Nb_2O_5$  – 0,001–0,02 % (среднее – 0,008 %); Sn – 0,001–0,33 % (сред-

нее – 0,031 %). Соотношение  $Ta_2O_5$  к  $Nb_2O_5$  в жилах составляет от 1:1 до 3:1. Ресурсы богатых руд категории  $P_1$  (не апробированные) сосредоточены, в основном, в двух жильных сериях № 1 и 16–19 и составляют:  $Ta_2O_5$  – 0,9 тыс. т;  $Nb_2O_5$  – 0,3 тыс. т; Sn – 1,7 тыс. т (Русанов, 1973). Проявление представляет интерес для доразведки. По содержанию  $Ta_2O_5$  – это лучший объект редкометалльной пегматитовой формации в пределах Восточных Саян, однако при наличии более крупного Гольцового редкометалльного месторождения, расположенного на смежном листе, отнесен в разряд второй очереди.

*Проявление Сергеевское (I-3-26)* выявлено при проведении поисковых работ на олово [39]. Выполнены горные работы. Литий-бериллиевое оруденение установлено в пегматитах, залегающих в полимиктовых песчаниках и микросланцах верхней подсвиты большереченской свиты. В структурном отношении приурочено к юго-западному крылу антиклинали. Вскрыто и опробовано около 60 пегматитовых тел северо-западного простирания мощностью от 1 до 25 м и протяженностью 40–200 м. По форме тела представляют собой линзы или жилы сложного строения с множеством апофиз. Выделяются две разновидности пегматитов. Собственно редкометалльные пегматиты кварц-микроклинового состава с бериллом, сподуменом, колумбитом и альбитовыми оторочками в приконтактных частях. Вторая разновидность – пегматиты микроклинового состава с шерлом и гранатом, в которых редкометалльные минералы не обнаружены. Установлены содержания (химический анализ):  $Li_2O$  – 0,05–0,28 %,  $BeO$  – 0,04–0,224 %,  $Ta_2O_5$  – 0,003–0,2 %,  $Nb_2O_5$  – 0,002–0,015 %. Олова не более 0,06 %. Промышленного значения не имеет. Проявление находится в пределах *вторичной геохимической аномалии* лития, олова, вольфрама (I-3-23).

*Проявление Медвежий (I-3-18)* выявлено при проведении поисковых работ на олово [39]. Выполнены горные работы. Проявление локализуется в полимиктовых метапесчаниках и андалузитовых сланцах большереченской свиты в ядерной части антиклинальной складки. Вскрыто и опробовано 26 пегматитовых жил кварц-микроклинового состава. Простирание жил северо-западное, протяженность – 120–600 м, мощность – 0,8–40 м. Химическим анализом бороздовых проб установлены содержания:  $BeO$  – 0,04 %,  $Ta_2O_5$  – 0,003 %,  $Nb_2O_5$  – 0,005 %. Литий в жилах не обнаружен. Кристаллы берилла обычно имеют размеры 0,5–1,5 см по длинной оси, реже – до 10 см. Минералогический состав пегматитов: альбит-олигоклаз, микроклин, биотит, берилл, танталит-колумбит. Практического интереса не представляет.

*Пункт минерализации р. Малая (II-3-2)* выявлен при ГСР-50 и представлен пегматитовой жилой кварц-микроклинового состава, которая вскрыта канавами. Жила выполняет оперяющую трещину Бельско-Окинского разлома и залегает в биотитовых сланцах большереченской свиты в восточном крыле синклиальной складки и имеет северо-западное простирание, протяженностью 450 м, при мощности 1,3 м. Минералогический состав пегматитов представлен сподуменом, амблигонитом, цематолитом, лепидолитом, касситеритом, кварцем, альбитом, мусковитом, турмалином, флюоритом, ортитом. Спектральный анализ штучных и бороздовых проб показал содержание: Li – 0,01–2 %, Be – до 0,1 %, Rb – 0,1 %, Cs – 0,01–0,1 %, Sb – 0,006–0,04 %, Nb – 0,01–0,04 %. Практического интереса не представляет.

*Пункт минерализации Хара-Гол (I-3-28)* выявлен в результате поисковых работ масштаба 1 : 25 000, сопровождавшихся поисковыми маршрутами и горными работами. Находится в черных углеродистых сланцах верхнебольшереченской подсвиты. Бериллиевая минерализация встречена в пегматитовых жилах кварц-мусковит-альбитового состава северо-западного простирания, протяженностью первые десятки метров и мощностью 2,5–12 м. Горными выработками вскрыто 5 жил и найдено около 20 удаленных друг от друга свалов пегматитов. Кроме альбитизации в пегматитах выражены процессы лепидолитизации, мусковитизации и в приконтактных частях грейзенизации. Минералогический состав пегматитов: микроклин, альбит, кварц, мусковит, берилл, колумбит, в отдельных случаях отмечается сподумен. Химический анализ выявил следующие содержания:  $Li_2O$  – 0,06–0,45 %,  $BeO$  – 0,024–0,088 %,  $Nb_2O_5$  – 0,005–0,012 %,  $Ta_2O_5$  – 0,001–0,008 %. Практического интереса не представляет.

*Пункт минерализации Далдарминский (I-3-29)* представлен глыбой пегматита со сподуменом, встреченной среди пород верхнебольшереченской подсвиты. Химический анализ показал содержание  $Li_2O$  – 0,48 % и Sn – 0,04 %. Спектральным анализом отмечаются содержания: Li – 1 %, Be – 0,01 %, Nb – 0,01 %, Sn – 0,01 %, Ga – 0,01–0,001 %.

В биотитовых гнейсах мангатгольского комплекса прорванных многочисленными зональными альбитизированными и мусковитизированными пегматитовыми жилами выявлены *пункты редкометалльной минерализации* в верховьях р. Ухогшан (II-3-4) и р. Эргейтэ-Ундэр (III-4-4).

Редкометалльное оруденение невыясненной формационной принадлежности представлено *Дандаргольским проявлением* тантал-ниобиевой минерализации (I-3-9). Проявление выявлено

при ГСР-50 [29]. Проведены поисковые маршруты. Приурочено оно к крутопадающей дайке кварцево-карбонатных пород северо-западного простирания, протяженностью 650 м и мощностью 35 м, прорывающей диориты игнокского комплекса. Вещественный состав дайки неоднородный. Отмечаются участки, обогащенные кварцем и зеленовато-серой серицит-кварц-карбонатной породой. Установлены содержания (химический анализ):  $Ta_2O_5$  – 0,006–0,01 %,  $Nb_2O_5$  – 0,005–0,018 %,  $Li_2O$  – 0,04 %,  $Sb$  – 0,01–0,02 %,  $Ti$  – 0,05–0,75 %,  $Mn$  – 0,02 %. Тантал и ниобий концентрируются в пирохлоре, который установлен минералогическим анализом. Практического интереса не представляет.

Обращают на себя внимание многочисленные пункты минерализации в верховьях рек Илеэ и Арсай с содержанием  $Nb$  – 0,003–0,03 %, объединенные в *первичный геохимический ореол рассеяния* ниобия (III-2-1), охватывающий распространение монцодиоритов, щелочных гранитов, граносиенитов огнитского и трахилипаритов илейского комплексов.

*Вторичный ореол рассеяния*  $Nb$  и  $La$  (III-1-22) с содержаниями 0,01 % выявлен в юго-западной части листа, в поле распространения гранитоидов урикского и огнитского комплексов. По мнению Ткалича [56], редкометалльное оруденение связано с проявлением наиболее поздней пневматолито-гидротермальной стадией формирования пород огнитского комплекса. Широкое развитие на площади листа (особенно в ее южной части) щелочных гранитов, не исключает возможность выявления здесь оруденения редкометалльной апогранитовой формации.

## РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Редкоземельное оруденение цериевой группы связано, главным образом, с полями кремнещелочных метасоматитов, широко распространенных в пределах метаморфических образований мангатгольского комплекса. Известно торий-редкоземельное проявление *Зээрдэгшэн* невыясненной формационной принадлежности, девять пунктов минерализации, первичный ореол оконтуренный по многочисленным сближенным пунктам минерализации и три вторичных ореолов рассеяния.

*Проявление Зээрдэгшэн* (I-2-8) открыто в 1959 г. при проведении ГСР-50 [29]. В дальнейшем изучалось при проведении ГДП-50 [52]. В геологическом строении принимают участие породы мангатгольского метаморфического комплекса (гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые), насыщенные многочисленными сближенными жилообразными телами кремнещелочных метасоматитов мощностью от 1,5 до 20 м. Длина – сотни метров. Азимут падения гнейсов  $240^\circ$ , угол  $70$ – $80^\circ$ . Тела метасоматитов залегают согласно гнейсовидности пород. Аномальные объекты представлены двумя субпараллельными тектоническими зонами с азимутами падения  $220$ – $225^\circ$  и углами  $65$ – $70^\circ$ . Основные рудные минералы: циркон, монацит, ортит. Зона № 1 мощностью 2,5 м и протяженностью 125 м представлена милонитами на контакте кремнещелочных метасоматитов биотит-плагиоклаз-кварц-микроклинового состава и биотит-амфиболовых гнейсов. Среднее содержание тория – 0,94 %; суммы редких земель – 11,67 %, при максимальном – 30,77 % на мощность 0,75 м (спектральный количественный анализ). По данным химического анализа, среднее содержание редких земель – 4,43 % (при максимальном – 8,5 % на мощность 0,85 м). Редкие земли представлены цериевой группой (иттриевая группа составляет 7,23 % от суммы редких земель). Зона № 2 мощностью 3,0 м и протяженностью более 100 м представлена дроблеными милонитами по биотитовым гнейсам и пегматитам. Среднее содержание тория – 0,53 %; суммы редких земель – 5,03 %, при максимальном – 7,83 % на мощность 0,5 м (спектральный количественный анализ). По данным химического анализа, среднее содержание суммы редких земель – 2,065 % (при максимальном – 2,6 % на мощность 0,85 м). Редкие земли представлены цериевой группой (иттриевая группа составляет 6,06 % от суммы редких земель). В целом по проявлению  $\Sigma TR_2O_3$  составляет 5,0–11,0 %, в том числе  $\Sigma TR_2O_3$  (иттриевая группа) – 0,3–0,9 %,  $\Sigma TR_2O_3$  (цериевая группа) – 4,7–10,7 %. Апробированные ресурсы (Протокол № 17 НТС «Иркутскнедра» от 12.02.1998 г.)  $\Sigma TR_2O_3$  категории  $P_2$  составляют 25 тыс. т при среднем содержании – 6–7 %. Ресурсы попутных компонентов руд (не апробированные) проявления составляют  $U$  – 0,07 тыс. т;  $Th$  – 0,8 тыс. т [29]. Проявление бесперспективное.

В левом борту р. Гуник (*пункт минерализации* II-4-6) в крупно глыбовых свалах среди гранат-биотитовых гнейсов отмечаются кварц-полевошпатовые метасоматиты иногда с биотитом. Среди аксессуарных минералов отмечается монацит с размером кристаллов –  $0,1 \times 0,5$  см, который распределен в пегматите равномерно. По результатам химического анализа, сумма редких земель составляет 1,04–5,5 %. Спектральным анализом установлены содержания:  $La$  – 0,03–0,3 %,  $Se$  – 0,01–0,1 %,  $U$  – до 0,03 %,  $Th$  – 0,01 %.

На водоразделе рек Гуник и Тобогор-Жалга (*пункт минерализации* II-4-11) в мигматизиру-

ванных гнейсах мангатгольского комплекса выявлено тело кремнщелочных метасоматитов мощностью до 10 м и протяженностью 200 м северо-западного простирания с падением на северо-восток под углами 60–80°. Вещественный состав метасоматитов: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит. Акцессорные минералы: монацит, циркон, ортит. Редкоземельная минерализация отмечается в виде гнезд размером до 0,5–1,0 м в поперечнике. Сумма редких земель – 1,19–6,16 %, относительное содержание редких земель в % (от общей суммы): La – 14,1–26,7 %, Se – 12,4–48,1 %, Pr – 1,9–3,3 %, Nd – 19,1–26,5 %, Sm – 4,1–14,7 %, Eu+Gd – 1,2–5,6 %, Y+Dy – 1,4–74,4 %, Ho – 0–3,4 %, Er – 0–0,9 %, U – 0,001–0,02 %, Th – 0,021–0,295 %. Содержание монацита – 1,2–24,0 кг/т.

На водоразделе рек Гуник–Тагна Черная в гранат-биотитовых гнейсах мангатгольского комплекса вблизи Бельского разлома выявлен *пункт редкоземельно-торий-урановой минерализации* (II-4-9), который представлен зоной кремнщелочных метасоматитов протяженностью до 2,5 км, вытянутой в северо-западном направлении. Установлены содержания:  $\Sigma TR_2O_3$  – 0,35–2,75 %; U – 0,01 %; Th – 0,3 %; La – 0,03–0,1 %; Se – 0,03–0,1 %; Y – 0,003–0,01 %. Минералогическим анализом установлены: желтовато-бурый до коричневого монацит (с размерами кристаллов – 0,1–0,6 мм) с содержанием – 6,5–32,5 г/т; циркон (с размерами кристаллов – 1–5 мм) с содержанием – до 3,5 кг/т. Бесперспективен.

Охарактеризованные выше пункты минерализации находятся в контурах *первичного геохимического ореола* (II-4-10).

В верховьях р. Хунды-Гол (*пункт минерализации* III-4-2) в гранат-амфиболовых и гранат-биотит-амфиболовых гнейсах мангатгольского метаморфического комплекса выявлено тело кремнщелочных метасоматитов с равномерно распределенной по всей массе цирконовой и монацитовой минерализацией. Размеры кристаллов монацита и циркона – 0,3–0,5 мм. Содержание рудных минералов – до 0,5 % от массы жилы.

В сиенитах Чернотагнинского массива (*пункт минерализации* II-4-4) установлены содержания Sr – до 1 %, Се – 0,01–0,1 %, U – 0,01 %, La – 0,03–0,1 % (спектральный полуколичественный анализ).

В магматитах огнитского комплекса установлены *пункты минерализации* редких земель (III-2-3, 5, 7). Наиболее интересные пункты минерализации установлены в пределах Арсайского массива, сложенного амфиболовыми, рибекитовыми и эгирин-рибекитовыми сиенитами, граносиенитами и гранитами. В верховьях р. Арсай (III-2-3) породы массива рассечены тремя субмеридиональными зонами разломов, сопровождающихся альбитизацией, окварцеванием и рассеянной сульфидизацией. Рибекитовые граниты в зонах разломов интенсивно дроблены, содержат зерна циртолита и флюорита. По данным спектрального анализа 20 точечных проб содержания иттрия и лантана – 0,003–0,01 %, циркония – 0,1–0,3 %. В верховьях р. Илеэ (III-2-5) среди щелочных гранитов Арсайского массива установлено несколько зон дробления и рассланцевания северо-восточного простирания мощностью 2–5 м. Наиболее интенсивная альбитизация отмечается вблизи разрывных нарушений, где выделяются три зоны протяженностью 700 м и мощностью до 100 м. Установлены содержания: Zr – 0,01–1,0 %, La – 0,1 %, Nb – до 0,03 %, Yb – до 0,001 %, Y – от 0,001 до 0,03 %, Be – до 0,1 % (спектральный полуколичественный анализ). Уран и торий не определялся. В левом борту верхнего течения р. Тэргэтэ (III-2-7) в зоне альбитизации протяженностью 3–5 км, развитой вдоль двух субпараллельных разломов северо-восточного простирания, установлены содержания: Zr – 0,1–1,0 %, La – 0,1 %, Nb – 0,001–0,03 %, Yb – до 0,001 %, Y, La – до 0,03 % (спектральный полуколичественный анализ).

Кроме того, известно проявление повышенного содержания лантана и церия до 0,1–1,0 % по правобережью р. Буйрагты (*пункт минерализации* IV-4-2) среди биотитовых гнейсов хайтинской толщи в жиле розового крупнозернистого биотитового гранита мощностью 6 м. В поле распространения пород хайтинской толщи к северо-западу от пункта минерализации оконтурен *вторичный ореол рассеяния* иттербия (IV-4-1).

*Вторичные ореолы рассеяния* иттрия, иттербия и лантана (I-4-17, 22) известны и среди пород далдарминской свиты на водоразделе рр. Гуник и Далдарма.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

### ЗОЛОТО

Известна золоторудная минерализация трех формационных типов. В пределах Урикско-Ийского грабена выявлено *проявление* (Билоникское) полигенной в зонах несогласия формации. Кроме того, выявлен один *первичный ореол* (Мойганский) и два *пункта минерализации* (I-3-5; I-4-8), находящиеся в контуре *вторичного геохимического ореола* золота, мышьяка и воль-

фрама (I-3-3). Для Алтае-Саянской складчатой области характерна золоторудная минерализация свинцово-цинковой (с золотом) скарновой и золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации. Установлено пять проявлений первого типа (см. раздел «Свинец, цинк») и одно проявление второго типа. Здесь же установлено 38 пунктов минерализации золота.

*Проявление Билюникское (I-4-6)* расположено в правом борту руч. Билюник, в его приустьевой части и приурочено к незначительному по размерам массиву гранитоидов игнокского комплекса, прорывающему существенно сланцевые породы далдарминской свиты. В 2007–2009 гг. проведен комплекс поисково-прогнозных работ [37]. Юго-западные и северо-восточные контакты массива осложнены продольными разломами, представляющими собой зоны интенсивного рассланцевания, захватывающего как вмещающие сланцы, так и гранитоиды. В северо-восточной части массива, на глубине около 100 м скважиной вскрыт контакт березитизированных гранодиоритов с интенсивно рассланцованными и бурошпатизированными углеродистыми сланцами. Массив сложен преимущественно гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. В пределах него установлена «сквозная» зона березитизации субмеридионального ориентировки шириной – 100 м и общей длиной – 550 м, которая пересекает массив по диагонали. Березиты представляют собой кварц-серицитовые или анкерит-кварц-серицитовые метасоматиты. Окварцевание наблюдается как прожилковое, так и по всему объему породы. Сульфидизация парагенетически связана с окварцеванием. В березитах вскрыты две субпараллельные пологозалегающие зоны интенсивного рассланцевания с золотоносной кварц-арсенопиритовой прожилковой минерализацией, мощностью около 0,5 и 1,5 м, со средним содержанием золота – 4,5 г/т, расположенные на расстоянии 3–4 м друг от друга. Золотоносная кварц-арсенопиритовая минерализация вскрыта также в трех скважинах на глубине 4–6 и 104–106 м с содержанием золота – 0,02–0,7 г/т. Содержания золота по результатам спектрального анализа монофракций арсенопирита составляет 40 г/т. Кроме золота и мышьяка, в аномальных содержаниях установлены вольфрам, серебро, висмут. В пределах проявления выявлены шлиховые ореолы шеелита, вторичные ореолы рассеяния вольфрама, а в скважинах во многих пробах установлены содержания вольфрама – от 0,05–0,06 до 0,15–0,45 %. Прогнозные ресурсы золота (не апробированные) категории  $P_2$  составляют 5 т [37]. Перспективы неясны, необходимо дополнительное изучение.

*Первичный ореол Мойганский (I-4-7)* выявлен и изучен при проведении поисковых работ в 2007–2009 гг. [37]. Охватывает бассейны рр. Бол. и Мал. Рудаша, Мойган и правобережье р. Билюник. Оконтурен по многочисленным пунктам минерализации золота. В геологическом строении принимают участие породы далдарминской свиты, слагающие антиклиналь прорванную порфиroidными гранодиоритами игнокского комплекса. С разломами северо-западного простирания связано формирование протяженных и мощных (сотни метров) зон рассланцевания, бурошпатизации и диафтореза, для которых характерно проявление гидротермально-метасоматического окварцевания с формированием тел микрокварцитов различной мощности и обильной жильно-прожилковой кварцевой минерализации. Ориентировка кварцевых жил и прожилков различна, с преобладанием северо-западного и субмеридионального простирания. Микрокварциты слагают субпластовые и линзовидные тела различного размера. Участками они подвергнуты интенсивной карбонатизации с образованием кварцево-карбонатных метасоматитов, в минеральном составе которых существенную роль играет анкерит. Потенциально золотоносными образованиями являются: метасоматические кварциты по туфогенным породам (среднее содержание золота по данным пробирного анализа – 0,75 г/т на мощность 2 м); окварцованные metabазальты (среднее содержание золота по данным пробирного анализа – 1,15 г/т на мощность 1 м); андезитобазальты рассланцованные, катаклазированные, участками прожилково-окварцованные (среднее содержание золота по данным спектрального анализа – 0,204 г/т на мощность 2 м); монолитные вторичные кварциты, участками брекчиевидные за счет сетчатого окварцевания (среднее содержание золота по данным пробирного анализа – 0,116 г/т на мощность 3 м). Прогнозные ресурсы (не апробированные) категории  $P_3$  оценены в 60 т [37]. Необходимо доизучение объекта.

Золотое оруденение свинцово-цинковой (с золотом) скарновой формации наиболее интенсивно проявлено в бассейне р. Илез (Илейское свинец-цинк-золоторудное поле [43]). Ревизионными работами на золото в 2004 г. [43] произведена переоценка золотого оруденения ранее установленных полиметаллических проявлений: *Етоминского (III-1-15)*, *Крутого (III-2-9)* и *Дабанского (III-1-19)*. В пределах Етоминского проявления выявлены рудные сечения в зонах полисульфидных руд с содержаниями золота – 5,65 г/т на мощность 2 м и 1,3 г/т – на мощность 4 м. На Дабанском проявлении в прожилково-вкрапленных малосульфидных рудах установлено среднее содержание золота – 0,6 г/т на мощность 3,0 м. На проявлении Крутом установлено среднее содержание золота – 3,0 г/т на мощность 1,0 м.

Золотое оруденение подобного типа отмечается на *проявлении*, выявленном в верхнем пра-

вом притоке р. Жодо (II-1-3). Здесь в ксенолитах скарнированных известняков в поле развития сиенитов огнитского комплекса на контакте с дайкой фельзит-порфиоров установлено оруденение гнездового типа на всем протяжении контакта. Анализ бороздовых проб показал содержание золота – до 2,2 г/т и серебра – до 275 г/т.

Повышенные содержания золота (до 1,2 г/т) в скарнах и скарнированных породах установлены на *Илейском свинцово-цинковом проявлении* (III-2-8) и в *пунктах минерализации* (IV-1-6, 7; IV-2-6).

Золотое оруденение золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации представлено проявлением № 38. *Проявление № 38* (III-2-17) локализовано в сульфидизированных кварцевых метасоматитах, приуроченных к дайке риолит-дацитов мощностью 30–50 м, протяженностью более 2 км. По данным опробования установлены содержания золота – до 1,4 г/т на 1,0 м.

К этому же типу относятся многочисленные *пункты минерализации* золота, молибдена и серебра, выявленные в междуречье рр. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол и Халбая-Хара-Гол (III-1-5, 11, 16 и др.).

Кроме того, золотоносные галенитсодержащие (до 5 %) кварцевые жилы и линзы (III-1-10) выявлены в щелочных гранитах огнитского комплекса. Мощность их составляет до 0,5 м и протяженность – 1–3 м. Пробирным анализом установлено содержание Au – 2,8 г/т и Ag – 386 г/т.

Многочисленные *пункты минерализации* золота, предположительно золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации, выявлены нами в бассейне рр. Барун-Гол и Улуг-Язы. Повышенные содержания золота (от 0,1 до 1,5 г/т) отмечаются в измененных (тектонизированных, лимонитизированных, окварцованных) гранитах и граносиенитах огнитского и урикского комплексов, а также в высокометаморфизованных образованиях хайтинской толщи (III-2-16, 22; III-3-4, 6; IV-1-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12; IV-2-2, 3, 4, 5, 6; IV-3-2, 3, 6; IV-4-4). Ранее повышенные содержания золота (0,1–0,3 г/т) отмечались лишь в верховьях рек Улуг-Язы и Шэбэлик [38] в зонах окварцевания (IV-3-13, 14, 17, 18), в минерализованных халькопирит-пирит-пирротиновых зонах дробления (IV-3-23, 26) и в кварц-карбонатных жилах (IV-3-7, 21), развитых, главным образом, в гнейсах, амфиболитах и мраморах хайтинской толщи.

Россыпное золото отмечается в аллювиальных отложениях всех водотоков, дренирующих охарактеризованные выше проявления, и представлено шестью *шлиховыми ореолами*. Знаковые и весовые содержания золота выявлены в русловых отложениях рек Дандар-Гол, Игнок, Хара-Гол, Билюник и др. Прогнозные ресурсы россыпного золота (не апробированные) бассейна рек Дандар-Гол–Игнок оценены в 840 кг [40]. Шлиховые ореолы золота выявлены в бассейнах рек Ингаши, Уляган и Бол. Точер (левые притоки р. Ока) (I-4-2); верховьях правых притоков р. Гуник (I-4-10); в русловых и террасовых отложениях р. Ока в районе впадения в нее рек Хойто-Ока и Урда-Ока (II-2-2); в верховьях рек Куркапка (I-1-4) и Сайхан-Нурта (I-1-3), а также в аллювиальных отложениях р. Илеэ (III-2-19).

## СЕРЕБРО

Повышенные содержания серебра отмечены на многих охарактеризованных выше золото-полиметаллических *проявлениях* и *пунктах минерализации* свинцово-цинковой (с золотом) скарновой (II-1-3; III-2-8, 17; III-3-5) и золоторудной полиметаллической (с молибденом) (III-1-5, 10, 11, 16) формаций.

Отмечаются также повышенные содержания серебра и во *вторичном комплексном геохимическом ореоле* (I-3-3), выявленном над золото-арсенопиритовыми рудами Мойганского и Билюникского проявлений.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

### УРАН, ТОРИЙ

Известно одно проявление урана (Ута-Жалгинское) урановорудной формации в калиевых метасоматитах зон разломов, а также многочисленные пункты минерализации и ПГХО урана, которые являются признаками возможного распространения в пределах листа оруденения полевой в зонах несогласия и урановорудной формации в щелочных метасоматитах.

*Ута-Жалгинское проявление* урана (III-2-21) выявлено и опробовано сотрудниками Сосновгеологии. На проявлении проведены горные работы, бурение. Данные поисковых работ отсутствуют. Проявление локализуется в габброидах (хойтоокинский комплекс) инъецированных

многочисленными телами калишпатовых метасоматитов с повышенной радиоактивностью. Поверхностным опробованием нами радиоактивных калишпатитов установлено содержание урана – 0,6 %, тория – 0,72 %. Основными рудными минералами являются: уранинит, браннерит, бетафит. С радиоактивными минералами ассоциируют: циркон, монацит, апатит, сфен, флюорит, реже встречаются сульфиды, магнетит и гематит.

Весьма интересен *Хэрмэшэлэйшинский пункт минерализации* (III-1-7) [36], расположенный по правобережью р. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол в 4 км от ее устья. Настурановая минерализация в его пределах приурочена к кварцевым прожилкам, распространенным в интенсивно измененных (березитизированных и альбитизированных) гранитоидах. В двух километрах к юго-востоку обнаружена глыба милонита с повышенной радиоактивностью (*пункт минерализации* III-1-12). Химический анализ образца показал 2,15 % окиси U. В протолочке присутствует настуран в ассоциации с магнетитом, марказитом и пиритом.

Вблизи зоны структурно-стратиграфического несогласия между верхнекарельской сублукской серией и нижнерифейской калбазыкской серией оконтурен *Гуникский первичный геохимический ореол* (I-4-11), который объединяет 8 пространственно сближенных *пунктов минерализации* урана (I-4-13, 14, 15, 16, 19, 20, 21, 23) и ряд радиогеохимических аномалий. Располагается в правом борту р. Гуник. Выявлен при ГСР-50. В 1998 году ЦПП ГП «Сосновгеология» проведены рекогносцировочные работы. В пределах ореола распространены метаморфизованные породы далдарминской и урикской свит (в составе которых значительная роль принадлежит черносланцевым толщам) и нижнерифейские отложения ермосохинской свиты. Все породы прорваны диабазами ангаульского интрузивного комплекса раннего рифея, которые образуют серии пластовых тел и даек северо-западного простирания. По зонам тектонических нарушений широко проявлены гидротермально-метасоматические изменения березит-пропилитовой формации, с которыми связаны проявления рудной минерализации: меди, золота, свинца, цинка, урана, вольфрама, мышьяка, сурьмы, ртути, большинство из которых не оценены. Известно девять пунктов минерализации урана, локализованных в песчаниках, конгломератах ермосохинской свиты и подстилающих их черносланцевых толщах верхнего карелия. Наиболее перспективными из них является группа Зунтейских пунктов минерализации (I-4-20, 23). Содержание урана достигает 0,28 %, урановая минерализация представлена уранофаном, казолитом, кюриотом. Пункты минерализации могут служить признаком первичного уранового оруденения полигенной в зонах несогласия формации. Известны аномалии урана в песчаниково-сланцевых отложениях далдарминской свиты (I-4-16). Связаны они с тектоническими зонами, в пределах которых отмечается сульфидизация, карбонатизация, аргиллизация, хлоритизация пород. Урановая минерализация представлена цейнеритом, отенитом, уранофаном, которые развиты по трещинам в породе.

Уран-горный-редкоземельные проявления в кремнещелочных метасоматитах (см. раздел «Редкие металлы и редкоземельные элементы») широко распространены в породах матгатгольского метаморфического комплекса в северной части листа и связывается с бирюсинским комплексом. Некоторыми исследователями оно связывается с последней фазой огнитского комплекса, так как отмечается непосредственно в самих щелочных и умереннощелочных породах комплекса. В обоих случаях оно тесно ассоциирует с редкоземельной минерализацией.

В бассейне р. Табогор-Жалга и в левом борту верхнего течения р. Тагна Черная отмечаются многочисленные пункты минерализации, объединенные в *первичный геохимический ореол* (II-4-8) с содержаниями U – 0,002–0,02 % и Th – 0,02–0,3 %. В пределах ореола находится *пункт торий-редкоземельной минерализации* уч. Озерный (II-4-9).

В верховьях р. Хульцай в поле распространения гранитоидов саянского комплекса, подверженных интенсивному кремнещелочному метасоматозу, выявлена *радиогеохимическая аномалия* (I-2-1), в пределах которой известны *пункты минерализации* *Каровый* (I-2-2) и *Озерный* (I-2-3), а на соседнем с севера листе – Хульцайское проявление урана.

К юго-востоку *радиогеохимические аномалии* установлены в пределах распространения образований мангатгольского комплекса и метаморфизованных отложений большереченской и далдарминской свит (I-3-15, 17). Все они фиксируют урановое оруденение урановорудной формации в щелочных метасоматитах, связанной с зонами кремнещелочного метасоматоза.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Известны проявления и пункты минерализации, представляющие интерес в качестве химического сырья (флюорит), горнотехнического сырья (тремолит-асбест, графит) и драгоценных камней (алмазы).

## ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### ФЛЮОРИТ

Выявлено два *пункта минерализации* флюорита. Повышенные содержания флюорита установлены по р. Силка (II-2-7). Находки флюорита связаны с кварцевыми прожилками в поле развития умереннощелочных пород огнитского комплекса. Кроме того, повышенные содержания флюорита до 15 % в ассоциации с баритом, пирротином, цирконом и апатитом обнаружены в штучных пробах, отобранных из зоны дробления в мраморизованных известняках хайтинской толщи (IV-3-1) по р. Улуг-Язы. Практического значения не имеют.

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

### ТРЕМОЛИТ-АСБЕСТ

*Пункт минерализации* асбеста установлен на водоразделе рек Оки и Гуника (I-4-9) в милонитизированной дайке долерита. Поперечно-волокнистый амфибол-асбест залегает в приконтактовой части дайки с филлитовидными сланцами, образуя линзочки до 3 см в раздуве и 10–20 см – в длину.

### ГРАФИТ

Известно *Хара-Тагнинское проявление* (II-4-15) невыясненной формационной принадлежности и три *пункта минерализации* (II-2-9; II-4-5, 16) графита в гнейсах мангатгольского комплекса, а также гнезда графита в гранитоидах сумсунурского комплекса (III-1-21) и рассеянная графитовая минерализация в карбонатных отложениях иркутской свиты (III-1-20).

*Хара-Тагнинское проявление* (II-4-15) выявлено при ГСР-50. Графит-силлиманитовые горизонты в гранат-биотитовых гнейсах мангатгольского комплекса вскрыты канавами и расчистками. Графит в виде чешуек размером – до 4 мм и толщиной – 0,04–0,2 мм. Ориентирован по гнейсовидности пород. Содержание углерода общего – до 1,6 %, в среднем – 0,7–0,8 %. Силлиманит образует игольчатые кристаллы до 0,08–0,4 мм по длинной оси, реже – кристаллы в виде призм до 0,3 мм. Содержание силлиманита – 5–10 %. Бесперспективен.

В гранитоидах сумсунурского комплекса установлены гнездовые скопления графита (*пункт минерализации* III-1-21). Содержание углерода общего – 11,14 %.

## ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

### АЛМАЗЫ

Алмазоносность площади установлена в пределах Ингашинского поля и представлена *Ингашинским проявлением* (I-4-5) и *шлиховым ореолом* минералов-спутников алмазов (I-4-3).

*Ингашинское проявление* (I-4-5) алмазов выявлено в 1960 г. В 1962–1963 гг. были проведены детальные поиски; в 1984–1987 гг. алмазопроисковые работы (горные и буровые работы, геофизика, мелкообъемное опробование) [57]. В структурно-тектоническом отношении проявление приурочено к Ерминско-Горхонской зоне разломов. Вмещающими породами являются метапесчаники и сланцы ингашинской свиты, смятые в линейные складки северо-западного простирания. Выявлено 9 даек слюдяных кимберлитов (оранжеитов) [57], приуроченных к трещинам субширотного простирания, пространственно сгруппированных в полосу шириной около 2 км и протяженностью 8 км. Дайки являются секущими по отношению к общему простиранию вмещающих пород. Мощность их 0,1–0,6 м, длина достигает 560 м. Протяженность по падению составляет 150–230 м, дайки крутопадающие, падение – от 70° до вертикального. Строение сложное. В плане они четковидные с линзовидными раздувами, на глубине расщеплены на апофизы. Часто на коротких отрезках меняют падение и мощность, выклиниваются, иногда смещены поперечными разрывными нарушениями. Из девяти кимберлитовых даек самой протяженной (400–500 м) является дайка «Искра», алмазоносность которой установлена во всех ее пересечениях и по падению на глубине 120–150 м. Алмазоносные дайки 1, 2 и 8 расположены гипсометрически выше дайки «Искра». Дайки слюдяных кимберлитов (оранжеитов) до глубины 6–8 м разрушены до «желтой земли», ниже переходят в плотные голубовато-серые породы. Содержание оливина и слюды неравномерное. Количественный минеральный состав: оливин



фенокристаллов – 6,4–34 %, оливин основной массы – 5,1–40,5 %, флогопит – 17,6–87,0 %, серпентин-хлорит-карбонатная масса – 7,8 %, рудные минералы – 0,1–8,4 %, апатит – 0,5–7,1 %. Из аксессуарных минералов присутствует пироп (до 2 %), оранжевый гранат, хромит, ильменит, циркон, рутил, сфен, перовскит, магнетит, анатаз, турмалин, хромдиопсид. При опробовании элювия кимберлитов («желтой земли») общим объемом около 30 м<sup>3</sup> выявлено девять кристаллов алмазов общим весом 30,1 мг. Алмазы мелкие (класс –2+1), вес – от 2 до 8 мг, бесцветные, блеск жирный или алмазный, по габитусу являются обломками ромбододекаэдров и октаэдров, грани неправильные или плохо выражены, отмечается трещиноватость, сопровождающие их пиропы имеют показатель преломления 1 742–1 770. Учитывая тот факт, что фланги всех даек перекрыты наносами мощностью 7–9 м, а шлиховым опробованием установлены вытянутые в субширотном направлении ореолы разноса минералов-спутников алмазов протяженностью 3,5–4,0 км и шириной 300–600 м, следует ожидать в этом направлении наличие нескрытых кимберлитовых тел. Общая протяженность *шлихового ореола* минералов спутников алмазов (I-4-3) составляет 18–25 км. Требуется изучения юго-восточный фланг поля до устья р. Гуник.

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно Минерагенической карте России (Ю. В. Богданов и др., 2006) территория листа расположена в пределах **Алтае-Саянской минерагенической провинции** (МП), пространственно охватывающей краевой выступ фундамента Сибирского кратона и Алтае-Саянскую складчатую область. Выделяется пять минерагенических зон (МЗ): Шарыжалгайская магнезит-алюминий-железородная, Урикская олово-тантал-ниобиевая, Канско-Бирюсинская мусковит-титан-никелерудная, Хамсаринская золото-молибденовая и Урик-Китой-Боксонская нефрит-асбест-золоторудная. В пределах Урикской олово-тантал-ниобиевой МЗ выделяется Урикско-Ийский золото-редкоземельно-редкометалльный рудный район (Одайский прогнозируемый золоторудный узел, Верхнекирейский прогнозируемый золоторудный узел, Окинский потенциальный редкоземельно-редкометалльный узел) и вне зоны – Кирейско-Тагнинский прогнозируемый алмазоносный район. В пределах Хамсаринской золото-молибденовой МЗ выделяется Илейский прогнозируемый золоторудный узел. В пределах Урик-Китой-Боксонской нефрит-асбест-золоторудной МЗ выделяется: Барунгольский и Улуг-Языкский прогнозируемые золоторудные узлы.

Выделяется пять минерагенических эпох с характерными для них комплексами полезных ископаемых:

**Саамская эпоха** охватывает формирование протолита хайламинской толщи амфиболито-гнейсовой формации в пределах Бирюсинского выступа. Минерагенически в пределах листа не проявлена.

