

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «КРАСНОЯРСКГЕОЛСЪЕМКА»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Енисейская
Лист Р-46-XXXII (г. Коврига)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(065)(084.3М200)(470 571.51):528.94«2007»

Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXII (г. Коврига). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 143 с.

Настоящее издание явилось результатом цикла работ по созданию Госгеолкарты-200 РФ второго издания. Создан комплект карт многоцелевого назначения с учетом всех работ, проведенных со времени первого издания. Уточнено строение, возрастное положение стратиграфических подразделений и интрузивных комплексов. Впервые составлена карта четвертичных образований и приведена экологическая характеристика площади. Проведена прогнозная оценка территории на золото, уран, железо, цинк, олово, сурьму, мышьяк, огнеупорное сырье, флюорит, родонит.

Илл. 8, список лит. 194 назв., прил. 10.

Составители

Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В., Миллер В. Я., Качевская Г. И., Дмитриева Е. В., Пиманова Г. П., Гладкова Р. Ф., Дмитриев Г. А.

Редакторы *Мкртычян А. К., Колямкин В. М.*

Эксперты НРС *Миронюк Е. П., Борисов Б. А., Иогансон А. К.*

© Роснедра, 2018
© ОАО «Красноярскгеолсъёмка», 2007
© Коллектив авторов и редакторов, 2007
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Лист Р-46-XXXII ограничен координатами 60°00′–60°40′ с. ш., 91°00′–92°00′ в. д. и административно входит в Северо-Енисейский и Енисейский районы Красноярского края. Площадь расположена в северной части Енисейского кряжа, охватывает хребет Карпинского и его склоны и представляет собой горно-таежную территорию со сложно расчлененным рельефом. Абсолютные высоты водоразделов достигают 400–770 м, высота отдельных сопок больше: г. Коврига – 803 м, г. Димган – 829 м; г. Полкан – 981 м.

Реки в пределах площади мелководны, имеют извилистые долины с крутыми склонами и характеризуются резкими колебаниями расхода воды. Реки Верх. Сурниха, Вороговка, Гаревка, Тис, Исаковка с притоками принадлежат бассейну р. Енисея, а Чапа и Уволга – бассейну р. Подкаменной Тунгуски.

Климат района резко континентальный, среднегодовая температура воздуха –4–6 С, годовое количество осадков составляет 450–650 мм, глубина снежного покрова достигает 1,5–2 м. Основное направление ветров – западное. В тайге преобладают береза, пихта, ель, лиственница, реже кедр и сосна.

На площади населенных пунктов нет. Ближайшие населенные пункты, – пос. Тея и Северо-Енисейский, находятся в 40 и 50 км к востоку от восточной рамки площади. В пос. Северо-Енисейский находится аэропорт, отсюда до пос. Епишино, расположенного на берегу р. Енисей, проходит улучшенная автодорога; протянута ЛЭП-110. Через площадь листа проходит пригодная для вездеходного и гусеничного транспорта таежная дорога до приисков Неразгаданного (в долине р. Колоромо), Ивановского (верховье р. Гаревки) и до верховий р. Вороговки. Экономическая освоенность площади слабая, определяется старательской добычей россыпного золота в бассейнах рек Гаревка и Колоромо. Эколого-геологическая обстановка на большей части листа благоприятная, на участках золотодобычи – напряженная.

Геологическое строение площади очень сложное, обнаженность слабая; геофизические поля сложные; дешифрируемость плохая, участками – удовлетворительная.

В основу комплекта Госгеолкарты-200 положены результаты ГДП-200, проведенного в 2004–2007 гг. [175] в соответствии с обновленной легендой Енисейской серии [129]. Учтены результаты многочисленных геологических и геофизических работ масштаба 1 : 50 000–1 : 10 000, проведенных после подготовки к первому изданию Госгеолкарты-200 [118, 163, 127, 126, 140, 176, 153, 137, 130, 157]. Использовались аэрофотоснимки масштабов 1 : 47 000, 1 : 100 000, 1 : 140 000 и космические снимки масштаба 1 : 200 000 удовлетворительного качества.

В полевых работах и в подготовке материалов к изданию в разные годы принимали участие А. А. Стороженко (ответственный исполнитель), Н. Ф. Васильев, А. В. Пиманов, В. Я. Миллер, Р. Ф. Гладкова, Г. И. Качевская, Г. А. Дмитриев, Е. В. Дмитриева, Ю. П. Трофимов.

Пимановой Г. П. проведена интерпретация геофизических материалов и по материалам предшественников составлены карты магнитного и гравитационного полей. Дистанционная основа составлена В. М. Глушковым, геохимическая – Л. Г. Юркевич и Т. Н. Корневской, базы первичных данных – О. А. Невьянцевым и И. Н. Кашириной. Лабораторные исследования выполнены в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъёмка»: спектральный анализ В. Ф. Августинович, атомно-абсорбционный – Н. А. Свинтицкой, минералогический – Е. А. Макеевой, Н. С. Курбатовой, петрофизический – А. В. Наричиным, рентгеноспектральный – М. А. Авдеевой, описание шлифов – Г. И. Качевской и Н. М. Варгановой. Определение абсолютного возраста пород проводилось изохронным Rb-Sr методом по 3–15 валовым пробам С. Д. Сидорасом. Техническая редакция графических приложений и изготовление электронных копий материалов проведены под руководством Е. Г. Гайнцевой, И. Л. Араслановой, Е. В. Сапегинной и А. Л. Сергеева. При составлении комплекта карт и текста объяснительной записки авторы поль-

зовались консультациями главного геолога ОАО «Красноярскгеолсъёмка» Е. И. Берзона и заместителя главного геолога по региональным работам Ю. С. Глухова. Научное редактирование комплекта Госгеолкарты-200 и текста объяснительной записки выполнено А. К. Мкртычяном.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

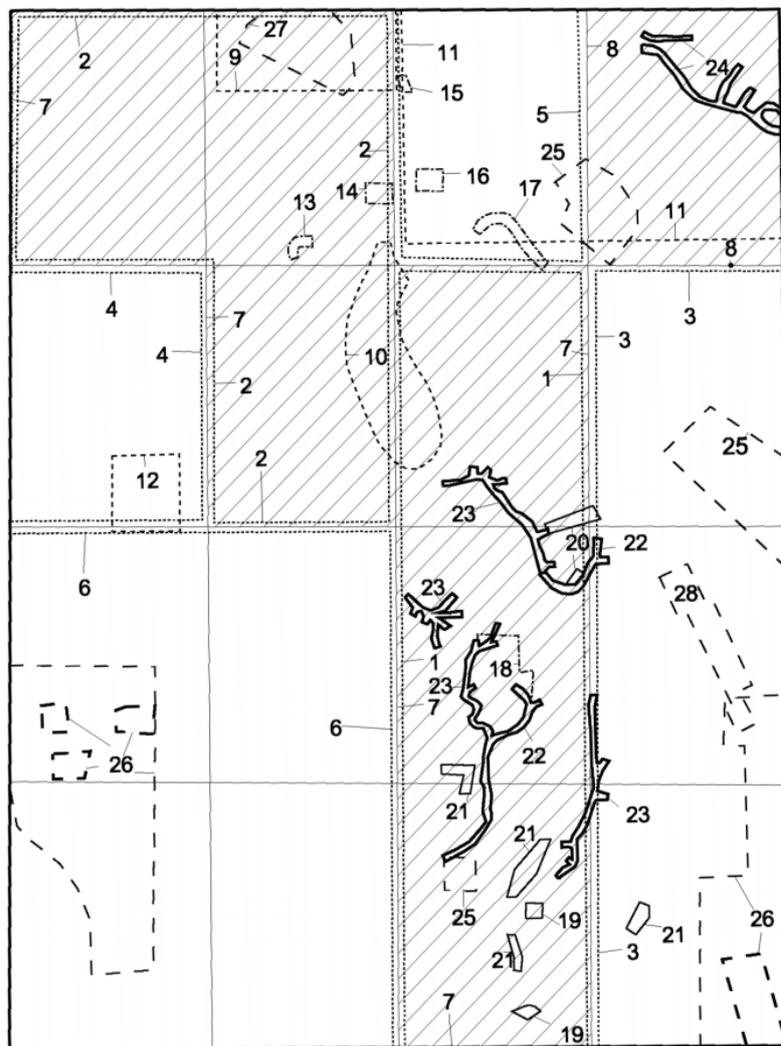
При первом издании карты масштаба 1 : 200 000 [27] учтены материалы разномасштабных исследований связанных, прежде всего, с изучением условий золотоносности Енисейского кряжа. Обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, геоморфологии, дана характеристика подземным водам. Сведения по полезным ископаемым приведены по состоянию на 01.01.1966 г. Площадь признана перспективной на выявление золоторудных объектов, колчеданных месторождений и редкометалльно-полиметаллического оруденения в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов.

В последующий период на площади проведен значительный объем геологосъемочных и поисковых работ (рис. 1). С конца 1960-х годов здесь проводились полистные, а затем и групповые геологические съемки масштаба 1 : 50 000 [164, 123, 140, 176, 163, 127]. В процессе проведения этих работ уточнялось геологическое строение площади, совершенствовалась легенда. Проводилось площадное шлиховое, геохимическое, гидрохимическое опробование, на отдельных участках – поисковые работы. Выявлены шлиховые ореолы золота, касситерита, шеелита, колумбита, торита, пункты минерализации и ореолы рассеяния олова, вольфрама, ниобия, полиметаллов, висмута, бериллия, мышьяка, урана, редких земель, золота. Была установлена золотоносность кварцевых жил в верховьях руч. Большого и р. Троеуски, выявлено проявление золота «Полкан» в вершине руч. Ивановского. Установлена золотоносность аллювия практически всех ручьев между р. Гаревкой и руч. Ивановским, но коренных источников золота не выявлено. Локальные поиски проведены на Тырадинском железо-редкометалльно-полиметаллическом проявлении, Еловских проявлениях меди и полиметаллов. В результате проведенных работ площадь признана перспективной, прежде всего, на редкие металлы, золото и уран. Различные представления авторов съемок на региональный метаморфизм, несовершенство легенды, отсутствие целенаправленного поиска стратиграфических несогласий и региональных маркирующих подразделений обусловили схематичность ряда геологических карт, несбойку геологических границ от площади к площади. Неравномерность сети геохимического опробования территории и проведение его в течение всего срока работ не позволило оценить горными и буровыми работами большинство выявленных геохимических аномалий.

С середины 1980-х годов на площади начинается геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 [118, 126]. Работы проводятся на основе легенды, близкой к современной. Стратифицированные образования площади расчленяются на серии, свиты, подсвиты, толщи, подтолщи, пачки. Определены их объем, фациальный и формационный облик, приведено обоснование возраста.

Среди магматических образований выделено десять магматических комплексов. Впервые выделены захребетнинский субвулканический комплекс, средневороговский, среднетырадинский и гаревский гранитоидные комплексы. Для некоторых массивов определен изотопный возраст. Обоснован вендский возраст щелочно-ультраосновных вулканитов чапинского комплекса, ранее считавшийся мезозойским.

Выделено четыре основных этапа регионального метаморфизма: архейский – гранулитовой, раннепротерозойский – амфиболитовой, верхнерифейский тунгусикский – зеленосланцевой и верхнерифейский ослянский – цеолит-зеленосланцевой фаций. Охарактеризованы зоны регрессивного метаморфизма, а также метасоматические образования. Обоснована связь пропилит-березитовых метасоматитов с золотооруденением. В тектоническом строении района выделены шесть структурно-формационных комплексов. Реконструкция тектонических процессов выполнена на основе современных геодинамических представлений.