**Позднелопийская эпоха** охватывает формирование протолита мангатгольского комплекса. В пределах Шарыжалгайского выступа знаменуется внедрением мигматит-гранитов китойского комплекса. Минерагенически в пределах листа не проявлена.

**Карельская эпоха** охватывает накопление вулканогенно-терригенных и терригенно-карбонатно-кремнистых толщ сублукской серии с внедрением магматитов перидотит-габбровой формации зимовнинского комплекса в условиях активной окраины протоконтинента и его коллизию с зональным метаморфизмом пород и внедрением посколлизионных гранитоидных батолитов саянского комплекса (контролируемых Бирюсинским разломом), малых интрузий игнокского комплекса (на некотором удалении от него). Углеродистые фации сублукской серии являются благоприятной вмещающей средой для локализации уранового, золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения *полигенной в зонах несогласия формации*. С послесаянскими кремнещелочными метасоматитами генетически связаны проявления *урановорудной в щелочных метасоматитах формации*. С карельской эпохой связывается формирование оруденения *формации железистых кварцитов* (далдарминская свита) и *редкометалльной пегматитовой формации* (с пегматитами саянского комплекса).

**Рифейская эпоха** в пределах Урикско-Ийского грабена охватывает накопление терригенных и осадочно-вулканогенных толщ калбазыкской серии с внедрением магматитов габбро-долеритовой формации (ангаульский комплекс). В пределах Алтае-Саянской складчатой области охватывает формирование метаморфических пород хайтинской толщи с внедрением гранитоидов диорит-тоналит-плагиогранитовой формации (сумсунурский комплекс). С зоной структурно-стратиграфического несогласия между верхнекарельской сублукской серией и терригенной кварцевой формации (нижнерифейская ермосохинская свита) связано формирование золотого и уранового оруденения *полигенной в зонах несогласия формации*. К этой же эпохе относят формирование алмазоносных кимберлитов ингашинского комплекса (по нашему мнению, возраст их моложе, см. «ингашинский комплекс») с оруденением *алмазоносной кимберлитовой формации*.

**Венд–раннепалеозойская эпоха** охватывает накопление карбонатных пород боксонской серии в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента и карбонатных (иркутская свита), и оса-

дочно-вулканогенных (хамсаринская свита) пород в пределах Хамсаринского микроконтинента, с последующим последовательным внедрением магматитов пироксенит-габбровой (хойтоокинский комплекс), диорит-гранитовой (урикский комплекс), сиенит-граносиенит-гранитовой (огнитский комплекс) и андезит-трахириолитовой (илейский комплекс) формаций. С этой эпохой связывается формирование оруденения *свинцово-цинковой (с золотом) скарновой, золоторудной полиметаллической (с молибденом), урановорудной в калиевых метасоматитах зон разломов.*

**Мезозойская эпоха** охватывает накопление терригенных толщ нарингольской свиты в пределах Урда-Окинской межгорной впадины. В эту эпоху наряду с подновлением Главной Саянской и Жомболокско-Азасской зоны разломов происходили, по-видимому, основные рудоперераспределяющие, а возможно и рудогенные процессы которые и сформировали современный облик известных объектов полезных ископаемых.

**Кайнозойская эпоха** связана с формированием горного сооружения Восточных Саян. Интенсивная эрозия образовавшейся горной страны обусловила вывод оруденения на дневную поверхность с формированием терригенной субэвразальной формации (аллювий долин и террас). В пределах листа металлогенически не проявлена.

Ниже приводится краткая характеристика основных рудных формаций.

1. *Редкометалльная пегматитовая формация.* Оруденение этой формации генетически связано с внедрением пегматитов саянского комплекса гранодиорит-гранитовой формации (магматический фактор). Некоторые исследователи (Ткалич С. М. [56] и др.) параллелизуют распространенные на площади листа пегматиты с проявлениями редкометалльных пегматитов Байкало-Дербинской минерагенической зоны, для которых установлена генетическая связь с огнитским комплексом. Редкометалльные пегматиты тяготеют к метаморфизованным породам сублукской серии и реже – к метаморфитам мангатгольского комплекса (литологический фактор) метаморфизованных в условиях амфиболитовой и верхов эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (метаморфический фактор). В структурном плане оруденение этой формации тяготеет к узлу сочленения субширотных зон повышенной трещиноватости и Бирюсинской зоны разломов северо-западного простирания (тектонический фактор). В составе формации выделяется один геолого-промышленный тип: танталовый в редкометалльных пегматитах. Главные минералы руд: танталит, колумбит, берилл, сподумен; второстепенные: касситерит, пироксид-микрорит. Оруденение этого типа распространено в пределах Окинского потенциального редкоземельно-редкометалльного узла. Форма рудных тел: линзы, жилы.

2. *Полигенная в зонах несогласия формация* связана с полигенным рудогенезом в зоне ССН между сублукской серией позднекареельского возраста и раннерифейской ермосохинской свитой (структурный фактор). Оруденение приурочено к узлам сочленения Ерминско-Горхонской зоны разломов и субширотных зон повышенной трещиноватости (тектонический фактор) и зонам низкотемпературных гидротермально-метасоматических изменений: березитизации, аргиллизации, гематитизации и окварцевания (метасоматический фактор). В составе формации выделяется несколько геолого-промышленных типа руд:

– собственно урановый (Окинская группа пунктов минерализации урана). Главными минералами руд являются: золото, настуран, уранинит, реже – браннерит. Форма рудных тел: минерализованные зоны;

– золото-кварцевый и золото-сульфидно-кварцевый (первичный ореол Мойганское и проявление Билюникское). Главными минералами руд являются: золото, пирит, пирротин, шеелит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и кварц. Форма рудных тел: минерализованные зоны.

3. *Свинцово-цинковая скарновая формация* связана со скарнами на контакте магматитов огнитского комплекса, субвулканитов и вулканитов илейского комплекса (магматический фактор) с карбонатными породами иркутской свиты и боксонской серии (литолого-петрографический фактор). Пространственно оруденение тяготеет к зонам разломов субширотного простирания: Жомболокско-Азасской, Жодокско-Харагольской, Барунгольской (тектонический фактор). В составе формации основным геолого-промышленным типом руд является свинцово-цинковый (с золотом, серебром и медью), формирующий скарновое оруденение Илейского, Барунгольского и Улуг-Языкского прогнозируемых золоторудных узлов. Основными рудными минералами являются: галенит, сфалерит, пирит, пирротин, арсенопирит, реже – халькопирит, молибденит и золото. Форма рудных тел – жилы и гнезда.

4. *Золоторудная полиметаллическая (с молибденом) формация* связана с зонами березитизации и окварцевания (гидротермально-метасоматический фактор) на контакте магматитов огнитского комплекса с субвулканитами и вулканитами илейского комплекса (магматический фактор), а также в тектонизированных вулканитах илейского комплекса и хамсаринской свиты

(магматический фактор). Пространственно тяготеет к зонам разломов субширотного простирания (тектонический фактор). В составе формации основными является золото-березитовый промышленный тип, формирующий основное золотое оруденение Илейского, Барунгольского и Улуг-Языкского прогнозируемых золоторудных узлов. Основные рудные минералы: золото, молибденит, пирит, пирротин, арсенопирит, реже – халькопирит, галенит, сфалерит. Форма тел – минерализованные зоны.

5. *Урановорудная формация в калиевых метасоматитах зон разломов* связана с калиевыми метасоматитами – калишпатитами (метасоматический фактор) огнитского комплекса (магматический фактор). Пространственно тяготеет к зонам разломов субширотного простирания (тектонический фактор). В составе формации основным является собственно урановый жильно-штоковерковый в гранитоидах промышленный тип (Ута-Жалгинское проявление и Хэрм-эшэлэйшинский пункт минерализации). Основные рудные минералы: уранинит, настуран, браннерит, бетафит. Форма рудных тел: согласные и секущие дайки, тела неправильной формы.

6. *Алмазоносная кимберлитовая формация* генетически связана с кимберлитами ингашинского комплекса (магматический фактор), тяготеющим к Ерминско-Горхонской зоне разломов (тектонический фактор). В составе формации выделяется кимберлитовый геолого-промышленный тип, характерный для Кирейско-Тагнинского прогнозируемого алмазоносного района. Форма рудных тел: трубки, дайки, жилы.

Кроме того, отмечаются проявления урановорудной в щелочных метасоматитах и формации железистых кварцитов, которые не имеют промышленного значения.

**Шарьжалгайская магнезит-алюминий-железорудная минерагеническая зона (5)** охватывает Шарьжалгайский выступ (Шарьжалгайская СФЗ) докембрийского фундамента Сибирской платформы. В пределах листа бесперспективна.

**Урикская олово-тантал-ниобиевая минерагеническая зона (1)** охватывает Урикско-Ийский грабен и Мангатгольско-Бирюсинскую краевую метаморфическую зону Сибирского кратона. В пределах листа, в ее составе выделяется Урикско-Ийский золото-редкоземельно-редкометалльный рудный район и вне зоны – Кирейско-Тагнинский прогнозируемый алмазоносный район.

**Урикско-Ийский золото-редкоземельно-редкометалльный рудный район (1.1)** охватывает Урикско-Ийский грабен и Мангатгольскую краевую метаморфическую зону Сибирского кратона (Урикско-Туманшетская СФЗ, Урикско-Ийская подзона). Выделяется: Одайский прогнозируемый золоторудный узел; Верхнекирейский прогнозируемый золоторудный узел и Окинский потенциальный редкоземельно-редкометалльный узел.

*Одайский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.1)* площадью 102 км<sup>2</sup> в пределах листа выделен при проведении поисково-оценочных работ на золото [52]. При этом, прогнозные ресурсы не были апробированы. Узел локализован между рр. Ока и Белая Зима на площади 492 км<sup>2</sup> (лист N-47-XXIII, N-47-XXIX) в бассейне рек Черная Зима, Игнок, Билюник, верховьях Одая, верховьях левого притока р. Дандар-Гол и верховьях р. Ингаши. В пределах листа распространена его северная часть. Пространственно узел охватывает область распространения малых интрузий игнокского комплекса в зоне структурно-стратиграфического несогласия (СН) между верхним карелием (сублукская серия) и нижним рифеем (калбазыкская серия). В тектоническом плане тяготеет к Ерминско-Горхонской зоне разломов на ее сочленении с субширотными зонами повышенной трещиноватости. Выделен по сочетанию ряда благоприятных факторов: наличие зоны СН между верхним карелием (сублукская серия) и нижним рифеем (калбазыкская серия); широкое распространение углеродсодержащих фаций вулканогенно-осадочной и терригенно-карбонатно-кремнистой черносланцевой формаций (сублукская серия); сочленение Зиминской и Окинской зон повышенной трещиноватости широтного простирания и Ерминско-Горхонского разлома; низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения (березитизация, окварцевание, прожилково-вкрапленная сульфидизация).

Непосредственно к зоне структурно-стратиграфического несогласия, к базальным горизонтам нижнего рифея (ермосохинская свита) тяготеет Окинская группа пунктов минерализации урана. Золотое оруденение представлено проявлением Билюникским и первичным ореолом золота Мойганским. Ожидается золотое и урановое оруденение полигенной в зонах несогласия формации (геолого-промышленные типы: золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый и собственно урановый). Форма рудных тел: минерализованные зоны, жилы.

Прогнозные ресурсы рудного золота категории Р<sub>3</sub> на глубину 200 м составили 7 т, прогнозные ресурсы урана категории Р<sub>3</sub> на глубину 200 м составили 5 тыс. т (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.). Узел является перспективным на выявление мелких объектов рудного золота и урана.

*Верхнекирейский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.2)* площадью 170 км<sup>2</sup> в пределах

листа выделен впервые. Расположен в юго-западной части листа N-47-XXIII и северо-западной части листа N-47-XXIX на площади 448 км<sup>2</sup>. Охватывает ареал распространения березитизации и щелочного метасоматоза, связанного с бирюсинским комплексом (метасоматический фактор) среди графитистых гнейсов мангатгольского метаморфического комплекса (литолого-петрографический фактор), в узле сочленения Зиминской и Окинской субширотных зон с Бирюсинским разломом (тектонический фактор) в бассейне р. Куркапка. В пределах листа отмечается золото-полисульфидно-кварцевое, урановое и уран-торий-редкоземельное оруденение.

Урановое оруденение распространено в метасоматически измененных гранитоидах саянского комплекса (пункты минерализации Каровый и Озерный, а на соседнем с севера листе – Хульцайское проявление урана). Оруденение относится к урановорудной в щелочных метасоматитах формации. Геолого-промышленный тип: собственно урановый. На выявление промышленных объектов урана, перспективы слабые. Уран-торий-редкоземельное оруденение в кремнещелочных метасоматитах по гранитоидам саянского комплекса, которое связано с гнездовой циркон-монацит-ортитовой минерализацией и промышленного значения не имеет. Кремнещелочные метасоматиты в породах мангатгольского метаморфического комплекса вмещают уран-торий-редкоземельное оруденение, характерное для Зээрдэгшенского торий-редкоземельного потенциального рудного поля.

*Зээрдэгшэнское торий-редкоземельное потенциальное рудное поле* (1.1.2.1) протяженностью более 7 км и шириной около 3 км выявлено в бортах р. Ока на отрезке от устья р. Дандар-Гол до устья р. Зээрдэгшэн. В коренном залегании изучено 20 тел кремнещелочных метасоматитов, залегающих в гранат-биотитовых и амфиболовых гнейсах с прослоями известняков мангатгольского метаморфического комплекса. Метасоматиты с редкоземельным оруденением обладают повышенной радиоактивностью – до 500 гамм и в отдельных случаях – до 1 500–2 000 гамм. Наиболее изученным в пределах поля является торий-редкоземельное проявление Зээрдэгшэн (1-2-8). Редкоземельное оруденение связано с циркон-монацит-ортитовой минерализацией и промышленного значения не имеет. В пределах прогнозируемого узла установлены потоки молибденита и проявления молибдена.

Золото-полисульфидно-кварцевое оруденение распространено северо-западнее, в пределах листов N-47-XXIII и XXII, где широко проявлены зоны вкрапленной сульфидизации, окварцевания и доломитизации в метасоматически измененных гнейсах и гнейсо-сланцах мангатгольского комплекса. В верховьях р. Правый Кирей выявлены комплексные Au-(Ag, Bi, Cu) проявления, а также многочисленные проявления (в том числе комплексные) Pb, Zn, Ag, Cu, As. В пределах листа описанное оруденение, в связи со слабой изученностью, не установлено. Ожидаемый формационный тип золотого оруденения: золоторудный полиметаллический. Геолого-промышленный тип: золото-полисульфидно-кварцевый. Главные минералы руд: золото, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит и кварц. Форма рудных тел: жилы, минерализованные зоны.

Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> (в пределах листа) на глубину 200 м составляют 14 т (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.).

*Окинский потенциальный редкоземельно-редкометалльный узел* (1.1.3) площадью 104 км<sup>2</sup> в пределах листа. Локализован по ареалу распространения редкометалльных пегматитов и гранитоидов саянского комплекса гранодиорит-гранитовой формации в области амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма в северо-восточном крыле Бирюсинского разлома. В пределах узла выделяется Окинское потенциальное редкометалльно-редкоземельное поле и Харагольско-Далдарминское поле редкометалльных пегматитов, в пределах которых распространено оруденение редкометалльной пегматитовой формации. Геолого-промышленный тип: танталовый в связи с редкометалльными пегматитами. Главными минералами руд являются: танталит, колумбит, берилл, сподумен; второстепенные: касситерит, пироклор-микролит.

*Окинское потенциальное редкометалльно-редкоземельное поле* (1.1.3.1) расположено выше устья р. Бол. Слюда и приурочено к крылу антиклинальной складки пород большереченской свиты, прорванных массивами саянских гранитов. Насчитывается до 70 пегматитовых тел, залегающих, в основном, согласно со вмещающими их сланцами и метапесчаниками. По форме пегматитовые тела представляют межпластовые залежи, линзы, жилы, линзовидные тела со сложной морфологией. Мощность их варьирует от сантиметров до первых десятков метров, протяженность – от 250 м, реже – 600 м. На глубине пегматитовые тела не изучены. В пределах поля установлены литий-бериллиевые проявления: Сергеевское и Медвежий. Собственно редкометалльные пегматиты – это кварц-микроклиновые породы с бериллом, сподуменом, колумбитом и альбитовыми оторочками в приконтактных частях. Содержание Li<sub>2</sub>O – 0,05–0,28 %, BeO – 0,04–0,224 %, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,003–0,2 %, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,002–0,015 %. Олова – не более 0,06 %. В

пределах проявления Сергеевского установлено содержание тантала – до 0,2 % (в штучных пробах).

*Харагольско-Далдарминское потенциальное редкометалльно-редкоземельное рудное поле* (1.1.3.2) расположено на продолжении Окинского поля в юго-восточном направлении от верховий р. Хара-Гол и захватывает среднее течение р. Далдарма. Представлено пегматитовыми жилами, выявленными как в коренном залегании, так и в виде свалов. Простирается от северо-запада до северо-востока, протяженность – от 100 до 1500 м. Средняя мощность жил 6,25 м. Известно Малореченское тантал-ниобиевое проявление и 3 пункта литий-бериллиевой минерализации формации редкоземельно-редкометалльных пегматитов. Пегматиты Харагольско-Далдарминского поля характеризуются значительным развитием замещающих комплексов, в частности альбитизации, грейзенизации и т. д. В состав пегматитов входят: кварц, микроклин, альбит, мусковит, сподумен, берилл, касситерит, турмалин, флюорит, ортит. Сподумен и берилл иногда образуют гнездовые скопления (в бассейне р. Малой, ключа Гранитного). Рудными минералами являются танталит, колумбит; второстепенными – касситерит, пироклор-микролит. Средние содержания полезных компонентов составляют (Малореченское проявление):  $Ta_2O_5$  – 0,02 %,  $Nb_2O_5$  – 0,008 %, Sn – 0,031 %.

Прогнозные ресурсы потенциального узла не оценивались.

**Канско-Бирюсинская мусковит-титан-никелерудная минерагеническая зона** (2) в пределах листа представлена своей крайней юго-восточной частью в Бирюсинском блоке между Главным Саянским и Бирюсинским разломами. Северо-западнее, где она значительно шире в ее пределах распространено никелерудное оруденение медно-никелевой-сульфидной формации в расслоенных интрузиях перидотит-габбро-норитовой формации. В пределах листа минерагенически не проявлена.

**Хамсаринская золото-молибденовая минерагеническая зона** (3) охватывает Хамсаринский микроконтинент и ограничена с северо-востока Главным Саянским разломом, с юга – Жомболокско-Азасским разломом. В пределах листа выделяется: Илейский прогнозируемый золоторудный узел.

*Илейский прогнозируемый золоторудный узел* (3.0.1) площадью 368 км<sup>2</sup> в пределах листа выделяется впервые. Охватывает область распространения вулканических и субвулканических образований илейского андезит-трахириолитового комплекса и гранитоидов второй и третьей фазы огнитского сиенит-граносиенит-гранитового комплекса, прорывающих слабометаморфизованные карбонатные отложения иркутской свиты. Узел вытянут в широтном направлении согласно простиранию Жомболокской зоны разломов. Характеризуется высокой насыщенностью проявлений и пунктов минерализации свинца, цинка, золота, серебра, молибдена, а также наличием контрастных вторичных геохимических ореолов рассеяния перечисленных элементов. Отмечаются отдельные проявления марганца, железа, урана. Установлено два формационных типа оруденения: главный (ресурсообразующий для золота) – золоторудный полиметаллический (геолого-промышленный тип: золото-порфиновый) и второстепенный (ресурсообразующий для свинца, цинка, кадмия, серебра и меди) – свинцово-цинковый скарновый (геолого-промышленный тип: свинцово-цинковый (с золотом, серебром и медью)). Первый из них приурочен к разрывным нарушениям, контролирующим зоны гидротермально-метасоматического окварцевания и березитизации в породах огнитского комплекса и вулканических и субвулканических образованиях илейского комплекса. Второй – приурочен к зонам скарнирования карбонатных пород иркутской свиты на контакте их с вулканическими и субвулканическими образованиями илейского андезит-трахириолитового комплекса. Геологическая обстановка и типы оруденения аналогичны таковым в пределах Хужирского золоторудного узла (месторождение Коневинское), расположенного в непосредственной близости за восточной рамкой листа. В пределах узла выделено Илейское потенциальное свинец-цинк-золоторудное поле [43].

*Илейское потенциальное свинец-цинк-золоторудное поле* (3.0.1.1) занимает площадь 40 км<sup>2</sup> и расположено в истоках рек Илеэ и Шулуурхаг. Представляет собой совокупность пространственно сближенных пунктов минерализации и проявлений свинца и цинка (Етоминское, Илейское, Дабанское, Крутое, Шулуурхагское и др.), приуроченных к контактам известняков иркутской свиты и магматитов илейского и огнитского комплексов. Выявленное в пределах рудного поля полиметаллическое оруденение относится к свинцово-цинковой (с золотом) скарновой рудной формации (геолого-промышленный тип: свинцово-цинковый (с золотом, серебром и медью)). Подавляющее большинство минерализованных тел сосредоточено в зонах расланцевания в скарнированных известняках на контакте с риолитами, трахириолитами, гранитами, сиенитами и другими образованиями илейского и огнитского комплексов. Морфология и размеры тел различны. Преобладают изометричные метасоматические залежи, линзовидные, четковидные и трубчатые тела, мелкие гнезда. Большинство из них имеют небольшие размеры:

десятки метров по простираанию и первые метры по мощности. Насыщенность рудными минералами высокая, достигает 50–70 % и более. Содержания полезных компонентов составляют: свинца – 1,0–41,0 %, цинка – 0,5–18,0 %, кадмия – до 0,125 %, серебра – до 3 828 г/т. Содержание золота в полиметаллических рудах, как правило, менее 1 г/т. В отдельных случаях выявлены потенциальные рудные тела с содержаниями золота – 3 г/т (проявление Крутое), 5,6 г/т и 1,3 г/т (проявление Етоминское), до 20 г/т.

Проявления золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации локализируются в междуречье Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол–Халбая-Хара-Гол и в верхнем течении р. Тэргэтэ. Приурочены они к зонам березитизации и скарнирования. Вмещающими являются магматиты огнитского и илейского комплекса и карбонаты иркутской свиты.

Прогнозные ресурсы полиметаллов (не апробированные) составляют: свинца – 87 тыс. т, цинка – 33 тыс. т, серебра – 298 т, меди – 1,325 тыс. т. В связи с незначительными прогнозными ресурсами, узел оценивается слабоперспективным на полиметаллическое оруденение. Ожидается, что свинцово-цинковое скарновое оруденение будет локализовано в пределах мелких месторождений, сопоставимых по запасам с ресурсами Етоминского проявления.

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  (в пределах листа) на глубину 200 м составляют 105 т (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.) и могут быть увеличены за счет изучения и оценки золотоносности широко распространенных зон окварцевания и березитизации в вулканических и субвулканических образованиях илейского комплекса.

**Урик-Китой-Боксонская нефрит-асбест-золоторудная минерагеническая зона (4)** охватывает Тувино-Монгольский микроконтинент и ограничена с севера Жомболокско-Азасским разломом, уходя за южную рамку листа. В пределах листа выделяется Барунгольский и Улуг-Языкский прогнозируемые золоторудные узлы.

*Барунгольский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.1)* площадью 191 км<sup>2</sup> в пределах листа выделяется впервые. Локализован в бассейне р. Барун-Гол, приурочен к субширотной Барунгольской зоне разломов и охватывает площадь распространения ксенолитов карбонатных пород боксонской серии среди гранитоидов огнитского и урикского комплекса в пределах Сарьдагского массива. На контактах вышеуказанных магматитов распространены зоны скарнирования, тектониты часто березитизированы. К ним приурочены многочисленные пункты минерализации золота – до 0,66 г/т. Золото установлено и в геохимических пробах по потокам рассеяния. Ожидается выявление оруденения золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации (геолого-промышленный тип: золото-порфировый), аналогичного таковому в пределах Хужирского (месторождение Коневинское) и Илейского узлов. Площадь изучена крайне незначительно. Кроме ГСР-200 (1964 г.) и настоящих работ, других геологических исследований не проводилось. Необходимо дополнительное изучение.

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  (в пределах листа) на глубину 200 м составляют 68 т (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.).

*Улуг-Языкский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.2)* площадью 368 км<sup>2</sup> в пределах листа выделяется впервые. Локализован в бассейне р. Улуг-Язы и охватывает Шебеликский массив огнитского комплекса, где выявлены многочисленные пункты минерализации золота (до 1,5 г/т) в березитизированных, скарнированных и тектонизированных породах. В тектоническом плане, приурочен к зоне Шебеликского надвига, к милонитам которого приурочены зоны сульфидизации и окварцевания. Окварцованные милониты вмещают убогую прожилково-вкрапленную минерализацию пирита, пирротина, реже – халькопирита, арсенопирита и молибденита. Сульфидная минерализация приурочена и к зонам пироксеновых скарнов по карбонатам боксонской серии. На левом склоне долины р. Харанхы были обнаружены свалы жильного ноздреватого кварца с мелкими вкрапленниками и небольшими гнездами пирита и халькопирита [38]. Наибольшая насыщенность кварцевыми жилами наблюдается в экзоконтакте Шебеликского массива. Содержание элементов спутников золота составляет: меди – до 0,1 %, свинца – до 0,004 %, цинка – до 0,01 %, молибдена – до 0,011 %, серебра – до 0,0007 %. Ожидается выявление оруденения золоторудной полиметаллической (с молибденом) формации (геолого-промышленный тип: золото-порфировый), аналогичного таковому в пределах Хужирского (месторождение Коневинское) и Илейского узлов.

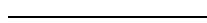
Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  (в пределах листа) на глубину 200 м составляют 45 т (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.).

**Кирейско-Тагнинский прогнозируемый алмазоносный район (0.1)** площадью 880 км<sup>2</sup> в пределах листа выделяется впервые. Локализован по ареалу распространения даек слюдяных кимберлитов и кимберлитоподобных пород и протягивается в пределах листов N-47-XXIII и N-47-XXIX полосой шириной от 10 до 40 км с юго-востока на северо-запад от верховьев р. Бол. Зимовная до верховьев Бол. Ильмига вдоль Ерминско-Горхонской зоны глубинного разлома. В

настоящее время в пределах Кирейско-Тагнинской прогнозируемой алмазонасной площади установлено около 100 даек слюдяных кимберлитов (оранжеитов). Вопрос об их формационной принадлежности (и, следовательно, потенциальной алмазонасности) до настоящего времени остается открытым. Условно они отнесены к ингашинскому комплексу алмазонасных кимберлитов. В верховьях р. Ингаши (юго-восточная часть листа) выделено Ингашинское алмазонасное поле, где выявлено (за рамкой листа) 9 жил алмазонасных слюдяных кимберлитов (оранжеитов).

*Ингашинское потенциальное алмазонасное поле (0.1.0.1)* в структурно-тектоническом отношении приурочено к Ерминско-Горхонской зоне разломов глубинного заложения. Вмещающими породами являются метапесчаники и сланцы ингашинской свиты, смятые в линейные складки северо-западного простирания. По результатам работ выявлено 9 даек слюдяных кимберлитов, приуроченных к трещинам субширотного простирания, пространственно сгруппированных в полосу шириной около 1 км и протяженностью 4,5 км. Мощность их изменяется от 0,1 до 0,6 м, длина достигает 500 м. Протяженность по падению по данным буровых работ составляет 150–230 м, дайки крутопадающие, падение от 70° до вертикального. Строение сложное. В плане они четковидные с линзовидными раздувами, на глубине расщеплены на апофизы. Учитывая тот факт, что фланги всех даек перекрыты наносами мощностью 7–9 м, а шлиховым опробованием установлены вытянутые в субширотном направлении ореолы разноса минералов-спутников алмазов протяженностью 3,5–4,0 км и шириной 300–600 м, следует ожидать в этом направлении наличие не вскрытых кимберлитовых тел. Общая протяженность шлихового ореола минералов спутников алмазов (I-4-3) составляет 18–25 км.

Прогнозные ресурсы алмазов (в пределах листа) категории  $P_3$  составляют 5,4 млн карат (прил. 12). Ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ (2010 г.).





## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с гидрогеологическим районированием Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [5] территория листа N-47-XXIX располагается в пределах крупной гидрогеологической структуры III порядка – Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой области. В центральной части описываемой площади выделяется Урда-Окинский межгорный криоартезианский бассейн.

Для Восточно-Саянской гидрогеологической складчатой области свойственны корово-блоково-жильные и корово-жильные типы гидрогеологических тел. Гидрогеологические условия территории характеризуются распределением подземных вод в трещинах выветривания древних метаморфизованных и разновозрастных магматогенных пород. Гидрогеологические условия региона тесно связаны с широко развитыми здесь многолетнемерзлыми породами, которые во многом обуславливают накопление, питание и разгрузку подземных вод. Описание гидрогеологических подразделений дается в основном по аналогии с сопредельными с юга и востока территориями, где выполнены съемочные гидрогеологические работы масштаба 1 : 200 000 [1, 2, 4].

*Водоносный таликовый голоценовый аллювиальный горизонт ( $aQ_n$ )* развит в днищах современных долин и приурочен к руслам, поймам и низким надпойменным террасам рек. Обводненность аллювия связана со сквозными и несквозными, подрусловыми и пойменными, грунтово-фильтрационными таликами. Воды таликов грунтовые, поровые, со свободной поверхностью и гидравлически связаны с поверхностными водотоками. Глубина залегания подземных вод колеблется от 0,5–2 до 5 м. Уровенный режим подземных вод современного аллювия нестабилен и находится в прямой зависимости от выпадения осадков. Водообильность горизонта неравномерная, коэффициент фильтрации – от 0,2–10 до 100–400; водопроницаемость – от 20–200 до 300–600 м<sup>2</sup>/сут. Наиболее высокая проницаемость отмечается в прирусловой части долин, выполненных хорошо промытым валунно-галечным материалом. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией – до 0,2 г/л. Повышенное содержание отдельных элементов в составе воды характерны для водовыводящих разломов, т. е. здесь имеет место смешение вод аллювия и трещинно-жильных вод разломов. Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, а также подтока подземных вод из нижележащих комплексов. Подземные воды горизонта могут использоваться для водоснабжения населенных пунктов.

*Локально-водоносный криогенно-таликовый неоплейстоцен–голоценовый аллювиально-пролювиальный горизонт ( $apQ_{III-n}$ )* приурочен к предгорным конусам выноса и предгорным шлейфам вдоль подножий склонов. Обводненность горизонта носит локальный характер и связана с сезонно-талым слоем и таликовыми зонами. Воды горизонта порово-пластовые, грунтовые. Глубина залегания подземных вод – 2–10 м. Водообильность неравномерна во времени. В период обильного выпадения летних осадков дебиты родников могут достигать десятков литров в секунду. В питании горизонта участвуют атмосферные осадки и подток подземных вод склоновых отложений. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией – до 0,2 г/л.

*Слабоводоносный криогенно-таликовый неоплейстоценовый ледниковый горизонт ( $gQ_{III}$ )* ограниченно распространен вдоль склонов хребтов Шэлэ, Арагольского, Кропоткина, Окинско-го, Бельских гольцов, горы Етомен-Эхин-Сарьдаг. Отложения практически полностью заморожены, и водоносность их связана, в основном, с сезонно-талым слоем. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Не исключено формирование горизонта за счет восходящей разгрузки подземных вод по зонам тектонических разломов. По химическому составу воды чаще хлоридно-гидрокарбонатные, реже – гидрокарбонатные натриево-кальциевые и магниевые-кальциевые с минерализацией – 0,04–0,06 г/л. Практического значения комплекс не имеет.

*Слабоводоносный субкриогенный терригенный комплекс (J<sub>1</sub>nr).* Обводненность юрских пород не изучена. В разрезе преобладают труднопроницаемые и непроницаемые пласты. Это обстоятельство, а также наличие мощной зоны мерзлых пород определяет, как правило, незначительную водообильность горных пород. Подземные воды залегают на глубинах, определяемых нижней границей многолетнемерзлых пород. Под толщей многолетнемерзлых и водоупорных непромерзших пород подземные воды отличаются напором. Вблизи зон тектонических нарушений возможно увеличение интенсивности трещиноватости пород и наличие коллекторами подземных вод. Обводненность образований определяется характером водопроницаемости тектонических нарушений, которые определяют гидравлическую связь и интенсивный водообмен обводненных пластов, прослоев и зон. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные натриевые, пресные.

*Водоносный субкриогенный венд–кембрийский карбонатный комплекс (V–Є).* Характерно наличие трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-пластовых вод, гидравлически связанных между собой. Выходы подземных вод фиксируются в виде многочисленных родников и пластовых выходов в долинах рек и приурочены к тектоническим нарушениям. Дебиты родников и пластовых выходов не превышают первых десятков л/с. Воды напорные. Воды родников по химическому составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией, не превышающей 0,3 г/л. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, инфильтрации поверхностных вод на площадях развития карста и перетока по водопроводящим зонам разломов. Подземные воды комплекса могут являться источником водоснабжения населения.

*Локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости нижнерифейских метаморфических образований (RF<sub>1</sub>).* Породам характерно образование в верхней части разреза зоны трещиноватости, прослеживающейся до глубины 70–100 м и аккумулирующей подземные воды. Интенсивная трещиноватость фиксируется и на контактах с изверженными породами. Разгрузка подземных вод происходит в виде нисходящих родников с дебитом – от 0,2 до 15 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией, изменяющейся до 0,1 г/л. Режим родников подвержен сезонным изменениям. Наименьший расход отмечен в зимне-весенний период. Основное питание водоносный комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков и снеготаяния.

*Локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости верхнекарельских–нижнерифейских вулканогенно-осадочных образований (KR<sub>2</sub>–RF<sub>1</sub>).* Для отложений характерна анизотропия свойств пород и широкое развитие интрузивных комплексов. Коллекторские свойства пород определяются экзогенной трещиноватостью. Приконтактная тектоническая трещиноватость зон разломов имеет резко подчиненный характер. Подземные воды скапливаются в пределах зон интенсивной трещиноватости, мощность которой достигает 130–150 м. Действующие сезонно родники нисходящего типа характеризуются дебитом – от 0,3–0,5 до 10–22 л/с. Воды по составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией – от 0,04 до 0,13 г/л. Обводненность пород с глубиной значительно снижается, что связано с затуханием экзогенной трещиноватости пород.

*Локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости архейско–протерозойских метаморфических пород (AR–PR).* Породам характерно образование в верхней части разреза зоны трещиноватости, прослеживающейся до глубины 70–100 м и аккумулирующей подземные воды. Интенсивная трещиноватость фиксируется и на контактах с изверженными породами. Разгрузка подземных вод происходит в виде нисходящих родников с дебитом – от 0,2 до 15 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией, изменяющейся до 0,1 г/л. Режим родников подвержен сезонным изменениям. Наименьший расход отмечен в зимне-весенний период. Основное питание водоносный комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков и снеготаяния.

*Локально-водоносная субкриогенная зона трещиноватости архейско–палеозойских интрузивных образований (AR–PZ)* представлена дайковыми телами, штоками, группирующимися в небольшие поля и крупные массивы. В основном здесь играет роль процесс конденсации влаги и атмосферные осадки, дающие локальные временные выходы подземных вод по зонам трещиноватости. В крупных интрузивных массивах, занимающих значительные площади, подземные воды формируются в верхней части разреза, в зоне экзогенной трещиноватости, являющейся основным их коллектором. Мощность зоны трещиноватости и связь с водовыводящими тектоническими зонами определяет степень их обводнения. Породы зоны трещиноватости представлены гранитами, гранодиоритами и диоритами. На поверхность подземные воды выходят в виде редких пластовых и рассеянных выходов приуроченных к тальвеговым частям распадков. Подземные воды залегают на глубинах от 5–10 до 30–50 м. Воды имеют свободный уровень.

Водообильность интрузивных пород на большей площади его распространения низкая. Дебит родников дренирующих зоны трещиноватости интрузий варьирует от 0,2 до 6 л/с, достигая 10–25 л/с. Максимальные дебиты родников приурочены к горным россыпям – курумам. Воды имеют сезонный характер. По химическому составу подземные воды, в основном, хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией – 0,01–0,11 г/л. В родниках, приуроченных к зонам тектонических разломов, минерализация подземных вод возрастает до 0,15–0,19 г/л. Интенсивность питания подземных вод зависит от количества выпадающих атмосферных осадков и деградации слоя сезонного промерзания в летний период.

*Сезонно-водоносная зона трещиноватости миоценовых эффузивных пород (N<sub>1</sub>)* распространена ограничено на выположенных частях водоразделов в верховьях рек рр. Улуг-Язы, Урда-Ока, Хайт и Барун-Гол. Трещинные подземные воды содержатся только в верхней части разреза, в зоне экзогенной трещиноватости, мощностью 30–40 м. Так как экзогенная зона трещиноватости эффузивов, вероятнее всего, заморожена, подземные воды в этих коллекторах формируются в теплое время года и являются надмерзлотными. Дебиты родников нисходящего типа достигают 3–6 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией – 0,02–0,03 г/л.

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа N-47-XXIX по ландшафтному районированию [14] относится к Алтае-Саянской стране, Восточно-Саянской горно-таежной области, Ийско-Бирюсинской провинции и представлена одной крупной категорией ландшафтов – горы сводово-блоковых неотектонических поднятий, которая соответствует крупной геотекстуре – Центрально-Азиатскому складчатому поясу. По геолого-геоморфологическим признакам нами выделено шесть генетических разновидностей ландшафтов.

*Гольцово-тундровый высокогорный* (1) тип ландшафта распространен на абсолютных высотах 2 000–2 800 м. Характеризуется альпинотипным, нивально-денудационным, интенсивно расчлененным рельефом с крутыми склонами и обилием ледниковой морфоскульптуры (карлинги, кары, цирки, троговые долины, экзарационные склоны), сложным рисунком гидросети, сплошным развитием многолетней мерзлоты мощностью 300–500 м. Четвертичные отложения представлены маломощными коллювиальными, реже – десерпционными и солифлюкционными образованиями, либо отсутствуют. Литогенная основа представлена гранитами, диоритами, кристаллосланцами, гранодиоритами архея и протерозоя, гранитами и сиенитами девона–ордовика. Растительность скудная, преимущественно это каменистые тундры с фрагментами альпийских лугов, кедровый стланик. Почвы примитивные горно-тундровые мерзлотные или вовсе отсутствуют. Большое количество атмосферных осадков (до 1 000 мм в год [14]) обуславливает повышенные снегозапасы и затяжной характер дождей. Наряду с этим, обилие незакрепленного растительностью обломочного материала и довольно высокая сейсмичность (8–9 баллов [14]) способствуют развитию и частой повторяемости таких катастрофических явлений как снежные лавины, сели, обвалы. Поэтому геодинамическая устойчивость данного ландшафта низкая. Благодаря мощной криолитозоне, которая бронирует подземные воды от загрязнения и низкой сорбционности грунтов (скальные, полускальные и крупнообломочные породы) геохимическая устойчивость высокая.

*Горно-таежное высокогорье* (2) расположено на абсолютных высотах 1 700–2 000 м. Характеризуется развитием денудационно-эрозионного рельефа, где на крутых обвально-осыпных склонах формируются коллювиальные отложения, на склонах средней крутизны – десерпционные и солифлюкционные, коллювиальные и десерпционные и солифлюкционные отложения, а на пологих – делювиальные и солифлюкционные. На подзолистых почвах произрастают лиственничные, лиственнично-кедровые, лиственнично-сосновые кустарничково-зеленомошные леса. На фоне средней сейсмичности (7–8 баллов) проявляются такие природные процессы как лавины, обвалы, осыпи, солифлюкция. Четвертичные отложения на склонах закреплены лесной растительностью, поэтому устойчивость среды к физико-механическим воздействиям довольно высокая. Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение и мощность 200–300 м. Они защищают подземные воды от загрязнения, обеспечивая устойчивую геохимическую обстановку. Геодинамическая устойчивость определяется как средняя.

*Горно-таежный среднегорный ландшафт* (3) располагается на абсолютных отметках 1 200–1 700 м. Для него типичен эрозионный, эрозионно-денудационный расчлененный рельеф на протерозойских породах. На узких водоразделах формируются элювиальные и делювиальные отложения, на крутых склонах – коллювиальные, на склонах средней крутизны – десерпционные и солифлюкционные, коллювиальные и десерпционные. Современные геодинамические процессы криогенно-склонового типа: обвалы, осыпи, курумообразование, термокарст, термоэрозия, мерзлотный крип, реже – снежные лавины. Обильные осадки (800 мм в год) способствуют развитию селей. На дерново-подзолистых, серых лесных и торфяно-перегнойных почвах произрастают кедровые кустарничково-зеленомошные леса. Расчлененный рельеф с крутыми и средней крутизны склонами, с закрепленными на них лесной растительностью отложениями, средней активности геотектоническая обстановка (7 баллов по шкале MSK-64), мощная криолитозона (100–300 м) способствуют средней геодинамической и высокой геохимической

устойчивости ландшафта.

*Ландшафт ледниковых долин (4)* образуется в результате транзита и аккумуляции ледниковых и водно-ледниковых образований и имеет холмисто-грядовый облик. Он представлен моренами, озами, камами, зандровыми конусами. На горно-таежных почвах произрастают лиственнично-кедровые леса, заросли кедрового стланика. Характерно сплошное развитие многолетнемерзлых пород средней льдистости. Сорбционная способность грунтов средняя. Экзогенные процессы связаны с криогенезом – термоэрозия, термокарст, пучение грунтов, заболачивание, проявляются процессы линейной эрозии и плоскостного смыва. Возможны сели и снежные лавины, а также образование наледей. Геодинамическая и геохимическая устойчивость характеризуются средними показателями.

*Ландшафт поверхности пойм и террас (5)* распространен в долинах крупных рек, таких как Ока, Урда-Ока, Хойто-Ока, Улзыга, Бурон-Гол, Далдарма, Гуник и т. д. У большинства средних и у малых рек поймы протягиваются вдоль русел узкими полосами или отсутствуют вовсе. Это говорит о том, что процессы глубинной эрозии преобладают над процессами аккумуляции. Для данного типа ландшафтов характерно проявление боковой эрозии, термокарста, термоэрозии, пучения грунтов. Зимой в поймах образуются наледи. Грунты, представленные аллювиальными галечниками, валунными галечниками, песками, в меньшей степени суглинками, супесями, глинисто-илистым материалом, обладают повышенной сорбционной способностью. Многолетняя мерзлота прерывистая с подрусловыми таликами, обеспечивающими тесную гидравлическую связь поверхностных и подземных вод, вместе с тем, довольно высокие фильтрационные свойства водоносных пород создают высокую степень вероятности проникновения загрязнений. Благодаря быстрому течению горных рек загрязняющие факторы обладают большой поражающей способностью. Данный тип ландшафта имеет низкую геохимическую и геодинамическую устойчивость.

*Ландшафт поверхности прикляновых шлейфов (6)* выполнен аллювиальными и пролювиальными отложениями, представленными галечно-щебнистыми отложениями с песком и суглинком. На подзолистых почвах произрастают лиственничные леса с ерниковыми зарослями. Экзогенные процессы и характер криолитозоны аналогичны вышеописанным. Как и предыдущий, данный ландшафт обладает низкой геодинамической и геохимической устойчивостью.

Геохимическое загрязнение связано с концентрациями химических элементов природного происхождения. Площадные аномалии с содержаниями токсикантов свыше 16 ПДК представлены элементами второй группы токсичности – медь, кобальт, никель, хром, как сопутствующие, в некоторых аномалиях, выявлены элементы первой группы токсичности – свинец и цинк. Данные аномалии относятся к среднему классу опасности. Внемасштабные ореолы показаны на схеме только с элементами-токсикантами первой группы токсичности. Преимущественно это цинк, реже – свинец и мышьяк, представляющие повышенную опасность. Все аномалии и свинцово-цинковые проявления приурочены к незаселенным горным геохимически устойчивым ландшафтам, поэтому экологической опасности они не представляют.

Техногенезом территория данного листа практически не затронута. Немногочисленное местное население сосредоточено в поселке Алаг-Шулун. Занимаются они охотой, рыбной ловлей, разведением коров, лошадей, яков. Люди гармонично сосуществуют с природой, не оказывая на нее негативного влияния. Наиболее интенсивное техногенное воздействие на окружающую среду оказывают изменения, связанные с поисками полезных ископаемых. Особенно на участках проведения горных работ, что выражается в проходке канав, шурфов, скважин, осуществлении буровзрывных работ, нарушении мохово-дернового покрова гусеничным транспортом.

На изученной территории выделено два типа эколого-геологических обстановок – удовлетворительная и напряженная. *Удовлетворительная обстановка* сохраняется в районе среднегорного рельефа, а также высокогорного, расположенного в горно-таежной зоне. Она характеризуется малой степенью нарушенности природной среды, высокой геохимической и средней геодинамической устойчивостью. *Напряженная обстановка* создается на территории высокогорного рельефа, в пределах гольцово-тундрового ландшафта. Вызвана она интенсивным проявлением геодинамических процессов, усугубляющихся довольно высокой сейсмичностью 8–9 баллов, а также наличием ореолов геохимического загрязнения, превышающих в 16 раз предельно допустимые концентрации. Напряженная обстановка выделяется и в пределах долинных ландшафтов пойм, террас и аллювиально-пролювиальных шлейфов. Здесь так же отмечается локальное геохимическое загрязнение более 16 ПДК. Экзогенные процессы развиваются на фоне низкой геохимической устойчивости.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили уточнить геологическое строение, стратиграфию и магматизм территории. Выделена рифейская хайтинская толща. Объем сублукской серии, по результатам работ представляется в следующем виде (снизу вверх, в пределах листа): больше-реченская свита, далдарминская свита, урикская свита, ингашинская свита. Объем калбазыкской серии, по результатам работ, представляется в следующем виде (снизу вверх, в пределах листа): ермосохинская свита, одайская свита. Уточнен возраст гранитоидов игнокского комплекса – поздний карелий. Уточнен возраст урикского, огнитского и илейского комплексов. В пределах Восточно-Тувинского района впервые выделен сумсунурский комплекс позднего рифея.

Наряду с вышесказанным, в процессе работ обозначились следующие нерешенные проблемные вопросы:

1. Дискуссионен возраст мангатгольского метаморфического комплекса как архейский (?) и, соответственно, мигматит-гранитов хадаминского комплекса. Метаморфические толщи мангатгольского комплекса содержат тела мигматит-гранитов хадаминского комплекса. Последние, по-видимому, являются генетически связанными с формированием мангатгольского комплекса в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма (синметаморфические граниты). Возраст гранитоидов хадаминского комплекса оценивается в 1 980 млн лет (свинцовый метод по циркону) [54]. Эта датировка в целом соответствует определению нами возраста метаморфизованного габбродолерита из ксенолита среди гранитов саянского комплекса в верховьях р. Бол. Кирей:  $1\ 878 \pm 13$  млн лет (U-Pb SHRIMP по циркону, проба 1049-2). Таким образом, возраст метаморфизма мангатгольского комплекса можно оценить как позднекарельский – «досаянский». Данные об архейском возрасте пород мангатгольского комплекса отсутствуют. Учитывая вышесказанное, по нашему мнению, обоснованнее рассматривать мангатгольский метаморфический комплекс как позднекарельский, а хадаминский комплекс – как синметаморфические граниты.

2. Дискуссионен возраст и понимание подразделений выделяемых в пределах Бирюсинского выступа (хайламинская толща, алхадырская свита и урдаокинский комплекс), а также их взаимосвязь с мангатгольским метаморфическим комплексом.

– *Хайламинская толща*. Метаморфические породы толщи прорываются гранитоидами саянского и огнитского комплексов. Возраст биотитового гнейса в бирюсинском блоке, северо-западнее изученной площади определен в  $1\ 900 \pm 30$  млн лет ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  изотопное отношение в цирконах) [23]. Это полностью соответствует геохронологическим датировкам, определенным для пород (метаморфизма) мангатгольского комплекса (см. «мангатгольский комплекс»). Таким образом, возраст метаморфизма пород толщи в условиях амфиболитовой фации рассматривается как позднекарельский. Геохронологические и геологические данные об архейском возрасте пород отсутствуют.

– *Алхадырская свита и урдаокинский комплекс*. Обилие амфиболитов и пироксеновых кристаллосланцев иногда с редкими признаками ортопород, в интервале от устьевого части р. Урда-Ока до р. Буйрагта, послужило основанием выделения [13] здесь урдаокинского метапериодит-метагаббрового комплекса. Однако уже в процессе ГСР-50 [46] было установлено, что в пределах «урдаокинского комплекса» повсеместно отмечаются не только различные гнейсы составляющие порой более 50 % объема разреза, но и мраморы. Ортопороды при этом имеют согласное пластовое залегание и участвуют в складчатости. С другой стороны, при безусловном присутствии ортоамфиболитов и метапироксенитов, значительная часть так называемого урдаокинского комплекса сложена параамфиболитами и пироксеновыми кристаллосланцами [41, 46], отделить (от ортопород) и откартировать которые, по опыту проведенных полевых работ, практически невозможно. Заметим, что описываемые амфиболиты и кристаллосланцы, в том числе и относимые к урдаокинскому комплексу, насыщены инъекциями плагиогранитного

состава [13], отвечающих плагиогранитам хадаминского комплекса. Учитывая широкое распространение амфиболитов (до 40–50 % разреза) и в так называемой терригенной части Бирюсинского блока (ранее выделявшиеся бирюсинская, хангарульская свиты и алхадырский метаморфический комплекс), среди которых также присутствуют как пара- так и ортоамфиболиты, обоснованное картирование ортопород как урдаокинского комплекса на практике невозможно. Наконец, необходимо учитывать, что ортоамфиболиты распространены и в пределах мангатгольского метаморфического комплекса, сопредельного с северо-востока, которые рядом исследователей также относились к урдаокинскому комплексу [52, 55]. Однако, согласно существующей Легенде, они рассматриваются в составе мангатгольского комплекса и самостоятельно не выделяются, что на наш взгляд является обоснованным. Анализ пород мангатгольского комплекса, урдаокинского комплекса и алхадырской свиты показал их общность внутреннего строения с закономерной пространственной сменой ассоциаций метаморфических пород от шовных частей Главного Саянского и Бирюсинского разлома (в пределах листа они сближены и практически представляют собой единый шов) к северо-востоку. По мнению авторов, ортопороды урдаокинского комплекса, метаморфиты алхадырской свиты, метаморфиты мангатгольского комплекса и плагиограниты хадаминского комплекса правильнее рассматривать как единый гетерогенный метаморфический комплекс позднекареельского возраста, сформированный в результате позднекареельской коллизии Сибирского кратона и включающий в своем составе: метаморфизованные осадки фронтальных морей (гнейсовая часть мангатгольского комплекса, гнейсовая часть алхадырской свиты), метаморфизованные образования океанической коры, содержащей фрагменты базит-ультрабазитовой ассоциации офиолитового комплекса (кристаллосланцевая часть мангатгольского комплекса, урдаокинский комплекс, амфиболитовая часть алхадырской свиты) и синметаморфических гранитов (хадаминский комплекс). В таком понимании возникает вопрос и о целесообразности выделения в пределах Бирюсинского блока хайланской толщи, архейский возраст которой геологически никак не подтвержден.

3. Недостаточно обоснован возраст ингашинского комплекса. Возраст, определенный Rb-Sr методом валовой пробы из кимберлита (р. Ингаши), составил  $1\,268 \pm 12$  млн лет [20]. При этом, определение возраста U-Pb методом SHRIMP по циркону показало следующее:  $2\,333 \pm 7$  млн лет (1 зерно);  $1\,854 \pm 10$  млн лет (6 зерен);  $749 \pm 26$  млн лет (4 зерна);  $462 \pm 9$  млн лет (8 зерен);  $309 \pm 5$  млн лет (11 зерен) [6]. Это же подтвердилось и при попытке геохронологического датирования нами (в связи с малым количеством зерен, результаты получились редуцированные, но интервалы в целом совпадают с предыдущими определениями):  $1\,874 \pm 10$  млн лет (3 зерна);  $476 \pm 16$  млн лет (1 зерно). Таким образом, генетические особенности кимберлитов как пород, сформировавшихся в трубках взрыва с вовлечением в обломочную часть разновозрастных вмещающих пород, делает определение их возраста геохронологическими методами весьма трудной задачей, а валовое определение (на котором и основывается возраст ингашинского комплекса) и вообще неприемлемо. Геологические же данные свидетельствуют, что слюдяные кимберлиты прорывают карбонатитовые интрузии зиминского комплекса (XXIII лист). Учитывая, что Rb-Sr методом возраст карбонатитов Большетагнинского массива третьей фазы зиминского комплекса (XXIII лист) определен в  $628 \pm 21$  млн лет [48], а U-Pb методом возраст нефелиновых сиенитов второй фазы зиминского комплекса (XXIII лист) белозиминского массива определен в  $643 \pm 4$  млн лет [25], а также принимая во внимание, что наибольшее распространение (63 % от общего количества зерен) имеют наиболее молодые датирования U-Pb методом SHRIMP по циркону ( $462 \pm 9$  млн лет (8 зерен);  $309 \pm 5$  млн лет (11 зерен)), возраст жильных тел кимберлитов и пикритовых порфиринов ингашинского комплекса обоснованнее считать «послезиминским»–палеозойским (?).

4. Недостаточно изучена сублукская серия, объем ее отдельных свит, их характерные особенности и взаимоотношения между собой. В связи с этим, оказывается слабо изученным и дискуссионным понимаемое в настоящее время складчатое строение Урикско-Ийского грабена. Даже складчатые структуры первого порядка (Рудашинская антиклиналь) понимаются различными исследователями по-разному (по Иванову А. И. [37] это синклиналь).

5. В связи с полученными новыми данными по возрасту игнокского комплекса (позднекареельский) оказалось недостаточно изученным его корреляция с саянским комплексом и вообще целесообразность его выделения как самостоятельного таксона.

6. Слабо изучены критерии разделения габбродолеритов ангаульского, зимовнинского и нерсинского комплексов в областях зеленосланцевого метаморфизма, где они метаморфизованы одинаково.

7. Неоднозначна трактовка «иркутской свиты венд–раннекембрийского возраста» в пределах Восточно-Тувинского района. В стратотипической местности (Гарганский район) породы иркутской свиты прорываются гранитоидами сумсунурского комплекса, по последним геохроно-

логическим данным, возраст которых позднерифейский (Rb-Sr – 812±19 млн лет; U-Pb – 785±11 млн лет; Rb-Sr изохронный – 692±72 млн лет) [15]. Таким образом, возраст иркутской свиты в стратотипической местности как минимум позднерифейский (согласно Легенде – иркутская свита). В пределах листа (Восточно-Тувинский район), иркутская свита налегает на гранитоиды позднерифейского сумсунурского комплекса, т. е. имеет возраст послерифейский (в соответствии с Легендой). По нашему мнению, описанная «иркутская свита Восточно-Тувинского района» должна рассматриваться, как выделявшаяся ранее монгошинская свита с возрастом V–С<sub>1</sub>, с отнесением собственно иркутской свиты Гарганского района к рифею.

8. В связи с пониманием метаморфических пород хайтинской толщи как стратифицированного образования, осталось не выясненным формационная принадлежность синметаморфических гранитов, широко распространенных среди метаморфитов хайтинской толщи. Гранитоиды представлены субсогласными безкорневыми пластовыми телами синметаморфических гранитов и лейкогранитов (в поле развития гнейсов) и гранодиоритов (в участках развития меланократовых пород) гнейсовидной и массивной текстуры с постепенными переходами (зонами мигматитов) к вмещающим породам. Массивы описываемых гранитов имеют выход в плане от первых метров до 100–200 и редко – до 600–1 000 м и протяженностью до 9 км. Переход к породам кристаллического субстрата осуществляется через зоны мигматитов различной мощности и морфологии. Строение полей контактовых мигматитов неоднородное, зональное и соответствует классическому. В направлении от вмещающих пород к массивам гранитоидов наблюдается смена следующих морфологических типов мигматитов, обусловленная усилением в этом направлении гранитизации субстрата: очковые–послойные–гнейсовидно-теневые и пятнисто-теневые. Ширина зон мигматитов от десятков сантиметров до первых сотен метров. Степень мигматизации зависит и от состава субстрата. Так, наименее подвержены мигматизации амфиболиты и амфиболовые гнейсы, в которых вместо мигматитов формируются артериты и птигматиты с мощностью лейкосомы от нескольких до десятков сантиметров. Наиболее крупные метаморфические ядра, к которым тяготеют бескорневые интрузии описываемых синметаморфических гранитов, закартированы в междуречье рр. Айнак-Барун–Улуг-Язы, Ухогшан–Хусаин-Жалга (среднее течение р. Урда-Ока) и в бассейне р. Цырен-Жалга (левый приток р. Бол. Белая).

Часть тел вышеописанных гранитов вблизи Главного Саянского разлома относилось ранее к китойскому комплексу. Сопоставление петрографических и геохимических особенностей ультраметаморфических гранитов, относимых ранее к китойскому комплексу и собственно гранитоидов китойского комплекса Шарыжалгайского выступа, показало следующее:

Гранитоиды китойского комплекса (Шарыжалгайский выступ) имеют преимущественно плагиогнейсо-гранитный состав и относятся к низкощелочным гранитам ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\leq 7$ ;  $\text{SiO}_2\geq 68$ ), гранитам ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\leq 7-8$ ;  $\text{SiO}_2\geq 71-73$ ) и лейкогранитам ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\leq 7$ ;  $\text{SiO}_2\geq 73$ ) [50]. Гранитоиды же, распространенные среди высокометаморфизованных пород хайтинской толщи, представлены преимущественно биотитовыми гранитами (80–85 %) и ложатся в поле умереннощелочных и щелочных гранитов. Заметим, что в поле развития ильчирской свиты по Зашихину [38] закартированы (бассейн р. Улуг-Язы) аналогичные согласные, межпластовые интрузии ультраметаморфических гранитов и гранодиоритов (также по своим характеристикам относящихся к умереннощелочным и щелочным гранитоидам), генетическая связь которых с метаморфизмом вмещающих пород (средне-верхнепротерозойской ильчирской свитой по Зашихину) не вызывает сомнений [38]. Описанные гранитоиды с некоторой долей условности отнесены нами к урикскому комплексу. Однако, по мнению авторов, хайтинскую толщу целесообразно рассматривать как метаморфический комплекс (позднерифейский), в составе которого следует выделять подкомплекс синметаморфических гранитов.

9. Дискуссионно выделение последовательно (а порой и одновременно) внедрявшихся магматитов хойтоокинского, урикского и огнитского комплексов. Для указанных магматитов характерен весьма пестрый геохимический и петрологический состав, широкая проявленность ассимиляции и постепенных переходов (при существовании и магматических контактов), что свидетельствует об их близодновременном формировании. Полученные новые данные по геохронологическому датированию гранитоидов урикского и огнитского комплексов подтверждают их близкий возраст. Разнообразие геохимических типов интрузий, проявившихся практически одновременно в пределах одного магматического цикла характерно для постколлизийных обстановок [15, 48]. Предложены разные модели (модель отрыва слэба, модель постколлизийного расслоения, плюмовая модель), объясняющие массовость постколлизийного гранитообразования и изменчивость состава магматитов. Так, согласно плюмовой модели [48], магмогенерация обусловлена надвиганием континентальной плиты на стационарный мантийный суперплюм. Последний вызывал нагревание континентальной коры. Коллизия и обстановка сжа-



тия привела к накоплению мантийных базитовых расплавов в основании коры, обуславливая прямое участие мантийных магм или их производных в магматизме (хойтоокинский комплекс) с последующим массовым анатексисом и выплавлением гранитов (урикский и огнитский комплексы). Таким образом, хойтоокинский, урикский и огнитский комплексы целесообразнее рассматривать, по крайней мере, как магматическую серию.

10. Дискуссионен возраст гуникского комплекса, а также его единая формационная принадлежность (не исключено что в состав комплекса объединены породы двух различных формационных типов). Поздекарельский возраст гуникского комплекса обосновывается проведенными нами радиологическими датированиями гранитоидов Чернотагнинского массива:  $1\ 874 \pm 5,7$ ;  $1\ 842 \pm 15$ ;  $1\ 827,9 \pm 6$  млн лет (U-Pb методом SHRIMP по цирконам). Однако геологические данные ставят под сомнение эти датировки. Это, прежде всего:

– с гранитоидами гуникского комплекса генетически и пространственно связаны амазонитовые пегматиты, а сами они (третья фаза комплекса) часто литий-фтористые, что характерно для палеозойских интрузий Алтае-Саянской складчатой области (самсальский комплекс лейкогранитовый и сорокский массив урикского комплекса в Окинском районе, даялыкский комплекс монцо-габбро-граносиенитовый в китойкинской зоне). При этом, в составе самсальского комплекса также фиксируются амазонитовые разности;

– граниты и лейкограниты комплекса, наряду с повышенным содержанием лития, рубидия и фтора, имеют повышенные содержания редких металлов (цезия, тантала, ниобия, висмута, молибдена, олова), с ними пространственно и генетически связаны шлиховые ореолы олова, молибденита, минералов тантала, ниобия и висмута. Указанная редкометалльная специализация также характерна для палеозойских гранитоидов;

– граниты имеют свежий облик, дизъюнктивные нарушения, широко развитые в саянских гранитоидах, в поле развития гуникских интрузий не фиксируются;

– по своему химическому составу петрографические разновидности пород первой и второй фазы гуникского комплекса полностью идентичны таковым огнитского комплекса, а граниты и лейкограниты второй и третьей фазы по химическому составу не отличаются от гранитоидов урикского комплекса (второй и третьей фаз) и третьей фазы огнитского комплекса;

– гранитоиды гуникского комплекса, как и породы огнитского комплекса, имеют повышенную ураноносность;

– в составе жильной фации гуникского комплекса, как и в составе огнитского комплекса, фиксируются дайки лампрофиров жильной фации.

Таким образом, по геологическим данным магматиты гуникского комплекса имеют все признаки ордовикских интрузий Алтае-Саянской области (огнитский и урикский комплексы).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Бурдэ А. И., Высоцкий А. А., Олейников А. Н. Геологическая документация при геологосъемочных и поисковых работах. – Л.: Недра, 1984. 271 с.
2. Бутов Ю. П., Далматов Б. А., Воронцова Г. А. К стратиграфии верхнего докембрия–кембрия Восточного Саяна // Советская геология. № 6, 1979. С. 44–56.
3. Бутов Ю. П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. 151 с.
4. Волкова Н. И., Склярёв Е. В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. Т. 48, № 1, 2007. С. 109–119.
5. Гидрогеология СССР. Т. XIX. Иркутская область. – М.: Недра, 1968.
6. Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М. и др. Урикско-Ийский грабен Присаянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. Т. 386, № 1, 2002. С. 72–77.
7. Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. Т. 46, № 11, 2005. С. 1137–1148.
8. Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М. и др. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. Т. 48, № 1, 2007. С. 22–41.
9. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. Фации метаморфизма. – М.: Недра, 1969. 432 с.
10. Домышев В. Г., Лепин В. С. О возрасте древних базитов Присаянья. Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления // Геохронология. Тез. докл. – Иркутск: ВСФ СО АН СССР, 1987. С. 227–228.
11. Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Ковач В. П., Мазукабзов А. М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. Т. 13, № 3, 2005. С. 253–279.
12. Донская Т. В., Сальникова Е. Б., Склярёв Е. В., Гладкочуб Д. П. и др. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // Доклады Академии наук. Т. 382, № 5, 2002. С. 663–667.
13. Дубин П. В., Рик Л. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа N-47-XXIX (серия Восточно-Саянская). Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. 72 с.
14. Иркутск и Иркутская область. Атлас. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1997.
15. Кузьмичев А. Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
16. Левицкий В. И., Мельников А. И., Резницкий Л. З. Посткинematические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. Т. 43, № 8, 2002. С. 717–731.
17. Ляцкий В. Б. Байкало-Енисейский разлом (общая характеристика) // Советская геология. № 6, 1966.
18. Миронюк Е. П., Пушкарев Ю. Д., Тимашков А. Н. и др. Изотопный возраст древнестановых плагиогранитов (Алданский щит) // Доклады Академии наук. Т. 349, № 6, 1996. С. 800–803.
19. Резанов И. Н., Немчинов В. Г. К палеогеографии плейстоцена Восточного Саяна (Окинский горный район) // В кн.: Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. – Академия Наук СССР, Сибирское отделение, Бурятский научный центр Улан-Удэ, 1991. С. 24–32.
20. Секерин А. П., Меньшагин Ю. В., Егоров К. Н. Особенности авлакогенного магматизма Восточного Присаянья // Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). – М.: Наука, 1989. С. 83–89.
21. Стратиграфический кодекс. Издание второе (дополненное) / Под ред. Жамойда А. И. – СПб: Межведомственный стратиграфический комитет, 1992. 120 с.
22. Туркина О. М., Бибилова Е. В., Ножкин А. Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. Т. 388, № 6, 2003. С. 779–783.
23. Туркина О. М., Ножкин А. Д., Баянова Т. Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. Т. 14, № 3, 2006. С. 282–303.
24. Туркина О. М., Ножкин А. Д. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Прибайкалье) // Петрология. Т. 16, № 5, 2008. С. 501–526.

25. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б. и др. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. Т. 404, № 3, 2005. С. 400–406.

#### Фондовая

26. Александров В. К., Печорский В. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оки в пределах листов N-47-106-Б, N-47-107-А (а, б) (Отчет Гуникской партии по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1959–1961 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

27. Ананьин В. А., Ананьина И. А., Морозова Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части хребта Обручева (Восточные 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.). – ТФ Улан-Удэ, 1965.

28. Беломестных Г. И. Отчет Окинской партии о результатах проведения съемки масштаба 1 : 25 000 в пределах Зиминско-Большетагнинского редкометалльного и Байкало-Жидойского железорудного районов за 1984–1987 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1987.

29. Бошернищан Н. З., Власов Н. Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Оки в пределах листов N-47-105-Б (б, г), N-47-106-А (Окончательный отчет Далдарминской партии по поисково-съёмочной партии за 1959–1960 гг. Масштаб 1 : 50 000). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

30. Бошернищан Н. З., Полетаев И. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения рек Урда-Оки и Хойто-Оки в пределах листов N-47-105-Б (а, в), N-47-105-Г (Окончательный отчет Хойто-Окинской поисково-съёмочной партии за 1961–1963 гг. Масштаб 1 : 50 000). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1963.

31. Власов И. Н., Горбунов К. Р. Результаты поисковых работ на Окинском редкометалльном рудопроявлении в Восточном Саяне (Отчет Окинской поисково-разведочной партии за 1957–1959 гг. Масштаб 1 : 10 000). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1959.

32. Галимов Г. К., Брынцев В. В., Перфильев В. В. и др. Отчет о работах по геологическому доизучению площадей масштаба 1 : 50 000 в Окинском-Ийском междуречье за 1972–1975 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1976.

33. Галимов Г. К., Мурышкин И. В. Поисковые работы на рудное золото в Окино-Чернозиминском междуречье за 1976–1977 гг. (Окончательный отчет поисково-оценочной партии). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1977.

34. Галимова Т. Ф. и др. Унифицированная Легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 Присаянской и Бирюсинской серии листов (Восточный Саян) (Отчет тематической партии за 1978–1981 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1981.

35. Данилов В. Ф., Тирский Г. А., Шуберт Л. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Хойто-Оки (Отчет по работам Даадинской партии за 1970–1973 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1974.

36. Дубин П. В., Рик Л. П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Оки (Отчет Черно-Тагнинской геологосъёмочной партии по работам 1956–1958 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1959.

37. Иванов А. И. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Игнокского рудного узла Центрального Присаянья (Иркутская область) за 2007–2009 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2009.

38. Зашихин Ю. П., Данилов В. Ф., Шуберт Л. А. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Бол. Белой и Айнака (Окончательный отчет Жарбагайской партии за 1964–1966 гг.). – ТФ Улан-Удэ, 1967.

39. Колтун А. Я., Серебренников В. И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Тагны Черной и Гуника в пределах листов N-47-107-В, N-47-106-Г (Окончательный отчет Черно-Тагнинской партии по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000 за 1959–1961 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

40. Коткин В. В. и др. Составление карты рудной и россыпной золотоносности по Иркутской области масштаба 1 : 500 000 (Отчет по государственному контракту № 111-95). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2006.

41. Кузнецов В. В., Слободчиков В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Мал. и Бол. Зимовная, Бурхан-Турты (Отчет Тагнинской партии за 1958–1960 гг. по поисково-оценочным работам в Восточном Саяне в пределах листов N-47-119-А, N-47-118-Б). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1961.

42. Кузнецов В. В., Перфильев В. В., Кузнецова Е. А. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения рр. Урда-Ока и Айнак (Годовой отчет Жарбагайской партии по поисково-съёмочным работам 1961 г. в Восточном Саяне в пределах листа N-47-118-А). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1962.

43. Куликов Ю. И., Москва С. И. Отчет о результатах поисковых работ в пределах перспективных участков Хойто-Окинской площади за 2003–2005 гг. – ТФ Улан-Удэ, 2005.

44. *Кянно А. И., Шиманский А. А.* Результаты поисково-разведочных работ в районе Окинского редкометалльного месторождения (Отчет Окинской партии за 1956 г.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1957.
45. *Митрофанов Е. А.* Выделение перспективных площадей для поисков месторождений урана «типа несогласия» на Присянской площади (6 000 км<sup>2</sup>) на основе прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2004.
46. *Огороков В. Г., Серебренников В. И., Перфильев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения реки Урда-Оки, Айнака и верховьев р. Далдармы в пределах листов N-47-106-B, N-47-118-A (Окончательный отчет Жарбагайской поисково-съёмочной партии за 1961–1963 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1964.
47. *Огороков В. Г., Перфильев В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Ии, Уды и Кирея (Окончательный отчет Хадаминской партии по результатам групповой геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1980.
48. *Перфильев В. В.* Легенда Восточно-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Второе издание). Объяснительная записка. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1998.
49. *Плешанов С. П.* Геологический очерк бассейна р. Оки в ее среднем течении (Восточный Саян) (Отчет о работе Окинской поисково-разведочной партий Иркутской экспедиции ИГУ за 1955 г.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1958.
50. *Родченко С. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Зима–Хор–Танга (Отчет Зиминской партии о результатах геологического доизучения и полистной геологической съёмки 1 : 50 000 за 1985–1987 гг. на площади листов N-47-94-A (г), Б (в), Г; -95-B (а, в), -106-B (б, г), -107-A, Б (а, в), -108-A). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1988.
51. *Русанов И. М. и др.* Результаты поисково-разведочных работ на Малореченском месторождении редкометалльных пегматитов за 1969–1972 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1972.
52. *Салаев А. В., Поваринцева С. А., Мелкозеров В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Урика и Оки (Отчет Урдаокинской партии по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 за 1987–1991 гг. проведенного на листах 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)). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1992.
53. *Салаев А. В. и др.* Поисково-оценочные работы на золото на Урикско-Ийской площади за 2001–2004 гг. – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 2004.
54. *Тарасевич С. И.* Геохронологическое изучение метаморфических и вулканических образований Саяно-Байкальской горной области (Предварительный отчет за 1962–1963 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1963.
55. *Таскин А. П., Абрамович Г. В., Гундобин Г. М.* Объяснительная записка к сводным геологическим картам масштаба 1 : 50 000 Урикско-Ийской серии. Геологическое строение и металлогения Урикско-Ийского грабена и части его обрамления (Окончательный отчет Составительской партии по работам 1962–1967 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1968.
56. *Ткалич С. М., Ключанский Н. Г., Зуева Н. А.* Металлогеническая карта Саяно-Байкальской горной области масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка к прогнозно-металлогеническим картам Восточного Саяна (Отчет о работе металлогенической партии). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1966.
57. *Фадеев А. М., Бойцов Ю. И., Секерин А. П.* Отчет по алмазопроисковым работам в центральной части Урикско-Ийского грабена (Отчет Ангаульской партии за 1984–1988 гг.). – Иркутский филиал ФГУ «ТФИ по Иркутской области», 1988.

**Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), радиогеохимических аномалий (РГХ), показанных на карте полезных ископаемых листа N-47-XXIX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Черные металлы</b>				
<i>Железо</i>				
I-3	2	Р. Дандар-Гол	[72]	ПМ. Мелкие проявления линзовидных горизонтов железистых кварцитов. Мощность линз 4-5 м, до 8,4 м. Отобрано 4 бороздовые пробы. Химическим анализом установлены содержания Fe – 21,91%; 16,60%; 7,81%; 12,94%
I-3	8	Р. Дандар-Гол	[100]	ПМ. Горизонт железистых кварцитов мощностью 8,0 м, протяженностью более 1,0 км, среднее содержание железа общего по одному сечению на мощность 3,0 м составляет 17,78%
I-3	11	Р. Ока	[72]	ПМ. Линзовидные тела и свалы «железистых кварцитов» в поле развития метаморфизованных образований далдарминской свиты. Бороздовым опробованием установлено: Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 17%, SiO <sub>2</sub> - 80%, CaO - 0,2%, SO <sub>3</sub> - 0,01%, TiO <sub>2</sub> - 0,07%
I-3	12	Р. Дандар-Гол	[100]	П. Две зоны оруденения. Первая протяженностью более 4 км, среднее содержание Fe (общего) - 21,27%. Вторая мощностью 8,5 м, протяженностью до 3,5 км с содержанием окисного железа - от 12,8 до 22,0%
I-3	14	Р. Хара-Гол	[72]	ПМ. Линзовидные горизонты железистых кварцитов мощностью 4-5 м и протяженностью более 500 м. Отобрано 4 бороздовые пробы. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 17%, SiO <sub>2</sub> - 80%, CaO - 0,2%, SO <sub>3</sub> - 0,01%, TiO <sub>2</sub> - 0,07%
I-3	22	Междуречье р. Поляков и руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. В пределах линейных магнитных аномалий протяженностью 450-500 м канавами вскрыты полосчатые магнетитовые руды со средним содержанием Fe общего - 31,67% (Fe растворимого - 28,45%) на мощность 5,45 м
I-4	12	Междуречье рр. Ока и Малая Далдарма	[98]	ПМ. Линзовидные тела и свалы «железистых кварцитов» распространены в поле развития метаморфизованных образований далдарминской свиты. Содержание Fe составляет от 14 до 27,7%
I-4	18	Маньков	[100]	П. Наземными геофизическими работами выявлены 3 изометричных и один линейный аномальных объекта. Первый - среднее содержание Fe - 12,41%. Второй - среднее содержание Fe - 2,22% (штуфное опробование). Третий - среднее содержание Fe - 4,5%, Au - 0,003-0,2 г/т и Ag - 1,0 г/т. В пределах линейного объекта Fe - 19,3-22,1%
III-1	4	В устье р. Халбая-Хара-Гол	[24]	ПМ. Свалы сульфидизированных пород с содержаниями Fe - до 55,64% и повышенными содержаниями Zn, Cu, Mn
III-1	13	В устье р. Халбая-Хара-Гол	[24]	ПМ. Свалы сульфидизированных пород с содержаниями Fe - до 55,64% и повышенными содержаниями Zn, Cu, Mn
IV-3	20	Р. Шэбэлик	[85]	ПМ. Железородная минерализация выявлена в истоках р. Шэбэлик и представлена линзами железистых кварцитов содержаниями Fe - до 18,79% в образованиях хайтинской толщи
<i>Марганец</i>				
I-1	6	Рр. Хойто-Ока и Жодо	[79]	ВГХО. Вторичный геохимический ореол с содержанием Mn - 0,1-0,2%
II-1	7	Р. Хара-Гол	[79]	ШО. Содержание марганцевых минералов в редких знаках
II-2	11	Рр. Шушарэн, Арсай и Тэргэтэ	[79]	ВГХО. Вторичный геохимический ореол Mn с повышенным содержанием
III-1	23	Р. Зун-Мольто	[24]	ПМ. Содержание Mn по химическому анализу штуфных проб доходит до 44,72%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-2	2	Р. Арсай	[24]	ПМ. Химическим анализом двух штучных проб установлено содержание MnO - 57,55 и 44,0%. Кроме того, спектральным анализом установлено наличие Mo - 0,001-0,002%
III-2	4	Рр. Тэргэтэ и Арсай	[69]	ПМ. В сколковой пробе установлены содержания Mn - 1% и более, Nb - 0,03%
III-2	6	Р. Илеэ	ГДП-200	ПМ. В габброидах установлено содержание Mn - 0,8%
IV-2	1	Междуречье рр. Адун-Жалга и Улзыта	ГДП-200	ПМ. В биотит-амфиболовых гнейсах хайтинской толщи установлено содержание Mn - 1%
IV-3	4	Р. Нутагар-Горхон	ГДП-200	ПМ. В гнейсах хайтинской толщи установлено содержание Mn, Cu > 1%
IV-3	8	Оз. Хургэ-Нур	ГДП-200	ПМ. В гранатосодержащем кварците штучным опробованием установлено содержание Mn - 0,4%
IV-4	6	Р. Большая Белая	[85]	ПМ. Повышенные содержания Mn (4%) отмечаются в графитизированных мраморах хайтинской толщи
IV-4	7	Р. Хайт	ГДП-200	ПМ. Известняк мраморизованный с графитом и сульфидами. Содержание Mn - 0,6% (спектральный анализ)
IV-4	8	Р. Хайт	ГДП-200	ПМ. В карбонатной породе с кварцевыми прожилками в поле распространения высокометаморфизованных образований хайтинской толщи спектральным анализом установлено содержание Mn - 0,5%
IV-4	10	Р. Большая Белая	[85]	ПМ. Повышенные содержания Mn (до 4%) отмечаются в графитизированных мраморах хайтинской толщи
<i>Титан</i>				
I-2	7	Р. Жарбагай	[72]	ВГХО. Вторичный геохимический ореол Ti с содержанием - 0,3-1%, площадью - 13,5 км <sup>2</sup> , связанный с пегматитами, несущими видимую титаномагнетитовую минерализацию
II-2	1	Рр. Дрансатэ и Силка	[24]	ВГХО. Повышенное содержание Ti совместно с Mo, Sn
III-1	6	Рр. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол и Халбая Хара-Гол	[69]	ПГХО. Многочисленные пункты минерализации с содержанием Ti - более 1%, объединенные в первичный геохимический ореол
III-2	15	Левобережье р. Илеэ, среднее течение	[69]	ВГХО. В щелочных и умереннощелочных породах огнитского комплекса, в зоне влияния Жомболокского разлома, вторичный ореол рассеяния титана с содержанием - более 1%, размер ореола - 0,8x4,25 км
III-2	18	Верховье р. Хохюр-Гол и правый приток р. Тэргэтэ	[69]	ВГХО. В щелочных и умереннощелочных породах огнитского комплекса, в зоне влияния Жомболокского разлома, вторичный ореол рассеяния титана с содержанием - более 1%. Размер ореола - (0,5-2,5)x6,2 км
<i>Ванадий</i>				
I-1	5	Р. Дада	[79]	ВГХО. Вторичный ореол площадью 3,9 км <sup>2</sup> с содержаниями V - 0,008-0,03%, выявлен в поле развития базитов хойтоокинского комплекса
IV-3	9	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Зона сульфидизации субширотного простирания клинообразной формы средней мощностью 30 м и протяженностью 1 км. Анализом штучной пробы установлены содержания: V - 0,02-0,05%, Ni - 0,06%, Mo - 0,006%, Cu - 0,03%
IV-3	10	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Зона сульфидизации северо-восточного простирания мощностью 1-2 м прослежена по свалам на 500 м. Анализом штучной пробы установлены содержания: V - 0,02-0,2%, Ni - 0,01%, Mo - 0,008%, Co - 0,004%
IV-3	24	Р. Шэбэлик	[85]	ВГХО. Вторичный геохимический ореол рассеяния площадью 1 км <sup>2</sup> выявлен в поле распространения углистых сланцев боксонской серии, содержание V в которых составляет 0,03-0,05%
IV-4	3	Р. Цырэн-Жалга	[85]	ВГХО. По данным металлометрического опробования повышенные содержания ванадия (0,01-0,008%) установлены в поле распространения метаморфических пород хайтинской толщи
IV-4	9	Р. Харганата	[85]	ВГХО. По данным металлометрического опробования содержание V - 0,02% установлены в поле распространения метаморфических пород хайтинской толщи
<b>Цветные металлы</b>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Медь</i>				
I-2	6	Прав. приток р. Мангат-Гол	[73]	ВГХО. Cu - 0,003-0,01%
I-3	7	Р. Ока	[100]	ПМ. По данным поляриметрического анализа штучной пробы содержание Cu - 0,2%. Спектральный анализ дал содержания Cu - больше 10%
II-2	3	Р. Жарбогай	[73]	ВГХО. Cu - 0,01-0,03%
II-4	7	Водораздел рр. Черная Тагна и Гуник	[86]	ВГХО. Cu - 0,003-0,03%, Co и Ni - 0,001-0,003% в поле распространения гнейсов мангатгольского комплекса и метаморфизованных отложений далдарминской свиты
III-3	2	Р. Айнак	[108]	ПМ. Штучные пробы, отобранные из дифференцированного массива габброидов хойтоокинского комплекса, показали содержание Cu, Co, Ni - 0,003-0,01%, реже - до 0,1%
IV-3	15	Р. Нюрта-Нурган	[85]	ПМ. Среди гранат-биотитовых гнейсов хайтинской толщи выявлена зона прокварцевания мощностью 0,3-0,5 м и протяженностью до 3 м. По данным спектрального анализа содержание Cu - до 2%, Ni - 0,06%, Co - 0,02%
IV-3	19	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Штучная проба, отобранная из сульфидизированных гнейсов с содержанием Cu - 1%
IV-3	22	Р. Шэбэлик	[85]	ПМ. В плоскости надвига вскрыта минерализованная зона милонитов кварцитовидного облика мощностью 8 м. По результатам химического анализа содержание Cu - 0,048%, Ni - 0,04%, Co - 0,005%
IV-3	25	Р. Шэбэлик	[85]	ПМ. Серия зон сульфидизации, расположенных вдоль линии надвига. Мощность зон от 0,5 до 5 м, протяженность до 10 м. По данным спектрального анализа содержание Cu - 0,03-0,3%, Ni - до 0,02%, Co - до 0,01%
<i>Свинец</i>				
I-1	2	Верховье р. Сайхан-Нурта	[24]	ПМ. В зонах милонитизации отмечается вкрапленность галенита, флюорита, граната
I-3	10	Р. Ока	[72]	ПМ. В кварц-карбонатных жилах химическим анализом установлено содержание Pb - 0,01-0,03%; спектральным анализом - Cu - 0,02%, Zn - 0,01%, Pb - 0,01%
I-3	13	Р. Ока	[91]	ПМ. Оруденение представлено кварцевой жилой с гнездами галенита. Спектральный анализ штучных проб: Pb - 0,4%; Zn - до 0,1%
II-1	1	Междуречье рек Хара-Гол и Жодо	[79]	ВГХО. Pb, Zn, Mo; Pb - 0,002-0,05%
II-1	2	Р. Жодо	[79]	ПМ. Оруденение гнездового типа приурочено к экзоконтактам даек фельзит-порфиров и долеритов и скарнированных известняков. Содержания: Pb - до 3%; Zn - до 4%
II-1	4	Лев. Борт р. Ондолто	[79]	ШО. Знаковые содержания галенита, сфалерита, молибденита
II-1	8	Средн. течение р. Хара-Гол	[79]	ШО. Знаковые содержания галенита и молибденита
II-4	3	Рр. Тагна Черная и Падь Голубая	[86]	ВГХО. Zn - 0,01-0,03%, Pb - 0,001-0,003%, Cu - 0,003-0,01%
III-1	3	Рр. Халбая-Хара-Гол, Етомой, Илеэ	[69, 79, 94, 108]	ВГХО. Mo - 0,001%, Pb - 0,01%, Zn - 0,03-0,1%, Ni - 0,003-0,01%, Cu - 0,003-0,01%
III-1	9	Шулуурхагское	[69]	П. Приурочено к сопряженным зонам расланцевания в мраморизованных известняках и представлено полиметаллическими залежами. Химический анализ точечных проб, взятых из слабыветрелых пород: Pb - 27,8%; Zn - 16,5%; пробирным анализом установлено: Au - 1,2 г/т; Ag - 1,5 г/т
III-1	10	Р. Халбая-Хара-Гол	[69]	ПМ. В сульфидизированном кварце установлено содержание галенита до 5%. По пробирному анализу точечной пробы: Au - 2,8 г/т и Ag - 386 г/т
III-1	15	Етоминское	[69]	П. По данным химического анализа проб содержание Pb - 1,26-41%, Zn - 0,5-13%, Sb - 0,006-0,3%, Cu - от следов до 1,25%, Au - от следов до 20 г/т, Ag - 40-3828 г/т. Проведена предварительная оценка ресурсов полезных ископаемых проявления до глубины 100 м: свинца - около 40 тыс. т, цинка - 16 тыс. т, меди - 800 т, кадмия - 180 т, золота - 12 т, серебра - 180 т
III-1	19	Дабанское	[90]	П. Расположено среди мраморизованных известняков

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				иркутской свиты и риолитов илейского комплекса. По данным химического анализа содержание Pb - 0,01-11,5%, Zn - 0,03-8,85%, Cu - 0,03-1,0%. По данным пробирного анализа: Au - 0,5-1,0 г/т, Ag - 55-274 г/т
III-1	25	Р. Ока	[108]	ПМ. Штуфные пробы из обломков измененной обохренной кальцитовой породы с сульфидами с содержанием Zn - 2,18%, Pb - 1,03%, Mo - 0,015%
III-2	8	Илейское	[69]	П. Приурочено к зоне контакта мраморизованных известняков иркутской свиты и гранитов огнитского комплекса. Химический анализ: Pb - 5%, Zn - 6,5%, Cd - 0,11%, Au - 0,2-1,2 г/т. Пробирный анализ: Ag - 97-728 г/т. Спектральный анализ: Cu, Sb - до 0,1%, As - до 1%
III-2	9	Крутое	[69]	П. Расположено среди мраморизованных известняков иркутской свиты, прорванных гранит-порфирами илейского комплекса и дайками лампрофиров. Анализ бороздовых проб: Pb - 0,8-18,15% при среднем содержании - 3,61%, Zn - 0,24-16,3% при среднем содержании - 8,54%, Cu - от следов до 4,0%, Au - 0,1-0,4%. Химический анализ точечных проб: Pb - 0,3-30,15%, Zn - от следов до 16%, Cu - 6,95%. Спектральный анализ: Au - 0,1-3 г/т, Ag - 30-300 г/т
III-2	11	Р. Илеэ	[69]	ПМ. Химический анализ штуфных проб: Pb - 0,33-1,25%, Cu - до 0,1%, Zn - 0,58-3,58%
III-2	12	Правобережье р. Илеэ, верхние течения	[69]	ПМ. К субпараллельным зонам расланцевания в известняках приурочено 2 линзовидных метасоматических тела с галенит-сфалеритовым оруденением. Химический анализ бороздовых проб: Pb - около 5%, Zn - 6,5%
III-2	13	Р. Илеэ	[69]	ПМ. Зона сульфидизации с видимой мощностью от 3 до 5 м вдоль контакта известняков и гранитов. Содержание Pb - 3,7%, Zn - 1,4%, Cu - 8,2%, Mo - 3,78%, Ag - до 300 г/т
III-2	14	Р. Илеэ	[69]	ПМ. Зона сульфидизации с видимой мощностью от 3 до 5 м, прослеженная вдоль контакта известняков и гранитов с содержаниями: Pb - 3,7%, Zn - 1,4%, Cu - 8,2%, Mo - 3,78%, Ag - до 300 г/т
<i>Цинк</i>				
II-4	1	Р. Гуник	[79, 86]	ВГХО. Pb - 0,001-0,006%, Zn - 0,01-0,03%, Cu - 0,003-0,01%
III-3	3	Рр. Айнак-Хара-Жалга	[94]	ПМ. Зона сульфидизации установлена в мраморизованных известняках хайтинской толщи с содержанием Zn - 16%, Pb - 1,5%, Cu - 1%
III-3	5	Р. Айнак	[69]	ПМ. Гнездово-вкрапленная сульфидная минерализация, приуроченная к зоне милонитизации субмеридионального простирания в карбонатных породах хайтинской толщи. Максимальные содержания Zn - до 2,5%, Cu - до 0,3%, Ag - до 10 г/т
<i>Никель, кобальт</i>				
I-1	1	Р. Куркапка	[79]	ВГХО. Co, Pb, La, Cu, Ni; Co - 0,002-0,05%, Pb - 0,001-0,003%, La - 0,03-0,05%, Cu - 0,03-0,05%, Ni - 0,003-0,006%
I-2	9	Р. Дэдэ-Адун-Жалга, р. Хойхон-Жалга	[73, 94]	ВГХО. Co - 0,001-0,03%, Ni - 0,001-0,1%, Co - 0,03%
II-1	9	Р. Хара-Гол	[79]	ВГХО. Ni - 0,002-0,06%, Cr - 0,02-0,04%, Co - 0,002-0,004%, Be - 0,006%
III-3	1	Р. Зэгэн	[108]	ПМ. Штуфные пробы из дайки серпентинизированной и оталькованной породы мощностью 3-4 м, залегающей в гнейсах. Содержание Ni - 0,075-0,19%, Co - 0,006-0,008%, Cu - 0,01-0,03%, Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 0,3%, TiO <sub>2</sub> - 0,75%
III-3	7	Рр. Нутагар-Горхон, Ока	[85]	ВГХО. Co - до 0,007%
III-4	3	Р. Дундо-Харша	[108]	ПМ. Штуфные пробы из тела серпентинизированных перидотитов мощностью от 1-2 до 50-60 м, протяженностью от первых метров до 100-500 м в породах урдаокинского комплекса. Содержание Ni - 0,03-1%, Co - 0,01-0,3%
IV-4	5	Приустьевая часть р. Хайт	[85]	ВГХО. Co - 0,002-0,006%
<i>Молибден</i>				



Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	7	Р. Дада	[79]	ШО. Содержание молибденита в редких знаках и знаках
II-1	6	Хутли-Жалга	[79]	П. Расположено в поле развития сиенитов огнитского комплекса, в пределах которых закартированы 2 штока измененных гранит-порфиров и многочисленные дайки долеритов. Содержание Мо по результатам полуколичественного спектрального анализа бороздовых проб - 0,01-1,0%, при среднем по всем зонам - 0,085%
II-2	4	Междуречье рр. Силка и Драндатэ	[73]	ПМ. Молибденовая минерализация приурочена к гранит-порфирам огнитского комплекса и локализуется в мало-мощных кварцевых прожилках. По спектральному анализу содержание Мо - до 0,001%
II-2	5	Междуречье рр. Силка и Драндатэ	[73]	ПМ. Молибденовая минерализация приурочена к гранит-порфирам огнитского комплекса и локализуется в мало-мощных кварцевых прожилках. По спектральному анализу содержание Мо - до 0,001%
II-2	6	Междуречье рр. Силка и Драндатэ	[73]	ПМ. Молибденовая минерализация приурочена к гранит-порфирам огнитского комплекса и локализуется в мало-мощных кварцевых прожилках. По спектральному анализу содержание Мо - до 0,001%
II-2	8	Междуречье рр. Силка и Драндатэ	[73]	ПМ. Молибденовая минерализация приурочена к гранит-порфирам огнитского комплекса и локализуется в мало-мощных кварцевых прожилках. По спектральному анализу содержание Мо - до 0,001%
II-2	10	Междуречье рр. Улэмэрта и Арсай	[73]	ПМ. В штучных пробах, отобранных из графитизированных сланцев, пронизанных маломощными кварцевыми прожилками вблизи контакта с сиенитами огнитского комплекса, химическим анализом установлены содержания Мо - 0,03%, V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,07%
III-1	1	Рр. Улуг-Шинэтэ и Тэргэтэ	[24]	ВГХО. Содержание Мо - 0,001%
III-1	2	Рр. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол и Халбая-Хара-Гол	[24]	ВГХО. Содержание Мо - до 0,003%, W - 0,01-0,03%, Pb - 0,001-0,003%, до 0,01%
III-1	8	Хэрмэшэлэйшенское	[24]	П. Приурочено к небольшому массиву светло-серых лейкократовых измененных окварцованных гранитоидов. Химический анализ пробы показал содержания Мо - 0,1%, Pb - 0,17%
III-1	14	Р. Етомой	[24]	ВГХО. Содержание Мо - 0,001-0,003%
III-1	17	В устье р. Халбая-Хара-Гол	[24]	ПМ. Среди лейкократовых гранитов развиты маломощные прожилки кварца с крупночешуйчатыми молибденитом и галенитом. Анализ точечной пробы гранитов с оруденелыми прожилками кварца показал содержание Мо - 0,1%
III-1	24	Р. Зун-Мольто	ГДП-200	ПМ. Штучная проба, содержание Cu - 0,1%, Sn - 0,03%, Мо > 1%, W - 0,2%
III-2	10	Правобережье р. Тэргэтэ	[69]	ПМ. В зоне дробления северо-западного простираения, в гранитоидах огнитского комплекса в сколковой пробе содержание Мо - 0,01%
IV-3	5	Р. Улуг-Язы	[85]	ВГХО. Содержание Мо - 0,0004-0,003%
IV-3	11	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Зона окварцевания с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией мощностью 20 м и прослеженной протяженностью до 50 м. Содержание Мо - 0,03%
IV-3	12	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Зона окварцевания с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией мощностью 20 м и прослеженной протяженностью до 50 м. Содержание Мо - 0,03%
IV-3	16	Р. Хайт	[85]	ПМ. В зоне надвига в биотитовых гнейсах хайтинской толщи канавами вскрыта кварцевая жила мощностью 15 м и протяженностью 100 м с содержанием Мо по данным химического анализа - до 0,011%
<i>Вольфрам</i>				
I-2	5	Р. Бол. Слюда	[72]	ПМ. В теле скарноидов актинолит-карбонат-пироксенового состава выявлена линза размером 0,5x1,6 м с вкрапленным шеелитом. По данным химического анализа бороздовой пробы содержание WO <sub>3</sub> - до 0,508%
I-3	1	Р. Большая Слюда	[100]	ВГХО. W - 0,0002-0,0006%
I-3	4	Р. Игнок	[100]	ПМ. В делювии кварцито-песчаников далдарминской свиты и кварцевых порфиров выявлены кварцевые про-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				жилки с шеелитом. Химический анализ 3 штуфных проб показал содержание $WO_3$ - 0,1-0,5%
I-3	6	Р. Бол. Рудаши	[72]	ШО. Шеелит с весовыми содержаниями
I-3	16	Руч. Большой Медвежий	[100]	ВГХО. W - 0,0002%
I-3	19	Медвежий	[100]	П. Представлено двумя зонами. Первая зона оруденения - горизонт амфиболитов мощностью 10 м с содержанием $WO_3$ - 0,5-0,05%. Вторая зона оруденения приурочена к подошве аналогичного горизонта амфиболитов и представляет пастообразный блок средней мощности 2,2 м. Среднее содержание $WO_3$ - 0,98%. По предварительной оценке, ресурсы проявления составляют 3,8 тыс. т $WO_3$
I-3	20	Руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. Содержание W по данным спектрального анализа составляют от 0,1 до 1%. Пробы отобраны из элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов пегматитовых жил
I-3	21	Руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. Содержание W по данным спектрального анализа составляют от 0,1 до 1%. Пробы отобраны из элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов пегматитовых жил
I-3	24	Руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. Содержание W по данным спектрального анализа составляют от 0,1 до 1%. Пробы отобраны из элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов пегматитовых жил
I-3	25	Руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. Содержание W по данным спектрального анализа составляют от 0,1 до 1%. Пробы отобраны из элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов пегматитовых жил
I-3	27	Руч. Большой Медвежий	[100]	ПМ. Содержание W по данным спектрального анализа составляют от 0,1 до 1%. Пробы отобраны из элювиально-делювиальных развалов и коренных выходов пегматитовых жил
I-4	1	Р. Ока	[100]	ВГХО. W - 0,0006%
II-4	14	Междуречье рр. Тагна Черная и Падь Голубая	[100]	ПМ. Повышенные содержания вольфрама в кварцевых прожилках с шеелитом из делювия кварцито-песчаников далдарминской свиты и кварцевых порфиров игнокского комплекса. Химическим анализом 3 штуфных проб установлено содержание $WO_3$ - до 0,5%
<i>Олово</i>				
II-1	5	Р. Хара-Гол	[79]	ВГХО. Шлихогеохимический ореол Sn, Mo выявлен в поле развития пород огнитского магматического комплекса
II-3	1	Междуречье рр. Далдарма, Левая Вершина-Гуника и Гуник	[94, 100]	ВГХО. Вторичный ореол Sn (0,01-0,08%) оконтурен в поле распространения гранитоидами гуникского и саянского комплексов
II-3	3	Р. Левая Вершина-Гуника	[100]	ПМ. В умереннощелочных гранитах гуникского комплекса по результатам спектрального анализа в 2 сколовых пробах установлены содержания Sn - 0,3 и 0,6%
<i>Алюминий</i>				
I-2	4	Р. Хульцай	[73]	ПМ. Среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов мангатгольского комплекса выявлены пласты силлиманит-кордиеритовых сланцев мощностью 6-20 м
II-4	13	Р. Тобогор-Жалга	[86]	ПМ. Минералогический анализ бороздовых проб показал содержание силлиманита - 5-10%
III-2	20	Р. Ута-Жалга	[79]	ПМ. Шток нефелиновых сиенитов площадью 0,16 км <sup>2</sup>
III-4	1	Р. Бурхан-Турга	[88]	ПМ. Пласты силлиманит-графитсодержащих гнейсов, выявленные среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов мангатгольского комплекса, имеют мощность 6-20 м. В протолочках определено от 8-10 до 18% силлиманита
<i>Ртуть</i>				
I-4	4	Р. Ингаши	[68]	ШО. Содержание киновари - в знаках
<i>Мышьак</i>				
III-1	18	Р. Етомой	[108]	ПМ. Зона кварцитовидных пород с вкрапленностью арсениопирита мощностью 200-250 м. Химическим анализом штуфных проб установлены содержания: As - 0,05-0,3%,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Pb - 0,08-0,11%, Zn - 0,01-0,09%
<b>Редкие металлы и редкоземельные элементы</b>				
<i>Бериллий, литий</i>				
I-3	18	Медвежий	[72]	П. Вскрыто и опробовано 26 пегматитовых жил кварц-микроклинового состава. Химическим анализом бороздовых проб установлены содержания: BeO - 0,04%, Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,003%, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,005%. Литий в жилах не обнаружен. Берилл представлен кристаллами 0,5-1,5 см по длинной оси, реже - до 10 см
I-3	23	Р. Поляков	[100]	ВГХО. Li - 0,006-0,01%, Sn - 0,0008-0,001%, W - 0,0002-0,0006%
I-3	26	Сергеевское	[91]	П. Вскрыто и опробовано около 60 пегматитовых тел северо-западного простирания мощностью от 1 до 25 м и протяженностью 40-200 м. По данным химического анализа бороздовых проб содержание: Li <sub>2</sub> O - 0,05-0,28%, BeO - 0,04-0,224%, Ta <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 0,003-0,2%, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,002-0,015%. Спектральный анализ: Sb - не более 0,06%
I-3	28	Хара-Гол	[72]	ПМ. На участке вскрыто 5 жил пегматита кварц-мусковит-альбитового состава. Химический анализ: Li <sub>2</sub> O - 0,06-0,45%, BeO - 0,024-0,088%, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,005-0,012%, Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,001-0,008%
I-3	29	Далдарминский	[72]	ПМ. Химический анализ штуфной пробы из пегматитовой жилы показал содержание Li <sub>2</sub> O - 0,48% и Sn - 0,04%. Спектральным анализом отмечается литий - 1%, бериллий - 0,01%, ниобий - 0,01%, олово - 0,01%, галлий - 0,01-0,001%
II-3	2	Р. Малая	[94]	ПМ. Пегматитовая жила кварц-микроклинового состава. Жила выполняет оперяющую трещину Хульцайского разлома и залегает в биотитовых сланцах большеерченской свиты в восточном крыле синклинали складки. Спектральный анализ штуфных и бороздовых проб показал содержание: Li - 0,01-2%, Be - до 0,1%, Rb - 0,1%, Cs - от 0,01%, Sb - 0,006-0,04%, Nb - 0,01-0,04%
III-4	4	Р. Эргейтэ-Ундэр	[24]	ПМ. Глыба грейзенизированного пегматита с кристаллами берилла размером до 3 см по длинной оси и до 2 см - в поперечнике. В штуфной пробе Be с повышенным содержанием
<i>Тантал, ниобий</i>				
I-3	9	Дандаргольское	[72]	П. Приурочено к крутопадающей дайке кварцево-карбонатных пород, прорывающей диориты игнокского комплекса. По данным химического анализа точечных проб установлены содержания: Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,006-0,01%, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,005-0,018%, Li <sub>2</sub> O - 0,04%, Sb - 0,01-0,02%, Ti - 0,05-0,75%, Mn - 0,02%
II-3	4	Исток р. Ухогшан	[94]	ПМ. Прожилки кварца с колумбитом
II-4	2	Малореченское	[99]	П. Выявлены 22 крутопадающие жилы от северо-западного до северо-восточного простирания, протяженностью от 100 до 1500 м. Средняя мощность жил - 6,25 м, глубина залегания кровли - до 170 м. Установлены содержания Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,001-0,087%, среднее - 0,0218%, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,001-0,02%, среднее - 0,008%, Sn - 0,001-0,33%, среднее - 0,031%. Ресурсы кат. P <sub>1</sub> : Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,9 тыс. т, Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - 0,3 тыс. т, Sn - 1,7 тыс. т
III-1	22	Р. Ока	[108]	ВГХО. La, Nb - 0,01%. Выявлен в юго-западной части листа в поле распространения гранитоидов урикского и огнитского комплексов
III-2	1	Рр. Илеэ и Арсай	[79]	ПГХО. Nb - 0,003-0,03%, охватывающий распространение монцодиоритов, щелочных гранитов, граносиенитов огнитского и трахилипаритов илейского комплексов
<i>Редкие земли</i>				
I-2	8	Зэрдэгшэн	[72]	П. Представлено многочисленными сближенными пегматитовыми жилами, прорывающими породы мангатгольского метаморфического комплекса. Зона №1 мощностью 2,5 м и протяженностью 125 м. Зона №2 мощностью 3,0 м и протяженностью более 100 м. В целом по проявлению ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> составляет 5,0-11,0%, в том числе ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (иттриевая группа) - 0,3-0,9%, ΣTR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (цериевая группа) - 4,7-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				10,7%. Среднее содержание тория - 0,53-0,94%. Апробированные ресурсы (Протокол №17 НТС «Иркутскнедра» от 12.02.1998 г.) $\Sigma TR_2O_3$ категории $P_2$ составляют 25 тыс. т при среднем содержании - 6-7%. Ресурсы попутных компонентов руд (не апробированные) проявления составляют U - 0,07 тыс. т; Th - 0,8 тыс. т [29]
I-4	17	Р. Большая Хойта-Холжинка	[100]	ВГХО. Y - 0,02-0,1%, La - 0,08%, Yb - 0,002-0,01%
I-4	22	Р. Большая Хойта-Холжинка	[100]	ВГХО. Y - 0,02-0,08%, Yb - 0,002-0,008%
II-4	4	Р. Танга Черная	[100]	ПМ. В штучных пробах из сиенитов Чернотагинского массива гуникского комплекса спектральным анализом установлены содержания Sr - до 1%, Се - 0,01-0,1%, U - 0,01%
II-4	6	Р. Гуник	[86]	ПМ. В крупноглыбовых свалах отмечаются пегматиты и гранит-пегматиты кварц-полевошпатового, нередко с биотитом, состава. Химический анализ: $\Sigma TR_2O_3$ - 1,04-5,5%. Спектральный анализ: La - 0,03-0,3%, Се - 0,01-0,1%, U - до 0,03%, Th - 0,01%
II-4	10	Р. Тобогор-Жалга	[86]	ПГХО. TR - 0,1-6,16%
II-4	11	Р. Тобогор-Жалга	[86]	ПМ. Жилы пегматитов мощностью 10 м и протяженностью 200 м. Сумма TR - 1,19-6,16%, в том числе в процентах от суммы редких земель: La - 14,1-26,7%, Се - 12,4-48,1%, Pr - 1,9-3,3%, Nd - 19,1-26,5%, Sm - 4,1-14,7%, Eu+Gd - 1,2-5,6%, Y+Dy - 1,4-74,4%, Ho - 0-3,4%, Er - 0-0,9%, U - 0,001-0,02%. Содержание Th - 0,021-0,295%. Содержание монацита - 1,2-24,0 кг/т
II-4	12	Р. Тобогор-Жалга	[86]	ПМ. Жила с содержанием TR - 0,1%
III-2	3	Р. Арсай	[69]	ПМ. Рибекитовые граниты в зонах разломов интенсивно дроблены, содержат зерна циртолита и флюорита. По данным спектрального анализа 20 точечных проб содержания Nb, Y и La - 0,003-0,01%, циркония и марганца - 0,1-0,3%, редко - 1%
III-2	5	Тэргэтэйский	[69]	ПМ. По данным спектрального анализа альбитизированных гранитов установлены содержания: Zr - 0,1-1,0%, La - 0,1%, Nb - 0,001-0,03%, Yb - до 0,001%, Y, La - до 0,03%
III-2	7	Рибекитовый	[69]	ПМ. По результатам спектральных анализов 125 сколовых проб альбитизированных гранитов установлены содержания: Zr - 0,01-1,0%, La - 0,1%, Nb - до 0,03%, Yb - до 0,001%, Y - 0,001-0,03%, Be - до 0,1%
III-4	2	Р. Хунды-Гол	[88]	ПМ. В пегматитовой жиле цирконовая и монацитовая минерализация. Кристаллы монацита имеют размеры - 0,3-0,5 мм, циркона - 0,3-0,5 мм. Содержание рудных минералов - до 0,5%. Содержание Zr - 0,1%
IV-4	1	Р. Дошхон	[85]	ВГХО. Yb - 0,0004-0,0008%
IV-4	2	Р. Буйрагта	[24]	ПМ. Среди биотитовых гнейсов хайтинской толщи в жиле розового крупнозернистого биотитового гранита мощностью 6 м зарегистрировано повышенное содержание ортита. Спектральный анализ штучной пробы показал содержание Zr, La и Се - 0,1-1,0%
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
I-1	3	Р. Сайхан-Нурта	[79]	ШО. Содержание золота, шеелита и монацита в редких знаках и знаках в поле распространения гранитоидов саянского комплекса
I-1	4	Р. Куркапка	[79]	ШО. Содержание золота в знаках в поле распространения гранитоидов саянского комплекса
I-3	3	Рр. Билуник, Ока	[84, 100]	ВГХО. Au - 0,003-20 г/т, As - до 1%
I-3	5	Р. Игнок	[100]	ПМ. Адсорбционным анализом в 3 штучных пробах установлены содержания Au - 0,19-0,27 г/т, Ag - до 1 г/т
I-4	2	Р. Ингаши	[98]	ШО. Содержание золота - в знаках
I-4	6	Билуникское	[84]	П. Две зоны интенсивного расслаивания с золотоносной кварц-арсенопиритовой прожилковой минерализацией (Au - 4,5 г/т). Золотоносная кварц-арсенопирировая минерализация вскрыта также в трех скважинах: Au - 0,02-0,7 г/т. Среднее содержание Au - 40 г/т, прогнозные ресурсы (не апробированные) категории $P_2$ составляют 5