1:500 000
 5 0 5 10 15 км

- | | | | | | | |
|---|----|-----|----|---|----|-----|
| I | II | III | IV | V | VI | VII |
|---|----|-----|----|---|----|-----|
- I- ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА масштаба 1:50 000
 1-Саваньяк Ю.В., 1970; 2-Дюба Е.Ф., 1970; 3-Лисицин В.И., 1979; 4-Стороженко А.А., 1981;
 5-Саванович А.Г., 1981; 6-Зуев В.К., 1985.
 - II- ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДОИЗУЧЕНИЕ масштаба 1:50 000
 7-Васильев Н.Ф., 1990; 8-Зуев В.К., 1995.
 - III- ОБЩИЕ ПОИСКИ масштаба 1:25 000 - 1:10 000
 9-Зонов В.А. 1969(рудное золото); 10-Черкасов Г.И., 1988 (высокоглиноземистое сырье);
 11- Угадов С.Г.,1983 (алмазы); 12-Чурсин А.Н.,1986 (камнесамоцветное сырье);
 - IV- ПОИСКОВЫЕ РАБОТЫ при геологической съемке и доизучении
 13 , 14 - Дюба Е.Ф., 1970 (олово), (медь и марганец) ; 15, 16, 17 - Саванович А.Г.,1981 (медь),
 (полиметаллы и марганец), (вольфрам); 18 - Васильев Н.Ф., 1990 (рудное золото);
 - V- ДЕТАЛЬНЫЕ ПОИСКИ масштаба 1:10 000
 19- Вяткин Б.Е., 1975 (сурьма); 20- Потехина Т.И., 2005,(рудное золото); 21 - Ладынин А.А., 2007 (рудное золото)
 - VI- ПОИСКОВО-ОЦЕНОЧНЫЕ РАБОТЫ
 22-Шатров Ф.Н., 1958 (россыпное золото);23- Тагаров А.В., 1991 (россыпное золото);
 24 - Проводникова О.Н., 1999, (россыпное золото)
 - VII- СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫЕ ПОИСКИ радиоактивного сырья и редких элементов ПГО "Березовгеология":
 а) масштаба 1:50 000- 1:25 000 и б) масштаба 1:10 000 и крупнее
 25, 26, 27-Петров Ю.М., 1970, 1973, 1975; 28 - Петров Ю.М., 1993

Примечание: на всей площади проведена Государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000, (Кокодзеев И.К., 1974)

Рис. 1. Схема геологической изученности листа Р-46-XXXII.

Проведена оценка ряда рудных объектов. Еловское проявление меди оценено как незначительное жильное. Дополнительные поисковые работы на Тырадинском комплексном проявлении подтвердили возможность обнаружения здесь малого месторождения магнетитовых, цин-

ковых и оловянных руд. Поисковые работы, проведенные на сурмяно-мышьяковом проявлении Большом, позволили выделить рудные тела сурьмяных руд с ресурсами, соответствующими малому месторождению. Угловое проявление золото-сурмяно-мышьяковых руд оценено как незначительное в связи с малой мощностью рудного тела и бедными содержаниями золота, сурьмы и мышьяка. Применение опережающего геохимического опробования по потокам рассеяния позволило осуществить проверку практически всех выявленных геохимических аномалий горными и буровыми работами. Было выявлено Ивановское золоторудное проявление и сделан вывод о высокой перспективности площади на обнаружение золоторудных объектов.

Невыясненными или недостаточно изученными остались вопросы по объему, строению, составу наиболее древних образований архея и нижнего протерозоя. Недостаточно опробованными остались золотоносные участки, площади развития высокоглиноземистых андалузитсодержащих сланцев г. Полкан.

Обобщение материалов площади по геологическому строению, полезным ископаемым проведено в процессе составления Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 (Северо-Енисейский) [24] и при подготовке материалов к третьему изданию [117].

В разные годы проводились поиски рудного золота [125, 118, 157, 137, 150], алмазов [182], камнесамоцветного и высокоглиноземистого сырья [193, 188], сурьмы [121], россыпного золота [142, 179, 158].

После проведения в северной части Енисейского кряжа аэрогамма-спектрометрической съемки масштаба 1 : 25 000 [112, 151] на площади было выявлено Оленье месторождение урана, ряд перспективных аномалий и проявлений урана [151, 153, 152]. При поисковых работах на уран в районе г. Ковриги спорадически отмечалось наличие золота (0,5–29 г/т) в метасоматически измененных метавулканитах и метапесчаниках [134, 153].

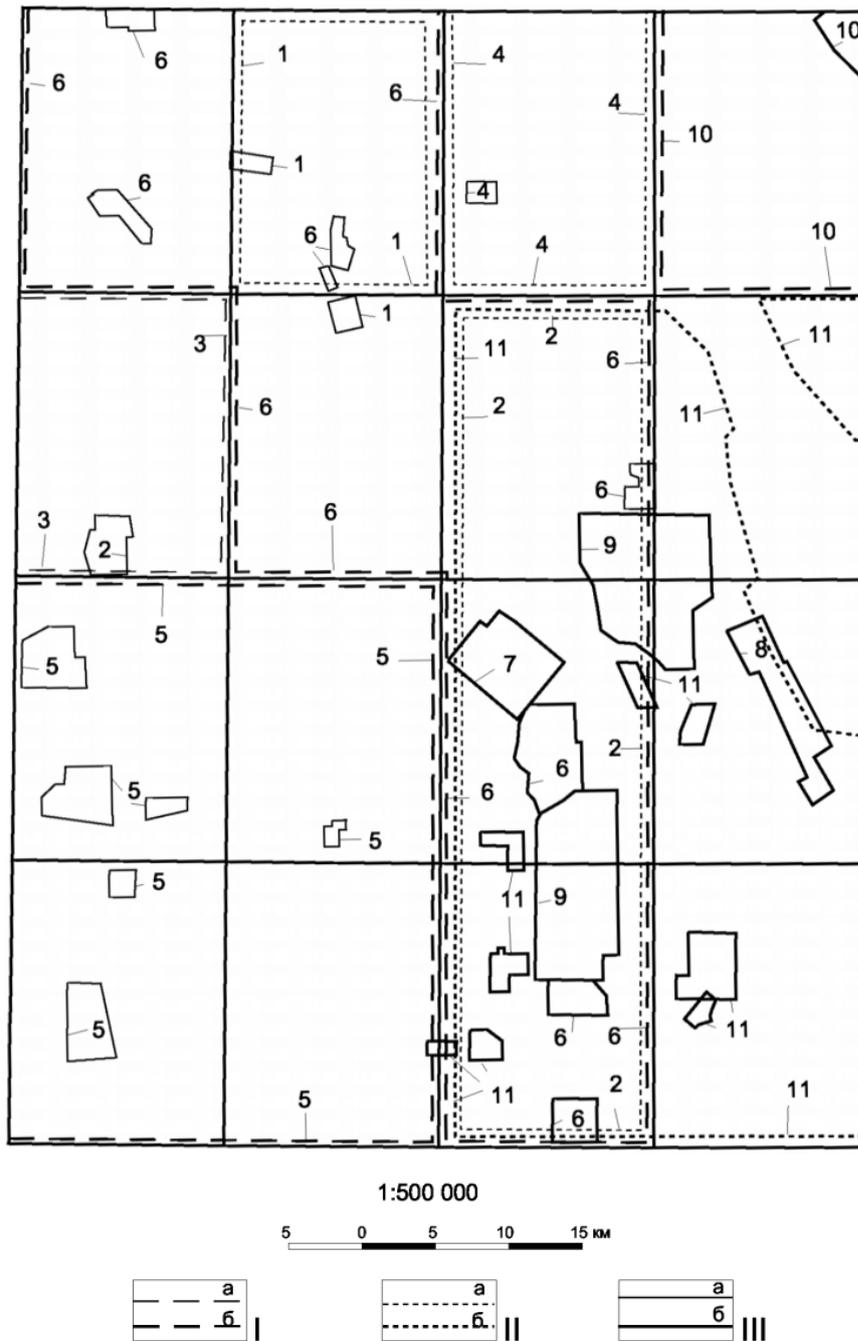
Геохимические методы поисков применялись практически на всех этапах геологосъемочных и поисковых работ (рис. 2). На ранних этапах работ проводились, в основном, геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. Количество анализируемых приближенно-количественным спектральным анализом элементов варьировало от 5–10 до 15–30. К часто анализируемым элементам относятся: Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Mn, Mo, Sn, W, Ag, As. Массового анализа проб на золото не проводилось.

При проведении групповых геологических съемок и доизучения масштаба 1 : 50 000 площадное литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния было заменено поисками по потокам рассеяния. При этом круг анализируемых элементов был расширен до 35. С середины 1980-х годов широко стал использоваться спектрохимический анализ на золото.

С 1985 г. на севере Енисейского кряжа проводилась геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1 : 500 000 [136], в результате которой, был выделен ряд перспективных на золото площадей. Последующие работы на этих площадях позволили выделить перспективные участки золотого оруденения Междуречный и Оленка [137].

Геофизические исследования территории ведутся с 50-х годов прошлого века (рис. 3). С 1960-х годов начинается планомерное изучение территории высокоточной аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 25 000 с аппаратурой АММ-13 и АСГ-46 [185, 186]. Материалы съемки были обобщены О. П. Бузовкиной (1968 г.) и составлены карты магнитного поля среднего масштаба, которые до настоящего момента являются единственными на большую часть севера Енисейского кряжа. Работами установлена связь различных типов магнитного поля с определенными полезными ископаемыми и комплексами пород. Большинство рудопроявлений и месторождений золота фиксируются в магнитном поле аномалиями (100–300 гамм), связанными с пирротинизацией в зонах околорудных метасоматитов. В это же время проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000, давшая представление о глубинном строении территории [162]. В 1970-х годах в связи с поисками урана была выполнена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 [112, 151], результаты которой позволили широко использовать полученные данные для целей картирования и поисков полезных ископаемых. Материалы съемок легли в основу схемы тектонического районирования северной части Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 [191].

Для поисков новых участков золотого оруденения в центре и на северо-востоке площади были проведены аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 с аппаратурой КАМ-28 [156], СКАТ-77, СДВР-АФ [145, 130] и гравиразведка масштаба 1 : 50 000 [172]. В результате аэросъемочных работ был выделен ряд перспективных участков, которые изучались наземными детальными комплексными геофизическими исследованиями масштаба 1 : 10 000 и 1 : 25 000 по их проверке и установления связи с полезными ископаемыми. Работы проводились на редкие металлы [161], олово [187], золото [110, 130]. Наземные геофизические работы выполнялись на отдельных участках и при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 [118].



- I- Литохимическое опробование по потокам рассеяния
3-Стороженко А.А., 1981 (1.1 проба на кв. км) 5- Зуев В.К., 1985 (5 проб на кв. км); 6- Васильев Н.Ф., 1990 (5 проб на кв. км); 10- Зуев В.К., 1995 (3.5 пробы на кв. км)
- II- Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, сеть 500x100 м,
1-Дюба Е.Ф., 1970; 2- Саваньяк Ю.В., 1970; 4- Саванович А.С., 1981 ; 11- Ладынин А.А., 2007
- III- Детальное литохимическое опробование , сеть 250x50 - 100x20
1 - Дюба Е.Ф., 1970; 3- Стороженко А.А., 1981; 4 - Саванович А.С., 1981; 5- Зуев В.К., 1985;
6- Васильев Н.Ф., 1990; 7- Клименко В.И., 1992; 8- Петров Ю.М., 1993; 9- Пахлян И.Р., 1994;
10- Зуев В.К., 1995; 11- Ладынин А.А., 2007

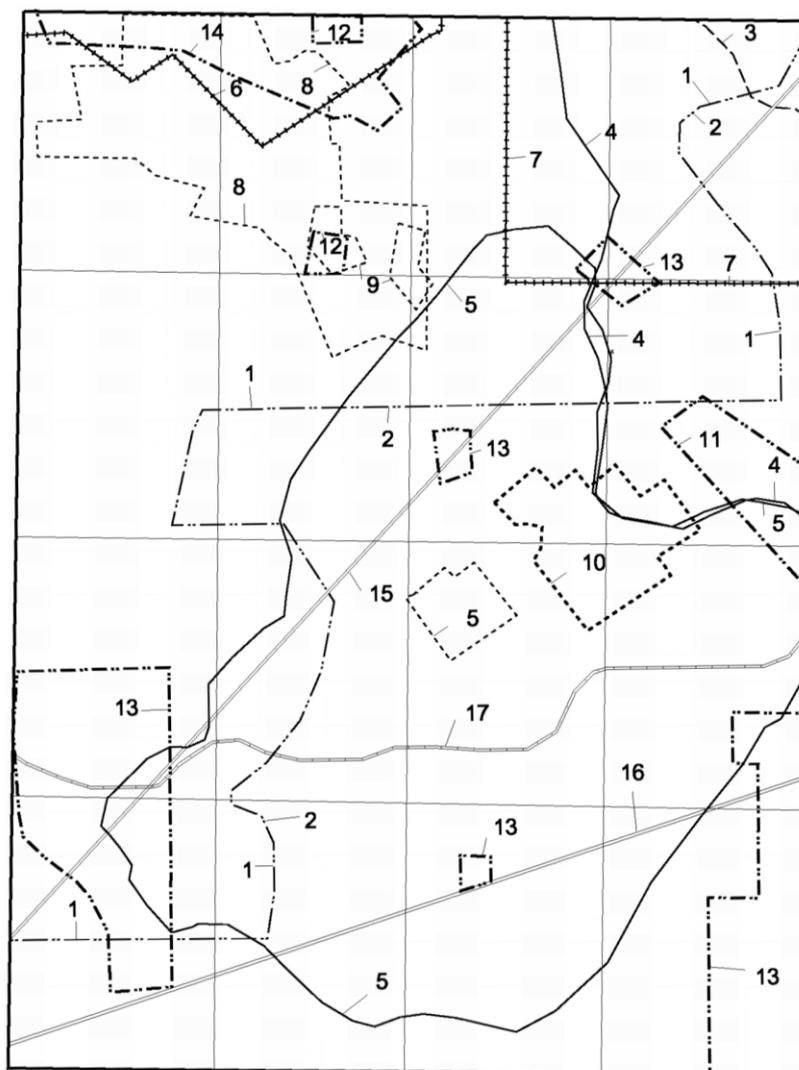
Примечание:

- на всей площади проведено литохимическое опробование по потокам рассеяния масштаба 1:500 000 (Ладынин А.А., 2001).

а - спектральный анализ проб

б - спектральный и спектрофотометрический анализ проб

Рис. 2. Схема геохимической изученности листа Р-46-XXXII.



1:500 000
5 0 5 10 15 км



- 1- Аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1:25 000 (1-Батурин В.Ф.: 1970; 2-Петов Ю.М., 1973).
- 2- Аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 с КАМ-28 (3,-Поляков Л.В., 1982:).
- 3- Комплексная геофизическая съемка масштаба 1:25 000 с СКАТ-77 и СДВР-АФ (4-Михайлова З.В., 1991, 5-Клименко В.И., 1992).
- 4- Гравиметрическая съемка масштаба 1:50 000 (6-Пышмынцев А.Я.,1975; 7-Степанов В.И., 1995)
- 5- Наземные геофизические работы масштаба 1:25 000 и 1:10 000 (8-Румянцев Л.А.,1960:9-Чепик А.Ф., 1968; 10-Авксентьев Т.А.,1978 ; 5 - Клименко В.И., 1992).
- 6- Специализированные поиски Березовской экспедиции радиоактивного сырья масштабов 1:25000 - 1:2000 (11 - Молокоедов А.М., 1962; 12 - Батурин В.Ф., 1970; 13 , 14- Петров Ю.М., 1973, 1978 г.г.)
- 7- Региональные профили (15,16- Чернышев Н.М., ГСЗ МОВЗ,1982, 1985; 17- Горюнов Н.А., МОГТ и МТЗ, 2002. "Батолят").

Примечание: Вся территория покрыта
а)-высокоточной аэромагнитной съемкой масштаба 1:25 000 с АСГ-46, АММ-13 (Чепик А.Ф., 1963, 1964),
б)-гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000 (Рывин Д.С.,1971).

Рис. 3. Схема геофизической изученности листа Р-46-XXXII.

При поисках радиоактивного сырья геофизические работы проводились на отдельных аномалиях и в пределах Верхне-Вороговской [112, 154], Гаревской и Тисско-Уволжской [151] ура-

ноносных и Нойбинской [146] ториеносной зонах. В 1975 году в Верхне-Вороговской зоне для прослеживания тел радиоактивных риолитов выполнена гравиразведка масштаба 1 : 50 000 [160].

В 1980-х годах с целью изучения глубинного строения территории и характера сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы Сейсмической партией Специальной региональной геофизической экспедиции по профилям Колпашево–Олекминск и Барнаул–Тикси проведены работы по глубинному сейсмозондированию [189, 190]. Профили пересекают площадь с юго-запада на северо-восток. Максимальная, установленная работами, мощность земной коры в пределах Енисейского кряжа составила 50 км. Впоследствии здесь же выполнены работы МОГВ и МТЗ по профилю «Батолит» [122]. В результате работ и последующей интерпретации материалов было установлено, что глубина залегания поверхности Мохо на Енисейском кряже составляет 50–60 км. В его пределах выделяются Исаковская, Енисейская и Татарская покровно-складчатые зоны, состоящие из надвинутых друг на друга с запада, юго-запада тектонических пластин [178]. Прослеживаемое участками до глубины 10–20 км низкое сопротивление пород однозначно связывается с зонами графитизации.

В 1997 г. А. Е. Мирошниковым были завершены работы по геолого-экологической оценке и прогнозу состояния окружающей среды площади (в составе территории Нижнего Приангарья).

Обобщающая сводка о состоянии изученности площади, описание основных разведанных месторождений, данные о проявлениях полезных ископаемых и перспективах использования сырья приведены в справочниках полезных ископаемых Енисейского [68] и Северо-Енисейского [94] районов.

В 2004–2007 гг. в пределах листа проведено ГДП-200 [175], материалы которого положены в основу настоящего комплекта Госгеолкарты-200 и объяснительной записки.

Большой объем обобщающих и тематических исследований по проблемам стратиграфии, магматизма, тектоники, метаморфизма, металлогении, изотопного возраста пород севера Енисейского кряжа и, в частности изученной площади, проведен В. А. Верниковским (2001, 2006 гг.), А. Е. Верниковской (2002, 2004, 2004 гг.), В. Д. Волобуевым (1966, 1973 гг.), А. И. Вызу (1974 г.), В. М. Даценко (1983, 1984 гг.), А. Э. Динером (1991, 1997, 1998, 2000, 2002 гг.), А. И. Забиякой (2004 г.), Л. К. Качевским (1993, 1998, 2000 гг.), Г. И. Качевской (1991, 2000 гг.), Р. Б. Карпинским (1975, 1981 гг.), Е. К. Ковригиной (1978, 1981 гг.), Т. Я. Корневым (1986, 1998, 2000 гг.), Л. В. Ли (1985 г.), А. Д. Ножкиным (1983, 1997, 1999, 2006 гг.), Е. С. Постельниковым (1980, 1981 гг.), Г. А. Середенко (1988, 1991 гг.), С. С. Сердюком (2002 г.), В. Е. Скрипниковым (2002 г.), В. В. Хоментовским (1976, 2007 гг.), В. Ю. Шеенфиль (1991 г.). Результаты этих исследований были учтены при составлении Госгеолкарты-200.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования, которые занимают около 40 % площади, залегают на утративших стратификацию метаморфических породах позднего архея и ультраметаморфических гранитоидах раннего карелия. Основание разреза сложено кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами тейской серии нижнего протерозоя, выше залегают метаморфизованные песчано-глинистые отложения сухопитской серии и карбонатно-терригенно-вулканогенные породы торжихинской толщи нижнего–среднего рифея, тунгусикской, орловской и верховороговской серий, неметаморфизованные красноцветные, сероцветные и зеленоцветные терригенно-карбонатные отложения чингасанской и чапской серий верхнего рифея и песчано-гравийные и щебнисто-суглинистые образования четвертичной системы. Развиты мелпалеогеновые коры выветривания. Стратифицированные отложения расчленены в соответствии с легендой Енисейской серии Госгеолкарты-200 второго издания [129]. Породы резко различаются по степени метаморфизма, дислоцированности и метасоматических преобразований. Последовательность разреза нарушена многочисленными разломами. Определения возраста, петрохимическая характеристика, геохимические особенности и физические свойства пород приведены в приложениях 6–10.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Тейская серия. В составе серии выделяются две свиты: в нижней, – свите хребта Карпинского, – преобладают сланцы, а в верхней, – рязановской, – амфиболиты, сланцы и карбонатные породы. В соответствии с легендой Енисейской серии, территория распространения пород тейской серии входит в Тейско-Вороговскую геологическую площадь Заангарского геологического района [129].

Свита хребта Карпинского (PR,*hk*) была выделена В. П. Горяиновой, как толща пород, слагающих осевую часть хребта Карпинского [126, 129]. Свита развита на водоразделах в верховьях рек Гаревки, Мал. Гаревки, Чапы, Колоромо, Кедровой, Тырады. Она сложена узловатыми кристаллическими сланцами (80–90 %) с прослоями (0,1–1 м) кварцитов, количество и мощность которых уменьшаются вверх по разрезу.

Наиболее полный разрез отложений свиты вскрывается в долине р. Чапы ниже устья р. Кедровой (стратотипический разрез 15), где кристаллические сланцы с угловым несогласием залегают на амфиболитах и мраморах малогаревского метаморфического комплекса и согласно перекрываются мраморами рязановской свиты. В разрезе по р. Колоромо (опорное обнажение 19) нижние горизонты свиты залегают на гнейсах немтихинского, а в долине р. Ниж. Ведуги (опорное обнажение 16) и в подножье г. Полкан – на амфиболитах малогаревского метакомплексов. На соседней территории, в верховьях р. Теи, установлено несогласное залегание свиты на гранитогнейсах ерудинского комплекса [174]. Эти данные позволяют предполагать наличие несогласного контакта и значительной структурной перестройки в предтейское время. Практически везде нижний контакт свиты, завален прочными кристаллическими сланцами, устанавливается по элювиальным развалам и разрозненным коренным выходам.

Вместе с тем, существует мнение, что породы тейской серии (и свиты хребта Карпинского, в частности) вместе с подстилающими породами немтихинского и малогаревского метакомплексов представляют единый карельский мегакомплекс (тейский), в котором интенсивность развития ультраметагенных пород понижается к верхам разреза и граница между тейской серией и метаморфическими комплексами выражена только в понижении степени метаморфизма [52]. При среднемасштабной геологической съемке породы свиты хребта Карпинского выделялись как самые древние породы района, возраст которых определялся как среднепротерозойский [27], а при составлении геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 [24] часть этих отложений

была отнесена к абалаковской серии нижнего протерозоя, а часть – к тейской серии среднего протерозоя.

Разрез свиты, представлен кристаллическими сланцами, в нижней части встречаются линзующиеся пачки (10–40 м) светло-серых, желтых и белых кварцитов, переслаивающихся (0,1–1,0 м) с кристаллическими сланцами (опорное обнажение 20). Иногда среди кварцитов выделяются нечеткие горизонты (1–2 м) с плавающими крупными зернами и теньевыми гальками прозрачно-белого кварца. Верхняя граница разреза устанавливается по появлению мраморов рязановской свиты, залегающих на сланцах согласно. Мощность отложений составляет 800–900 м. Породы смяты в сложные изоклинальные складки, что устанавливается по контактам сланцев и кварцитов.

Кристаллические сланцы – крупнолистоватые порфиробластические породы серого и темно-серого цвета с лепидогранобластовой структурой. Порфиробласты граната, ставролита, дистена размером до 10–15 мм слагают 5–20 % объема породы. Минеральный состав (в %): кварц – 30–50, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 5–20, биотит – 3–30, мусковит – 0–40, альмандин – 3–25, дистен – 0–10, силлиманит – 0–10, ставролит – 0–20. Для сланцев характерны повышенные содержания Al_2O_3 (от 18 до 24,7 %), высокие значения глиноземистого ($Al_2O_3/Fe_2O_3=0,67–0,82$), алюмокремниевое ($Al_2O_3/SiO_2=0,38–0,52$), низкие – калиевого ($K_2O/Al_2O_3=0,14–0,2$) и щелочного ($Na_2O/K_2O=0,14–0,18$) модулей, что свидетельствует о высокой зрелости материала, поступавшего в бассейн (показатель зрелости Ф. Петтиджона равен 2,43) [174, 51]. Исходным материалом для кристаллических сланцев были глины каолинит-гидрослюдистого состава [70, 71].

Кварциты – средне-, крупнозернистые массивные породы светло-серого цвета с гранобластовой структурой, состоящие из кварца и содержащие (2–3 %, редко – 3–7 % объема) мусковит, биотит, гранат, дистен. Содержание SiO_2 в кварцитах достигает 89,9 %. На г. Полкан и в бассейне р. Чапы по кристаллосланцам развиты андалузитовые роговики, которые вмещают проявление и пункты минерализации огнеупорного сырья; в тектонических зонах по ним развиваются бластомилониты, графитизация, жильно-прожилковое окварцевание.

Породы свиты плотные ($2,72–3,26 \text{ г/см}^3$), с повышенной магнитной восприимчивостью – $(41–67) \cdot 10^{-3} \text{ нТл}$. В междуречье Тырада–Кедровая, в верховьях р. Чапы и на г. Полкан им соответствуют магнитные аномалии в 150–300 нТл, аномалии гамма-поля (10–18 ед. экв. У) и содержания тория (от 10–12 до $20 \cdot 10^{-4} \%$). Радиологический возраст кристаллических сланцев составляет 1 666–1 920 млн лет (Rb-Sr метод) [174, 126], что соответствует, видимо, времени метаморфизма и позволяет уверенно относить их к позднему карелию нижнего протерозоя и выделять как формацию кристаллических высокоглиноземистых сланцев.

Рязановская свита. Отложения свиты, развиты в бассейне р. Чапы у устья р. Тырады и в верховьях р. Гаревки. Свита выделена Л. К. Качевским при составлении легенды Енисейской серии [129], ранее эти отложения относились к пенченгинской свите [118, 27]. Слагают ее мраморы (30–35 %), амфиболиты (20–25 %), кристаллические сланцы (35–40 %), кальцифиры и кварциты (1–5 %). В разрезе свиты выделяются две пачки.