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				т
I-4	7	Мойганский	[84]	ПГХО. В пределах ореола установлены: метасоматические кварциты по туфогенным породам (пробирный анализ: Au - 0,75 г/т), окварцованные метабазалты (пробирный анализ: Au - 1,15 г/т), андезито-базалты расланцованные, катаклазированные (спектральный анализ: Au - 0,204 г/т), монолитные вторичные кварциты (пробирный анализ: Au - 0,116 г/т)
I-4	8	Р. Гуник	[98]	ПМ. В сколковой пробе содержание Au - 0,6 г/т
I-4	10	Р. Никулкина	[98]	ШО. Содержание золота - в знаках
II-1	3	Р. Жодо	[79]	П. Оруденение гнездового типа, распространенного по блоку скарированных известняков и приурочено к контактам даек фельзит-порфиоров и диабазов. Содержание Au - до 2,2 г/т, Ag - до 275 г/т
II-2	2	Р. Ока	[73]	ШО. Содержание золота - в знаках
III-1	5	Р. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол	[69]	ПМ. Зона расланцевания, окварцевания и пиритизации прослежена в северо-западном направлении на 600 м при мощности от 30 до 50 м. Спектральным анализом установлено содержание Au и Ag - от следов до 0,2 г/т
III-1	11	Р. Халбая-Хара-Гол	[90]	ПМ. В слабо березитизированных гранитах с тонким кварцевым прожилкованием установлены содержания Au - 2,3 г/т, Ag - 3,86 г/т
III-1	16	Р. Халбая-Хара-Гол	[90]	ПМ. В слабо березитизированных гранитах с тонким кварцевым прожилкованием установлены содержания Au - 9,2 г/т, Ag - 10,8 г/т
III-2	16	Р. Ута-Жалга	ГДП-200	ПМ. Кварцитовидная порода. По результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,137 г/т
III-2	17	№38	[69]	П. По данным опробования сульфидизированных кварцевых метасоматитов установлены содержания золота - до 1,4 г/т на 1,0 м. По данным спектрального анализа двух точечных проб содержание Au - 3-6 г/т
III-2	19	Р. Илэз	[90]	ШО. Содержание золота - в знаках (1-12 знаков)
III-2	22	Р. Хохюр-Гол	ГДП-200	ПМ. В делювии обломки кавернозного кварца. Каверны выполнены лимонитом, по трещинам - с хлоритом. По результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,144 г/т
III-3	4	Р. Айнак	[24]	ПМ. Кварцевая жила. Пробирным анализом штуфа из жилы установлены содержания Au - 0,4 г/т. Химическим анализом определено содержание Pb - 0,12%
III-3	6	Р. Улуг-Язы	ГДП-200	ПМ. По результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,125 г/т
IV-1	1	Р. Улзыта	ГДП-200	ПМ. В измененных граносиенитах с вкрапленностью сульфидов по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,66 г/т
IV-1	2	Р. Улзыта	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,268 г/т
IV-1	3	Р. Улзыта	ГДП-200	ПМ. В тектонитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,214 г/т
IV-1	4	Левый приток р. Бурон-Гол	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,385 г/т
IV-1	5	Левый приток р. Бурон-Гол	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,144 г/т
IV-1	6	Р. Бурон-Гол	ГДП-200	ПМ. В измененных граносиенитах с темно-бурыми охрами по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,41 г/т
IV-1	7	Р. Бурон-Гол	ГДП-200	ПМ. В слабо скарированных известняках по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,14 г/т
IV-1	8	Р. Хаптагай	ГДП-200	ПМ. В пегматоидных породах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,375 г/т
IV-1	9	Р. Додо-Хара-Гол	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,116 г/т
IV-1	10	Р. Додо-Хара-Гол	ГДП-200	ПМ. В измененных граносиенитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,143 г/т
IV-1	11	Р. Ондольтой	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,221 г/т
IV-1	12	Р. Ондольтой	ГДП-200	ПМ. В измененных граносиенитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,202 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	2	Р. Айнак-Барун	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,108 г/т
IV-2	3	Р. Айнак-Барун	ГДП-200	ПМ. В измененных гранитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,108 г/т
IV-2	4	Р. Айнак-Барун	ГДП-200	ПМ. В измененных граносиенитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 1,5 г/т
IV-2	5	Р. Айнак-Барун	ГДП-200	ПМ. По результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,131 г/т
IV-2	6	Междуречье рр. Айнак-Барун и Хайт	ГДП-200	ПМ. В слабо скарнированных известняках по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,108 г/т
IV-3	2	Р. Айнак	ГДП-200	ПМ. По результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,27 г/т
IV-3	3	Р. Улуг-Язы	ГДП-200	ПМ. По результатам атомно-адсорбционного анализа сульфидизированного кварца содержание Au - 0,106 г/т
IV-3	6	Р. Айнак	ГДП-200	ПМ. В измененных (ожелезненных) сиенитах по результатам атомно-адсорбционного анализа содержание Au - 0,106 г/т
IV-3	7	Оз. Хуургэ-Нур	[85]	ПМ. Повышенные содержания золота в кварц-карбонатных жилах, развитых в гнейсах, амфиболитах и мраморах хайтинской толщи. В штучной пробе установлены содержания Au - 0,3 г/т, Cu - 0,1%
IV-3	13	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,1 г/т
IV-3	14	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,3 г/т
IV-3	17	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,2 г/т
IV-3	18	Р. Улуг-Язы	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,3 г/т
IV-3	21	Междуречье рр. Улуг-Язы и Шэбэлик	[85]	ПМ. Повышенные содержания золота в кварц-карбонатных жилах, развитых в гнейсах, амфиболитах и мраморах хайтинской толщи. В штучной пробе установлено содержание Au - 0,2 г/т
IV-3	23	Шебеликский	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,1 г/т, Cu - 0,048%, Ni - 0,04%, Co - 0,008%
IV-3	26	Р. Шэбэлик	[85]	ПМ. Штучная проба, содержание Au - 0,3 г/т
IV-4	4	Р. Цырэн-Жалга	[24]	ПМ. В инъекционных гнейсах хайтинской толщи встречаются мелкие кварцевые прожилки, содержащие пирит, графит. Пробириным анализом определено Au - 0,2 г/т
<b>Радиоактивные элементы</b>				
<i>Уран, торий</i>				
I-2	1	Рр. Хульцай, Хойто-Сала	[92]	Площадная РГХ аномалия
I-2	2	Каровый	[92]	ПМ. Повышенное содержание U
I-2	3	Озерный	[92]	ПМ. Повышенное содержание U
I-3	15	Рр. Хара-Гол, Поляков	[92]	Площадная РГХ аномалия
I-3	17	Р. Далдарма	[92]	Площадная РГХ аномалия
I-4	11	Правый борт р. Гунник	[98]	ПГХО. Содержание U - 0,01-0,26%, Th - 0,02-0,031%
I-4	13	Р. Гуник	[98]	ПМ. По данным наземной спектрометрии в сколковой пробе содержание U - 0,02%, Th - 0,031%
I-4	14	Р. Гуник	[98]	ПМ. По данным наземной спектрометрии в сколковой пробе содержание U - 0,26-0,036%, Th - 0,03%
I-4	15	Р. Гуник	[98]	ПМ. В песчаниках ермосохинской свиты выявлена зона измененных пород мощностью 0,5-5,2 м. По данным химического анализа борздовых проб установлены содержания: U - 0,015-0,051%, Th - 0,020%
I-4	16	Р. Гуник	[98]	ПМ. По данным рентгеноспектрального анализа сколковой пробы из углистых сланцев далдарминской свиты (радиоактивность - 15-19 мкР/ч) установлено содержание U - 0,01%
I-4	19	Р. Зунтейка	[98]	ПМ. Штучная проба с повышенным содержанием U
I-4	20	Р. Зунтейка	[98]	ПМ. Урановая минерализация представлена уранофаном, казолитом, кюритом. Содержание урана в борздовых пробах достигает 0,28%
I-4	21	Р. Зунтейка	[98]	ПМ. Штучная проба с повышенным содержанием U
I-4	23	Междуречье рр. Зунтейка и Малый Халахай	[98]	ПМ. Урановая минерализация представлена уранофаном, казолитом, кюритом. Содержание урана в борздовых пробах достигает 0,28%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	8	Р. Тобогор-Жалга	[86]	ПГХО. Многочисленные пункты минерализации с содержанием U - 0,002-0,02% и Th - 0,02-0,3%, объединенные в первичный геохимический ореол
II-4	9	Р. Правая Вершина Гуника	[86]	ПМ. Рудные тела образуют единую зону, вытянутую в северо-западном направлении до 2,5 км. Содержания U - 0,01%, Th - 0,3%, TR - 0,35-2,75%, La - 0,03-0,1%, Se - 0,03-0,1%, Y - 0,003-0,01%
III-1	7	Хэрмэшэлэйшинский	[24]	ПМ. Настурановая минерализация приурочена к кварцевым прожилкам, распространенным в интенсивно измененных гранитоидах. Штуфная проба с повышенным содержанием U
III-1	12	Р. Хэрмэшэлэйшэ-Хара-Гол	[108]	ПМ. Химический анализ образца из глыбы милонита показал 2,15% окиси U. В протолочке присутствует настуран в ассоциации с магнетитом, марказитом и пиритом
III-2	21	Ута-Жалгинское	ПР «Соснов-геология» (данные неизвестны); ГДП-200	П. Поверхностным опробованием радиоактивных аляски-тов установлено содержание U - 0,6%, Th - 0,7%
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>				
<b>Химическое сырье</b>				
<i>Флюорит</i>				
II-2	7	Р. Силка	[73]	ПМ. Находки флюорита связаны с кварцевыми прожилками в поле развития умереннощелочных пород огнитского комплекса. Штуфная проба флюорита с повышенным содержанием
IV-3	1	Р. Айнак	[108]	ПМ. Повышенные содержания флюорита (до 15%) в ассоциации с баритом, пирротином, цирконом и апатитом обнаружены в штуфных пробах, отобранных из зоны дробления в мраморизованных известняках хайтинской толщи. Мощность зоны 1 м
<b>Горнотехническое сырье</b>				
<i>Тремолит-асбест</i>				
I-4	9	Междуречье рр. Ока и Гуник	[68]	ПМ. Поперечно-волокнистый амфибол-асбест залегает в приконтактной части дайки с филлитовидными сланцами, образуя линзочки до 3 см в раздуве и 10-20 см - в длину
<i>Графит</i>				
II-2	9	Р. Ока	[73]	ПМ. Штуфная проба в коренных породах с повышенным содержанием графита
II-4	5	Р. Гуник	[86]	ПМ. Штуфная проба графита, силлиманита
II-4	15	Хара-Тагинское	[86]	П. Графит - углерод общий - до 1,6%, среднее - 0,7-0,8%
II-4	16	Р. Бурхан-Турга	[86]	ПМ. Пласт гнейсов содержит силлиманит и графит. Графит слагает удлиненные чешуи 3x0,2 мм. Химическим анализом штуфных и борздовых проб установлено содержание C - не выше 1,6%. Среднее содержание C в гнейсах - 0,7-0,8%
III-1	20	Р. Ока	[24]	ПМ. В известняках иркутской свиты выявлены примазки и прожилки графита
III-1	21	Р. Етомой	[24]	ПМ. Гнездовые скопления графита в сиенитах огнитского комплекса и известняках иркутской свиты площадью не более 50 м <sup>2</sup> . Борздовым опробованием определено содержание общего углерода - 11,14%, в графите углерода до 71,08%
<b>Драгоценные камни</b>				
<i>Алмазы</i>				
I-4	3	Р. Ингаши	[109]	ШО. Содержание пироба и других минералов спутников алмазов - в редких знаках и знаках
I-4	5	Ингашинское	[109]	П. При опробования элювия кимберлитов выявлено 9 кристаллов алмазов. Количественный минеральный состав кимберлитов: оливин фенокристаллов - 6,4-34%, оливин основной массы - 5,1-40,5%, флогопит - 17,6-87,0%, серпентин-хлорит-карбонатная масса - 7,8%, рудные минералы - 0,1-8,4%, апатит - 0,5-7,1%

**Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
	На начало работ	По результатам работ		
Одайский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.1 Au) Золото Уран	P <sub>2</sub> - 5 т	P <sub>3</sub> - 7 т P <sub>3</sub> - 5 тыс. т	+2 т +5 тыс. т	Оценочные работы второй очереди Поисковые работы третьей очереди
Верхнекирейский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.2 Au) Золото		P <sub>3</sub> - 14 т	+14 т	Поисковые работы второй очереди
Илейский прогнозируемый золоторудный узел (3.0.1 Au) Золото	P <sub>2</sub> - 15,2 т	P <sub>3</sub> - 105 т	+90 т	Поисковые работы третьей очереди
Барунгольский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.1 Au) Золото		P <sub>3</sub> - 68 т	+68 т	Поисковые работы первой очереди
Улуг-Языкский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.2 Au) Золото		P <sub>3</sub> - 45 т	+45 т	Поисковые работы третьей очереди
Кирейско-Тагнинский прогнозируемый алмазоносный район (0.1 di) Алмазы		P <sub>3</sub> - 5,4 млн карат	+5,4 млн карат	Поисковые работы третьей очереди



**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений**

Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км <sup>2</sup>	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
Одайский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.1 Au)	Золото	102	т		5	7	12	0,12
	Уран		тыс. т			7	7	0,07
Верхнекирейский прогнозируемый золоторудный узел (1.1.2 Au)	Золото	206	т			14	14	0,07
Зээрдэгшэнское потенциальное торий-редкоземельное рудное поле (1.1.2.1 TR, Th)	Редкие земли:	23						
	Цериевая группа		тыс. т		8,3		8,3	0,36
	Иттриевая группа		тыс. т		0,7		0,7	0,03
	Уран		тыс. т		0,008		0,008	0,003
	Торий		тыс. т		0,8		0,8	0,03
Харагольско-Далдарминское потенциальное редкоземельно-редкометалльное рудное поле (1.1.3.2 Nb, Ta, TR)	Ниобий	30	тыс. т	0,3			0,3	0,01
	Тантал		тыс. т	0,9			0,9	0,03
	Олово		тыс. т	1,7			1,7	0,06
Илейский прогнозируемый золоторудный узел (3.0.1 Au)	Золото	368	т		15,2	105	120	0,33
Илейское потенциальное свинец-цинк-золоторудное поле (3.0.1.1 Au, Zn, Pb)	Золото	40	т		15,2		15,2	2,4
	Серебро		т		180		180	4,5
	Свинец		тыс. т		45		45	1,1
	Цинк		тыс. т		18		18	0,45
Барунгольский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.1 Au)	Золото	192	т			68	68	0,35
Улуг-Языкский прогнозируемый золоторудный узел (4.0.2 Au)	Золото	209	т			45	45	0,22
Кирейско-Тагнинский прогнозируемый алмазодносный район (0.1 di)	Алмазы	880	млн карат			5,4	5,4	0,006

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых**

Группа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические	Золото	5	P <sub>3</sub>	239 т
	Золото	2	P <sub>2</sub>	20,2 т
	Свинец	1	P <sub>2</sub>	45 тыс. т
	Цинк	1	P <sub>2</sub>	18 тыс. т
	Серебро	1	P <sub>2</sub>	180 т
	Ниобий	1	P <sub>1</sub>	0,3 тыс. т
	Тантал	1	P <sub>1</sub>	0,9 тыс. т
	Редкие земли	1	P <sub>2</sub>	9 тыс. т
	Олово	1	P <sub>1</sub>	1,7 тыс. т
	Уран	1	P <sub>3</sub>	7 тыс. т
Торий	1	P <sub>2</sub>	0,8 тыс. т	
Неметаллические	Алмазы	1	P <sub>3</sub>	5,4 млн карат

**Список подразделений, для которых имеются определения радиологического возраста пород  
листа N-47-XXIX**

№ на карте	Наименование геологического подразделения, материал	Материал для определения	Метод, кол-во точек на изохроне (N)	№ источника по списку литературы	Возраст, млн лет	№ пробы, привязка
	Китойский, плагиогранит	циркон	U-Pb	[24]	3330±8	Булунский блок
	Китойский, плагиогранит	циркон	U-Pb	[48]	3250±100	Онотский грабен, р. Онот
	Китойский, мигматиты, двуполевошпатовые граниты		Rb-Sr изохронный	[48]	2200-2600	Р. Онот
	Китойский, гранит биотит-амфиболовый	циркон	U-Pb	[7]	2532±12	Шарыжалгайский выступ, район р. Китой
	Хайламинская толща, биотитовый гнейс	циркон	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb изотопное отношение в цирконах	[23]	1900±30	Бирюсинский блок
	Метаморфизованный габбродолерит зимовнинского комплекса пироксеновый, амфиболитизированный	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1878±13	Проба 1049-2; р. Большой Кирей
	Хадаминский	циркон	Pb метод	[54]	1980	
2	Зимовнинский, габбродолерит	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	[8]	1913±24	Левый борг р.Ока, район р. Ингаши
	Саянский, гранит	циркон	U-Pb изохронный	[48]	2220±180	Р. Шаблык; Урикско-Ийский грабен
	Саянский, по серии проб редкометалльных пегматитов		Rb-Sr изохронный	[48]	2014±75	Бассейн р. Елаш
	Саянский, монцодиорит	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-5	[48]	1960-2200	Проба 2249; бассейн рр. Мал. Бирюса и Бол. Ерма
	Саянский, гранит	циркон	U-Pb изохронный	[48]	1960±60; 1870±30	Бассейн рр. Уда, Барбитай и Огнит
	Саянский, гранодиорит	циркон	Pb-Pb термоизохронный	[48]	1950-2120±30	Проба 294; р. Елаш
	Саянский, пегматит	циркон	Pb-Pb термоизохронный	[48]	1940±30	Проба 1-036-7; Елашское пегматитовое поле
	Саянский, граниты	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-5	[48]	1940	Проба 2251-10
	Саянский, циркон	циркон	Pb метод на тепловых нейтронах	[48]	1910-1940	
	Саянский, двуслюдяной гранит	циркон	U-Pb	[11]	1879±8	Бирюсинский массив
	Саянский, тоналит	циркон	U-Pb	[22]	1869±10	Подпорогский массив
	Саянский, 1 фаза, диорит меланократовый пироксенороговообманковый	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	Игнокская партия, 2009	1864±9	Проба 4027-1; верховья р. Прав. Бол. Кирей
	Саянский, кварцевый диорит	циркон	U-Pb	[23]	1859±10	Удинский массив

№ на карте	Наименование геологического подразделения, материал	Материал для определения	Метод, кол-во точек на изохроне (N)	№ источника по списку литературы	Возраст, млн лет	№ пробы, привязка
	Саянский, гранит	циркон	U-Pb	[16]	1858±20	Барбитайский массив
	Саянский, 2 фаза, гранит лейкократовый биотитовый микроклин-олигоклазовый	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1837±10	Проба 1050; правый борт р. Прав. Бол. Кирей
	Саянский, гранодиорит	циркон	U-Th-Pb изохронный, N-3	[48]	1820	Проба 303; бассейн р. Бируса
	Саянский, кварцевый порфир	циркон	Pb-Pb термоизохронный	[48]	1780	ОП-147; руч. Соловьевский
	Саянский, гранит мусковит-турмалиновый	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-4	[48]	1730±30	Проба 1024; устье р. Мальхан
	Саянский, гранит биотитовый	циркон	Pb-Pb	[48]	1700	Ш-964-3; бассейн р. Елаш
	Саянский, гранит биотитовый	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-4	[48]	1640-2000±30	Ш-997; Большереченский массив
	Саянский, пегматит мусковитовый	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-3	[48]	1640-1770±30	Проба 134-2
	Саянский, гранит двуслюдяной	циркон	Pb-Pb термоизохронный, N-2	[48]	1560-1770±30	Проба 4665-2; бассейн р. Бируса
5	Гуникский, 3 фаза, гранит биотит-роговообманковый монцонитовый (адамеллит?)	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1874±5,7	Проба 3230-8; Чернотагнинский массив
3	Гуникский, 3 фаза, гранит лейкократовый биотитовый двуполевошпатовый (монцонитовый)	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1842±15	Проба 3229-3; Чернотагнинский массив
4	Гуникский, 3 фаза, гранит биотит-роговообманковый монцонитовый (адамеллит?)	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1828±6	Проба 3230-4; Чернотагнинский массив
	Игнокский, гранодиорит-порфир или меланократовый биотитовый, плагиогранит-порфир	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1887±60	Проба 4066-4; р. Черная Зима
	Игнокский, гранит	циркон	Pb-Pb	[18]	1854±188 5	Р. Игнок
	Игнокский, биотит-роговообманковый кварцевый диорит	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1875±7,5	Проба 4121; р. Черная Зима
	Игнокский, гранит	циркон	U-Pb	[16]	1862±3,2	Р. Черная Зима
	Игнокский, биотит-роговообманковый кварцевый диорит	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	1778±9	Проба 4061; р. Черная Зима
7	Сумсунурский, диорит биотит-роговообманковый кварцевый давленный, сильно измененный	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	820±7,3	Проба 4085-3; левый борт р. Ока
	Сумсунурский, тоналит амфибол-биотитовый		Rb-Sr	[48]	812±19	Р. Дунда-Гарган
	Сумсунурский, тоналит амфибол-биотитовый	циркон	U-Pb	[48]	785±11	Р. Дунда-Гарган
	Сумсунурский, плагиограниты	валовая проба	Rb-Sr изохронный, N-10	[48]	692±72	Междуречье рр. Зунхолба-Хара-Гол
	Габбро-долеритовый силл, прорывающий окинскую серию, трондьемит	циркон	U-Pb	[15]	753±16	Район р. Яхошоп
	Габбро-долеритовый силл, прорывающий окинскую	пироксен-апатит,	Sm-Nd	[15]	736±43	Район р. Яхошоп

№ на карте	Наименование геологического подразделения, материал	Материал для определения	Метод, кол-во точек на изохроне (N)	№ источника по списку литературы	Возраст, млн лет	№ пробы, привязка
	серию, габбродолерит	валовая проба				
	Хайтинская толща, сланцы углеродистые	валовая проба	Rb-Sr изохронный	[48]	709±75	
1	Ангаульский, 2 фаза, гранит-порфир, биотит		Ar-Ar	[12]	1537±14	Левый борт р. Ока, район р. Билоник
	Ангаульский, долерит		Rb-Sr	[10]	1643±100	Р. Ингаши
	Нерсинский, долерит, дайка	плагиоклаз	Ar-Ar	[8]	758±4	Шарыжалгайский выступ, район р. Китой
	Нерсинский, долерит, дайка	пироксен-плагиоклаз, валовая проба	Sm-Nd	Скляр Е.В., 2001	743±47	Р. Нерса
	Нерсинский, габбродолерит, силл	плагиоклаз	Ar-Ar	[7]	741±2	Р. Бирюса
	Нерсинский, долерит, дайка	плагиоклаз	Ar-Ar	[7]	612±6	Район р. Китой
	Урикский		U-Pb SHRIMP по циркону	[48]	494±11	N-47-XXXIV
	Урикский		U-Pb SHRIMP по циркону	[48]	485±10	N-47-XXXIV
	Урикский, 1 фаза, монзонит		Rb-Sr изохронный	[48]	482	N-47-XXXV
	Урикский, 2 фаза, гранит очковый пегматоидный	циркон	U-Pb изохронный	[48]	532	Бассейн р. Дабан-Жалга, приток р. Онот
	Урикский, 2 фаза, гранит пегматоидный (жилный)	валовая проба	Sm-Nd	[48]	478	Бассейн р. Дабан-Жалга, приток р. Онот
	Урикский, 3 фаза, гранит		Rb-Sr изохронный	[48]	462±2,4	N-47-XXXV
6	Илейский, риолит деформированный слабо серицитизированный и пиритизированный	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	464±12	Проба 4082-5; р. Халбая-Хара-Гол
	Илейский, трахириолиты-комендиты		Rb-Sr	Воронцов А.А., 2008	402±11,1	Район Зуун-Сала
	Огнитский, 1 фаза, 1 субфаза, сиенит		Rb-Sr изохронный	[48]	473±14	N-47-XXXV
9	Огнитский, 1 фаза, 1 субфаза, сиенит фаялит-роговообманково-пироксеновый	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	471±5	Проба 1152-1; водораздел рр. Додо-Хара-Гол и Ашаг-Дурак
8	Огнитский, 1 фаза, 1 субфаза, габбро пироксен-биотит-роговообманковое деформированное	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	462±5	Проба 1197; водораздел рр. Улуг-Язы и Урда-Ока
10	Огнитский, 1 фаза, 1 субфаза, сиенит пироксен-фаялит-роговообманковый деформированный	циркон	U-Pb SHRIMP по циркону	ГДП-200/2; 2010	456±5	Проба 1140-1; верховья р. Ашаг-Дурак
	Огнитский, 2 фаза, граносиениты	6 проб	Rb-Sr изохронный, N-6	[48]	439±8	Г. Улуг-Тайга
	Сорокский, толеиты оливковые	валовая проба	K-Ar	[48]	23,7±1,1	Р-779-3; г. Ермосхин
	Сорокский, толеиты	валовая проба	K-Ar	[48]	21±1,3	Р-782-2; г. Ермосхин
	Сорокский, толеиты оливковые	валовая проба	K-Ar	[48]	21±1,1	Р-774-2; р. Ехе-Шигна

№ на карте	Наименование геологического подразделения, материал	Материал для определения	Метод, кол-во точек на изохроне (N)	№ источника по списку литературы	Возраст, млн лет	№ пробы, привязка
	Сорокский, базальты щелочные оливиновые	валовая проба	K-Ar	[48]	20,7±0,8	P-751-1; р. Янхор
	Сорокский, гавайиты меланократовые	валовая проба	K-Ar	[48]	20,5±1	P-703-3; р. Янхор
	Сорокский, базаниты	валовая проба	K-Ar	[48]	20,3±0,9	МО-1; бассейн рр. Уда-Монкрес
	Сорокский, толеиты оливиновые	валовая проба	K-Ar	[48]	19,4±1	P-960-2; оз. Саган-Нур
	Сорокский, толеиты оливиновые	валовая проба	K-Ar	[48]	18,9±0,9	P-784-3; р. Ехе-Шигна
	Сорокский, гавайиты		K-Ar	[48]	16,2	P-966-3; левый борт р. Ока, напротив устья р. Улзыта
	Сорокский, гавайиты меланократовые	валовая проба	K-Ar	[48]	15,8±0,9	P-779-12; г. Ермосхин
	Сорокский, базальты щелочные оливиновые	валовая проба	K-Ar	[48]	15,3±1,3	P-771; N-47-XXXV
	Сорокский, гавайиты меланократовые	валовая проба	K-Ar	[48]	13,1	P-811-3; р. Ехе-Хайрэгтэ
	Сорокский, толеиты оливиновые	валовая проба	K-Ar	[48]	10,8±0,8	P-782-8; г. Ермосхин

## Список пунктов находок ископаемых остатков листа N-47-XXIX

Геологическое подразделение	Порода	Органические остатки	Возраст	Источник
Иркутная свита		Простейшие водоросли, аналогичные <i>Conophyton</i> Masl., а также <i>Conophyton cylindricus</i> Gr.	Поздний протерозой	Бассейн р. Илээ
Нарингольская свита	Песчаники и алевролиты	Отпечатки флоры и спор пыльцы: <i>Clathropteris</i> sp., <i>Cladophlebis</i> sp., <i>Phoenicorsis</i> sp., <i>Pityophyllum</i> , <i>Nardeuskioldi</i> Nath., <i>Carpolithes cinctus</i> Nath., <i>Nexalamites</i> sp.	Юра	Дубин, 1961; определение Д. И. Ермолаева
	Песчаники	Споры пыльцы: <i>Cheiropleuriceae</i> , <i>Osmundales</i> , <i>Picea</i> , <i>Coniferae</i> . Кроме того, дополнительно определены следующие формы: <i>Lycopodites tenerrimus</i> Heer, <i>Czekanovskia setacea</i> Heer, стебель <i>Equisetites</i> sp.	Юра	Огороков, 1964

## Характеристика складчатых структур Мангатгольского выступа и Урикско-Ийского грабена

Структурный ярус. Структурный блок	Название складки (№ на тектонической схеме)	Ширина, длина, складки, ориентировка. Форма в плане, положение шарнира	Залегание крыльев, форма в разрезе, положение осевой плоскости	Осложняющая складчатость и поперечные дислокации
Верхнелопийский (по мнению авторов - верхнекарельский). Мангатгольская краевая метаморфическая зона	Бурхантуртинская антиклиналь (13); ядро сложено породами мангатгольского комплекса	Ширина - 5-8 км, длина - 50 км. Общая северо-западная линейная ориентировка (320-330°) с плавными изменениями простираний до 290-350°; общее положение шарнира субгоризонтальное с плавными и резкими ундуляциями с углами погружения 50-60°; периклинальные замыкания закартированы в истоках рр. Эхе-Жарбагай и Бол. Зимовная	Углы падения юго-западного крыла варьируют от 25° до 70°, с преобладанием 60-65°, северо-восточное крыло падает под углом 70-80°. На отдельных участках имеют место обратные замеры, указывающие на тенденцию к запрокидыванию. Падение осевой поверхности - юго-западное. В истоках р. Далдарма и бассейне р. Бол. Зимовная отмечается опрокидывание северо-восточного крыла	Складки второго порядка: 1) Шэлэйская антиклиналь - ассиметричная, опрокинутая; протяженность - 6 км, ширина юго-западного крыла - 3,5-4 км, северо-восточного - 1 км. Шарнир с ундуляциями погружается на юго-восток 45-70°. 2) Синклиналь в истоке р. Хойхот-Жалга: протяженность - 8 км, ширина - 2,5 км, северо-восточное крыло срезано разломом; центриклинальные замыкания с погружениями шарниров 130-140° угол 65° и 320-330° угол 65°, падение крыльев - 70-75°, складка наклонная, юго-западное крыло более пологое; простирание северо-западное. 3) В истоке р. Гуник северо-восточное крыло Бурхантуртинской антиклинали осложнено флексурой с шириной плеча - 4 км и падением пород в плече на северо-запад под углами 60-85°. 4) В бассейнах Бурхан-Турта, Бол. Зимовная, Хунды-Гол, Эргэйгэ-Ундэр линейные складки, опрокинутые к северо-востоку. Длина складок - 1-2 км, ширина - 0,4-3 км, простирание - от северо-восточного до субмеридионального. Широко развита складчатость более высоких порядков. Плавные одноплановые изгибы осевых плоскостей и крыльев складки сигмоиды
Верхнелопийский (по мнению авторов - верхнекарельский). Мангатгольская краевая метаморфическая зона	Звериная синклиналь (8); ядро сложено породами мангатгольского комплекса	Складки высших порядков, осложняющие крупные структуры, характеризуются линейной вытянутостью, согласной с основными структурами, часто ассиметричным строением, запрокидыванием. Размеры их невелики: длина не превышает 1-2 км, ширина колеблется в пределах 0,4-0,5 км. Отмечаются и еще более мелкие складки, которые могут рассматриваться как складки волочения или течения	Локализуется к северо-востоку от Бурхантуртинской антиклинали. Ось простирается по азимуту 330-340° с пологим погружением шарнира складки на северо-запад. Падение пород крутое (60-85°) с несколько более пологим юго-западным крылом. Северо-восточное крыло в бассейнах рр. Тагна Черная и Гуник срезано Бельско-Окинским разломом	Весьма широко развита мелкая складчатость в ядерной части складки с погружениями шарниров на р. Далдарме по аз. 100-140°, угол 10-50°, зеркало складки в юго-западном крыле падает по аз. 60°, угол 40°; складки ассиметричные, наклонные, падение осевых плоскостей субвертикальное и северо-восточное; отмечаются опрокинутые складки с падением крыльев по аз. 60°, угол 45°. В истоке р. Мал. Зимовной складки второго порядка с шарнирами, погружающимися на северо-запад. Складка образует сигмоиду



Структурный ярус. Структурный блок	Название складки (№ на тектонической схеме)	Ширина, длина, складки, ориентировка. Форма в плане, положение шарнира	Залегание крыльев, форма в разрезе, положение осевой плоскости	Осложняющая складчатость и поперечные дислокации
Верхнекарельский. Урикско-Ийский грабен	Мойганская синклиналь (2); ядро складки сложено породами верхов большевеченской свиты	Линейная протяженность - 21 км, ширина - 3-4 км; простираение - 320-335° (на северо-запад и юго-восток складки срезаются Хитрым и Гуникским субширотными разломами соответственно); общее погружение шарнира юго-восточное с плавными ундуляциями; вблизи Гуникского разлома, шарнир вновь воздымается	Складка симметричная, осевая плоскость субвертикальная, падение крыльев - 65-70°; в междуречье Ока и Хара-Гол осевая плоскость круто падает на северо-восток, а северо-восточное крыло опрокинута	Осложнена мелкими асимметричными складками в северо-восточном крыле
Верхнекарельский. Урикско-Ийский грабен	Чернотагинская антиклиналь (9); ядро складки сложено породами нижней подсвиты далдарминской свиты	Линейная протяженность - более 4-5 км, простираение общее - 320° с отклонениями до 295° и 355°; шарнир структуры погружается к северо-западу	Осевая поверхность и крылья падают на юго-запад под углом в 65-70°. Юго-западное крыло частично срезается ветвью далдаргольского разлома, где она сопряжена с Мойганской синклиналью	Юго-западное крыло осложнено серией опрокинутых, близких по морфологии к изоклиналим, сопряженных антиклиналям синклиналей второго порядка, параллельных основной складке; осевая часть и юго-западное крыло осложнены мелкой складчатостью вплоть до изоклиальной. Замок складки осложнен выдержанной по простираению опрокинутой синклиналью. Поперечные дислокации выражены в плавных изгибах оси складки и одноплановых с ними изгибов крыльев складки; в междуречье рр. Хара-Гол и Ока наблюдаются мелкие поперечные складки открытого типа с шарнирами, погружающимися под углами, соответствующими падению крыльев антиклинали; поздние складки первого порядка подчеркиваются изменениями простираций сланцеватости и слоистости
Верхнекарельский. Урикско-Ийский грабен	Манькова синклиналь(4); ядро складки сложено породами нижней подсвиты далдарминской свиты	Шарнир на всем протяжении волнистый, участками - ундулирующий (верховья р. Далдаргол). Ширина в пределах листа не превышает 5 км, в участках максимального погружения шарнира достигает 10 км	Северо-восточное крыло падает на юго-запад (230-270°) под углами 45-70°, юго-западное - на большом протяжении падает так же на юго-запад под углами 55-75°	Осложнена мелкой складчатостью, наблюдавшейся на левом борту р. Далдарма; погружение шарниров на северо-запад под углами до 15°; в осевой части в северо-восточном крыле зеркало мелких складок падает на юго-запад под углом 30°. Поперечные дислокации выражены в плавных изгибах оси складки и одноплановых с ними изгибов крыльев складки; они подчеркиваются изменениями залегания сланцеватости и слоистости

Структурный ярус. Структурный блок	Название складки (№ на тектонической схеме)	Ширина, длина, складки, ориентировка. Форма в плане, положение шарнира	Залегание крыльев, форма в разрезе, положение осевой плоскости	Осложняющая складчатость и поперечные дислокации
Верхнекарельский. Урикско-Ийский грабен	Рудагинская антиклиналь(11); ядро складки сложено породами второй пачки нижней подсвиты далдарминской свиты	Простираие оси складки по простиранию часто меняется от субмеридионального (355°) на северо-западное (310°). Длина отрезков различного простирания в среднем колеблется от 1,5 до 2,5 км. Шарнир структуры на всем протяжении плавно ундулирует с амплитудой, достигающей на отдельных участках 2500-2800 м (р. Тагна Черная)	Размах крыльев достигает 6-7 км. Антиклиналь запрокинута на северо-восток, с падением юго-западного крыла на юго-запад (220-270°) под углами 50-60°, северо-восточного - под тем же азимутом, но более крутыми углами падения - 50-70°. Крылья осложнены сериями мелких асимметричных складок	Осевая часть складки осложнена множеством складок более высокого порядка: симметричных, асимметричных, наклонных, опрокинутых; северо-восточное крыло осложнено (на сопряжении с Гуникской синклиналью) складками второго и более высоких порядков в бассейнах Мал. Далдармы и Билоника; складки опрокинутые, наклонные, прямые, симметричные погружения шарниров на юго-восток пологие с плавными ундуляциями. В бассейне р. Игнок юго-западное крыло осложнено поперечными складками открытого типа, подчеркиваемыми изменениями залегания сланцеватости
Верхнекарельский. Урикско-Ийский грабен	Гуникская синклиналь (6); ядро складки сложено породами верхней подсвиты далдарминской свиты	Шарнир структуры по простиранию погружается и воздымается согласно изгибанию оси, причем в нижнем течении р. Гуник намечается ее виргация на северо-запад и север. Наибольшее прогибание шарнира синклинали наблюдается в междуречье рр. Гуник и Далдарма, где амплитуда погружения достигает 900 м	Размах крыльев в бассейне р. Гуник достигает 6-7 км. Ось на всем протяжении через каждые 4-8 км плавно изгибается, меняя простирание с субмеридионального (северо-западное 350-355°) на северо-западное (320-330°) и обратно. В юго-восточной части падение северо-восточного крыла от 230° до 270°; юго-западного - от 30° до 80°; углы падения от 40° до 65°. По мере продвижения к северо-западу, осевая плоскость синклинали запрокидывается на северо-восток	Мелкая складчатость развита слабо, слоистость совпадает со сланцеватостью; отмечается осевой квиваж, залегающий круче слоев, что указывает на нормальное залегание пород. На правом берегу р. Гуник складка изменяет свое простирание до аз. 10°, что обусловлено поздними деформациями: на крыльях сформировались анти- и синформы, осложненные мелкими поперечными складками на северо-восточном крыле синклинали, шарниры этих складок погружаются по аз. 260°, угол 30°

## Характеристика пород стратифицированных и не стратифицированных образований листа N-47-XXIX

### Сублукская серия

*Базальты, базальтовые порфириты и долериты.* Характерна массивная текстура, несколько неравномернoзернистая, нередко порфировая структура. Размер зерен основной массы в долеритах – от 0,1–0,3 до 0,5 мм, вкрапленников – до 0,8 мм. Это плотные голубовато-зеленые и зеленовато-серые породы карбонат-актинолит-хлорит-эпидотового состава. Характерно обилие лейкоксена. В ряде мест в них сохранились участки массивного сложения, представленные афанитовыми и тонкозернистыми породами эффузивного облика, сложенные мельчайшими лейстами и игольчатыми кристаллами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены авгитом или разложенной массой хлорита, карбоната и эпидотовых минералов. Текстура пород миндалекаменная флуктуационная, структура интерсертальная, иногда радиально-лучистая.

*Андезиты и андезибазальты* отличаются несколько более мелкозернистым сложением (размер зерен – от 0,01–0,05 до 0,15 мм, вкрапленников – до 0,35 мм) и характеризуются плагиоклазом среднего состава, а также почти полным отсутствием реликтов пироксена. Весьма часто в незначительных количествах (от единичных зерен до 1 %) в породах присутствует кварц. Иногда сохраняется четкое разделение на порфировые вкрапленники и основную массу. Основная масса представляет собой вулканическое стекло, полностью замещенное агрегатом тонкоигольчатого амфибола тремолит-актинолитового ряда, микрочешуйчатого светло-зеленого хлорита с густой тонкой вкрапленностью лейкоксена.

*Плагиоклазовые порфириты, спилиты и спилитоподобные породы* – это лейкократовые, афировые, реже порфировые породы, в минеральном составе которых, как правило, преобладает плагиоклаз. Для плагиоклазовых порфиритов характерно отсутствие первичных темноцветных минералов. Порода состоит из беспорядочно, часто субпараллельно ориентированных лейст среднего плагиоклаза, в промежутках между которыми иногда располагается метастазис. В спилитах и спилитизированных породах плагиоклаз кислый (альбит). По сути, это альбитизированные, кальцитизированные, биотитизированные, хлоритизированные плагиоклазовые порфириты, андезиты, андезибазальты и вариолиты.

*Вариолиты* по составу отвечают андезибазальтам и плагиоклазовым порфиритам и характеризуются значительным (55–65 %, до 95 %) содержанием вулканического стекла и вариолитовой структурой. Также характерно довольно четкое разделение на порфировые вкрапленники и основную массу. Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (до 5 %, редко – 15–20 %) средне-основного состава, который часто раскислен, альбитизирован, частично замещен хлоритом, кальцитом, биотитом, эпидотом. Реже встречаются вкрапленники светло-зеленой роговой обманки, которая псевдоморфно замещает фенокристаллы клинопироксена, иногда с сохранением его реликтов. Основная масса состоит из нечетко выраженных вариолей плагиоклаза, погруженных в стекловатый хлоритизированный базис. Стекловатый базис нередко полностью замещен хлоритом, кальцитом и комочками землистого эпидота, иногда с реликтами биотита.

### Верхнебольшереченская подсвита

*Сланцы* преимущественно филлитовидные темно-серой и серой окраски. Состав сланцев находится в прямой зависимости от степени метаморфизма пород. В условиях зеленосланцевой фации это серицитовые, серицит-хлоритовые, хлорит-серицитовые породы. С повышением метаморфизма в сланцах появляется биотит (хлорит-биотит-кварцевые, кварцево-биотитовые сланцы), гранат и андалузит. Из аксессуарных присутствует турмалин, реже – апатит и циркон. Текстура пород параллельнополосчатая, структура бластопелитовая, бластоалевропелитовая. В более метаморфизованных разностях – лепидобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая. Текстура сланцеватая.

*Метапесчаники, метагравелиты и метаалевролиты* по составу полимиктовые и аркозовые. Полимиктовые разности пород имеют темно-серую до черной окраску. Сложены кварцем (20–35 %), плагиоклазом (30–50 %), калиевым полевым шпатом (до 5 %), обломками пород (до 10–15 %), микрокварцитов, сланцев и других. Структура бластопсаммитовая, бластоалевропсаммитовая, текстура массивная, реже – слабо сланцеватая. Кварц-полевошпатовые разности имеют темно-серую, светло-серую и серую окраску. Состоят они, преимущественно, из плагиоклаза (25–60 %) и кварца (30–45 %). Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, магнетит. Для метапесчаников и метагравелитов характерны так называемые «чернокварцевые»

разности. По своему внешнему облику – это плотные, грубо- и мелкозернистые породы темно-серой или черной окраски, среди основной массы которых присутствуют крупные зерна темно-го кварца. В условиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации метапесчаники преобразуются в биотитовые плагиогнейсы. Макроскопически это светло-серые слабосланцеватые породы, состоящие из кварца (до 70 %), новообразованного плагиоклаза (20–40 %), биотита (20–25 %). Из акцессорных минералов присутствует апатит, ортит, циркон, магнетит. Структура пород лепидогранобластовая, участками – бластопсаммитовая.