Нижняя пачка (PR_1rz^1) сложена мраморами, кальцифирами, амфиболитами, среди которых выделяются прослой кристаллических сланцев. Наиболее значительный фрагмент разреза нижней пачки рязановской свиты вскрывается в долине р. Чапы в районе устья руч. Листвяжного и у устья р. Тырады (разрез 15), где горизонт (60–80 м) мраморов нижней пачки рязановской свиты согласно залегает на толще кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского. Для нижней пачки свиты характерно неупорядоченное чередование пластов (0,2–50 м) мраморов, карбонатных сланцев, кальцифиров, амфиболитов, кристаллических узловатых сланцев, образующих 4–5 ритмов мощностью 80–150 м. В низах ритмов преобладают мраморы, в средней части – амфиболиты (иногда с кварцитами), в верхах – сланцы, при этом, в мощных слоях мраморов почти всегда есть маломощные прослой сланцев и амфиболитов и наоборот. Мощность пачки составляет порядка 500–600 м.

Верхняя пачка (PR_1rz^2) обнажена в приустьевой части р. Тырады, в среднем течении р. Еловки, в верховьях р. Гаревки, где мраморы и карбонатные сланцы нижней пачки сменяются согласно залегающими монотонными серо-зелеными кристаллическими сланцами кварц-плагиоклаз-биотитовыми, иногда гранат- и дистенсодержащими и амфиболитами. В нижней части разреза сланцевой толщи выделяются пачки (десятки метров) ритмичного переслаивания (1–10 мм) темно-серых слюдястых и светло-серых алевропсаммитовых слоев с редкими прослоями (до 5 см) белых кварцитов. Амфиболиты характерны для средней и верхней частей разреза пачки. Границы слоев неровные резкие или расплывчатые, постепенные. Вскрытая мощность разреза пачки составляет 400–500 м, верхняя часть разреза пачки не обнажена.

Мраморы представляют собой средне-, крупнозернистые массивные, полосчатые, плитчатые

породы серого, голубовато-серого, зеленовато-серого цвета с гранобластовой структурой, состоящие из кальцита с примесью (5–15 %) тремолита, кварца, мусковита, биотита и графита.

Кальцифиры – пятнисто-полосчатые породы, состоящие из кальцита (50–70 %), флогопита (10–40 %), тремолита и актинолита (0–25 %), кварца (0–5 %). Переходы между мраморами и кальцифирами постепенные, реже – резкие.

Амфиболиты имеют серо-зеленую, темно-зеленую окраску, нематогранобластовую, лепидо-нематогранобластовую структуру, полосчатую, массивную, сланцеватую текстуру и состоят из зеленой роговой обманки и актинолита (50–75 %, плагиоклаза (№ 20–30) (30–40 %), кварца, граната, эпидота, биотита, альбита (0–10 %). Актинолитовые амфиболиты относятся к параамфиболитам и часто имеют постепенные переходы со сланцами. Среди роговообманковых амфиболитов можно выделить как пара-, так и ортоамфиболиты [118].

Биотит-карбонатные кристаллические сланцы – мелкозернистые породы зелено-серого цвета с лепидогранобластовой структурой и порфиробластами дистена, биотита и граната. Минеральный состав основной ткани (в %): плагиоклаз – 10–20, кварц – 10–20, кальцит – 20–30, флогопит, биотит – 20–30, тремолит – 10–20, мусковит – 0–10, апатит, эпидот, ильменит, пирит. Порфиробласты сложены призматическими кристаллами диопсида, иногда замещаемого тремолит-карбонатным агрегатом, альмандином, ставролитом, андалузитом.

Кристаллические сланцы верхней пачки сложены кварцем (40–50 %), плагиоклазом (андезином), иногда серицитизированным (20–30 %), биотитом, часто хлоритизированным (20–30 %), с примесью (1–5 %) альмандина, андалузита, ставролита, актинолита, роговой обманки, мусковита, апатита, кальцита, эпидота, циркона, турмалина, сфена.

В зонах надвигов в породах свиты формируются бластомилониты с новообразованиями андалузита, граната, биотита; широко проявлена графитизация, а на контакте с умереннощелочными гранитами гурахтинского комплекса – образуются скарны. По характеру строения разреза и метаморфическим преобразованиям породы свиты выделяются в сланцево-амфиболит-мраморную формацию.

Для свиты, характерны низкие значения гамма-поля (2–4 ед. экв. U), резкопеременное магнитное поле с аномалиями 20–100 нТл, обусловленное чередованием сланцев, амфиболитов и мраморов. Средневзвешенная плотность пород свиты 2,80–2,86 г/см³ и в гравиметрическом поле выходам на поверхность этих пород всегда соответствуют положительные аномалии даже при незначительной мощности разреза. Позднекарельский возраст отложений свиты, определяется согласным залеганием на кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского, под рифейскими породами сухопитской серии.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

НИЖНЕ-СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На площади листа Р-46-XXXII отложения нижнего–среднего рифея формируют два типа разреза, выделяющихся в два различных геологических района: Исаковский и Ангаро-Тунгусский [129, 117].

Нижне-среднерифейские породы Исаковского геологического района развиты в бассейне р. Верх. Сурнихи в виде незначительного по площади (16 км²) фрагмента Верхнесурнихинского аллохтона.

Торжихинская толща (RF₁₋₂tr) выделена Е. К. Ковригиной (1981 г.), а затем введена в легенду Енисейской серии [129] в составе исаковской осадочно-вулканогенной ассоциации Исаковского синклинория. На площади она представлена сланцами (70 %) кварц-хлорит-серицит-карбонатными, полевошпат-хлорит-серицитовыми, кварц-полевошпат-магнетитсодержащими, мраморизованными доломитами и известняками (15 %), рассланцованными метабазальтами (10 %), кварцевыми метапесчаниками (5 %). Породы вторично рассланцованы, в разрезе нет верха и низа, т. к. они слагают серию (три крупных и ряд мелких, невыражающихся в масштабе) надвиговых пластин. Аллохтонное залегание толщи, широко развитой западнее изученной площади, в бассейнах рек Верх. Сурнихи, Исаковки, Кутукаса, Вороговки, Порожной, предполагалось Е. С. Постельниковым (1981 г.), доказывалось В. К. Зуевым (1985 г.), Л. К. Качевским (1993, 1998 гг.), А. Д. Ножкиным (1997 г.), В. А. Верниковским и А. Е. Верниковской (2006 г.). В контактирующих с ними гнейсах и гранитах сформированы мощные зоны бластомилонитов. В надвиговых швах разреза толщи иногда устанавливаются олистостромоподобные карбонатные и кварцевые конгломераты и гравелиты, представляющие автокластический тектонический меланж (опорное обнажение 24) [21]. Строение разреза толщи в каждой тектонической пластине различно. Во всех пластинах преобладают сланцы кварц-полевошпат-серицит-

хлорит-карбонатные, в некоторых присутствуют мраморизованные доломиты и известняки, в других – рассланцованные метабазалты или метапесчаники. Установленная суммарная расчетная мощность вскрытого фрагмента разреза толщи составляет 1 000 м.

Сланцы – тонко-, линзовиднослоистые, иногда алевритистые породы лепидогранобластовой, иногда порфиروبластовой структуры, состоят из кварца (30–60 %), серицита (20–50 %), хлорита (1–15 %), кальцита, анкерита, доломита (1–25 %), олигоклаз-альбита (1–40 %), гидробиотита (1–2 %), иногда магнетита (1–20 %), апатита, турмалина, ильменита, цоизита, монацита, циркона. В порфиробластах развиты карбонатные минералы, биотит. В зоне выветривания в сланцах образуются ярко-бурые, красновато-бурые охры за счет железистых карбонатов.

Метавулканиты представляют собой рассланцованные, карбонатизированные, альбитизированные и хлоритизированные метабазалты (возможно метатифы базальтов) с реликтами офитовой структуры. В основной ткани преобладают плагиоклаз (55–60 %), хлорит (20–30 %), биотит (2–5 %), кварц (до 5 %), порфиробласты (2–3 %) представлены кальцитом и альбитом, часто присутствуют (до 1 %) магнетит, ильменит, апатит. За пределами площади [127] они распространены в составе толщи очень широко, при этом выделяются метабазалты как толеитовой, так и известково-щелочной серий, развиты мелкие тела ультрабазитов сурнихинского комплекса. Эти данные позволяют сопоставлять их с вулканитами коры окраинного моря [129, 80, 117] или относить их к базальтам энсиматических дуг активных континентальных окраин [118].

Мраморизованные доломиты и известняки – бурые, серые, чаще рассланцованные, реже массивные породы, различающиеся соотношением доломита и кальцита (80–95 %), анкерита (3–5 %), в них присутствуют (5–10 %) зерна кварца, скопления и отдельные чешуйки серицита и хлорита.

Метапесчаники – мелко-, средне-, реже крупнозернистые породы гранобластовой структуры залегают в виде прослоев и линз мощностью от первых сантиметров (преобладают) до первых метров. Сложены они округлозубчатыми обломками (2–5 %) кварца, иногда кальцита и анкерита в тонком серицит (5–10 %)-кварцевом (80–90 %) цементе с примесью (2–7 %) хлорита, углеродистого вещества, гидробиотита, турмалина.

В надвиговых зонах в сланцах проявлено вторичное рассланцевание, графитизация, сформированы милониты с новообразованиями биотита, кварца, кальцита, анкерита. Тип разреза толщи, петрохимические особенности ее вулканитов и карбонатных пород позволяют выделять ее в метаморфизованную вулканогенно-карбонатно-глинистую формацию, сформированную в энсиматической островной вулканической дуге [129, 80].

Породы в разной степени намагничены, а в зонах графитизации намагниченность достигает $n \cdot 10$ А/м. Выходы пород толщи фиксируются переменным магнитным полем интенсивностью до 50 нТл, подчеркивающим неоднородность разреза. Плотность сланцев отличается от плотности окружающих их гнейсов, (избыточная плотность составляет $0,1-0,12$ г/см³), в разрезе р. Верх. Сурнихи они создают положительную аномалию в гравитационном поле в 2 мГал.

Породы толщи надвинуты на гнейсы немтихинского метакомплекса и с угловым несогласием перекрыты конгломератами северореченской свиты. Возраст отложений торжихинской толщи в соответствии с легендой Енисейской серии условно принят как ниже-среднерифейский [129].

Ниже-среднерифейские породы Ангаро-Тунгусского геологического района представлены сухопитской серией, включающей в себя кординскую нижнерифейскую, горбилосскую и удерейскую среднерифейские свиты.

Сухопитская серия. Породы серии распространены в бассейнах рек Тис, Гаревка, Алманакан и залегают с угловым несогласием на различных дорифейских образованиях. В низах серии выделяется кординская свита, сложенная псаммито-алевритовыми отложениями, которые сменяются вверх по разрезу алеврито-глинистыми и глинистыми породами горбилосской и удерейской свит. Отложения верхов разреза серии на площади не установлены. Породы серии формировались в обстановке шельфа пассивной окраины континента [80], метаморфизованы в зеленосланцевой фации и выделяются как метаморфизованная аспидная формация.

Кординская свита (RF₁kd). Отложения свиты в виде узких протяженных полос развиты в бассейнах рек Чапы, Гаревки, Тис, Волоковой, Алманакан, в верховьях руч. Девятки и к югу от г. Ковриги. В составе свиты выделяются три пачки с неотчетливыми постепенными границами: нижняя – псаммитовая, средняя – алевритовая и верхняя – псаммито-алеврито-пелитовая ритмитоидная.

В основании нижней пачки (5–8 м) залегают зеленоватые, светло-серые грубозернистые кварцевые метапесчаники, иногда гравийные. Выше развиты белые, желтоватые, светло-серые аркозовые метапесчаники с прослоями и линзами белых метагравелитов, зелено-серых мета-конгломератов. В верхней части разреза пачки среди метапесчаников развиты прослои (первые

метры) серых биотит-серицит-кварцевых метаалевролитов, метаалевропесчаников, редко – метагравелитов. Мощность пачки 200–300 м. На юго-западных склонах г. Ковриги и в верховьях руч. Девятки породы пачки залегают на гнейсах немтихинского метакомплекса (опорное обнажение 7), в верховьях р. Бол. Алманакан – на мраморах и амфиболитах малогаревского метакомплекса, на соседней территории, в бассейне р. Теи – на мраморах рязановской свиты нижнего протерозоя [175, 129], в междуречье Тея–Тырыда на гнейсогранитах ерудинского комплекса [174], что свидетельствует о ее несогласном залегании и о значительной структурной перестройке в предсухопитское время. Метапесчаники имеют бластопсаммитовую структуру и слоистую текстуру. По составу они кварцевые и кварц-полевошпатовые, цемент биотит-кварцевый, кварц-полевошпатовый с обособлениями биотита, серицита, хлорита, пленочный, контактовый, регенерационный; акцессорные – магнетит, апатит, циркон, турмалин. Галька в гравийных разностях и в метаконгломератах представлена голубым, прозрачным и белым кварцем, розовым и белым полевыми шпатами, кварцитами, гранатовыми сланцами, мраморами, гнейсами. Породы пачки имеют аномально пониженную плотность (2,57–2,60 г/см³) и при значительной ширине выхода среди мраморов и кристаллических сланцев уверенно выделяются понижением (до 2 мГал) гравиметрического поля. Они не магнитны и выражаются спокойным нулевым или слабоотрицательным уровнем магнитного поля с редкими линзовидными слабоинтенсивными (до 20 нТл) аномалиями. Для пачки характерны повышенные содержания калия и на локальных участках – урана.

Среднюю часть разреза свиты составляет пачка (400–450 м) серых биотит-серицит-кварцевых сланцев алевритистых (до метаалевролитов) с микрослоистой текстурой, бластоалевритовой и лепидогранобластовой структурой. Состав зерен: кварц, полевой шпат, кальцит, сидерит, цемент биотит-серицитовый. Слоистость обусловлена чередованием алевритовых и слюдистых, иногда карбонатных (5–10 %) слоев, реже – песчаных и слюдистых метаизвестняков. Для сланцев характерны значительные вариации содержания кремнезема (54–64 %), высокая глиноземистость (до 15,10 %), повышенные содержания окислов железа (до 6,7 %), высокие значения показателя зрелости Ф. Петиджона ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3=3,5-4,2$), что указывает на высокую зрелость материала, поступающего в область седиментации [51].

Верхняя пачка свиты (300–350 м) сложена алевритистыми биотит-серицит-кварцевыми сланцами, среди которых выделяются горизонты (от 0,2 до 10–30 м) тонкого ритмичного чередования сланцев и метаалевропесчаников. Общая мощность отложений кординской свиты составляет 900–1 100 м.

Породы свиты метаморфизованы в биотитовой субфации зеленосланцевой фации, они слабомагнитны, средняя плотность их составляет 2,71 г/см³, им соответствуют спокойное нулевое или слабоповышенное магнитное поле. В тектонических зонах и во фронтальных участках надвигов они вторично рассланцованы, преобразованы в мусковит-гранатовые бластомилониты, иногда графитизированы и березитизированы. В метасоматически измененных породах и бластомилонитах свиты, локализованы проявления и пункты минерализации золота (опорное обнажение 22, 26). Участки развития динамопреобразованных и метасоматически измененных пород свиты выделяются локальными максимумами гравитационного поля и знакопеременным магнитным полем интенсивностью до 300 нТл. Фоновое гамма-поле над породами свиты низкое (8–10 мкР/ч), над графитизированными породами оно повышается до 12–16 мкР/ч. На АФС породам свиты соответствует ровный темно-серый фототон, изредка полосчатый рисунок микрорельефа.

Раннерифейский возраст пород свиты устанавливается не очень уверенно по радиологическим данным – 1 730 млн лет калий-аргоновым методом по микроклину из метаконгломератов р. Теи [129] и принят в соответствии с легендой Енисейской серии [128]. Есть предположения о среднерифейском возрасте свиты [52, 64].

Горбилоская свита (RF_2gr). Породы свиты развиты в незначительных по площади тектонических блоках в верховьях р. Мал. Алманакан и р. Волоковая. Они представлены нитевиднослоистыми серицит-хлоритовыми сланцами (алевритистые метапелиты) зеленовато-серого, зеленого цвета лепидогранобластовой, порфиробластовой структуры и сланцеватой текстуры. Сланцы состоят из тонкочешуйчатого (0,01–0,07 мм) хлорит-серицитового агрегата (хлорита – 10–30 %) с пунктирно-нитевидными слоями алевритистого материала (5–15 %); акцессорные – пирит, ильменит, циркон, гранат. Порфиробластовая структура проявлена спорадически при наличии (1–3 %) мелких (0,1–1 мм) овальных обособлений хлорита. Отдельные прослои сланцев (мощностью до 200 м) содержат вкрапленники магнетита (1–3 %). Мощность свиты 600–700 м.

Граница с кординской свитой постепенная и проводится по исчезновению псаммитового материала и по смене серого цвета на устойчивый зеленый, свойственный горбилоским сланцам;

верхняя граница с породами нижнеудерейской подсвиты также постепенная и выражается в появлении темно-серых метапелитов. Для сланцев типичны высокие содержания глинозема (до 20,6 %), окислов железа (8,8 %) и повышенные значения щелочного модуля ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,37-0,48$). Сланцы метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, при вторичном рассланцевании породы преобразуются в гранат-серицит-кварцевые бластомилониты, иногда в них проявлены графитизация, березитизация, окварцевание.

Сланцы характеризуются повышенной магнитной восприимчивостью (от $(40-60) \cdot 10^{-5}$ до $50 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ) и в магнитном поле повсеместно над породами свиты наблюдаются аномалии интенсивностью 50–150 нТл, а так же повышенные концентрации тория ($(8-12) \cdot 10^{-4}$ %) и калия (до 2 %). На АФС свита выделяется серым ровным фототонном и штриховатым микрорельефом. Возраст свиты, принят как среднерифейский по радиологическим данным – 1 205 млн лет по сланцам в бассейне р. Тис (К-Аг метод) [129].

У дерейская свита. *Нижняя подсвита* (RF_3ud_1). К отложениям нижнеудерейской подсвиты отнесены породы в небольшом (менее 5 км^2) тектоническом блоке в среднем течении р. Волоковой. Здесь на алевритистых сланцах горбилкокской свиты согласно залегают темно-серые и серые сланцы тонкочешуйчатые (0,005–0,04 мм) серицитовые с примесью хлорита, углеродистого вещества, кварца, альбита и акцессорными минералами (циркон, апатит, гранат, магнетит, сфен). Они сменяются сланцами с тонкими (3–5 мм) прослоями светло-серых метапесчаников и метаалевролитов (пелито-алеврито-псаммитовые ритмы). Верхняя часть разреза подсвиты срезана нарушением, установленная мощность не превышает 450 м. Породы свиты метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К верхнерифейским отнесены отложения тунгусикской, орловской, верховороговской, чингасанской и чапской серий.

Тунгусикская серия. Шунтарская свита ($\text{RF}_3\text{šh}$). Отложения свиты развиты в незначительном (менее 4 км^2) тектоническом блоке в бассейнах р. Волоковой и руч. Савушкин. Свита представлена монотонными темно-серыми и черными углеродистыми серицит-гидрослюдистыми хлоритоидными (10–15 %) сланцами. Крупные (1–3 мм) зерна хлоритоида образуют зернистую массу, особенно отчетливо выделяющуюся на выветрелой поверхности. Вскрытая в блоке мощность части разреза составляет 400 м и может быть сопоставлена с низами полного разреза свиты [174].

На сланцах свиты с угловым несогласием залегают терригенные породы суворовской свиты.

Орловская серия. Породы серии с угловым несогласием залегают на породах немтихинского и малогаревского метаморфических комплексов, плагиогранитах среднетырадинского комплекса и перекрываются отложениями чингасанской серии верхнего рифея. В составе серии выделяются метаморфизованные ритмичнослоистые песчано-глинистые (конкинская свита) и вулканогенно-карбонатно-глинистые (иончихинская толща) отложения, что позволяет выделить серию как метаморфизованную карбонатно-глинисто-вулканогенную флишоидную формацию. Территория распространения отложений орловской серии в пределах листа относится к Верховороговско-Шишинскому геологическому району [129].

Конкинская свита (RF_3kn). Отложения свиты развиты в бассейнах рр. Чапы, Девятки, Ниж. Ведуги, верховьях р. Оленьей. Основу ее разреза составляют темно-серые метапелиты, ритмично переслаивающиеся со светло-зелено-серыми метаалевролитами, метапесчаниками, метагравелитами, образуя различные комбинации пелито-алеврито-псаммитовых (иногда псефитовых) ритмов. Наиболее полный разрез свиты обнажается в долине р. Чапы (опорное обнажение 9), где вскрыт «аркозовый» контакт налегания пород конкинской свиты на плагиограниты среднетырадинского комплекса и амфиболиты малогаревского метакомплекса. В основании выделяется пачка (30 м) кварц-полевошпатовых метагравелитов и метаконгломератов (3–5 м), сменяющихся ритмичным переслаиванием метагравелитов (3–20 см), метапесчаников (10–20 см) и метаалевролитов (3–10 см). Границы слоев четкие, резкие, неровные; прослой метагравелитов линзуются и переходят в гравийные и крупнозернистые метапесчаники. Обломки представлены белым, прозрачно-мутным кварцем, полевыми шпатами, гнейсами, кварцитами, гранитами; цемент полевошпат-кварцевый, гематит-гидрослюдистый с цирконом, апатитом, турмалином.

Выше залегает мощная (по расчету порядка 770 м) пачка ритмичного переслаивания темно-серых, зелено-серых, черных сланцев (метапелитов), обильно слюдистых метаалевролитов, метапесчаников, редко – метагравелитов. Мощность слоев меняется от 0,1 до 25 см (преоблада-

ет 0,3–2,0 см). Слоистость линзовидная, волнистая, косая, реже – горизонтальная; поверхность кровли слоев песчаников часто неровная, заливообразная, бугристая, иногда с неявными знаками ряби и трещинами усыхания. Характерны разрозненные «вставные» горизонты (10–50 м) темно-серых сланцев, светло-серых, желтых, зеленоватых метапесчаников (0,3–6 м), редко – метагравелитов и метакогломератов (0,5–8 м). В междуречье Чапа–Девятка канавой вскрыт контакт несогласного залегания когломератов свиты на мраморах малогаревского метакомплекса (опорное обнажение 10). Вскрытая расчетная мощность свиты составляет 800 м.

В сланцах (метапелитах) преобладают гидрослюда (5–30 %), серицит (20–40 %), хлорит (10–20 %), кварц (15–20 %). Метаалевролиты сложены микрочешуйчатой серицит-хлорит-гидрослюдистой массой, в которую погружены угловато-изометричные зерна (1–5 %) кварца (0,05–0,5 мм), новообразованного хлорита, редко – кальцита. Отмечаются участки с буроватым глинисто-гидрослюдистым цементом и реликтами глинизированного пеплового материала. В метапесчаниках и метагравелитах обломки составляют 90–95 %, они представлены кварцем, микроклином, ортоклазом, кварцитами, метаалевролитами, серицит-кварцевыми и углеродистыми сланцами, хлоритизированными основными породами. Цемент контактово-пленочно-поровый серицитовый, гидрослюдистый, иногда слюдисто-гематитовый. Характерна примесь зерен турмалина, магнетита, граната, рутила, ильменита, множества чешуек обломочной слюды.

Породы свиты характеризуются плотностью от 2,64 г/см³ (метапесчаники и метагравелиты) до 2,72 г/см³ (сланцы) и в гравитационном поле выражаются устойчивыми понижениями (в локальном поле – до 2 мГал). Они немагнитны или слабомагнитны, им соответствует слабоповышенное (0–25 нТл) поле. Для них характерна повышенная радиоактивность, они контрастно выделяются среди окружающих пород по аномальному гамма-полю интенсивностью 16–22 мкР/ч. Минеральные парагенезисы пород свиты (хлорит–серицит–гидрослюда) соответствуют цеолитовой фации и хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Свита, прорвана метадолеритами орловского комплекса (радиологический возраст – 853 млн лет), в междуречье Чапа–Листвяжка она перекрыта вишневыми когломератами лопатинской свиты (опорное обнажение 11) и в долине р. Чапы – гравийными песчаниками карьерной свиты (опорное обнажение 5). На основании этих данных возраст свиты принимается как позднерифейский дочингасанский.

Конкинская свита в этом районе выделяется впервые. Ранее эти отложения были отнесены к лопатинской свите позднего рифея [163, 118, 126] или к кординской и горбилоской свитам раннего–среднего рифея [140]. В процессе составления мелкомасштабных карт региона [24] здесь выделялась девяткинская свита димганской серии, на том основании, что породы ее подверглись начальной стадии метаморфизма, чем и отличаются от неметаморфизованных пород чингасанской серии [59]. По составу пород, типу слоистости, характеру разреза, степени метаморфизма отложения конкинской свиты могут быть сопоставлены с удоронгской свитой киргизской серии верхнего рифея.

Иончихинская толща (RF₃in). Отложения толщи развиты в верховьях р. Тис в бассейнах руч. Большого, Углового, Оленка, а также в верховьях рр. Оленьей и Вороговки в изолированных тектонических структурах. Толща впервые выделена Л. К. Качевским (1998 г.), ранее эти отложения были отнесены к удерейской свите, свите Карточки сухопитской серии или потоскуйской свите тунгусикской серии [118, 75, 140].