*Метаконгломераты* – это темно-серые плотные массивные породы с мелкой и хорошо окатанной галькой (от 2 до 5 см по длинной оси). Галька представлена черными алевритовыми туфами, эффузивами, алевролитами, песчаниками, кварцитами и пегматитами. Цемент метаконгломератов часто туфогенный литокристаллокластический, реже – кварцево-полевошпатовый.

*Известняки* отмечаются очень редко, в виде маломощных прослоев. Внешне это пепельно-серые массивные скрытокристаллические породы микрогранобластовой структуры.

*Плагиогнейсы* – это серые породы, состоящие из кварца (30–50 %), олигоклаза (20–30 %), биотита (2–30 %), роговой обманки (до 60 %), граната (до 5–7 %).

*Амфиболиты* состоят из роговой обманки (25–60 %) и плагиоклаза (до 20 %), сфена (2 %), кварца (5 %), клиноцоизита (до 10 %). Текстура их сланцевато-полосчатая, реже – массивная, структура гранобластовая, гранонематобластовая. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, ортитом, рудным.

### Далдарминская свита

*Сланцы* преимущественно представлены филлитовидными, хлоритово-кварцевыми, кварц-биотитовыми, кварц-биотит-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми, серицит-кварцевыми и карбонатсодержащими разностями, нередко алевритовыми. По внешнему виду это темно-серые, черные, серо-зеленые породы. Состав их следующий: кварц (5–50 %), биотит (0–50 %), серицит (до 60 %), хлорит (5–75 %), черное непрозрачное вещество (до 45 %), карбонат (до 15–40 %), гидроокислы железа (10–20 %). Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, рутил, рудный, иногда турмалин. Структура микролепидобластовая, лепидобластовая, лепидогранобластовая, микролепидогранобластовая, бластоалевритовая, участками – алевропелитовая. Текстура сланцеватая, полосчатая.

*Метапесчаники и метагравелиты* подразделяются на полимиктовые, кварцевые и кварц-полевошпатовые. Полимиктовые песчаники – это серые, темно-серые от мелко- до крупнозернистых, иногда слоистые породы, подобные описанным для большереченской свиты. Обломочная часть представлена зернами кварца, полевого шпата и различных пород. Для некоторых разностей характерно наличие зерен черного кварца (до 2–3 мм). Зерна и обломки слабо окатаны и плохо сортированы. Цемент, большей частью, представлен мелкочешуйчатым агрегатом серицита или серицита, карбоната и хлорита. Тип его контактовый, контактово-поровый. Акцессорные минералы: рудный, циркон, сфен, турмалин. Структура псаммитовая, псефитовая, псефито-псаммитовая, иногда бластопсаммитовая, переходящая в лепидогранобластовую.

*Метапесчаники кварцевые* – массивные, преимущественно мелкозернистые, породы темно-серого и черного цвета. Структура их псаммитовая. Сложены они хорошо окатанными зернами кварца (95 %). В небольшом количестве присутствуют зерна полевого шпата. Цемент кварцево-глинистый, контактово-поровый. Акцессорные минералы представлены цирконом. При повышении метаморфизма они переходят в кварцитовидные песчаники и кварциты.

*Метапесчаники кварц-полевошпатовые* имеют псаммитовую структуру, слоистую и массивную текстуру. Основными породообразующими минералами являются кварц (30 %) и плагиоклаз (45 %), в меньшем количестве присутствуют биотит, хлорит и серицит. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, рудным. Зерна средней окатанности, размеры их – 0,1–0,75 мм. Обломочная часть составляет 35–40 % породы.

*Метаконгломераты* – это плотные серые, темно-серые породы. Залегают в виде прерывистых горизонтов или линз в нижних частях разреза под свит. Галька хорошо окатана и довольно хорошо сортирована. Форма ее округлая, эллипсоидальная. Размеры колеблются от нескольких сантиметров до 30–40 см, отдельные валуны достигают размеров в 60–70 см. В гальках присутствуют кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, кварц, граувакки, филлитовидные сланцы, известняки, алевролиты, спилиты, порфириды, кератофиры, кварцевые порфиры, андезитовые порфириды, фельзиты, туфы кварцевых порфиров, долериты, граниты, гранодиориты, плагиограниты, ортоамфиболиты, гранит-порфиры, сиениты, фельзит-порфиры, плагиогнейсы биотитовые, кварциты и микрокварциты. В гальке узнаются вулканогенные породы нижней части разреза сублукской серии. Цементом в конгломератах служит в большинстве случаев песчаник кварц-полевошпатовый. Тип цемента – базальный.

*Известняки* – это серые, средне- и мелкокристаллические породы. Состоят из кальцита (до

90 %), кварца (до 10 %) и мусковита (до 3 %).

*Метабазальты* – интенсивно измененные породы, сложенные хлоритом, актинолитом, альбитом и эпидотом. Плагиоклазы в порфировых вкрапленниках и в лейстах основной массы частично сохраняют первичномагматические формы, что позволяет определять первичные текстурно-структурные особенности измененных базальтоидов. В миндалекаменных базальтах реликтовые миндалины выполнены агрегатами и зернами кальцита, хлорит-кальцитовым агрегатом, реже – хлоритовым. В результате метаморфизма эти породы приобрели сланцеватые текстуры. Пространство между однопланово ориентированными миндалинами заполнено кальцит-полевошпат-хлоритовым, полевошпат-хлорит-биотитовым, кальцит-полевошпат-биотитовым бластическим агрегатом. При выщелачивании из пород кальцита, они имеют типичный шлакоподобный облик с овальными и трубчатыми пустотами. Размеры миндалин колеблются от миллиметра до 10 мм.

*Базальты шаровые* сложены слегка уплощенными и уплощенными шарами с размерами от первых десятков сантиметров до 1 м. Ориентированы они, как правило, однопланово. Плотность упаковки шаров весьма высокая. Пространство между шарами заполнено бластическим агрегатом кальцита, хлорита, актинолита, иногда кварца. В результате выветривания промежутки между шарами становятся пористыми. Шары сложены метаморфизованными базальтами и базальтовыми порфиритами.

*Метаморфизованные лапиллиевые и агломератовые туфы.* Наибольшей сохранностью обладают вулканические бомбы и лапилли, имеющие размеры от 0,5×1,5 до 35 см по удлинению и различную форму. В породе они распределяются неравномерно, ориентировка различная, но чаще близка общей сланцеватости породы. С выветрелой поверхности в поперечных сечениях лапиллей и бомб устанавливается зональность. Относительно темная оторочка мощностью 0,5–1,0 см (реликтовая зона стекла) и более светлая центральная их часть. Отчетливо проявлены реликтовые трещины, сформировавшиеся при их быстром остывании. Лапилли сложены базальтовыми порфиритами, связующая масса – бластическим агрегатом кварца, карбоната, хлорита.

*Аповариолитовые амфиболиты* наблюдались у устья р. Дандар-Гол. В амфиболитах установлены локальные участки развития шаровидных обособлений (реликтов вариолей), сложенных плагиоклазовым и плагиоклаз-эпидотовым бластическим агрегатом. Размер обособлений – от первых сантиметров до 10 см. Они образуют среди амфиболитов скопления в виде пятен от 0,3 до 2,0 м в поперечнике. Ориентировка вариолей – согласно сланцеватости амфиболитов. Контакты реликтовых вариолей с амфиболитами, как правило, четкие. Характерные для вариолей базальтов радиально-лучистые структуры отсутствуют. Среди метавулканитов устанавливаются линзы черных кварцитов и пород неясного генезиса, близких к ультраосновным породам.

*Метатуфопесчаники* – среднезернистые темно-серые с зеленоватым оттенком породы, состоящие из обломков терригенного и туфогенного материала. Туфогенная часть состоит из угловатых и остроугольных обломков кварца (30–45 %), плагиоклаза (10–35 %) и вулканического стекла. Цемент представлен хлоритом. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный. Структура пород бластопсаммитовая, бластопсефитовая.

#### **Урикская свита**

*Метапесчаники* слагают значительную часть разреза свиты. По составу среди них выделяются кварцевые, кварц-полевошпатовые и полимиктовые разновидности. Преобладают песчаники кварцевого и кварц-полевошпатового состава светло-серой и зелено-серой окраски.

*Метапесчаники кварцевые* являются характерными породами свиты. По внешнему виду это светлые массивные, переходящие к кварцитовидным песчаникам, породы. При повышении метаморфизма, они преобразованы в кварциты. Имеют бластопсаммитовую структуру и массивную или слабосланцеватую текстуру. Породы сложены в основном зернами кварца (85–95 %). В небольшом количестве присутствуют обломки плагиоклаза и калишпата, замещенные серицитом, микрокварцитами и рудного минерала, карбонатных пород, аргиллитов и халцедона, чешуйки мусковита и биотита. Аксессуарные минералы представлены турмалином и цирконом. Обломки изометричные и вытянутые, слабо окатанные и слабо сортированные. Цемент поровый кварцевого, опалового, карбонатного, серицитового состава.

*Метапесчаники кварц-полевошпатовые* – по внешнему виду это зелено-серые и желтовато-серые, часто неравномернозернистые, породы массивной текстуры. Структура псаммитовая, реже – бластопсаммитовая. Сложены они зернами кварца (30–60 %) и полевошпатов (10–30 %). В подчиненном количестве отмечаются зерна аргиллитов, микрокварцитами, карбонатных пород, чешуйки мусковита и биотита. Форма зерен угловатая, слабо окатанная. Степень сортировки слабая. Цемент слюдисто-кварцевый, гидрослюдистый, карбонатный. Тип его – базаль-

ный, поровый, базально-поровый. Акцессорные минералы представлены анатазом, рудным, цирконом, турмалином, лейкоксеном, апатитом.

*Метаалевролиты* отличаются от песчаников только более тонкозернистым сложением и, как правило, хорошо выраженной сланцеватостью. Структура их алевритовая.

*Сланцы*. Преобладают филлитовидные разности темно-серого, до черного цвета углеродистые и не углеродистые. По составу выделяются серицитовые, хлорит-серицитовые, серицит-карбонатные, углеродисто-серицитовые, углеродисто-хлорит-серицитовые, карбонатно-углеродисто-серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, серицит-кварц-углеродистые, хлорит-кварцевые, углеродисто-кварцевые. Структура пород лепидобластовая, гранолепидобластовая, текстура сланцеватая и полосчатая, иногда сланцевато-плойчатая.

*Карбонатные породы* представлены доломитами, доломитизированными известняками, известняками и карбонатными сланцами. Доломиты и доломитизированные известняки образуют прослои и маломощные горизонты от 5–20 см до 20 и более метров. Цвет их серый, светло-серый, реже – белый. Структура мелкозернистая гранобластовая, текстура массивная, иногда слоистая. Породы сложены зернами кальцита и доломита, в единичных зернах присутствуют кварц и полевые шпаты. Известняки – тонкозернистые полосчатые породы серого и темно-серого цвета. Полосчатость обусловлена различной окраской прослоев. Структура их гранобластовая, текстура сланцеватая. Сложены породы кальцитом (более 60–70 %) и кварцем (до 15 %), второстепенные минералы представлены хлоритом и серицитом. Кварц, хлорит и серицит локализуются в отдельных прослоях. Карбонатные сланцы на 95–97 % сложены мельчайшими (до 0,008–0,03 мм) зернами карбоната (преимущественно доломита) и глинистым материалом, преобразованным в агрегат серицита и хлорита.

#### **Ингашинская свита**

*Метапесчаники* – это серые, светло-серые и темно-серые породы. По составу преобладают кварцевые и олигомиктовые среднезернистые разности. Цемент пленочный, поровый, редко – базальный, коррозионный; по составу – кварцевый, кварцево-сланцевый. Обломочный материал плохо окатан, часто встречаются угловатые обломки, реже – окатанные и полуокатанные. В составе обломочного материала отмечается кварц, микроклин, плагиоклаз, микрокварциты, микропегматиты, обломки глинистых сланцев. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, апатитом, магнетитом, эпидотом.

*Сланцы* – серые, темно-серые, зеленовато-серые породы. Преобладают кварц-хлорит-серицитовые и хлорит-серицитовые разности. Структура пород лепидобластовая. Текстура сланцеватая.

#### **Ермосохинская свита**

*Конгломераты* – это породы светло-серого, серого, темно-серого, реже зеленого и вишневого цвета. Цвет обусловлен составом цемента. Характерны светлые окраски конгломератов (серые, светло-серые, редко – темно-серые, зеленые и вишневые), олигомиктовый состав и хорошая окатанность галек. Количество псефитового материала достигает 70–80 %. Цемент в конгломератах разнозернистый кварц-полевошпатовый, реже – полимиктовый или кварцевый, редко известковистый. Состав галек:

– осадочные породы (45–50 %): кварциты и песчаники кварцитовидные светлые, песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые темно-серые, алевролиты, сланцы филлитовидные, кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые, кварц-биотитовые, глинистые и карбонатные, кремнистые и яшмовидные породы;

– вулканогенные образования (25 %): кварцевые порфиры, дацитовые порфиры, фельзитовые порфиры, трахитовые порфиры и ортофиры; литокластические и кристаллокластические туфы кварцевых порфиров, трахитовых порфиров и порфиритов. В незначительных количествах присутствуют туфопесчаники;

– интрузивные образования (25 %): долеритовые порфириты, миндалекаменные базальты, долериты кварцевые и бескварцевые, граносиенит-порфиры, сиениты кварцевые, лейкограниты среднезернистые, гранит-порфиры. В гальке конгломератов имеются пегматиты кварц-плагиоклазового состава с турмалином;

– метаморфические породы представлены светло-серыми гнейсами мелкозернистыми.

#### **Хамсаринская свита**

*Андезиты* – это серые полосчатые стекловатые породы. Структура пилотаксовая, афанитовая. Текстура массивная, полосчатая. Минеральный состав: главные – плагиоклаз (60–70 %), роговая обманка (30–40 %); второстепенные – кварц; акцессорные – сфен, апатит; вторичные – хлорит, эпидот, клиноцоизит.

*Порфиры андезитовые* – внешне это серые, грязновато-зеленые массивные, неяснополосчатые тонкозернистые породы с порфировыми вкраплениями плагиоклаза. Структура порфи-

ровая, основной массы афанитовая, трахитоидная, андезитовая. Текстура массивная, слабополосчатая, флюидальная, тонкосланцеватая, полосчатая. Вкрапленники представлены средним и основным плагиоклазом, по трещинам хлоритизированным иногда альбитизированным. Размер вкрапленников – от 0,5×0,8 до 1,4×2,0 мм. Форма таблитчатая, изометричная. В отдельных шлифах, наряду с плагиоклазом, порфиновые вкрапленники представлены роговой обманкой, нацело замещенной хлоритом и единичными зернами пироксена, замещенного тальком. Основная масса состоит из субпараллельно ориентированных микролитов плагиоклаза, микроскопических зерен роговой обманки и рудного, чешуек биотита и хлорита. Наблюдается по микротрещинам окварцевание и карбонатизация. Отмечается эпидотизация породы. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом.

*Андезидациты* – внешне это темно-серые полосчатые породы. Структура андезитовая. Текстура полосчатая. Порода состоит из мельчайших зерен вулканического стекла, микролитов плагиоклаза. Порода хлоритизирована, серицитизирована, участками – эпидотизирована. По микротрещинам отмечается карбонатизация. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудным.

*Порфиры дацитовые* – серые с зеленоватым оттенком массивные породы. Структура порфировая, основной массы – фельзитовая. Текстура массивная. Порфиновые вкрапленники представлены зернами плагиоклаза таблитчатой формы, замещенного кварцем и хлоритом. Основная масса кварц-полевошпатового состава серицитизирована, пелитизирована, хлоритизирована, эпидотизирована. Акцессорные минералы – сфен, апатит.

*Туфы литокристаллокластические* – темно-серые полосчатого облика породы. Структура кристаллокластическая. Текстура полосчатая. Мелкие кристаллы полевых шпатов, кварца и их обломки сцементированы микрозернистым пирокластическим материалом. Порода карбонатизирована, серицитизирована, участками – эпидотизирована. Встречаются прослой серицитизированного липаритового микропорфира. Акцессорные – апатит, сфен, рудный.

*Микросланцы хлорит-серицитовые по эффузивам кислого состава (липаритам?)* – это голубовато-серые тонкосланцеватые породы. Структура их микролепидогранобластовая. Текстура тонкосланцеватая. Порода в основном состоит из субпараллельно ориентированных чешуек серицита и хлорита, среди которых отмечаются мелкие реликтовые зерна плагиоклаза, кварца и калишпата. Участками порода эпидотизирована, карбонатизирована. Акцессорные – апатит, сфен, рудный.

*Сланцы серицит-карбонатные* – это голубоватые полосчатые породы. Структура их микролепидогранобластовая. Текстура полосчато-сланцевая обусловлена чередованием прослоев слабо серицитизированного липарита с прослоями тех же липаритов, но интенсивно серицитизированных и карбонатизированных.

*Микросланцы хлорит-карбонат-серицитовые по эффузивам кислого состава (липаритам?)* – это темно-серые полосчатые сланцеватые породы. Структура их микролепидогранобластовая. Текстура тонкосланцеватая, полосчатая. В хлорит-карбонат-серицитовую массу включены микроскопические зерна плагиоклаза, кварца, калишпата. Карбонат в породе замещает минералы основной массы и выполняет ряд различно ориентированных микротрещин.

#### **Нарингольская свита**

*Гравелиты и песчаники* – это плохо сортированные породы с цементом выполнения или соприкосновения. Текстура пород массивная. Состав цемента, как правило, алеврито-псаммитовый в гравелитах и алевритовый (гидролюдистый) – в песчаниках. Обломки представлены микроклин-пертитом, антипертитом, реже – микропертитом. Зерна кварца единичны. Породные обломки представлены преимущественно магматитами сиенитового ряда. Обломки практически не окатанные.

*Конгломераты* от мелкогалечных до крупновалуновых желтовато-серого, красновато-серого цвета. Обломочная фракция в конгломератах достигает 80–85 %. Степень окатанности гальки и валунов самая разнообразная. Вещественный состав галек и валунов соответствует подстилающим породам.

#### **Мангатгольский гнейсово-кристаллосланцевый метаморфический комплекс**

*Амфиболиты* – внешне это зеленовато-серые средне-крупнокристаллические породы ориентированной текстуры и гранонематобластовой структуры. Порода сложена в равных соотношениях изометричными, неправильными зернами плагиоклаза (андезин № 38–45) и изометричными, реже – удлиненными, разноориентированными зернами роговой обманки. Плагиоклаз сдвойникован. В качестве акцессорных минералов присутствует магнетит (иногда в виде хорошо ограненных зерен включен в роговую обманку) иногда до 5–7 %, апатит. В гиперстенсодержащих амфиболитах присутствует гиперстен (до 5–7 %).

*Кристаллосланцы пироксеновые* – это зеленовато-серые средне-крупнокристаллические по-

роды массивной текстуры и гранонематобластовой структуры. В качестве породообразующих минералов присутствуют: гиперстен (20–70 %), плагиоклаз (20–30 %), роговая обманка, часто псевдоморфно замещающая гиперстен (20–30 %), иногда в породе в значительных количествах присутствует кварц (до 25 %) и биотит (15–20 %).

*Гнейсы (плаггиогнейсы)* – внешне это серые, зеленовато-серые породы полосчатой, ориентированной, гнейсовой, пятнистой, слабосланцеватой текстуры и лепидогранобластовой, немато-гранобластовой, реже гранобластовой структуры. Минеральный состав их варьирует в широких пределах. В гнейсах основные породообразующие минералы представлены кварцем (15–35 %, до 55 %), плагиоклазом (олигоклаз-лабрадор) (20–45 %) и калишпатом (20–25 %). В плаггиогнейсах калишпат отсутствует. Темноцветные минералы представлены биотитом (10–25 %, редко – до 40 %), роговой обманкой (10–45 %), гранатом (5–20 %) и силлиманитом (7–10 %, до 30–45 %). Иногда в плаггиогнейсах отмечается пироксен (моноклиальный и ромбический) (10–55 %). В качестве аксессуарных минералов присутствуют: циркон, апатит, ортит, сфен, монацит, эпидот, рутил.

#### **Китойский комплекс мигматит-гранитовый**

*Плаггиогнейсограниты* имеют средний минеральный состав: плагиоклаз – 35–70 %, кварц – 10–45 %, темноцвет (обычно биотит) – 2–9 %, иногда добавляется роговая обманка. Вторичные минералы: эпидот, цоизит – до 12 %. Микроклин (0–50 %) – также вторичный минерал, продукт широкомасштабной калишпатизации. Характерно постоянное присутствие магнетита в породах (от 20 до 2 140 г/т). Микротекстуры гранобластовые, лепидогранобластовые, грубомилонитовые, порфиридные. Текстуры гнейсовидные, полосчатые, свилеватые, редко – массивные. Одна из особенностей микротекстур – многократно наложенные катаклаз и милонитизация.

#### **Зимовнинский комплекс метаперидотит-габбровый**

*Метадолериты, метагаббродолериты* имеют массивную, реже сланцеватую текстуру. Структура их бластоофитовая, бластогабброофитовая, изредка – бластопорфириновая, порфири-бластовая. Окраска темно-зеленая, серовато-зеленая. Минеральный состав: амфибол (30–70 %), плагиоклаз (25–50 %), довольно часто, как второстепенный минерал, присутствует кварц (до 7 %). Моноклиный пироксен встречается очень редко, в виде реликтов. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, биотит, клиноцоизит, мусковит, редко – карбонат, сосюрит и лейкоксен. Из аксессуарных минералов встречаются рудный, апатит, рутил.

*Амфиболиты и амфиболитизированные разности* имеют темно-зеленую, серовато-зеленую окраску. Структура гетерогранонематобластовая, нематобластовая, участками отмечается призматическизернистая (вероятнее всего реликты офитовой) и порфириновая. Текстура массивная и сланцеватая, реже – пятнистая. Сложены породы роговой обманкой (50–85 %) и плагиоклазом (10–40 %); в качестве второстепенных встречается кварц, биотит, клиноцоизит, эпидот, карбонатный минерал, хлорит. Аксессуарные обычно представлены рудным минералом, апатитом, рутилом, сфеном. Очень редко отмечаются единичные зерна циркона и ортита. Призмы первичного плагиоклаза и пироксена нацело замещены, контуры их нарушены.

#### **Саянский комплекс гранодиорит-гранитовый. Первая фаза**

*Диориты, габбро* – Макроскопически это серые, темно-серые мелко-, средне- и крупнозернистые массивные или гнейсовидные (в эндоконтактах) породы. Основными темноцветными минералами являются обыкновенная роговая обманка и биотит. Реже на первый план выступает пироксен, обычно замещаемый роговой обманкой. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином в диоритах и лабрадором – в габбро, он может быть раскислен (альбитизирован), пелитизирован, серицитизирован, сосюритизирован. Биотит часто замещает роговую обманку и, в свою очередь, замещается хлоритом. Содержание кварца (3–5 %). В кварцевых диоритах ведущим темноцветом становится биотит, роговая обманка имеет подчиненное значение. Содержание кварца резко увеличивается (до 8–20 %). Среди вторичных минералов присутствуют эпидот, хлорит, серицит, пелит, сосюрит, могут быть альбит, актинолит и гидрослюды. В обеих разностях содержится до 10–15 % вторичного калишпата. Аксессуары представлены сфеном, апатитом, ортитом, цирконом, рудным минералом. Широко распространены лепидогранобластовая, нематогранобластовая, гипидиоморфнозернистая, участками – порфиридные структуры; в диоритах наблюдались реликты офитовой структуры. Текстуры массивные, пятнистые, гнейсовидные. В диоритах кварцевых первой фазы в весовых количествах развиты магнетит (4–6 г/т), ильменит (до 20 г/т), циркон (5–35 г/т), апатит (5–20 г/т), пирит (0,5–3 г/т), молибденит (до 0,01 г/т), в редких знаках отмечаются монацит, сфен, гематит, иногда рутил, гранат, турмалин, лимонит.

*Гранодиориты* – массивные, иногда неясногнейсовидные, мелко- и среднезернистые породы. Темноцветы представлены биотитом. Роговая обманка присутствует в очень небольшом количестве (до 5 %). Главными минералами являются плагиоклаз, кварц, биотит, микроклин.



Набор вторичных минералов аналогичен таковому для диоритов. В гранодиоритах магнетит отмечается в количествах до 0,01 г/т, сфен – 0,1–0,22 г/т, циркон – 0,005–0,01 г/т, апатит – 0,005–0,02 г/т, в редких знаках – ильменит, монацит, пирит, лимонит рутил, гранат.

#### **Саянский комплекс гранодиорит-гранитовый. Вторая фаза**

*Граниты* первой субфазы – это породы биотитовые и биотит-амфиболовые средне- и крупнозернистые с характерной порфиroidной структурой светло-серые, розовые. Текстура пород массивная и гнейсовидная. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, порой переходящая в аллотриоморфнозернистую с признаками перекристаллизации. Часто отмечаются явления протоклаза. Величина вкрапленников, представленных плагиоклазом и микроклином, колеблется от 1,5 до 5 см, а количество их в породе варьирует в пределах 5–15 %. Размер зерен основной массы породы – 0,8–3,5 мм. Содержание кварца находится в пределах 21–32 %, плагиоклаза – 28–44 %, калиевого полевого шпата – 5–30 %, биотита – 8–10 %, амфибола – 0–4 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом, реже – магнетитом, ильменитом, турмалином, иногда циртолитом и монацитом. Граниты характеризуются весовыми концентрациями магнетита (до 0,01 г/т), ильменита (до 7 г/т), монацита (0,05–10 г/т), циркона (0,001–2 г/т), апатита (до 2 г/т), пирита (до 0,5 г/т), иногда ксенотима (до 4 г/т), лимонита (до 1 г/т), в редких знаках отмечается сфен, гематит, рутил.

Для гранитов второй субфазы характерно относительное постоянство качественного и количественного минерального состава. Темноцветы всегда представлены только слюдами, по количественному соотношению которых могут быть выделены биотитовые, мусковит-биотитовые, биотит-мусковитовые и мусковитовые разности. По содержанию акцессорных минералов в гранитоидах второй субфазы отмечается наиболее частое появление монацита и турмалина, наиболее редкое – сфена, ортита и магнетита. Сравнительно часто встречаются флюорит, гранат, рутил, муассанит. В очень небольших количествах, хотя и повсеместно, присутствуют апатит и циркон. В редких случаях среди пород, подверженных активному аутометасоматозу, зарегистрировано присутствие касситерита.

*Лейкограниты* – это породы мелко- и среднезернистой, иногда неравномернозернистой и пегматоидной структуры, массивной текстуры, розоватые, розовато-серые и светло-серые. Слюдистая составляющая представлена биотитом и мусковитом. В породах часто присутствует турмалин (до 5–7 %) и ярко окрашенный ортит.

*Пегматиты* локализуются преимущественно в экзо- и эндоконтактных частях массивов, часто образуя вокруг последних жильные поля. Отмечаются пегматитовые поля и вне связи с гранитоидными массивами (район слияния р. Мал. Далдарма и Далдарма). Морфология тел пегматитов разнообразна. Это в основном четковидные, линзовидные или плитовидные тела мощностью первые метры (редко – до 40 м) с многочисленными раздувами. Выделяются керамические и редкометалльные пегматиты. Среди последних отмечаются сподумен-микроклин-альбитовые, микроклин-альбитовые, альбитовые, альбит-микроклиновые и др. Редкие элементы в пегматитах (за исключением рубидия) концентрируются в собственных минералах – колумбите, танталите, касситерите, сподумене, берилле, поллуците.

#### **Игнокский комплекс тоналит-гранодиоритовый**

*Диориты* имеют массивную, иногда директивную и гнейсовидную текстуру, неравномернозернистую, неотчетливо порфиroidную структуру, темно-серую с зеленоватым оттенком окраску. Под микроскопом структура определяется как призматическизернистая, переходящая в гипидиоморфнозернистую, участками в лепидонематогранобластную.

*Гранодиориты и граниты* – внешне это светло-серые, серые, зеленовато-серые породы с характерным кучным распределением темноцветов. Текстура пород массивная, иногда директивная за счет параллельной ориентировки призм плагиоклаза. Структура порфиroidная и неотчетливо порфиroidная, основной ткани – гипидиоморфнозернистая и переходная от гипидиоморфнозернистой к призматической.

#### **Гуникский комплекс умереннощелочных гранитов и гранодиоритов**

*Граниты и лейкограниты* третьей фазы – это крупнозернистые породы, сложенные кварцем (19–35 %), микроклином (30–46 %), плагиоклазом (13–27 %), биотитом (5–14 %). Акцессории представлены ортитом (до 1,25 %), апатитом (0,78 %), лейкоксеном (до 1,17 %), рудным (до 0,3 %), цирконом (до 0,06 %), турмалином (единичные зерна). Порфиroidные граниты содержат плагиоклаз (10–18 %), микроклин (33–50 %), кварц (17–25 %), биотит (13–15 %), ортит (до 2,44 %), апатит (до 2,05 %), сфен (до 2,11 %), циркон (до 0,41 %), рудный (до 1,3 %). Характеризуются порфиroidными структурами, от мелко- до гигантозернистой. Характерны округлые и грубоизометричные, крупные выделения дымчатого кварца, голубоватый оттенок микроклина, иногда интенсивно окрашенного зеленого микроклина (амазонита).

*Порфириты лампрофиroidного ряда (лампрофиры и долеритовые порфириты)* – это порфи-

ровой структуры и массивной текстуры зеленовато-серые, свежего облика породы. Незначительные изменения обычно представлены хлоритизацией, серпентинизацией оливина, актинолитизацией авгита, замещением мелилита землистыми продуктами. Согласно петрографическим исследованиям, основными породообразующими минералами долеритовых порфиритов являются авгит и основные плагиоклазы. Лампрофиры характеризуются биотит-мелилит-плагиоклазовым составом.

#### **Ангаульский комплекс габбро-долеритовый**

*Долерито-базальты* – это серые, зеленовато-серые породы тонко- и скрытокристаллические офитовой, пойкилоофитовой, редко – сферолитовой, вариолитовой структуры и миндалекаменной текстуры, иногда отмечается шаровая отдельность. Сложены они плагиоклазом (лабрадор, андезин) – 30–60 % и моноклинным пироксеном – до 50 %. Из вторичных и второстепенных минералов присутствуют кварц, хлорит, эпидот-клиноцоизит, соссюрит, карбонат, халцедоно-видный кварц, иддингсит, актинолит, тальк (редко), лейкоксенизированный сфен.

*Долериты, габбродолериты, габбро* – породы средне- и крупнозернистые с пойкилоофитовой, габбро-долеритовой, редко призматическизернистой структурой темно-зеленого цвета. Минеральный состав: плагиоклаз, пироксен, в некоторых разновидностях присутствует кварц. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом. Вторичные изменения в породах развиты относительно слабо. Плагиоклаз подвергнут соссюритизации, темноцветные минералы в отдельных случаях хлоритизированы. Катаклазированные разности пород обычно интенсивно эпидотизированы. Наиболее широко развиты среднезернистые габбродолериты со структурой приближающейся к гипидиоморфнозернистой.

#### **Ингашинский комплекс кимберлитовый**

*Кимберлиты слюдяные (оранжеиты)* – это породы порфировой и порфировидной структуры, неотчетливополосчатой, массивной и трахитоидной текстуры. В акцессориях отмечаются хромшпинелиды ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – до 46 %), перовскит, рутил, анатаз, ильменит, титаномагнетит, циркон, муассанит, апатит, шпинель, турмалин, сфен, хромдиопсид, магнетит, барит, альмандин, пироп. Пиропы представлены двумя разновидностями – оранжевым альмандин-пиропом (75 %) и фиолетовым пиропом. Содержание кноррингитового минала в фиолетовых пиробах достигает 11 %, железистость – 15–16 %, кальциевость – 17–18 %, что позволяет отнести их к лерцолитовому парагенезису. Оранжевые гранаты по химизму относятся к эклогитовому парагенезису, железистость их – 43–51 %, кальциевость – 21–29 %. Характерно отсутствие в оранжеитах пикроильменита.

#### **Сумсунарский комплекс диорит-тоналит-плагиогранитовый**

*Плагиограниты и диориты* первой фазы – это мелано- и мезократовые породы мелко- и среднезернистой, реже неравномернозернистой текстуры, темно-серой, розовато-серой и зеленовато-серой окраски. Сложены они плагиоклазом-андезином (40–45 %), часто пелитизированным и серицитизированным, роговой обманкой зеленой и светло-бурой (20 %), часто актинолитизированной, биотитом (18–20 %) и кварцем (до 20 %). В акцессориях присутствуют апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, ортит. В породах характерен площадной катаклиз и развитие гнейсовидных текстур, хлоритизация роговой обманки и биотита.

*Граниты лейкократовые и плагиограниты* второй фазы – это розовато-серые и серые породы гранитной, реже аплитовой структуры. Текстура пород массивная, катакластическая, реже – слабосланцеватая. Темноцветы представлены биотитом, иногда роговой обманкой. В акцессориях отмечается апатит, циркон, рутил, сфен, ортит, эпидот.

#### **Нерсинский комплекс габбро-долеритовый**

*Долерито-базальты* – это породы обычно кварцевые, реже – гранофировые (сростки калиевого полевого шпата и кварца), состоящие из плагиоклаза (35–60 %) и пироксена (30–40 %). Повсеместно отмечается незначительное количество кварца. Акцессорные минералы: рудный (до 8 %), нередко рутил, апатит, сфен. Эпимагматические – амфибол, биотит, хлорит, эпидот, редко – серицит и альбит. Бескварцевые разности состоят из пироксена (35–46 %) и плагиоклаза (лабрадор № 66–68 и 52), частично соссюритизированного и серицитизированного (50–58 %), рудного минерала (4–7 %), эпимагматического соссюрита, хлорита, биотита, эпидота, амфибола. Текстура пород массивная, структура – офитовая и долеритовая, участками – оксибазитовая и микропегматитовая, очень редко – порфировая. Порфировые вкрапленники представлены пироксеном, иногда табличками плагиоклазов значительно меньших размеров.

*Долериты, габбродолериты* состоят из пироксена (35–40 %), плагиоклаза (40–45 %), оливина (10–15 %), эпимагматического амфибола, хлорита (до 15 %), эпидота, клиноцоизита, серпентина, иддингсита, талька, мусковита. В акцессориях отмечается рудный минерал. Текстура пород массивная, иногда миндалекаменная. Структура офитовая, призматическая, нередко порфировая. Как правило, присутствуют участки пойкилитовой и эвтектической структур. Первая

характеризуется наличием пойкилитовых вростков пироксена и плагиоклаза друг в друга, а также оливина в пироксене. В случае эвтектической структуры плагиоклаз и пироксен образуют взаимные закономерные прорастания.

#### **Хойтоокинский комплекс габбровый**

*Породы ультраосновные* – макроскопически это мелко-, средне- и крупнозернистые породы черного цвета с зеленоватым, либо буроватым оттенком. Под микроскопом обнаруживают гипидиоморфнозернистую, пойкилитовую, келифитовую структуру. Текстура массивная. Минеральный состав пород следующий: оливин (50–70 %), пироксен ромбический (0–10 %), пироксен моноклинный (0–25 %), амфиболы (5–30 %), лабрадор-битовнит (10–20 %). Кроме того, отмечаются: рудный (2–3 %), шпинель, биотит, флогопит, тальк, серпентин, апатит, сфен.

*Габбро* выделяются амфиболовые и пироксеновые габбро мелкозернистые (зерна – 0,8–1,2 мм), среднезернистые (зерна – 1,0–2,5 мм) и крупнозернистые (зерна – 5–7 мм) серовато-зеленого цвета. Структура габбровая, габбро-офитовая, аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая. Текстура массивная, реже – слабополосчатая. Отмечаются разности с неравномерной порфириформной структурой. Минеральный состав амфиболовых габбро: плагиоклаз (40–55 %), роговая обманка (20–45 %), гиперстен или диопсид (0–10 %). Кроме того, в породах отмечается титаномагнетит (2–4 %), апатит (до 1 %), иногда оливин. По составу плагиоклаз соответствует андезин-лабрадору, реже – лабрадор-битовниту. Вторичные минералы представлены биотитом, серицитом, эпидотом, соссюритом. Габбро пироксеновые имеют следующий состав: плагиоклаз (40–60 %), моноклинный пироксен (15–40 %), ромбический пироксен (5–35 %), оливин (0–3 %), рудный (5–15 %), встречается апатит. Довольно часто ромбический пироксен замещен бурой роговой обманкой (3–10 %). Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, карбонатом, серпентином, соссюритом и гидроокислами железа.

*Диориты* пользуются ограниченным распространением и макроскопически трудноотличимы от среднезернистых амфиболовых и пироксеновых габбро. Под микроскопом устанавливается гипидиоморфнозернистая, участками – близкая к офитовой, неяснопорфириформная структура; массивная, иногда пятнистая текстура. Размер зерен обычно 0,5–1,5 мм, отдельных зерен плагиоклаза – до 5 мм. Средний минералогический состав выглядит следующим образом: плагиоклаз (60–65 %) образует широкотаблитчатые призматические зерна, почти повсеместно с хорошо выраженной зональностью (в центре андезин, по периферии – олигоклаз), гиперстен или диопсид (0–10 %) отмечается не повсеместно и, чаще всего, в виде реликтов среди зерен бледно-зеленой вторичной роговой обманки. Содержание роговой обманки в породе – 15–20 %, биотита темно-бурого – 3–15 %. Иногда в породе встречается кварц (до 2–3 %) и микроклин (до 1–2 %), отмечается апатит (до 1 %), циркон и рудный (до 3–5 %). В зонах диафореза появляются эпидот, хлорит, карбонат.