Полного разреза толщи нет. На подстилающих отложениях конкинской свиты она залегает согласно, нижняя граница в верховьях р. Оленьей проводится по появлению карбонатных сланцев, мраморизованных известняков и доломитов; в верховьях р. Тис обнажена только верхняя часть разреза толщи.

Нижняя часть разреза (400–500 м) сложена темно-серыми и зеленовато-серыми сланцами кварц-серицит-хлоритовыми, гидрослюдистыми, хлоритоидными, иногда карбонатными и углеродистыми, с прослоями (0,5–3 м) серо-зеленых метаалевролитов и метаалевропесчаников и горизонтами (35–80 м) зелено-серых, серых, розоватых мраморизованных слюдистых, иногда кремнистых известняков и доломитов.

Верхняя часть разреза представлена пачкой (600–700 м) сланцев серых серицитовых, серицит-хлоритовых, хлоритоидных, гидрослюдистых, с прослоями (10–20 м) черных углеродистых хлоритоидных сланцев, серых метаалевропесчаников кварцево-слюдистых (1–3 м). Для кровли пачки характерно неотчетливое чередование (от 3–5 мм до 5–30 см) зеленовато-серых кварц-альбит-хлорит-серицитовых и темно-серых углеродисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев (метапелитов и метаалевропелитов). Границы слоев постепенные, нерезкие. Изученный разрез толщи имеет суммарную мощность 1 100 м.

Преобладающие в составе толщи сланцы сложены тонкочешуйчатым (0,003–0,005 мм) агрегатом серицита (20–50 %), хлорита (0–40 %), кварца (20–50 %) с примесью альбита (0–15 %),

хлоритоида (0–15 %), углеродистого вещества (1–7 %) и аксессуарными (0,5–1 %) апатитом, турмалином, пиритом, сфеном, магнетитом, цирконом, ильменитом, рутилом. В карбонатных сланцах содержание кальцита достигает 30–40 %, в альбитсодержащих сланцах – реликты глинистого пеплового материала. Структура пород лепидогранобластовая, нематогранобластовая, текстура параллельносланцеватая. Сланцы характеризуются низкими содержаниями кремнезема (52,87–61,41 %), повышенными – глинозема (до 17,33 %), высокими значениями гидролизного модуля ($Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO/SiO_2=0,3-0,5$), повышенными – щелочного модуля ($Na_2O/K_2O=0,36-0,49$), невысокими – алюмокремниевыми ($Al_2O_3/SiO_2=0,2-0,28$), калиевого ($K_2O/Al_2O_3=0,21$) модулей и значениями Rb/Sr (1,8–5,3) [174], что указывает на незначительную дифференцированность вещества [51].

Метаалевролиты и метаалевропесчаники – массивные и ритмичнослоистые породы с blastоалевритовой структурой, состоящие из окатанных зерен (0,007–1,7 мм) кварца (40–70 %) и полевых шпатов (2–3 %), сцементированных серицит-хлоритовым, серицит-гидрослюдистым агрегатом. Метаалевролиты характеризуются значительными вариациями содержаний кремнезема (63–74 %), повышенными значениями показателя зрелости осадков ($SiO_2/Al_2O_3=4,4-6,08$) и величины щелочного модуля ($Na_2O/K_2O=0,17-0,79$).

Доломиты мраморизованные с массивной, иногда полосчатой и пятнистой текстурой, гранобластовой структурой, сложены зернами (0,3–2 мм) доломита, единичными зернами кварца и чешуйками серицита. В мраморизованных известняках преобладает кальцит.

Породы свиты контрастны по своим физическим свойствам: от немагнитных мраморизованных известняков и доломитов до слабомагнитных сланцев, среди которых встречаются разности с аномально повышенной магнитностью. Поэтому для свиты в целом характерно изменчивое магнитное поле с аномалиями интенсивностью до 50 нТл. В гамма-поле наблюдается еще более контрастная изменчивость: от 4 мкР/ч над карбонатными породами до 10–12 мкР/ч над сланцами. На АФС сланцы выделяются ровным темно-серым фототонном, иногда отчетливо полосчатым микрорельефом.

Они прорваны дайками метадолеритов орловского комплекса (радиологический возраст – 853 млн лет), умереннощелочных метадолеритов ковригинского комплекса (радиологический возраст – 729 млн лет) и метариолитов ковригинского комплекса (радиологический возраст – 745 млн лет). Отложения свиты несогласно перекрыты породами ковригинской свиты. Радиологический возраст вулканитов иончихинской толщи, развитых в бассейне рек Кии и Прав. Каменки, колеблется в пределах 821–835 млн лет [174]. Эти данные позволяют уверенно относить породы иончихинской толщи орловской серии к позднему рифею.

Верховороговская серия. Породы серии развиты в двух разобщенных структурах: на севере в Верхневороговском, а на юге в Тисском грабенах, отличающихся различными типами разрезов. В соответствии с легендой Енисейской серии [129] и границами тектонических структур в Верхневороговско-Шишинском геологическом районе выделены Верхневороговская геологическая площадь и Верхне-Тисская геологическая площадь. В составе серии выделяются две свиты: ковригинская и быстринская.

Ковригинская свита (RF₃kv) развита в районе г. Ковриги, в междуречье Вороговки и Оленьей и изучена, в основном, по данным бурения скважин, пройденных при поисках урана [152, 75, 118]. Для свиты характерна фациальная невыдержанность и значительные изменения мощности.

Обобщенный разрез свиты можно представить в следующем виде (стратотипический разрез 4). Низы разреза сложены пачкой (80–90 м) светло-серых кварцевых метапесчаников с единичными маломощными горизонтами метагравелитов и мелкогалечных метаконгломератов. Выше залегает толща (200–300 м) переслаивания (0,1–2 м) лилово-серых, зелено-серых кварц-серицит-хлоритовых сланцев, лиловых метатупфопесчаников, метаконгломератов, рассланцованных метаморфизованных базальтов (потоки до 10–20 м), риолитов и их туфов (тела мощностью 2–40 м). Мощность и количество горизонтов метаконгломератов возрастает вверх по разрезу, всего выделяется порядка 7–10 ритмов регрессивной направленности. Верхняя часть разреза (порядка 250 м) сложена вулканитами, представленными чередованием лавовых потоков (мощность 2–17 м) метариолитов (редко метабазальтов), прослоев (0,2–16 м) туфов, туфолав, туфобрекчий метариолитов и лилово-серых сланцев и туфосланцев. К юго-востоку, в верховьях р. Оленьей, метариолиты и их туфы выклиниваются и замещаются туфопесчаниками; к северо-западу от г. Ковриги в разрезе возрастает роль серицит-хлорит-кварцевых сланцев. Общая мощность свиты варьирует в пределах 350–600 м.

Метатупфопесчаники, метапесчаники сложены угловато-окатанными обломками (0,05–10 мм) кварца, кварцитов, мусковит-полевошпат-кварцевых сланцев. Цемент пленочно-поровый, серицит-кварцевый, серицит-гематитовый. Аксессуарные – биотит, турмалин, циркон, сфен. В мета-

гравелитах и метаконгломератах крупность обломков того же состава возрастает до 0,2–30 см.

Туфосланцы и сланцы – волнистосланцеватые, иногда тонкополосчатые породы серого, зеленовато-серого, лилового, сиреневого, редко черного цвета с лепидобластовой, лепидогранобластовой структурой. Они сложены мелкочешуйчатым серицитом (50–80 %), хлоритом (2–10 %), с примесью (10–30 %) угловатых, линзовидных зерен кварца и полевых шпатов, иногда – углеродистого вещества.

Метабазальты представляют собой темно-зеленовато-серые породы с массивной и миндалекаменной текстурой, с бластопорфировой структурой и бластопилотакситовой основной массой. Порфировые выделения (5–10 % объема) представлены лейстами (0,2–0,6 мм) пироксена, замещенного кальцитом, хлоритом, эпидотом и альбита, замещенного серицитом и кальцитом. Основная масса сложена агрегатом (0,01–0,03 мм) альбита, хлорита и кальцита. Аксессуары представлены сфеном, лейкоксеном, магнетитом. Для метабазальтов характерны кремнекислотность на уровне 48–49 %, нормальная и повышенная щелочность ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4\text{--}5\%$), они относятся к умеренно глиноземистому ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 13\text{--}15\%$) типу пород с повышенной титанистостью ($\text{TiO}_2 - 1,8\text{--}2,4\%$) и по петрохимическому типу характерны для внутриплитных базальтов континентальных рифтовых зон [81].

Метариолиты – массивные и рассланцованные породы зелено-серого и лиловато-серого цвета с порфировой структурой и реликтовой фельзитовой или лепидогранобластовой основной массой. Порфировые (0,5–1,5 мм) выделения (3–15 % объема породы) сложены кварцем (90–100 %), реже – микроклином и биотитом. Основная масса породы микрофельзитовая сложена микролитами микроклина и ксеноморфного кварца с примесью серицита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, цирконом, апатитом, монацитом, анатазом, редко – алмандином, ставролитом, эвксенитом, ильменорутилом, флюоритом, шеелитом, турмалином. По химическому составу вулканы кислого состава отвечают калиевым риолитам нормального ряда с высоким содержанием кремнезема и умеренным (4–7 %) – щелочей, метариолиты обогащены торием (60–90 г/т), Zr, Nb, Ta, Hf, Y [118, 81]. Они имеют значительное сходство с субвулканическими породами ковригинского комплекса и гранитами глушихинского комплекса.

Породы ковригинской свиты вместе с метариолитами ковригинского субвулканического комплекса вторично рассланцованы и гидротермально переработаны. В них проявлены процессы гумбеитизации, березитизации, карбонатизации, они вмещают месторождение и проявления урана, пункты минерализации золота.

В магнитном поле магнетитсодержащие метапесчаники, метариолиты свиты выделяются аномалиями 50–300 нТл; для них характерны высокие значения магнитной восприимчивости (до $2\ 625 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ) и остаточной намагниченности (до $440 \cdot 10^{-3}$ А/м), они отчетливо выделяются аномалиями калия и гамма-поля (16–20 ед. экв. У).

По цирконам из метариолитов приустьевой части р. Оленьей U-Pb методом определен их радиологический возраст, составляющий 753 млн лет [81], в районе г. Ковриги Rb-Sr методом – 740 млн лет [175]. Эти данные хорошо согласуются с определениями радиологического возраста лейкогранитов Лендахского массива глушихинского комплекса (728; 749; 770 млн лет) [11, 174], что позволяет считать их коагматами.

Быстринская свита (RF₃bs) выделена в двух разобщенных структурах: в Верхневороговском прогибе Верхне-Вороговской геологической площади и в Тисском грабене Верхне-Тисской геологической площади.

На Верхне-Вороговской геологической площади отложения свиты развиты на г. Ковриге и в верховьях р. Оленьей, где они с размывом залегают на вулканогенных породах ковригинской свиты. Контакт проводится по подошве крупногалечных магнетитсодержащих метаконгломератов с галькой ковригинских метариолитов. В низах разреза свиты (порядка 300 м) преобладают метапесчаники, метатуфопесчаники, чередующиеся (0,5–5 м) с темно-серыми кварц-серицит-хлоритовыми, иногда хлоритоидными углеродистыми сланцами и телами (1–35 м) металеюкобазальтов и их туфов. Установлено несколько десятков пластовых тел, образующих серию сближенных потоков. Верхняя часть разреза свиты (около 500 м) сложена темно-серыми, черными, зелено-серыми, полосчатыми ритмично слоистыми кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритоидными углеродистыми сланцами, для которых характерно чередование кварцевых и слюдяных слоев (1–30 мм) с единичными прослоями (4,8–20 м) метапесчаников кварцевых, полевошпат-кварцевых и телами (1,9–16 м) миндалекаменных металеюкобазальтов и их туфов. Вскрытая максимальная мощность разреза свиты составляет 800 м.

Однородные сланцы и слюдяные слои в ритмах сложены серицитом (70–100 %), хлоритоидом (10–25 %), углеродистым веществом (5–7 %). Кварцевые слои имеют лепидогранобластовую, бластосаммитовую структуру и сложены ксеноморфными зернами (0,02–0,7 мм)

кварца, сцементированными серицитом (3–10 %). Нижний контакт слоев резкий, верхний – часто постепенный с уменьшением к кровле размера кварцевых частиц.

Металейкобазальты – темно-зеленовато-серые умереннощелочные ($K_2O+Na_2O=4,47-6\%$), высокотитанистые ($TiO_2 - 2,4-2,6\%$) породы с бластопорфировой структурой и бластопилотакситовой основной массой и массивной и миндалекаменной текстурой. Порфиновые выделения (10–20 %) сложены альбитом и реликтами пироксена, замещенного агрегатом кальцита, хлорита, эпидота. Основная масса сложена мелкозернистым (0,01–0,03 мм) хлорит-альбит-кальцитовым агрегатом. Миндалины (15–20 % объема), размером 2–3 мм, выполнены анкеритом, кварц-кальцитовым агрегатом, кальцитом. Метатифы базальтов имеют реликтовую литокластическую структуру и лепидобластовую структуру цементирующей массы. Литокласты (2–3 мм) сложены обломками металейкобазальтов, кварцитов и хлоритизированного стекла, цемент анкерит-хлоритовый. Для вулканитов характерны повышенные значения Sr, Ba, Th, Ta, La, Yb [81].

Свита прорвана дайками умереннощелочных метадолеритов ковригинского комплекса, по которым Rb-Sr методом определен радиологический возраст – 745 млн лет.

На Верхне-Тисской площади породы быстринской свиты развиты в приустьевой части р. Оленки и в верхнем течении р. Тис, где залегают с угловым несогласием на породах иончинской толщи.

В основании разреза свиты (опорное обнажение 33) залегает пласт (5–15 м) метапесчаников кварцевых мелко-, среднезернистых (0,1–0,5 мм), цемент кварц-кальцит-лимонитовый. Низы разреза свиты сложены пачкой (400–450 м) серых, зелено-серых сланцев кварц-серицитовых, серицитовых, углеродистых. Она перекрыта пачкой (350–400 м) серых, розовато-серых мраморизованных доломитов и известняков, чередующихся с телами (5–100 м) умереннощелочных металейкобазальтов и прослоями зеленовато-серых карбонатных сланцев. Суммарная мощность свиты составляет порядка 800 м, верхи разреза свиты эродированы.

Сланцы состоят из чешуек (0,03–0,1 мм) серицита (20–50 %), хлорита (0–40 %), зерен (0,005–0,02 мм) кварца (20–50 %), тонкодисперсного углеродистого вещества (3–7 %) и аксессуарных минералов (пирита, апатита, сфена, турмалина, магнетита, циркона, ильменита, рутила).

Метапесчаники состоят из зерен (0,5–1,7 мм) кварца хорошей окатанности и серицит-кварцевого цемента порово-регенерационного, аксессуарных – магнетита, апатита, турмалина.

Мраморизованные доломиты и известняки сложены мелкими (0,3–0,5 мм) ромбовидными и ксеноморфными выделениями доломита (в известняках – кальцита) с гнездами крупнозернистого (2–3 мм) доломита и кальцита и единичными зернами кварца. Характерны кальцитовые прожилки, часто с гематитовой оторочкой.

Металейкобазальты слагают покровы мощностью 5–30 м или серию (3–4) потоков мощностью 12–50 м (суммарно до 100 м). В верхних частях покровов развиты миндалекаменные разности с увеличением крупности зерна к центральным частям тел. Структура пород порфировая, пилотакситовая; текстура массивная, миндалекаменная, сланцеватая. Вкрапленники (1–2 мм) занимают до 10–20 % объема породы, сложены сосюритизированным, кальцитизированным лабрадором, водянопрозрачным альбитом и агрегатом лейкоксен-клиноцоизит-хлорита по пироксену. Основная масса сложена альбитом и хлорит-кальцит-лейкоксеновым агрегатом. Аксессуарные: сфен, апатит, пирит, магнетит. Метатифы образуют прослои мощностью первые метры и сложены литокластами (50–70 %) хлоритизированных метабазальтов, кристаллокластами (5–10 %) плагиоклаза в кальцит-хлоритовом пленочно-поровом цементе. Металейкобазальты относятся к натровому ($Na_2O - 3,5-3,6\%$), высокоглиноземистому ($Al_2O_3 - 15,6-17,8\%$), умеренновысокотитанистому ($TiO_2 - 0,9-2,4\%$) типу умереннощелочных базальтов.

Породы быстринской свиты выделяются в этом районе впервые, ранее они относились к потоскуйской или шунтарской свитам тунгусикской серии [140, 118], удерейской, погорюйской и сосновской свитам сухопитской серии [27] или к ковригинской свите верховороговской серии [117]. По петрохимическим и петрографическим особенностям они близки к умереннощелочным вулканитам Верхне-Вороговской геологической площади, что и позволяет отнести описанные отложения к быстринской свите верховороговской серии позднего рифея.

Породы обладают повышенной плотностью (2,80 г/см³), они магнитны, создают аномалии магнитного поля до 100 нТл, не радиоактивны.

Свита прорвана умереннощелочными метадолеритами Волоковского массива, по которым определен радиологический возраст Rb-Sr методом, равный 729 млн лет, что подтверждает позднерифейский возраст отложений.

Чингасанская серия с угловым несогласием залегает на отложениях конкинской свиты верхнего рифея и малогагаревском метаморфическом комплексе архея. Сложена терригенными отложениями лопатинской, карьерной и чивидинской свит молассовой формации краевых бассейнов. Серия в пределах листа относится к Тейскому геологическому району [129].

Верхнерифейский возраст чингасанской серии на Енисейском кряже устанавливается достаточно определенно на основе геологических, палеонтологических и радиоизотопных данных. Заложение бассейна чингасанского времени происходило после завершения коллизионного этапа развития Енисейского кряжа и внедрения глушихинских гранитов, с возрастом 752–730 млн лет [11, 175]. Процесс сопровождался глубоким размывом, в результате которого грубообломочные базальные слои чингасанской серии (лопатинская свита) залегают на самых разных, более древних отложениях рифея, раннего протерозоя и позднего архея. В карьерной свите имеются находки верхнерифейских строматолитов [103], в чивидинской свите многочисленные находки верхнерифейских микрофоссилий [104]. Определения изотопного возраста пород карьерной свиты дают серию цифр от 688 до 750 млн лет [107], а для вулканитов чивидинской свиты – 700 млн лет [53], 696 ± 8 млн лет [81].

Лопатинская свита (RF_3lp) распространена в верховьях рек Нижней Ведуги,левой Уволги, в районе г. Димган, а также в отдельных тектонических блоках в северо-восточной части площади. Она представлена преимущественно красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. На тракторной дороге в междуречье Листвяжка–Чапа свита с базальными конгломератами в основании несогласно залегают на сланцах конкинской свиты (опорное обнажение 10), в верховьях р. Ниж. Ведуги – на метапесчаниках и сланцах конкинской свиты (опорное обнажение 17), а в вершине р. Лев. Уволги на метаалевролитах кординской свиты нижнего рифея и кристаллических сланцах и гнейсах малогаревского метаморфического комплекса. С размывом перекрывается карьерной свитой.

В стратотипическом разрезе свиты по р. Тее на листе Р-46-XXXIII выделяются три пачки: нижняя – песчано-гравелито-конгломератовая красноцветная; средняя – песчано-алевролитовая, окрашенная в бледно-красные, зеленовато-серые, темно-серые тона и верхняя – преимущественно доломитовая сероцветная [6].

На изученной площади обнажены две нижние пачки, наиболее полный разрез представлен в верховьях р. Ниж. Ведуги [6]. На сланцах конкинской свиты залегают пачка вишневого конгломератов и гравелитов мощностью 385 м, выше залегают пачка (545 м) песчаников красноцветных, реже – зеленоцветных. По данным бурения в составе верхней пачки [140] отмечаются редкие прослои алевролитов и гравелитов. Общая мощность свиты 930 м.

В вершине р. Лев. Уволги большая часть разреза свиты, размыта и ее мощность уменьшается до 200–250 м. В составе преобладают красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники.

Конгломераты и гравелиты представляют собой прочные массивные породы, состоящие из грубоокатанных несортированных обломков кварца, полевых шпатов, кварцитов, роговиков, реже – сланцев, гранитов. Состав обломков в значительной мере зависит от состава подстилающих пород. Цемент песчано-глинистый, глинисто-гематитовый, контактово-поровый, содержит заметное количество кластогенной слюды.

Песчаники и алевролиты – неравномернозернистые массивные косослоистые породы. Цемент регенерационный кварцевый, соприкосновения и поровый – железистый. В тонкозернистых песчаниках и алевролитах отмечается параллельная слоистость. На поверхности слоев обычны рябь, волноприбойные знаки и трещины усыхания.

Для свиты характерным является повышенная радиоактивность, она фиксируется аномалиями гамма-поля и повышенными концентрациями урана (Th – до $16 \cdot 10^{-4}$ %, U – до $3,5 \cdot 10^{-4}$ %, K – до 2,5 %). Породы свиты практически немагнитны и выходам этой свиты соответствует спокойное магнитное поле нулевого уровня. В Уволжском грабене в свите локализовано урановое оруденение. На МАКС лопатинская свита имеет серый, светло-серый фототон и прерывистополосчатую, реже – зернистую структуру фотоизображения.

Карьерная свита (RF_3kr) развита в верховьях рек Средней илевой Уволги, в среднем течении Правой Уволги и на северо-востоке площади в бассейне р. Чапы. Она сложена кварцитовидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с размывом залегают на лопатинской свите и со структурным несогласием на конкинской свите, с размывом перекрывается чивидинской свитой.

В верховьях р. Уволги карьерная свита представлена [140] толщей кварцитовидных песчаников светло-серых, содержащих маломощные прерывистые прослои алевролитов и аргиллитов темно-серых и вишневых. Песчаники местами обогащены гравийно-галечным материалом, иногда с образованием неясно обособленных линзующихся прослоев гравелитов. Мощность свиты здесь 300–350 м.

В бассейне р. Чапы свита представлена кварцитовидными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами. Основание свиты здесь сложено гравелитистыми песчаниками, залегающими на ритмичнослоистых сланцах конкинской свиты (опорное обнажение 5). Для грубозернистых песчаников характерна крупная косая и косоволнистая слоистость, они формируют

пачки (2–6 м), разделенные пакетами (до 3–4 м) тонко чередующихся мелко-среднезернистых песчаников. Вверх по разрезу преобладают мелко-тонкозернистые песчаники серые, зеленовато-серые и алевролиты серые и лилово-серые, ритмично переслаивающиеся в соотношении 1:1. Мощность вскрытой части разреза свиты здесь 600 м.

Характерная маркирующая «шоколадная пачка», завершающая карьерную свиту в разрезах северной части Енисейского кряжа [6], на площади работ она размыта.

Кварцитовидные песчаники – светло-серые, зеленовато-серые, розовато-серые породы кварцевого, реже – полевошпат-кварцевого состава. В песчаниках кварцевого состава обломочный материал характеризуется лучшей окатанностью и сортировкой, чем в полевошпат-кварцевых. Зерна пелитизированного калишпата и серицитизированного плагиоклаза полуокатаны, зерна кварца часто в запыленной рубашке. Редко отмечаются чешуйки гидратированного биотита и зерна микрокварцита, присутствуют хлорит, гидрослюда и каолинит. Из аксессуаров: турмалин, лейкоксен, циркон, рутил, анатаз, редко – ильменит, пироксен, гранат, гематит. Цемент преимущественно кварцевый регенерационный, реже – поровый гидрослюдистый. Практически по всему разрезу в песчаниках отмечается косая и диагональная слоистость. К горизонтам с косослойчатыми текстурами приурочены знаки симметричной ряби.

Алевролиты – серые, зеленовато-серые, лилово-серые тонкослоистые породы, состоящих из плохо отсортированных обломков кварца и единичных зерен полевого шпата. Цемент глинисто-гидрослюдистый, иногда с карбонатом. По типу поровый и базальный.

Аргиллиты – темно-серые породы, представляющие смесь глинистых частиц, чешуек серицита, гидрослюды, хлорита, мелких зерен и агрегативных скоплений гидроокислов железа, в которой рассеяны слабосортированные по размеру угловатые обломки кварца. Слоистость алевролитов и аргиллитов горизонтальная, косоволнистая. Отмечаются трещины усыхания и знаки ряби. Для всех разностей пород северо-востока площади характерно наличие карбоната (преимущественно кальцита) до 10 %.

Свита практически немагнитна, для нее характерно нулевое или слабopоложительное (до 20 нТл) магнитное поле. Гамма-поле равномерное 6–8 ед. экв. U и обусловлено, в основном, концентрациями Th ($10 \cdot 10^{-4}$ %) и U ($2 \cdot 10^{-4}$ %). Кварцитовидные песчаники образуют положительные формы рельефа, создавая на МАКС светлый фототон и штриховато-тонкополосчатый рисунок фотоизображения.

Чивидинская свита (RF₃CV) развита в верховьях р. Уволги и незначительно в долине р. Чапы в 1–2 км выше устья р. Алмакан, с размывом залегает на карьерной свите и несогласно перекрывается суворовской свитой.