#### **Урикский комплекс диорит-гранитовый**

*Диориты и гранодиориты* первой фазы – это породы серого и темно-серого цвета средне- и крупнозернистой структуры, массивной, реже гнейсовидной текстуры, гипидиоморфнозернистой, в единичных случаях – лепидобластовой структуры. Количество темноцветов колеблется от 10–15 до 35–40 %. Темноцветы представлены биотитом и роговой обманкой. Минералогический состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит. Второстепенные минералы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом. Акцессорные: сфен, циркон, апатит, рудный минерал, монацит. По набору акцессорных минералов относятся к сфен-монацитовому типу.

*Граниты* второй фазы – это серые, розовато-серые породы средне- и крупнозернистые порфириформные, массивной текстуры. Порфириформные выделения представлены таблитчатыми зернами калиевого полевого шпата и плагиоклаза размером – 4–6 мм. Под микроскопом обнаруживают гипидиоморфнозернистую, порфириформную структуру, текстура пород массивная. Минералогический состав: калиевый полевой шпат (40–45 %), плагиоклаз (25–40 %), кварц (20–25 %), биотит (5–10 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон, циртолит, монацит. Вторичные минералы представлены эпидотом, клиноцоизитом, зеленым биотитом, альбитом.

*Микроклиновые граниты* третьей фазы – это мелкозернистые светло-серые породы с массивной, реже неясногнейсовидной текстурой. Под микроскопом обладают массивной текстурой, гипидиоморфнозернистой структурой. Минералогический состав: плагиоклаз (30–35 %), микроклин (35–45 %), кварц (20–25 %), биотит (5–10 %). Акцессорные: апатит, циркон, циртолит, монацит, ортит, рудный, сфен. Вторичные: серицит, эпидот, клиноцоизит, мусковит.

#### **Илейский комплекс андезит-трахириолитовый**

*Риолиты, трахириолиты* – это серые с различными оттенками, розовые, грязно-розовые, иногда зеленовато-серые и темно-серые, почти плитчатые породы. Структура пород порфириформная, гломеропорфириформная с фельзитовой, микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены альбитизированным калишпатом, реже – кварцем. В аксессуарах отмечается апа-

тит, циркон, сфен, циртолит, монацит, флюорит, пирит и титаномагнетит. Основная масса кварцево-полевошпатового состава часто альбитизирована, хлоритизирована и биотитизирована.

*Сиенит-порфиры кварцевые* внешне представляют собой плотные породы тонкозернистые серые, реже – розовато-серые с отчетливо выраженными вкрапленниками калишпата. Под микроскопом структура пород порфировая, трахитоидная с аплитовой, микропегматитовой, гипидиоморфнозернистой, бостонитовой основной массой. Текстура полосчатая, флюидальная. Порфиновые вкрапленники составляют 10–30 % породы и представлены призматическими зернами калишпат-пертита, редко во вкрапленниках наблюдается плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц и рудный минерал. Основная масса имеет полевошпат-кварцевый состав. Из темноцветов присутствует бурый биотит, роговая обманка темно-зеленая, рибекит, титаномагнетит, редко – эгирин.

#### **Огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый. Первая фаза**

*Сиениты и сиениты кварцевые* – это средне- и крупнокристаллические породы грязно-розового, буроватого, реже серого цвета. Среди них выделяются сиениты щелочные (тенсбергиты) с эгирином, арфведсонитом и рибекитом, авгитовые сиениты, редко – гиперстеновые сиениты и сиениты с различным содержанием биотита и роговой обманки, кварцевые сиениты. Структура пород неравномернозернистая, аллотриоморфная или гипидиоморфная, призматическисзернистая, часто – криптовая гранулитовая. В краевых частях массивов сиениты переходят в меланократовые сиениты и монзониты. Преобладающим породообразующим минералом является микроклин, в различной степени альбитизированный, и микроклин-пертит. Содержание плагиоклаза непостоянное. Особенно мало его в эгириновых и авгитовых сиенитах. Кварц присутствует не во всех породах. Самыми распространенными темноцветными минералами являются авгит, биотит, а также обыкновенная и умереннощелочная роговая обманка. Из аксессуарных минералов постоянно присутствует ильменит, магнетит, циркон, циртолит, апатит, иногда монацит, сфен, ортит, редко – гранат, рутил, ксенотим.

*Монцогаббро, габбродиориты, монзониты* – внешне это серые или темно-серые породы. Состоят из биотита и роговой обманки (12–15 %), плагиоклаза (20–45 %), микроклина-микропертита (30–35 %), иногда кварца (до 5 %). Вторичные: карбонат, хлорит, серицит, клиноцоизит. Аксессуарные: сфен, апатит.

*Сиениты нефелиновые* имеют лейкократовый облик, аллотриоморфнозернистую или бластокатакlastическую структуру, массивную текстуру. Они сложены, в основном, калиево-натриевыми полевыми шпатами (60–70 %), нефелином, биотитом, щелочной роговой обманкой. В небольших количествах присутствуют кальцит, мусковит и рудный.

#### **Огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый. Вторая фаза**

*Граносиениты* – это массивные, средне- и крупнозернистые породы гипидиоморфнозернистой, реже панидиоморфнозернистой структуры, массивной текстуры, розовато-серые, светло-серые. У контактов с вмещающими породами отмечается развитие порфировидной структуры с пегматитовой основной массой. Наблюдаются и структуры замещения. В зонах влияния разломов появляется катакlastическая и бластокатакlastическая структуры и неяснопараллельная брекчиевидная текстура. Иногда породы грейзенизированы, что выражается в образовании мусковита и литиевой слюдки. Сложены они призматическими зернами олигоклаз-андезина, изометричными зернами альбитизированного микроклина и ортоклаза. Плагиоклаз преобладает. Кварц имеет подчиненное значение. Темноцветные компоненты: роговая обманка, рибекит, эгирин, реже – биотит и пироксен.

*Щелочные граниты и лейкограниты эгиринсодержащие* – это преимущественно крупно- и реже среднезернистые дымчато-серые с голубоватым оттенком, иногда розоватые породы, в которых макроскопически отчетливо выражены удлиненно-таблитчатые зерна полевого шпата и черные призмы рибекита. Для пород характерна гипидиоморфная, гранитная, редко аллотриоморфная структуры, постоянно сопровождаемые протоклазом. Сложены они альбитизированным микроклином и ортоклазом. Плагиоклаз имеет подчиненное значение. Из темноцветов преобладают рибекит, титанистый биотит, редко – умереннощелочная роговая обманка и эгирин. Из числа второстепенных компонентов присутствует флюорит.

*Гранодиориты* – это средне- и крупнозернистые породы с желтовато-розовыми вкрапленниками микроклин-пертита. Темноцветные компоненты представлены титанистым биотитом и умереннощелочной роговой обманкой. Из аксессуарных минералов присутствует циркон, апатит и рудный.

#### **Огнитский комплекс сиенит-граносиенит-гранитовый. Третья фаза**

*Микроклиновые умереннощелочные граниты* – это средне- и крупнозернистые породы мяско-красного, буровато-красного цвета. Темноцветы представлены биотитом и пироксеном. Кали-

шпат резко преобладает над плагиоклазом (1:3). Структура пород гранитная, в тектонизированных разностях – лепидогранобластовая. Текстура массивная и неотчетливо ориентированная. Из аксессуарных отмечаются флюорит, апатит, рудный, сфен, монацит, рутил, циркон. Вторичные минералы: лимонит, гидрослюда, хлорит, серицит.

Лампрофиры диоритового ряда. Жильные тела лампрофиров диоритового ряда встречаются редко. Представлены они порфиритами диоритовыми мелкозернистыми серого и серовато-бурого цвета; диоритами биотит-пироксеновыми, биотит-роговообманковыми (малхиты) мелкозернистыми, а также более основными единитами. С огнитским комплексом их объединяет зеленовато-серый эгирин-авгит и умереннощелочная роговая обманка. В порфиритах вкрапленники представлены идиоморфными зернами зонального плагиоклаза (андезин-лабрадора) размером до 3 мм, редко – до 12 мм. Минеральный состав пород: плагиоклаз (35–50 %), бурая роговая обманка (до 30 %), моноклинный пироксен (до 30 %), редко – оливин (до 10 %), апатит (до 5 %), рудный (до 10 %). Около 20–50 % породы обычно составляют вторичные минералы: хлорит, серицит, актинолит, эпидот, соссюрит, серпентин, карбонат.

Геохимическая характеристика пород

Порода	Кол-во проб	Ba <sub>3</sub> 10 <sup>-2</sup>	Be <sub>3</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mn <sub>3</sub> 10 <sup>-2</sup>	Cr <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Ni <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Co <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Pb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Cu <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Zn <sub>3</sub> 10 <sup>-2</sup>	Sn <sub>3</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mo <sub>3</sub> 10 <sup>-4</sup>	Li <sub>3</sub> 10 <sup>-4</sup>	Y <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Nb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sr <sub>3</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ta <sub>3</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ag <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>
I. Китайский комплекс. Первая фаза																			
Плагиограниты	2	5,5	2,5	6,5	10,5	6,5	2,5	0,9	5	0,8	2	12,5	1	2	0,6	2,5	0,3	0,6	1
II. Верхнедалдарминская свита																			
Алевросланцы углеродистые	31	4,61	2,94	6,10	9,42	7,48	3,81	1,12	5,45	1,16	3,84	4,06	2,58	5,06	1,06	1,32	0,30	0,86	1
Известняки	1	1	1	15,00	6,00	10,00	6,00	0,30	8,00	1,00	3,00	1,00	2,00	5,00	8,00	1,00	0,30	0,30	1
Метапесчаники кварцевые	3	3,6	3	12,67	8,00	8,00	5,67	0,77	5,00	1,27	3,50	3,33	2,33	5,33	0,80	1,00	0,30	1,15	1
Сланцы карбонатные	7	5,29	3,14	11,71	8,57	8,00	4,14	1,36	5,29	1,14	3,86	2,43	2,43	5,43	1,29	1,43	0,30	0,40	1
III. Урикская свита																			
III.1 Нижнеурикская подсвита																			
Доломиты	2	4,5	2	6,00	11,50	4,50	1,25	1,40	5,00	0,80	3,00	15,00	1,25	4,00	0,70	2,00	0,30	0,60	1
Метапесчаники кварцевые	12	2,83	1,63	8,08	8,83	5,25	2,13	0,90	5,33	0,80	2,42	13,83	1,21	3,67	0,70	1,33	0,30	0,63	1
Сланцы серицит-углеродистые	15	5,33	2,93	6,60	11,40	6,53	2,43	2,04	5,73	1,03	3,80	10,60	1,67	4,07	1,07	1,17	0,30	0,72	1,5
Сланцы известковистые	3	5,67	3	6,33	13,33	6,00	1,83	0,83	4,67	0,87	2,67	11,67	1,67	4,00	1,00	1,67	1,30	0,60	1
III.2 Среднеурикская подсвита																			
Метапесчаники полевошпат-кварцевые	22	5,05	2,18	9,14	10,45	7,27	2,36	1,19	6,18	0,86	4,55	14,77	1,48	4,14	0,95	1,41	0,30	0,73	1
Сланцы серицитовые	29	5,34	2,72	9,57	11,38	7,17	3,03	1,44	6,10	1,05	4,86	13,21	1,74	4,03	0,97	1,19	0,30	0,75	1
Сланцы известковистые	6	3,67	2,20	17,50	15,17	17,00	5,33	0,95	6,00	1,08	3,83	13,83	1,33	3,50	1,00	1,67	0,30	0,70	1
Метатуфит? известково-доломитистый	1	5	1	10	30	10	5	0,3	6	0,8	2	15	1	4	0,6	2	<0,6	0,6	<2
Доломит углеродистый	1	2	1	5	5	4	1	0,4	4	0,6	3	20	1	3	0,6	1	<0,6	0,6	<2
Известняк	1	2	1	60	10	8	2	1	6	1	6	20	1,5	3	0,8	1	<0,6	0,6	<2
IV. Ингагинская свита																			
IV.1 Нижнеингагинская подсвита																			
Метапесчаники слюдисто-полевошпат-кварцевые	7	5,29	2,29	8,57	9,43	6,43	2,14	5,40	5,29	0,80	4,86	15,00	1,57	4,00	0,97	1,71	0,30	1,03	1
Сланцы серицит-хлорит-кварцевые	12	6,25	3,08	13,58	10,42	8,33	3,33	1,26	7,00	1,03	5,58	13,00	1,63	3,92	0,92	1,50	0,30	0,73	1
Сланцы слюдисто-кварцевые	10	5	2,9	14,1	10	7,7	2,7	4,9	16,2	1,1	4,8	12,6	1,3	4	0,9	1,6	0,3	2,2	1
IV.2 Среднеингагинская подсвита																			
Сланцы слюдисто-кварцевые	15	5,6	2,67	9,20	9,73	6,40	3,57	1,36	6,60	0,95	5,53	13,87	1,20	4,00	0,92	1,63	0,30	0,73	1
Сланцы серицит-кварцевые	10	6,3	2,8	9,90	10,30	5,90	2,40	1,73	6,20	1,16	7,30	11,30	1,25	3,90	0,96	1,30	0,30	0,59	1
Метапесчаники гравелистые кварц-хлорит-полевошпатовые	4	5,25	2	9,75	13,75	7,50	3,25	1,03	8,00	0,90	4,75	9,50	1,25	4,00	0,75	1,50	0,30	0,60	1

Порода	Кол-во проб	Va <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ve <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mn <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Cr <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Ni <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Co <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Pb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Cu <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Zn <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Sn <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mo <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Li <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Y <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Nb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sr <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ta <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ag <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>
Метапесчаники слюдисто-полевошпат-кварцевые	9	5,44	2,11	9,33	8,67	5,89	2,22	1,06	5,78	0,87	4,33	12,89	1,39	4,00	0,89	1,78	0,30	0,63	1
V. Зимовнинский комплекс																			
Габбродолериты	4	4	1,75	13,75	13,75	12,5	5,5	1,25	8	1,025	3	10,75	1,25	4	0,6	2	0,3	0,8	1
Долериты	9	4	2,11	17,22	10,67	10,73	5,28	1,46	10,11	1,18	4,22	13,44	1,00	4,22	0,64	1,83	0,3	0,7	1
Ортосланец порфировый ab-cl	1	5	2	10	15	6	4	0,8	6	1	4	10	1	4	0,6	1	<0,6	<0,6	<2
Серпентинит слюдисто-hbl	1	5	2	8	10	6	3	8	6	5	3	10	1,5	3	0,8	1	<0,6	0,8	<2
Дунит	1	4	2	15	8	6	6	0,4	5	0,8	2	10	1	4	0,8	2	<0,6	0,6	<2
Метадиорит	1	4	2	20	5	0,8	3	0,8	4	1	3	8	1	6	0,8	2	<0,6	<0,6	<2
VI. Игнокский комплекс																			
Кварцевые монцодиориты	3	3,67	1,50	18,33	10,33	12,67	5,33	2,00	10,33	1,33	4,33	13,67	1,00	3,67	0,80	1,67	0,30	0,67	1
Диориты	4	3	2,25	11	10,25	15,75	6,25	0,8	10,25	1,25	4	8	1,25	4,75	0,8	1,625	0,3	0,45	1
Плагииграниты	2	4	2,5	17,5	0,65	0,7	3	0,7	5,5	1,15	4,5	5,5	1	7,5	0,8	2	0,3	0,6	1
Граниты	2	3,5	2,5	13	2,75	2,8	3,5	0,6	6	1,5	4,5	1,5	1	7	1	1	0,3	0,3	1
VII. Гуникский комплекс. Третья фаза																			
Сиенитодиорит hbl-ар ар-содержащий	1	15	4	10	8	4	3	2	6	1	4	3	1	5	0,8	15	<0,6	<0,8	<2
Гранодиориты биотитовые	3	8,67	6,00	6,33	6,00	1,00	0,80	2,67	3,00	0,67	3,00	2,33	2,00	3,33	1,50	10,33	0,3	0,3	1
Граниты биотит-двуполевошпатовые	3	8,67	4,33	4,33	6,00	1,33	0,73	2,33	3,33	0,60	3,00	2,33	1,00	3,33	1,50	15,00	0,3	0,3	1
Граниты биотит-роговообманковые	4	8,5	6	5	8	2,375	1,35	2,125	3,5	0,825	3,5	1,75	1,25	4,25	1,375	12,25	0,3	0,4	1
VIII. Верхнеермосохинская подсуита																			
Гравелиты	2	6	1,5	8,5	8	5	3	0,45	5	0,8	3	3	1,5	4,5	0,9	1	0,3	0,6	1
Конгломераты карбонатизированные	7	5,86	3,00	11,14	13,07	9,64	5,29	1,27	6,14	1,07	3,14	3,00	2,00	6,00	1,06	1,14	0,3	0,6	1,5
Галька интенсивно карбонатизированного основного эффузива	1	5	3	20	10	10	6	0,8	8	1	5	2	2	6	0,6	1	<0,6	0,8	<2
Метаалевролит	1	6	3	5	8	8	4	1,5	6	1,5	5	2	2	6	1	1	<0,6	0,8	<2
IX. Ангаульский комплекс. Первая фаза																			
Базальты	4	3,5	1	10,75	21,25	13,75	5,75	0,325	7	0,85	2,25	15	1	4	0,65	2	0,3	0,6	1
Габбродолериты	11	3,36	1,73	13,73	37,64	14,82	5,32	0,91	7,18	1,08	3,09	12,09	1,09	4,45	0,67	2,18	0,30	0,64	1
Долериты	22	3,59	1,83	13,45	18,55	13,45	5,64	0,76	8,59	1,20	3,36	11,09	1,11	4,09	0,69	1,86	0,30	0,66	1
Габбродиориты	2	4,00	2,00	15,00	12,50	8,00	5,50	0,70	6,00	1,25	3,00	6,00	1,00	4,00	0,60	1,25	0,30	0,45	1
Диориты	5	4,60	2,00	14,00	9,00	6,32	3,60	1,02	6,20	1,30	3,40	11,20	1,00	4,20	0,72	1,80	0,30	0,50	1
Ортосланцы сфенсодержащие	3	4,33	1,50	10,00	55,33	24,00	5,83	0,73	5,00	0,87	2,33	12,67	1,33	3,67	0,67	2,67	0,30	0,60	1
Порфириты диоритовые	4	2,75	1,875	13,75	84,5	58	6,75	1,25	14,5	1,65	4,75	15	1,25	4	0,8	1,875	0,3	0,65	1
X. Хайтинская толща																			
Гнейсы амфиболовые	4	4	1,75	6,5	6,25	3,25	1,4	3,25	13,5	1,325	11,5	10,33	1,25	4	1	2,5	0,3	0,6	1
Гнейсы биотитовые	41	6,59	1,83	8,05	5,24	3,77	1,53	2,45	22,46	1,15	16,20	2,58	1,83	3,70	0,89	3,18	0,30	0,65	1,00
Гнейсы гранат-биотитовые	15	6,20	2,00	8,07	5,23	4,67	1,95	3,17	21,20	1,18	16,13	1,40	2,00	3,40	0,92	4,47	0,30	0,64	1,00
Кварцитогнейсы	12	5,75	1,75	7,08	3,80	3,83	1,32	2,42	22,92	1,09	17,92	1,73	1,67	3,33	0,99	5,00	0,30	0,60	1,00
Мраморы	5	1,8	2	1,6	1,86	0,84	0,44	0,54	7,2	0,64	4,5	0,5	2,5	0,76	0,6	1,75	0,3	0,6	1

Порода	Кол-во проб	Va <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Be <sub>2</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mn <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Cr <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Ni <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Co <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Pb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Cu <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Zn <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Sn <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Mo <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Li <sub>4</sub> 10 <sup>-4</sup>	Y <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Nb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sr <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ta <sub>2</sub> 10 <sup>-2</sup>	Ag <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>	Sb <sub>3</sub> 10 <sup>-3</sup>
Ультраметаморфические граниты	4	8,5	2,75	5,5	9	3	1,2	1,75	11,5	0,85	10,25	1,5	1,5	2,5	0,95	4,75	0,3	0,6	1
XI. Сумсунурский комплекс																			
Граниты биотитовые двуполевошпатовые	12	5,67	2,67	5,67	7,33	2,05	1,05	2,53	16,17	0,88	12,75	4,71	1,83	4,25	1,375	2,75	0,3	0,6	1
Диориты биотитовые	2	6,00	2,00	15,00	12,50	5,00	4,00	0,80	8,00	1,00	3,50	12,50	2,00	3,5	0,8	2	0,3	0,6	1
Плагииграниты биотит-роговообманковые	8	6,63	2,38	6,88	5,50	2,95	1,59	3,38	5,50	0,93	2,38	13,13	1,44	3,5	1,275	2,5	0,3	0,65	1
XII. Иркутная свита																			
	3	2	1	4	0,73	0,63	0,33	2,00	3,67	0,60	2,00	13,33	1,00	1,20	0,60	2,33	0,3	0,6	1
Алеврит fs-q песчанистый	1	5	2	6	10	5	2	3	8	1	4	15	1	6	2	1	<0,6	0,6	<2
XIII. Боксонская серия																			
Известняки	10	3,68	1,50	2,30	1,58	1,45	0,66	1,32	20,40	0,80	17,30	1,00	1,00	1,63	0,63	3,70	0,30	0,60	1
Мраморы	26	3,06	1,46	1,84	3,38	1,37	0,58	1,57	13,73	0,74	12,00	2,17	1,33	1,33	0,66	11,98	0,30	0,66	1
Песчаники	2	5	1,5	10,5	5	4,5	1,5	2,5	25	1,25	20	1	1	3,5	0,9	4	0,3	0,7	1
XIV. Хойтоокинский комплекс																			
Диориты биотит-пироксен-роговообманковые	4	7	1,63	10,25	3,35	3,75	2,38	2,25	20,00	1,25	13,00	3,33	1	3,75	0,85	4,25	0,3	0,6	1
Пироксениты	2	3	1	7	0,8	1,5	2,5	0,75	8	0,8	7	0,5	1	3	0,8	2,5	0,3	0,3	1
XV. Урикский комплекс																			
Граниты биотит-роговообманковые	8	4,75	2,50	4,88	3,19	1,90	1,28	2,88	14,88	0,83	9,00	17,67	1,42	5,13	1,68	3,00	0,3	0,6	1
Диориты биотит-роговообманковые	3	6,33	3,00	11,00	4,67	1,67	2,83	2,33	30,00	1,03	7,00	0,50	1,75	4,33	1,20	4,33	0,3	0,3	1
XVI. Илейский комплекс																			
Пропилиты	2	7	2,5	10	12,5	6	4	3,5	17,5	1	4,5	15	1	4,5	0,9	4	0,3	3	1
Риолиты	5	2,5	2,7	4,4	3,2	1,72	0,6	4	4,6	1,24	4,8	16,25	1	8	4	1,2	0,3	0,92	1
Туфы	2	4	2	15	10	8	5,5	4	9	1,25	2	8	1	4,5	1,5	2	0,3	1,05	1
Дацит сериально-порфировый риолитоидный	1	10	3	6	6	6	3	6	6	0,8	3	15	1	3	0,8	8	<0,6	0,8	<2
Кварцит gcs вторичный	1	1	1	1	1	0,8	0,5	1,5	4	0,6	5	20	1	8	4	1	<0,6	0,6	<2
XVII. Огнитский комплекс																			
Граниты биотит-роговообманковые	10	7,1	2,78	5,60	2,24	1,40	0,86	2,65	17,00	0,95	13,60	2,38	1,30	3,40	0,94	3,20	0,30	0,60	1
Граносиениты биотит-роговообманковые	5	6	2,50	12,60	6,20	1,06	1,22	3,40	31,60	1,76	12,20	3,80	1,25	5,00	1,56	2,00	0,30	0,73	1
Диориты биотит-роговообманковые	3	8	2,00	8,33	2,13	2,67	1,87	1,83	16,67	1,50	12,67	1,33	1,33	3,67	1,00	10,00	0,30	0,60	1
Порфириты диоритовые биотит-роговообманковые	3	10	2,67	13,33	9,67	4,00	2,50	2,50	13,67	1,33	7,67	5,00	2,17	4,33	0,87	4,67	0,30	0,70	1
Сиениты биотит-роговообманковые	22	6,80	2,27	11,23	3,60	1,23	0,90	16,20	15,73	1,20	8,09	7,60	1,24	4,44	1,52	2,59	0,30	0,85	1
Сиенитодиориты биотит-роговообманковые	4	8,25	2,75	11,5	6,75	3,5	2,7	2,13	11,5	1,325	7	3,33	1,5	3,75	0,9	3,5	0,3	0,7	1



Окончание прил. 9

Порода	Кол-во проб	Va, 10 <sup>-2</sup>	Ve, 10 <sup>-4</sup>	Mn, 10 <sup>-2</sup>	Cr, 10 <sup>-3</sup>	Ni, 10 <sup>-3</sup>	Co, 10 <sup>-3</sup>	Pb, 10 <sup>-3</sup>	Cu, 10 <sup>-3</sup>	Zn, 10 <sup>-2</sup>	Sn, 10 <sup>-4</sup>	Mo, 10 <sup>-4</sup>	Li, 10 <sup>-4</sup>	Y, 10 <sup>-3</sup>	Nb, 10 <sup>-3</sup>	Sr, 10 <sup>-2</sup>	Ta, 10 <sup>-2</sup>	Ag, 10 <sup>-3</sup>	Sb, 10 <sup>-3</sup>
Габбро рх-bt-hbl	1	6	2	15	4	5	4	1	15	1	20	1	1	4	0,6	6	<0,6	<0,6	<2
XVIII. Нарингольская свита																			
Конгломераты	5	6,4	2,6	6,8	7,6	4,6	1,6	1,1	6,8	0,8	5,6	1	1,5	3	1	3	0,3	0,5	1
Песчаники полимиктовые	3	6	2,67	5,33	7,67	5,67	1,83	2,67	9,33	1,17	8,67	8,67	1,50	6,67	2,17	1,67	0,30	0,67	1
XIX. Сорокская свита																			
Базальт q-содержащий	1	6	2	4	5	2	0,8	1	4	0,6	2	15	1	3	1	3	<0,6	0,6	<2

Средние химические составы петрографических разностей пород листа N-47-XXIX

Порода	Подотряд	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Коэфф. f'	Коэфф. al'	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
Мангатгольский комплекс																		
Гнейсы биотитовые	нормальнощелочные	8	63,56	0,89	6,07	2,90	14,83	2,43	2,86	2,56	1,93	0,12	0,08	100,02	4,49	9,86	1,25	0,75
Гнейс с силлиманитом	нормальнощелочные	1	58,33	0,79	5,39	3,66	17,60	2,63	3,47	4,21	2,13	0,11	0,10	99,98	6,34	9,84	1,41	0,51
Мигматиты	нормальнощелочные	9	60,95	0,84	5,73	3,28	16,21	2,53	3,17	3,39	2,03	0,12	0,09	100,00	5,42	9,85	1,33	0,60
Урдаокинский комплекс																		
Ультраосновные породы (серпентиниты)	нормальнощелочные	3	39,67	0,09	5,48	6,36	1,37	1,23	36,05	0,19	1,08	0,14	0,01	100,05	1,27	11,93	0,03	5,80
Пироксениты	нормальнощелочные	4	48,06	0,55	7,14	5,38	5,07	13,09	17,40	0,40	0,14	0,22	0,02	100,03	0,54	13,07	0,17	0,35
Ортоамфиболиты	нормальнощелочные	4	48,38	1,41	8,32	3,75	14,83	9,37	7,86	0,98	1,96	0,20	0,21	99,83	2,94	13,48	0,74	2,00
Параамфиболиты	нормальнощелочные	3	50,37	1,27	6,37	4,97	16,69	8,73	5,47	1,19	2,95	0,20	0,27	100,08	4,14	12,61	0,99	2,47
Мраморы	нормальнощелочные	1	5,70	0,03	0,09	0,36	0,50	33,61	17,36	0,02	0,11	0,01	3,94	99,16	0,13	0,48	0,03	5,50
Гнейсы биотитовые	нормальнощелочные	4	66,23	0,54	3,53	1,45	15,83	3,22	1,82	2,38	3,38	0,10	0,11	99,52	5,76	5,51	2,33	1,42
Хадаминский комплекс																		
Гнейсодиориты амфибол-биотитовые	нормальнощелочные	8	56,16	1,01	5,84	2,78	15,14	6,30	5,56	2,60	2,55	0,15	0,29	100,00	5,15	9,63	1,07	0,98
Гнейсодиориты пироксен-биотитовые кварцевые	нормальнощелочные	5	60,25	0,85	5,40	1,80	14,75	5,63	4,47	2,48	2,91	0,15	0,27	100,06	5,39	8,05	1,26	1,17
Гнейсодиориты биотит-роговообманковые кварцевые	нормальнощелочные	3	58,71	0,79	5,54	1,34	16,97	6,14	3,81	2,36	3,11	0,13	0,23	100,02	5,46	7,67	1,59	1,32
Гнейсограниты биотитовые	нормальнощелочные	2	73,91	0,22	1,25	0,78	13,69	1,35	0,41	5,13	2,73	0,05	0,03	99,77	7,86	2,24	5,63	0,53
Пегматит	нормальнощелочные	1	73,11	0,34	1,62	1,48	13,45	1,25	0,48	5,40	2,12	0,09	0,09	100,04	7,52	3,44	3,76	0,39
Чарнокит пироксен-биотитовый с гиперстеном	нормальнощелочные	1	64,64	0,62	4,28	0,94	15,88	4,38	2,47	2,39	2,78	0,12	0,13	99,99	5,17	5,84	2,07	1,16
Алхадырская свита																		
Амфиболовый гнейс	нормальнощелочные	1	48,59	1,33		13,65	14,15	8,82	7,46	0,63	2,83	0,28	0,15	100,08	3,46	14,98	0,67	4,49
Амфиболит	нормальнощелочные	1	50,84	0,95		11,25	17,35	8,35	6,33	0,85	2,13	0,2	0,17	99,96	2,98	12,20	0,99	2,51
Ангаульский комплекс, 1 фаза																		
Базальты	нормальнощелочные	18	48,83	1,47	10,64	3,53	13,33	9,64	6,47	1,09	2,11	0,18	0,14	99,83	3,19	15,64	0,66	1,94
Долериты, габбродолериты, габбро	нормальнощелочные	12	48,78	1,46	9,34	4,11	13,72	9,69	6,12	1,00	2,57	0,18	0,16	99,47	3,57	14,91	0,72	2,58
Ангаульский комплекс, 2 фаза																		
Кварцевые порфиры	нормальнощелочные	2	75,1	0,465	2,93	0,22	11,18	0,975	0,6	4,76	2,67	0,36	0,06	100	7,43	3,62	3,17	0,56

Продолжение прил. 10

Порода	Подотряд	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Коэфф. f'	Коэфф. al'	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
Нерсинский комплекс																		
Керсантит	умереннощелочные	1	62,90	0,57	3,93	0,34	14,80	4,97	3,63	1,81	4,56	0,11	0,17	98,97	6,37	4,84	1,87	2,52
Ультраосновная порода (?)	нормальнощелочные	1	31,60	0,74	7,32	2,67	8,00	20,64	6,24	0,43	1,26	0,08	0,08	99,44	1,69	10,73	0,49	2,93
Базальты	нормальнощелочные	21	49,05	1,83	10,38	3,19	12,98	8,60	7,47	0,83	2,39	0,16	0,19	99,33	3,21	15,41	0,63	2,89
Долериты, габбродолериты	нормальнощелочные	30	49,66	1,89	9,89	3,54	12,55	9,52	7,20	1,06	2,31	0,19	0,25	99,52	3,34	15,32	0,62	2,18
Зимовнинский комплекс																		
Метаперидотиты	нормальнощелочные	2	37,18	2,38	9,09	10,70	4,40	4,13	23,95	0,08	0,02	0,22	0,08	100,14	0,09	22,17	0,10	0,25
Апоультрамафиты, ортосланцы, серпентиниты, тальк-хлорит-серпентиновые породы	нормальнощелочные	11	38,25	1,48	7,63	5,85	5,72	4,53	24,94	0,09	0,05	0,15	0,15	99,41	0,12	14,96	0,17	0,58
Амфиболиты и амфиболизированные разности	нормальнощелочные	11	49,41	1,56	11,97	2,68	12,43	9,19	7,37	0,95	2,12	0,20	0,23	99,62	3,06	16,21	0,58	2,24
Долериты, габбродолериты	нормальнощелочные	24	49,72	1,65	10,53	3,06	12,96	9,16	6,95	0,93	2,41	0,17	0,20	99,85	3,34	15,23	0,64	2,58
Хойтоокинский комплекс																		
Ультраосновные породы	нормальнощелочные	7	41,63	0,81	6,96	4,38	15,12	10,10	13,99	0,57	1,03	0,14	0,44	-	1,37	12,16	1,50	1,80
Ультраосновные породы	щелочные	1	37,82	5,00	13,12	2,90	15,35	14,90	6,26	0,50	2,62	0,06	0,90	0,00	3,12	21,02	0,69	5,24
Габбро	нормальнощелочные	5	46,59	1,88	7,29	5,89	11,90	11,01	7,26	1,86	1,94	0,14	0,67	99,89	3,41	15,06	0,61	1,05
Габбро	щелочные	5	50,18	1,42	6,82	5,92	13,50	5,54	5,46	3,34	3,36	0,10	0,64	99,65	6,03	14,16	0,77	1,01
Диориты	нормальнощелочные	3	55,55	1,56	6,55	2,51	16,25	6,25	3,26	2,77	3,27	0,15	0,57	99,29	6,04	10,62	1,35	1,18
Ингашинский комплекс																		
Порода кимберлитоподобная	щелочные	1	34,74	2,67	3,44	9,63	6,85	13,15	19,87	1,88	0,18	0,18	0,17	99,87	2,06	15,74	0,21	0,10
Кимберлиты базальтоидные, карбонатизированные	нормальнощелочные	7	28,05	1,45	3,54	4,66	2,82	17,78	20,34	0,77	0,13	0,15	0,77	99,83	0,91	9,15	0,11	0,17
Кимберлиты слюдяные	нормальнощелочные	11	31,76	2,72	5,22	6,22	4,80	13,50	18,61	1,23	0,15	0,17	0,84	99,55	1,39	14,16	0,16	0,13
Кимберлиты слюдяные	щелочные	6	36,50	3,24	4,63	10,61	5,49	7,35	18,83	2,29	0,28	0,27	0,81	100,19	2,57	18,48	0,17	0,12
Фенит	щелочные	1	29,37	2,84	5,47	4,93	5,42	14,27	15,17	2,38	0,62	0,18	1,60	99,86	3,00	13,24	0,21	0,26
Пикриты	нормальнощелочные	3	31,54	2,15	5,94	6,72	6,13	11,39	20,15	0,46	0,19	0,18	0,29	99,92	0,65	14,82	0,19	0,42
Пикриты	щелочные	6	43,38	2,75	6,73	4,49	10,49	10,61	10,62	1,81	1,23	0,13	0,47	99,46	3,04	14,43	0,51	0,68
Альеит?-лампрофир	нормально- и низкощелочные	1	55,70	0,56	4,09	2,17	14,20	6,48	5,44	1,60	0,94	0,01	0,15	98,83	2,54	6,82	1,21	0,59
Саянский комплекс, I фаза																		
Габбро	нормальнощелочные	4	49,06	1,12	8,68	2,85	12,73	10,56	9,40	1,20	1,90	0,10	0,26	99,41	3,09	12,64	0,62	1,59
Габбро	щелочные	3	50,56	1,36	7,49	2,56	17,33	5,87	4,23	3,88	3,69	0,10	1,07	99,42	7,57	11,42	1,23	0,95
Диориты	нормально- и низкощелочные	23	57,22	0,92	6,11	1,98	15,36	5,87	4,52	2,71	3,00	0,09	0,31	99,26	5,71	9,02	1,38	1,11
Тоналиты	нормально- и низкощелочные	1	66,39	0,47	3,82	0,77	16,00	2,96	1,40	2,85	3,30	0,02	0,15	99,66	6,15	5,06	2,67	1,16
Гранодиориты	нормально- и низ-	21	67,00	0,55	3,74	0,77	15,31	2,88	1,58	3,55	3,45	0,06	0,17	99,69	7,00	5,06	2,63	0,97

Порода	Подотряд	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Коэфф. f'	Коэфф. al'	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
	кощелочные																	
Саянский комплекс, 2 фаза																		
Кварцевые порфиры	нормально- и низкощелочные	2	68,22	0,55	1,78	0,85	16,61	1,58	1,29	4,13	0,65	0,03	-	-	4,78	3,18	4,87	0,16
Граниты	нормально- и низкощелочные	58	70,18	0,36	2,39	0,64	14,95	1,89	0,99	4,11	3,30	0,10	0,13	98,01	7,40	3,33	6,53	0,80
Граниты биотитовые	нормально- и низкощелочные	4	71,73	0,36	1,68	0,68	14,52	1,55	0,82	3,73	3,70	0,03	0,06	99,78	7,42	2,72	4,62	0,99
Граниты	умереннощелочные	11	72,25	0,18	1,73	0,38	14,37	1,34	0,49	5,00	3,40	0,03	0,08	99,48	8,40	2,26	6,44	0,68
Граниты	щелочные	6	72,01	0,23	1,60	0,22	14,93	0,88	0,66	6,10	3,39	0,03	0,16	100,64	9,49	2,05	6,94	0,56
Лейкограниты	нормально- и низкощелочные	36	75,03	0,13	1,04	0,40	13,69	1,22	0,53	4,23	2,78	0,05	0,06	99,83	7,00	1,56	8,98	0,66
Лейкограниты	умереннощелочные	19	74,29	0,11	1,25	0,25	14,25	1,00	0,36	5,01	3,40	0,02	0,09	100,15	8,41	1,46	10,65	0,68
Лейкограниты	щелочные	1	73,80	0,00	1,29	0,04	13,72	1,10	0,19	6,30	3,08	0,03	0,06	99,81	9,38	1,33	9,03	0,49
Пегматиты	нормально- и низкощелочные	8	69,68	0,26	2,07	0,96	13,66	2,39	2,71	4,13	2,80	0,06	0,12	99,41	6,93	3,16	8,47	0,68
Игнокский комплекс																		
Гибридные породы типа монцонитов, монцодиоритов	умереннощелочные	4	50,54	1,03	7,85	1,88	13,52	8,78	9,17	1,89	2,58	0,08	0,32	99,18	4,47	10,75	0,74	1,37
Порфирит диоритовый	нормально- и низкощелочные	1	56,60	0,58	6,61	0,86	13,00	8,00	6,35	1,21	5,05	0,16	0,16	99,45	6,26	8,05	0,94	4,17
Диориты	нормально- и низкощелочные	16	57,46	0,78	5,17	2,89	14,63	5,32	4,55	2,76	3,55	0,06	0,44	98,77	6,31	8,83	1,22	1,29
Гранодиориты	нормально- и низкощелочные	18	65,13	0,56	3,77	0,64	15,05	3,77	2,41	2,83	3,76	0,06	0,17	99,07	6,59	4,97	2,36	1,33
Плагиигранит	нормально- и низкощелочные	1	69,60	0,40	2,35	0,91	14,40	3,65	1,01	2,93	3,95	0,01	0,14	100,06	6,88	3,66	3,37	1,35
Граниты	нормально- и низкощелочные	3	72,81	0,30	1,07	0,52	14,10	0,52	1,50	4,71	2,33	0,01	0,06	98,92	7,04	1,90	4,73	0,49
Гранит пегматитовый	нормально- и низкощелочные	1	60,00	1,16	10,38	4,38	12,60	3,37	0,20	0,40	2,86	0,08	0,12	99,67	3,26	15,92	0,84	7,15
Гуникский комплекс, 1 фаза																		
Габбро	нормальнощелочные	3	47,26	1,21	7,70	2,41	20,04	9,61	4,50	1,81	2,68	0,12	0,46	99,27	4,49	11,31	1,37	1,48
Монцогаббро	умереннощелочные	3	51,54	1,09	7,78	4,51	15,38	8,62	6,23	2,80	2,98	0,17	0,53	100,09	5,78	10,79	1,00	1,06
Габбродиориты	нормальнощелочные	4	52,72	1,25	6,36	6,59	16,46	6,72	4,58	3,34	2,75	0,14	0,49	99,42	6,08	10,23	1,22	0,82
Кварцевые диориты	нормальнощелочные	3	60,27	0,97	5,73	1,57	16,03	3,15	3,31	3,37	2,44	0,08	0,13	99,36	5,81	8,27	1,65	0,72
Монцодиориты	умереннощелочные	3	55,81	1,02	6,12	4,52	14,92	6,49	3,89	3,78	3,46	0,13	0,43	99,71	7,24	9,62	1,20	0,92
Монцониты	умереннощелочные	4	53,88	1,31	7,37	4,95	15,39	6,56	4,38	3,65	2,81	0,17	0,44	99,57	6,46	11,45	1,06	0,77
Гранодиориты	нормальнощелочные	13	65,50	0,63	3,64	0,81	15,56	3,05	1,60	3,50	3,64	0,06	0,33	99,04	7,14	5,08	3,01	1,04

Порода	Подотряд	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Коэфф. f'	Коэфф. al'	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
Гуникский комплекс, 2 фаза																		
Сиениты	умереннощелочные	12	63,01	0,32	2,93	0,99	18,14	2,37	0,92	5,75	4,57	0,08	0,12	99,59	10,32	4,24	4,39	0,79
Граносиениты	умереннощелочные	7	67,48	0,52	3,43	1,00	14,49	2,30	0,94	4,97	3,50	0,06	0,14	99,38	8,47	4,95	2,80	0,71
Граносиениты	щелочные	4	66,38	0,25	1,88	0,75	17,49	1,79	0,63	4,96	4,74	0,02	0,10	99,41	9,71	2,88	5,44	0,96
Гуникский комплекс, 3 фаза																		
Лампрофиры	щелочные	2	49,11	2,02	6,14	4,32	16,85	5,88	4,09	3,01	3,32	0,16	0,94	99,50	6,33	12,48	1,16	1,10
Граниты	нормальнощелочные	4	70,77	0,42	3,15	0,60	13,74	1,51	0,81	4,29	3,22	0,15	0,15	99,30	7,51	4,16	3,10	0,75
Граниты	умереннощелочные	8	70,68	0,35	2,55	0,71	14,12	1,47	0,61	5,40	3,12	0,07	0,14	99,67	8,52	3,61	4,07	0,58
Граниты	щелочные	3	68,96	0,20	1,52	0,83	16,29	1,26	0,36	5,35	4,65	0,09	0,06	99,69	9,99	2,55	7,19	0,87
Лейкограниты	нормальнощелочные	6	74,86	0,23	1,65	0,53	12,97	1,05	0,41	4,70	3,05	0,06	0,06	99,84	7,75	2,41	5,10	0,65
Лейкограниты	умереннощелочные	4	74,65	0,14	0,93	0,38	13,79	0,97	0,24	5,21	3,23	0,06	0,03	99,98	8,45	1,46	10,46	0,62
Илейский комплекс																		
Риолиты	нормально- и низкощелочные	1	78,30	0,09	0,83	0,78	12,40	0,52	0,10	3,24	3,64	0,02	0,09	100,23	6,88	1,70	7,25	1,12
Трахиреолиты	умереннощелочные	5	75,26	0,22	1,12	1,66	11,26	0,81	0,85	5,83	2,28	0,05	0,10	100,22	8,11	3,00	3,24	0,39
Сиенит-порфиры	умереннощелочные	3	65,76	0,49	2,05	5,01	11,11	1,48	0,83	5,31	3,63	0,07	0,12	99,34	8,93	7,54	1,56	0,68
Огнитский комплекс, 1 фаза																		
Габбро	нормальнощелочные	2	46,90	1,14	5,11	6,13	14,95	8,91	7,76	1,43	3,25	0,10	0,45	97,67	4,68	12,38	0,79	2,27
Монцогаббро	умереннощелочные	5	48,14	2,00	7,94	3,89	15,96	8,73	4,13	2,84	3,85	0,09	0,76	99,24	6,69	13,83	1,02	1,35
Габбродиориты	нормальнощелочные	2	52,15	1,19	6,12	3,14	13,80	8,49	8,37	0,87	2,47	0,12	0,37	99,54	3,33	10,44	0,78	2,85
Монзониты	умереннощелочные	3	55,16	1,43	6,21	2,91	12,48	4,48	2,29	4,00	4,57	0,07	0,56	98,80	8,56	10,55	1,11	1,14
Сиениты, кварцевые сиениты	умереннощелочные	50	62,66	0,71	3,52	2,47	15,77	2,69	1,23	4,52	4,87	0,07	0,23	99,73	9,39	6,65	2,46	1,08
Сиениты нефелиновые	щелочные	1	54,14	-	2,01	0,64	24,86	1,01	0,06	3,62	9,89	0,03	-	-	13,51	2,65	9,17	2,73
Огнитский комплекс, 2 фаза																		
Гранодиориты	нормальнощелочные	2	67,85	0,51	3,07	2,535	14,22	2,445	0,765	2,48	4,93	0,06	0,145	100,1	7,41	6,12	2,23	1,99
Граносиениты-монцограниты роговообманково-биотитовые	умереннощелочные	3	68,07	0,54	2,60	1,58	15,10	1,29	0,50	5,37	4,18	0,03	0,19	99,51	9,55	4,71	3,37	0,78
Граносиениты роговообманково-биотит-рибекитовые	щелочные	3	66,36	1,67	2,20	2,59	13,09	1,52	0,92	4,53	4,02	0,05	0,20	99,80	8,55	6,46	3,01	0,89
Граниты-лейкограниты эгирин-содержащие	щелочные	7	73,03	0,20	1,26	1,83	12,50	0,95	0,50	5,36	3,64	0,07	0,05	100,38	8,99	3,30	4,56	0,68
Огнитский комплекс, 3 фаза																		
Керсантит	щелочные	1	45,43	2,62	5,44	4,5	18,12	6,5	5,1	5	3,9	0,05	1,34	-	8,90	12,56	1,20	
Граниты роговообманково-биотитовые	нормально- и низкощелочные	1	71,38	0,20	2,06	0,82	16,12	1,79	0,83	3,39	3,88	0,04	0,03	100,78	7,27	3,08	4,35	1,14
Граниты микроклиновые	умереннощелочные	3	70,66	0,26	1,91	1,83	15,03	0,96	1,03	4,01	4,49	0,03	0,10	99,96	8,50	3,39	3,67	1,12
Сумсунурский комплекс, 1 фаза																		
Диориты, кварцевые диориты	нормально- и низкощелочные	4	59,23	0,81	5,37	1,67	15,98	5,86	3,88	2,55	3,33	0,12	0,26	100,81	5,88	7,84	1,48	1,31

Окончание прил. 10

Порода	Подотряд	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	Коэфф. f'	Коэфф. al'	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
Сумсунурский комплекс, 2 фаза																		
Плагииграниты	нормально- и низ-щелочные	5	70,22	0,34	1,26	1,01	14,42	2,03	1,87	3,33	4,28	0,03	0,18	100,29	7,62	2,62	4,65	1,29
Урикский комплекс, 1 фаза																		
Диориты меланократовые	нормальнощелочные	3	49,97	1,33	6,34	2,68	16,83	11,32	5,07	1,26	3,50	0,12	0,67	100,16	4,77	10,35	1,34	2,77
Урикский комплекс, 2 фаза																		
Граниты порфировидные	нормальнощелочные	1	69,00	0,41	1,40	0,99	15,20	3,09	1,81	3,22	3,31	0,03	0,25	99,23	6,53	2,80	3,62	1,03
Граниты порфировидные	умереннощелочные	6	71,13	0,28	1,28	0,97	12,78	2,38	0,45	4,40	4,18	0,04	0,11	99,47	8,58	2,53	4,90	0,95
Граниты порфировидные	щелочные	1	72,80	0,14	1,06	0,51	12,80	0,70	0,81	3,93	5,46	0,04	0,11	98,89	9,39	1,71	5,38	1,39
Урикский комплекс, 3 фаза																		
Граниты	щелочные	1	72,00	0,13	1,13	0,42	13,10	0,42	1,51	4,71	4,43	0,06	0,10	98,55	9,14	1,68	4,28	0,94
Лейкограниты	нормальнощелочные	5	74,84	0,16	0,77	1,01	13,18	1,10	0,81	4,11	3,02	0,02	0,10	99,76	7,13	1,94	5,66	0,74
Лейкограниты	умереннощелочные	3	73,53	0,20	1,14	0,49	12,93	1,45	0,67	4,80	3,85	0,03	0,13	99,72	8,65	1,82	5,88	0,80
Ультраметаморфические граниты в хайтинской толще																		
Граносиениты	умереннощелочные	1	67,84	0,15	1,04	1,56	13,36	4,28	0,03	4,70	4,00	0,03	0,01	0,00	8,70	2,75	5,08	0,85
Граниты	нормально- и низ-щелочные	3	71,53	0,27	1,08	0,40	15,24	1,88	0,78	4,36	2,50	0,04	0,42	99,90	6,86	1,75	7,09	0,57
Граниты	щелочные	1	72,80	0,10	0,76	1,12	12,74	1,68	0,16	4,70	5,20	0,03	0,02	0,00	9,90	1,98	6,25	1,11
Лейкограниты	нормально- и низ-щелочные	2	76,82	0,16	0,83	2,31	11,31	1,35	0,26	4,00	3,00	0,04	-	100,06	7,00	3,29	3,91	0,75
Лейкограниты	умереннощелочные	1	77,48	0,09	0,72	0,88	11,86	1,24	0,44	4,25	4,50	0,01	0,00	101,47	8,75	1,69	5,81	1,06
Лейкограниты	щелочные	2	74,52	0,07	0,70	0,23	13,90	1,01	0,07	4,83	4,51	0,04	0,02	99,26	9,34	1,00	13,89	0,93
Китойский комплекс																		
Граниты	нормально- и низ-щелочные	4	71,13	0,26	2,68	0,37	14,54	2,66	0,91	2,05	4,04	0,03	0,08	99,43	6,09	3,31	4,01	1,97
Плагиигнейсограниты	нормально- и низ-щелочные	9	74,69	0,27	1,48	0,49	12,91	1,41	0,63	3,74	3,55	0,03	0,08	100,00	7,29	2,41	5,25	0,95

**Метаморфические преобразования и типоморфные парагенетические ассоциации стратифицированных и нестратифицированных подразделений листа N-47-XXIX**

**Хайламинская толща**

*Первый (позднекарельский) этап регионального метаморфизма (амфиболитовая фация).*

Плагиоклаз+роговая обманка+ортоклаз+кварц.

*Второй (позднерифейский) этап регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация).*

Характерны мусковитовые ассоциации, раскислением плагиоклаза до олигоклаз-андезина:

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+биотит+кварц;

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+биотит±альмандин-кварц;

Роговая обманка+плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+кварц±биотит;

Роговая обманка+плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+альмандин+кварц±биотит;

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+мусковит+биотит+кварц;

Мусковит+биотит+кварц.

Изредка отмечается ассоциация: плагиоклаз+роговая обманка+ортоклаз+кварц (запрещенная ассоциация для амфиболитовой фации).

**Алхадырская свита**

*Первый (позднекарельский) этап регионального метаморфизма (амфиболитовая фация).*

Биотит+роговая обманка+плагиоклаз+кварц;

Плагиоклаз+биотит+гранат+кварц.

*Второй (позднерифейский) этап регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация).*

Плагиоклаз+ставролит+биотит+кварц.

Наряду с появлением в породах ставролита, процессы наложенного метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации проявляются в раскислении плагиоклазов, замещении зеленой роговой обманки актинолитовой разностью.

**Большереченская свита**

*Эпидот-амфиболитовая фация регионального позднекарельского метаморфизма.*

При наличии бластических, сохраняются и реликты псаммитовых структур. Типичными минералами являются андалузит, биотит, кварц, плагиоклаз.

Андалузит+кварц+биотит+гранат;

Гранат+биотит+кварц;

Биотит+мусковит+кварц;

**Далдарминская свита**

*Эпидот-амфиболитовая фация регионального позднекарельского метаморфизма.*

Кварц+олигоклаз+биотит.

*Зеленосланцевая фация регионального позднекарельского метаморфизма (серицит-хлоритовая и гранат-биотит-хлоритовая субфации).*

В условиях хлорит-серицитовой субфации характерны следующие минеральные парагенезисы:

Кварц+серицит (мусковит)+хлорит;

Кварц+альбит+серицит (мусковит)+хлорит;

Кальцит+мусковит+кварц.

В условиях гранат-биотит-хлоритовой субфации характерны следующие минеральные парагенезисы:

Кварц+альбит+серицит (мусковит)+хлорит±биотит;

Кварц+биотит+андалузит;

Кварц+биотит+гранат.

**Урикская свита**

*Зеленосланцевая фация регионального позднекарельского метаморфизма (биотит-хлоритовая субфация).*

Биотит+кварц+серицит+хлорит;

Мусковит+хлорит+биотит+кварц;

Хлорит+эпидот+биотит+кварц;

Актинолит+альбит+эпидот;

### **Ингашинская свита**

*Зеленосланцевая фация регионального позднекарельского метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация).*

Кварц+серицит (мусковит)+хлорит;  
Кварц+альбит+серицит (мусковит)+хлорит;  
Кальцит+мусковит+кварц.

### **Ермосохинская свита**

*Зеленосланцевая фация регионального позднерифейского метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация).*

Серицит (мусковит)+хлорит+кварц.

### **Одайская свита**

*Зеленосланцевая фация регионального позднерифейского метаморфизма (хлорит-серицитовая субфация).*

Серицит (мусковит)+хлорит+кварц.

### **Хайгинская толща**

*Амфиболитовая–гранулитовая фации позднерифейского регионального метаморфизма (нижняя и средняя подтолща).*

Плагиоклаз (андезин)+роговая обманка (по гиперстену)+гиперстен+кордиерит;  
Плагиоклаз (андезин)+кварц+биотит+роговая обманка (по гиперстену)+гиперстен (реликт)+гранат;

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин)+роговая обманка+гиперстен (реликтовый, амфиболитизированный);

Плагиоклаз (андезин)+кварц+биотит+кордиерит+гранат;

Плагиоклаз (андезин)+роговая обманка (по гиперстену)+гиперстен (реликт)+кордиерит;

Плагиоклаз (андезин)+кварц+биотит+кордиерит+гранат;

*Амфиболитовая фация позднерифейского регионального метаморфизма (нижняя и средняя подтолща).*

Характерны безмусковитовые парагенетические ассоциации:

Плагиоклаз (андезин)+биотит+роговая обманка+кварц;

Плагиоклаз+роговая обманка+кварц;

Плагиоклаз+роговая обманка;

Плагиоклаз+гранат+роговая обманка+кварц;

Плагиоклаз+биотит+гранат+кварц;

Плагиоклаз+биотит+роговая обманка+гранат+кварц (запрещенная для гранулитовой фации);

Плагиоклаз (андезин)+биотит+гранат;

Плагиоклаз+биотит+кварц±калишпат;

Плагиоклаз+биотит+гранат+кварц±калишпат.

*Эпидот-амфиболитовая фация позднерифейского регионального метаморфизма (верхняя подтолща).*

Плагиоклаз+биотит+гранат+кварц;

Плагиоклаз+биотит+мусковит+гранат+кварц;

Гранат+силлиманит+биотит+кварц;

Плагиоклаз+мусковит+биотит+силлиманит+кварц;

Плагиоклаз+ставролит+биотит+кварц;

Плагиоклаз+биотит+роговая обманка+гранат+кварц;

Плагиоклаз+биотит+гранат+силлиманит+кордиерит+кварц±калишпат.

*Регрессивные преобразования пород* выразились в раскислении плагиоклаза (до андезина), амфиболитизации пироксена, появлении в породах мусковита. Метаморфизм регрессивной стадии происходил в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

*Локальный дислокационный метаморфизм.*

Кальцит+дистен+тремолит;

Дистен+мусковит и др.

*Низкотемпературный приразломный диафторез.*

Кварц+хлорит+мусковит+альбит+эпидот.

### **Боксонская серия**

*Зеленосланцевая фация ордовикского (?) регионального метаморфизма (биотит-хлоритовая субфация).*

Биотит+мусковит+кварц (для метапелитов);

Биотит+мусковит+альбит+эпидот (для метапелитов);

Кальцит+эпидот+тремолит+кварц (для карбонатных пород);



Кальцит+тремолит+кварц (для карбонатных пород);

Кальцит+доломит+тремолит (для карбонатных пород).

Характерна устойчивостью доломита с кварцем, присутствие в породах органического вещества.

*Фация роговообманковых роговиков контактового метаморфизма.*

Диопсид+гранат+плагиоклаз+кварц;

Диопсид+гранат+кварц;

Амфибол (роговая обманка)+диопсид+гранат+кварц;

Кальцит+волластонит+гранат;

Кальцит+волластонит+амфибол.

#### **Иркутная свита**

*Зеленосланцевая фация ордовикского (?) регионального метаморфизма (биотит-хлоритовая субфация).*

Кальцит+кварц+мусковит+хлорит+эпидот;

Кальцит+доломит+кварц.

В зоне Главного Саянского разлома отмечается некоторое повышение степени метаморфизма пород, что фиксируется по появлению в них биотита.

#### **Хамсаринская свита**

*Зеленосланцевая фация ордовикского (?) регионального метаморфизма (биотит-хлоритовая субфация).*

Альбит+биотит+эпидот+мусковит+кварц;

Альбит+биотит+хлорит+кварц;

Альбит+биотит+эпидот+кварц.

*Контактный метаморфизм* имеет весьма ограниченное распространение. На контакте с гранитоидами огнитского комплекса в основной массе эффузивных пород отмечается частичная перекристаллизация вещества с образованием скоплений чешуек биотита, хлорита и зерен кварца, что соответствует начальной стадии ороговикования. Мощность контактового ореола небольшая, в пределах нескольких сантиметров. На контакте с габброидами хойтоокинского комплекса в эффузивных породах хамсаринской свиты отмечается слабая амфиболитизация. Ширина контактового ореола также небольшая.

#### **Матгатгольский гнейсово-кристаллосланцевый метаморфический комплекс**

Из анализа типоморфных минеральных ассоциаций, приведенных ниже, можно сделать вывод, что породы матгатгольского комплекса преобразовывались в разных условиях регионального метаморфизма, формируя неярковыраженную зональность. Наиболее глубоко метаморфизованы породы вблизи Бирюсинского разлома, где доминируют характерные ассоциации гранулитовой фации регионального метаморфизма.

*Гранулитовая фация позднекарельского регионального метаморфизма.*

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+роговая обманка+гиперстен±биотит;

Гиперстен+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+биотит;

Гиперстен+диопсид+биотит±кварц;

Кварц+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+гранат+биотит±калишпат;

Кварц+плагиоклаз+калишпат+биотит;

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+роговая обманка;

Кварц+плагиоклаз+роговая обманка+биотит.

На некотором удалении от Бирюсинского разлома доминируют парагенетические ассоциации амфиболитовой фации регионального метаморфизма. К переходной зоне от гранулитовой к амфиболитовой фациям, в поле амфиболитовой фации локализуется основная масса мигматит-гранитов хадаминского комплекса. Здесь широко проявлены силлиманитовые ассоциации, а также отмечаются ассоциации, характерные для гранулитовой фации (гиперстен и кордиерит-содержащие). При этом, широко развитые здесь гранат-биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы в условиях гранулитовой фации являются запрещенными.

*Амфиболитовая (верха) фация позднекарельского регионального метаморфизма.*

Плагиоклаз+роговая обманка+гранат+биотит+кварц (запрещенная ассоциация для гранулитовой фации по Добрецову);

Плагиоклаз+роговая обманка+биотит+кварц;

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+роговая обманка;

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+биотит+альмандин+кварц;

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+биотит+силлиманит+альмандин+кварц±кордиерит;

Плагиоклаз (андезин-лабрадор)+роговая обманка+альмандин+биотит+кварц;

Роговая обманка+плагиоклаз+гранат+кварц.

Иногда отмечаются ассоциации: лабрадор+гиперстен+кварц; плагиоклаз (лабрадор-битовнит)+гиперстен+биотит±гранат.

С меньшими масштабами некоторое локальное повышение метаморфизма вплоть до гранулитовой фации отмечается и по оси Бельско-Окинского разлома:

Кварц+плагиоклаз+роговая обманка+биотит;

Кварц+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+гранат+биотит±калишпат, силлиманит, кордиерит;

Кварц+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+силлиманит+биотит±калишпат;

Гиперстен+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+биотит±калишпат;

Гиперстен+плагиоклаз (андезин-лабрадор)+биотит;

Иногда отмечается ассоциация: кварц+плагиоклаз+роговая обманка+гранат+биотит (гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы).

*Регрессивные преобразования пород* в условиях эпидот-амфиболитовой фации, выразились в амфиболитизации пироксена, раскислении полевых шпатов. Однако эти процессы проявились незначительно.

В зонах разломов широко проявлены процессы регрессивного метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев. Характерны следующие минеральные парагенезисы:

Альбит+хлорит+эпидот+амфибол (карбонат, кварц);

Альбит+кварц+серицит+хлорит;

Альбит+кварц+эпидот+биотит.

#### **Урдаокинский комплекс метаперидотит-габбровый**

*Амфиболитовая фация позднекарельского регионального метаморфизма.*

Характерны безмусковитовые ассоциации:

Роговая обманка+плагиоклаз±гранат;

Биотит+плагиоклаз+кварц±роговая обманка;

Плагиоклаз+роговая обманка+кварц.

*Эпидот-амфиболитовая фация позднерифейского регионального метаморфизма.*

На ранний этап метаморфизма повсеместно наложен метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации, фиксирующийся как псевдоморфными замещениями (роговая обманка по пироксену), так и появлением в породах игольчатого амфибола, раскислением плагиоклаза до олигоклаз-андезина.

### Расчет прогнозных ресурсов категории $P_3$

#### 1. По Одайскому прогнозируемому золоторудному узлу (золото, уран)

##### 1.1 По золоту

Оценка прогнозных ресурсов рудного золота категории  $P_3$  проведена методом аналогии. Эталонным объектом выбрано Зегенгольское рудное поле с оцененными ресурсами рудного золота кат.  $P_1$  – 21 т, площадью – 25 км<sup>2</sup> и принятой глубине прогноза – 300 м (Коткин, 2006). Ресурсы апробированы ЦНИГРИ (2003 г.). Удельная продуктивность рудного поля составляет 21 т/25 км<sup>2</sup>=0,84 т/км<sup>2</sup>. Удельная продуктивность прогнозируемого рудного узла принимается на порядок ниже и составляет 0,084 т/км<sup>2</sup>.

Площадь прогнозируемого Одайского РУ составляет 492 км<sup>2</sup> (в пределах листа – 102 км<sup>2</sup>). Расчет прогнозных ресурсов проведен по формуле Быховера (1973 г.):  $Q=k \times q \times S$ , где  $k$  – коэффициент подобия,  $q$  – удельная продуктивность эталонного РУ,  $S$  – площадь прогнозируемого объекта. Учитывая высокий уровень подобия эталонного и прогнозируемого объектов коэффициент подобия ( $k$ ) принимается равным 0,8, удельная продуктивность эталонного объекта ( $q$ ) равна 0,084 т/км<sup>2</sup>, площадь прогнозируемого объекта ( $S$ ) равна 492 км<sup>2</sup> в целом и 102 км<sup>2</sup> – в пределах листа.

Прогнозные ресурсы рудного золота Одайского прогнозируемого узла (в целом) составляют:  $Q=0,8 \times 0,084 \times 492 \approx 33$  т (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

Прогнозные ресурсы рудного золота Одайского прогнозируемого узла категории  $P_3$  (в пределах листа) составляют:  $Q=0,8 \times 0,084 \times 102 \approx 7$  т.

##### 1.2 По урану

Оценка прогнозных ресурсов урана категории  $P_3$  проведена методом аналогии. В качестве эталонного объекта выбрано рудное поле месторождения Столбового (Бирюсинский РУ) площадью 10 км<sup>2</sup>. Площадь прогнозируемого Одайского прогнозируемого узла составляет 492 км<sup>2</sup> (в пределах листа – 102 км<sup>2</sup>). Прогнозные ресурсы урана категории  $P_2$  эталонного рудного поля на глубину 200 м составляют 10 тыс. т (Митрофанов Е. А., 2004). Удельная продуктивность эталонного рудного поля  $q=10$  тыс. т/10 км<sup>2</sup>=1,0 тыс. т/км<sup>2</sup>. Удельная продуктивность эталонного рудного узла на порядок ниже – 0,1 тыс. т/км<sup>2</sup>. Коэффициент подобия ( $k$ ) принимается 0,5.

Для расчета используется формула Быховера:  $Q=k \times q \times S$ , где  $k$  – коэффициент подобия,  $q$  – удельная продуктивность эталонного РУ,  $S$  – площадь прогнозируемого объекта.

Прогнозные ресурсы урана Одайского прогнозируемого узла (в целом) категории  $P_3$  составят:  $Q=0,5 \times 0,1 \times 492 \approx 25$  тыс. т (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

Прогнозные ресурсы урана Одайского прогнозируемого узла категории  $P_3$  в пределах листа составят:  $Q=0,5 \times 0,1 \times 102 \approx 5$  тыс. т.

#### 2. По Верхнекирейскому прогнозируемому золоторудному узлу (золото)

Учитывая то обстоятельство, что на территории Присаянья оцененных аналогов подобного типа золотого оруденения до настоящего времени не установлено, расчет прогнозных ресурсов проведен с использованием среднестатистической удельной продуктивности (Оценка прогнозных ресурсов..., 2002 г.). Оценки удельной продуктивности различных геолого-промышленных типов месторождений для ранга рудных узлов колеблются от 0,2 до 1,0 г/т. Для оценки Верхнекирейского рудного узла выбрано минимальное значение  $q_{py}$  равное 0,2 т/км<sup>2</sup>. Исходя из того, что рудовмещающие толщи матгатгольского комплекса составляют в пределах листа лишь 40 % (локализируются среди гранитоидов саянского комплекса, которые в отношении золота – не перспективные), к прогнозным ресурсам применяется понижающий коэффициент 0,4. Площадь прогнозируемого узла в целом составляет 448 км<sup>2</sup> и в пределах листа – 170 км<sup>2</sup>.

Прогнозные ресурсы Верхнекирейского прогнозируемого узла категории  $P_3$  рассчитаны по формуле:  $Q_{py}=q_{py} \times S_{py} \times K_p$ , где  $S_{py}$  – площадь прогнозируемого узла,  $q_{py}$  – среднестатистическая удельная рудоносность равная 0,2,  $K_p$  – коэффициент рудоносности равный 0,4.

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в целом составят:  $Q_{py}=0,2 \times 448 \times 0,4=36$  т (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в пределах листа составят:  $Q_{py}=0,2 \times 170 \times 0,4=14$  т.

#### 3. По Илейскому прогнозируемому золоторудному узлу (золото)

Проведена методом аналогии. Эталонным объектом принят Хужирский золоторудный узел (с Коневинским месторождением) площадью 120 км<sup>2</sup>, в пределах которого выделено Хужирское золоторудное поле площадью 10 км<sup>2</sup>. По Хужирскому рудному узлу (120 км<sup>2</sup>) прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  составляют 100 т (без учета ресурсов по Хужирскому рудному по-

лю). По Хужирскому рудному полю ( $10 \text{ км}^2$ ) прогнозные ресурсы золота составляют: категории  $P_1 - 54,6 \text{ т}$ , категории  $P_2 - 275,5 \text{ т}$  (Куликов, 2005). Таким образом, по Хужирскому рудному узлу суммарные прогнозные ресурсы категории  $P_1+P_2+P_3$  составляют  $54,6+275,5+100=430 \text{ т}$ . Удельная рудоносность эталонного Хужирского рудного узла ( $q_{\text{эт.об.}}$ ) составляет  $430 \text{ т}/120 \text{ км}^2=3,58 \text{ т}/\text{км}^2$ .

Площадь Илейского рудного узла ( $S_{\text{ру}}$ ) составляет  $368 \text{ км}^2$ . Коэффициент подобия принят  $0,8$ . Исходя из слабой изученности объекта, коэффициент достоверности принимается  $0,1$ .

Прогнозные ресурсы рудного золота категории  $P_3$  Илейского рудного узла составят:  $Q_{\text{ру}}=0,8 \times 0,1 \times 3,58 \times 368=105 \text{ т}$  (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

#### *4. По Барунгольскому прогнозируемому золоторудному узлу (золото)*

Ожидаемый формационный тип золотого оруденения – золоторудный полиметаллический (геолого-промышленный тип – золото-порфировый). Сходство геологической ситуации и аналогичные типы ожидаемого оруденения позволяют за эталонный объект принять Хужирский золоторудный узел (с Коневинским месторождением) площадью  $120 \text{ км}^2$ , в пределах которого выделено Хужирское золоторудное поле площадью  $10 \text{ км}^2$ . В пределах Хужирского золоторудного узла, установлено два формационных типа оруденения: главный ресурсобразующий – золоторудный полиметаллический (геолого-промышленный тип: золото-порфировый) и второстепенный – свинцово-цинковый (золотосодержащий) скарновый (геолого-промышленный тип – свинцово-цинковый (с золотом)). Первый из них, приурочен к разрывным нарушениям, контролирующим зоны гидротермально-метасоматического окварцевания и березитизации в породах огнитского комплекса и вулканических и субвулканических образованиях илейского комплекса. Второй приурочен к зонам скарирования карбонатных пород иркутской свиты на контакте их с вулканическими и субвулканическими образованиями илейского андезит-трахириолитового комплекса.

По Хужирскому рудному узлу (без учета Хужирского рудного поля) прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют  $100 \text{ т}$ . По Хужирскому рудному полю прогнозные ресурсы категории  $P_1 - 54,6 \text{ т}$ , категории  $P_2 - 275,5 \text{ т}$  (Куликов, 2005). Таким образом, по Хужирскому рудному узлу суммарные прогнозные ресурсы категории  $P_1+P_2+P_3$  составляют  $54,6+275,5+100=430 \text{ т}$ . Удельная рудоносность Хужирского рудного узла  $q_{\text{эт.об.}}=430 \text{ т}/120 \text{ км}^2=3,58 \text{ т}/\text{км}^2$ .

Отличием прогнозируемого узла от эталона, является отсутствие вулканитов и субвулканитов илейского комплекса. Однако, весьма слабая изученность площади (см. описание узла) позволяет ожидать их нахождения и здесь. Восточнее прогнозируемого узла, по результатам геологических маршрутов ГДП-200, на северо-западном обрамлении Сарьдагского массива отмечаются немасштабные тела граносиенит-порфиров, возможно илейского комплекса.

Коэффициент подобия принимается равным  $0,5$  (отсутствие вулканитов и субвулканитов илейского комплекса). Коэффициент недоизученности –  $0,2$ . Площадь прогнозируемого объекта –  $191 \text{ км}^2$ .

Прогнозные ресурсы рудного золота категории  $P_3$  Барунгольского прогнозируемого золоторудного узла составят:  $Q_{\text{ру}}=0,5 \times 0,2 \times 3,58 \times 191=68 \text{ т}$  (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

#### *5. По Улуг-Языкскому прогнозируемому золоторудному узлу (золото)*

Ожидаемый формационный тип золотого оруденения – золоторудный полиметаллический (геолого-промышленный тип – золото-порфировый). Сходство геологической ситуации и аналогичные типы ожидаемого оруденения позволяют за эталонный объект принять Хужирский золоторудный узел (с Коневинским месторождением) площадью  $120 \text{ км}^2$  в пределах которого выделено Хужирское золоторудное поле площадью  $10 \text{ км}^2$ . В пределах Хужирского золоторудного узла установлено два формационных типа оруденения: главный ресурсобразующий – золоторудный полиметаллический (геолого-промышленный тип – золото-порфировый) и второстепенный – свинцово-цинковый (золотосодержащий) скарновый (геолого-промышленный тип – свинцово-цинковый (с золотом)). Первый из них приурочен к разрывным нарушениям, контролирующим зоны гидротермально-метасоматического окварцевания и березитизации в породах огнитского комплекса и вулканических и субвулканических образованиях илейского комплекса. Второй приурочен к зонам скарирования карбонатных пород иркутской свиты на контакте их с вулканическими и субвулканическими образованиями илейского андезит-трахириолитового комплекса.

По Хужирскому рудному узлу (без учета Хужирского рудного поля) прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют  $100 \text{ т}$ . По Хужирскому рудному полю прогнозные ресурсы категории  $P_1 - 54,6 \text{ т}$ , категории  $P_2 - 275,5 \text{ т}$  (Куликов, 2005). Таким образом, по Хужирскому рудному узлу суммарные прогнозные ресурсы категории  $P_1+P_2+P_3$  составляют  $54,6+275,5+100=430 \text{ т}$ . Удельная рудоносность Хужирского рудного узла  $q_{\text{эт.об.}}=3,58 \text{ т}/\text{км}^2$ .

Отличием прогнозируемого узла от эталона, является отсутствие вулканитов и субвулканитов илейского комплекса. При этом широко распространены вулканиты в составе нюргатинской и хютенской свит боксонской серии (рудоконтролирующая роль их не выяснена).

Понижающий коэффициент подобия условно принят 0,3 (отсутствие вулканитов и субвулканитов илейского комплекса). Коэффициент недоизученности условно принят равным 0,2. Площадь прогнозируемого объекта – 209 км<sup>2</sup>.

Прогнозные ресурсы рудного золота категории P<sub>3</sub> Улуг-Языкского прогнозируемого золото-рудного узла составят:  $Q_{py}=0,3 \times 0,2 \times 3,58 \times 209=45$  т (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

*б. По Кирейско-Тагнинскому потенциальному алмазодносному району (алмазы)*

Район выделен в пределах листов N-47-XXIII и N-47-XXIX. Площадь потенциального алмазодносного района в пределах листа составляет 28,53 %. Ожидается выявление двух кимберлитовых трубок, аналогичных кимберлитовым трубкам рифейского возраста Южно-Африканской алмазодносной провинции.

Для расчета прогнозных ресурсов принимается коническая форма трубок с ожидаемым радиусом – 150 м, вертикально протяженностью – 400 м и содержанием алмазов – 1 карат/т.

Формула расчета:  $Q=\frac{1}{3} \times \pi \times R^2 \times h \times \sigma \times g$ , где R – радиус трубки, h – вертикальная протяженность трубки,  $\sigma$  – удельный вес кимберлита, g – содержание алмазов, карат/т.

Прогнозные ресурсы алмазов одной прогнозируемой трубки:  $Q=\frac{1}{3} \times 3,14 \times 150^2 \times 400 \times 2,5 \times 1 \approx 9,4$  млн карат.

Прогнозные ресурсы алмазов Кирейско-Тагнинского потенциального алмазодносного района в целом категории P<sub>3</sub> составляют  $Q=9,4 \times 2=18,8$  млн карат (ресурсы апробированы во ВСЕГЕИ, 2010 г.).

Прогнозные ресурсы алмазов Кирейско-Тагнинского потенциального алмазодносного района в пределах листа категории P<sub>3</sub> составляют  $Q=18,8$  млн карат  $\times 28,53 \% = 5,4$  млн карат.

*Электронное научное издание*

**Корнаков В. В.  
Матвейчук А. А.  
Кнутова С. В.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе  
Серия Восточно-Саянская  
Лист N-47-XXIX (Алаг-Шулун)  
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*  
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 100 Мб  
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»  
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.  
Тел. 499-192-88-88. E-mail: [mfvsegei@mfvsegei.ru](mailto:mfvsegei@mfvsegei.ru)