Свита сложена ритмично переслаивающимися (0,5–40 см) песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими пакеты (1,5–30 м), разделенные пластинами (1,2–10 м) полимиктовых зелено-серых песчаников. Постепенный переход между элементами ритма происходит в результате увеличения в породе содержания зерен той или иной фракции. Особенно постепенен он между песчаниками и алевролитами. Границы между ритмами четкие. Для нижней части разреза характерно преобладание песчаников, для верхней части – алевролитов и аргиллитов.

Ритмичное строение свиты носит флишевый характер, что впервые было отмечено Н. В. Григорьевым [32]. Наличие же мощных пластов массивных песчаников в ритмичной толще позволило ему отнести этот флиш к «кубанскому» типу. Иногда флишевые пакеты разделены маломощными (10–15 см) прослоями аргиллитов. В нижней части разреза горизонты песчаников сопоставимы по мощности с пакетами чередования. В верхней половине свиты пакеты из чередующихся флишевых ритмов резко преобладают, а вместо горизонтов песчаников появляются горизонты алевролитов. Мощность простых флишевых ритмов от 5–20 см до 1,2 м. Флиш преимущественно трехчленный, реже – двухчленный.

Песчаники зеленовато-серые, массивные, редко – слоистые, резко полимиктовые, разнозернистые. Основная масса обломков представлена кварцем (55–70 %) и полевым шпатом (25–40 %). Обломочный материал хорошо окатан. Цемент базальный, участками поровый и соприкосновения, по составу глинисто-карбонат-хлоритовый и железисто-глинисто-карбонатный. Структура псаммитовая, текстура однородная.

Алевролиты по составу близки песчаникам. Количество обломочного материала – 55–70 %. Цемент базальный, иногда – поровый, глинисто-карбонатный.

Аргиллиты – плотные породы со скорлуповатой, реже – пластинчатой отдельностью, глинисто-карбонатного состава с редкой примесью остроугольных обломков кварца. По данным А. Д. Ножкина [140] в алевролитах характерно присутствие органического вещества (0,9–1,2 %), образующего мельчайшие изометричные скопления желтовато-бурой окраски.

Мощность свиты 450–500 м.

В разрезах отложений орогенного комплекса Тейского прогиба чивидинская свита является

надежным маркирующим уровнем благодаря высокой устойчивости состава, характерной зелено-серой окраске, ритмичному строению и наличию карбоната в цементе.

Площади распространения свиты характеризуются слабоповышенным и слабодифференцированным магнитным полем (10–30 нТл). Обладая повышенной радиоактивностью (гамма-поле 8–12 ед. экв. U), по сравнению с другими осадками чингасанской серии породы свиты характеризуются высокими концентрациями калия (до 3 %) и аномально низкой плотностью (2,56 г/см³). На аэрофотоснимках породы свиты имеют серый, светло-серый фототон и равномерную мелкопятнистую структуру фотоизображения.

Вороговская серия. В составе серии выделены осадки северореченской свиты, развитые на западе территории на трех изолированных участках общей площадью 3,5 км²: в левом борту Лев. Сурнихи и междуречье Березянки и Лев. Верх. Сурнихи. Участки распространения серии относятся к Вороговскому геологическому району [129].

Осадки вороговской и чингасанской серий формировались в разобщенных седиментационных бассейнах – Вороговском и Тейском. Их заложение происходило после завершения коллизионного этапа развития Енисейского кряжа. Грубообломочные базальные слои обеих серий, представленные породами лопатинской и северореченской свит, залегают с глубоким размывом и структурным несогласием на метаморфизованных дислоцированных отложениях до архея включительно. Обе серии характеризуются трансгрессивным типом осадконакопления и близки по возрасту. Сопоставление разрезов серий проведено по геологическим построениям, изотопным и палеонтологическим данным [89, 90].

Северореченская свита (RF₃sr) несогласно, с базальными конгломератами в основании, залегают на сланцах торжихинской толщи нижнего–среднего рифея, гранитогнейсах гаревского комплекса нижнего протерозоя и гнейсах немтихинского метаморфического комплекса архея.

В основании разреза отмечается пласт конгломератов бордовых, плохо сортированных с окатанной, полуокатанной и угловатой крупной (от 2–3 до 20–50 см) галькой кварца и подстилающих пород [27]. Цемент песчано-железистый. Вверх по разрезу они сменяются средне- и мелкогалечными конгломератами, гравелитами того же состава с прослоями несортированных красноцветных песчаников. Мощность свиты 60 м.

К северореченской свите эти отложения отнесены по характеру разреза, цвету, составу обломков [127], ранее эти отложения относились к эвенкийской свите среднего кембрия [27]. Позднерифейский возраст северореченской свиты, принят согласно серийной легенды.

Чапская серия завершает разрез орогенного этапа развития площади, формируя его верхний, регрессивный цикл. В составе серии выделены суворовская и подъемская свиты. Участки распространения пород серии в пределах листа относятся к Тейско-Кутукасскому геологическому району Чапской геологической площади [129].

Суворовская свита (RF₃sv) развита в приустьевой части р. Волоковой, в бассейнах рек Лев. Уволги и Мал. Алманакан и по левому борту р. Чапы у устья руч. Глубокого. Сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, аргиллитами, доломитами, лавами и туфами щелочных пикритов, туффитами. В бассейне Лев. Уволги и Мал. Алманакана свита с размывом залегают на карбонатных песчаниках чивидинской свиты, в нижнем течении р. Волоковой на сланцах верхнего рифея и согласно перекрывается доломитистыми известняками, песчанистыми доломитами подъемской свиты.

В бассейне р.левой Уволги свита сложена красноцветными терригенными отложениями разной зернистости – от гравийно-галечных конгломератов до аргиллитов. В разрезе толщи преобладают песчаники вишнево-красные мелко-, среднезернистые с массивной неслоистой или горизонтально- и косослоистой текстурой. В составе обломков преобладают кварц (70–80 %), полевые шпаты (10–20 %, иногда – до 50–60 %), микрокварциты (5–10 %), кремни, зерна турмалина. Цемент железисто-карбонатный, глинисто-железистый. Конгломераты и гравелиты редки, обломочный материал в них отличается слабой сортировкой. Алевролиты по составу близки песчаникам. Аргиллиты состоят из глинисто-железистого и глинисто-железисто-карбонатного вещества с небольшой примесью кварца алевролитовой размерности. Мощность свиты в этом разрезе 150–180 м.

В нижнем течении р. Волоковой суворовская и подъемская свиты ранее относились к нижнему отделу кембрия [24, 31, 27]. В. И. Лисицин (1979 г.) отнес их к лопатинской и карьерной свитам чингасанской серии верхнего рифея. По результатам бурения в долине р. Волоковой установлен следующий разрез:

1. Песчаники красноцветные слоистые разнозернистые с прослоями алевролитов и гравелитов42 м
2. Гравелиты и конгломераты красноцветные грубослоистые, в составе галек – граниты, доломиты, кварц,

кварциты, сланцы.....	26 м
3. Доломиты серые кавернозные, в нижней части слоя песчанистые	3 м
4. Песчаники красноцветные, переслаивающиеся с красными алевролитами, аргиллитами и доломитами	26 м

Тип цемента в обломочных породах поровый, базальный, по составу глинисто-карбонатный, глинисто-железистый. Мощность свиты по разрезу – 97 м.

В бассейне р. Мал. Алманакан в разрезе свиты появляются лавы и туфы щелочных пикритов, пикритов, авгититов, лимбургитов, кластолавы щелочных трахитов, образующих два полигенных покрова по левому и правому борту реки [126, 47]. Мощность покровов 100–120 м. В низах разреза (40–60 м) преобладают лавы и кластолавы, в верхах (50–60 м) – туфы и туфопесчаники. В подошве покрова правого борта р. Мал. Алманакан залегают горизонты (10–15 м) кластолав и туфов щелочных пикритов, а в верхах – потоки массивных и миндалекаменных лимбургитов (10–15 м). В разрезе на левобережье р. Мал. Алманакан среди лав и туфов развиты горизонты (10–12 м) туффитов и туфопесчаников (опорное обнажение 8). Вулканы интенсивно выветрелы, замещены хлорит-монтмориллонит-лимонитовым агрегатом.

Кластолавы щелочных пикритов – темно-голубовато-зеленые массивные породы с бласто-литокластической структурой и порфировой основной массой. Мелкие (0,2–0,5 мм) вкрапленники оливина (50–70 %), титанавгита (30–40 %) и биотита (4–10 %) погружены в бластопорфировую лейкоксен-серпентин-карбонатную основную массу. Литокласты (1–7 см) щелочных пикритов, осадочных и метаморфических пород линзовидные, угловатые, изометричные слагают 7–15 % объема породы [47].

Туфы щелочных пикритов – породы буро-зеленого цвета, витрокристаллолитокластической структуры. Литокласты щелочных пикритов (1–8 мм) угловатой формы слагают 30–45 % объема породы; кристаллокласты серпентинизированного, карбонатизированного оливина, хлоритизированного, карбонатизированного титанавгита, гидратизированного биотита (0,2–0,5 мм) – 5–15 %; линзовидные обломки серпентинизированного стекла (1–7 мм) – 1–3 %; обломки осадочных пород – 1–5 %. Цементирующая масса лейкоксен-серпентинитовая, лейкоксен-серпентин-карбонатная, при выветривании замещается лимонит-монтмориллонитовым агрегатом, а оливин – пироксен-монтмориллонит-халцедоновым и халцедоновым агрегатом.

Туфы пикритов – миндалекаменные породы черного, зеленоватого цвета, с порфировой структурой и микролитовой, витрофировой основной массой. Они состоят из оливина (30–40 %), пироксена (5–15 %); основной массой, сложенной серпентинизированными, карбонатизированными микролитами оливина и пироксена в девитрифицированном серпентин-карбонатном агрегате. Изометричные миндалины (3–5 мм) выполнены кальцитом, серпентинитом, халцедоном.

Туфы лимбургитов и лимбургиты представляют собой породы темно-зеленовато-серого цвета с литокластической структурой и витрофировой основной массой. Литокласты витрофировых, реже – микролитовых лимбургитов размером 0,5–7 мм слагают до 25–40 % объема породы. В незначительном количестве присутствуют изометричные обломки вмещающих пород (алевролитов и аргиллитов) с тонкой каемкой микрозернистого гематита. Цементирующая масса бластовитрофировая карбонатная, хлорит-серпентин-карбонатная. Вкрапленники (до 30 %) представлены титанавгитом (50–75 %), оливином (15–20 %), керсутитом (0–5 %), биотитом (5–7 %), плагиоклазом (5–10 %), нефелином (0–3 %). Девитрифицированный стекловатый базис составляет 20–25 % объема породы, аксессуарные минералы (титаномагнетит, ильменит, рутил, циркон, хромшпинелиды, хромдиоксид, апатит) – 2–5 %.

Туфы авгититов и авгититы – сланцеватые, реже – массивные породы темно-зеленовато-серого цвета лапиллиевой и крупнолапиллиевой размерности с кристаллолитокластической структурой. Литокласты витрофировых авгититов изометричной, реже – угловатой формы размером 3–15 мм слагают 25–35 % объема породы. В незначительном количестве присутствуют обломки вмещающих пород чивидинской свиты. Кристаллокласты титанавгита размером 0,01–0,1 мм слагают 5–7 % объема породы и практически нацело замещены карбонатным и хлорит-карбонатным агрегатом. Цементирующая масса гематит-доломит-кальцитовая. От лимбургитов они отличаются повышенным содержанием лабрадора (до 35 %) и нефелина (до 10 %).

Кластолавы щелочных трахитов лапиллиевой размерности залегают в подошве покрова. Это красно-коричневые массивные породы шлаковой, иногда миндалекаменной текстуры с кристаллокластической структурой и трахитовой основной массой. Вкрапленники (1–1,5 мм) – щелочной полевой шпат, опациitized биотит – слагают 5–15 % объема породы. Литокласты микролитовых, витрофировых, редко – порфировых массивных и миндалекаменных трахитов (1–7 мм) слагают 10–17 % объема породы. Встречаются обломки аргиллитов, алевролитов, песчаников, кварца, полевых шпатов.

Туффыты и туфопесчаники – породы серого цвета с псаммитовой структурой и массивной текстурой. Пирокластический материал (до 60 %) представлен девитрифицированным ожелезненным стеклом остроугольной, неправильной формы размером 0,05–0,5 мм темно-бурого до черного цвета с редкими миндалинами и включениями калишпата, кварца, псевдоморфоз по пироксену. Обломочный материал представлен кварцем (30 %) округлой, овальной, угловатой и оскольчатой формы размером до 0,2 мм, полевыми шпатами (6–8 %) призматической формы со сглаженными глинизированными краями, красно-бурыми остроугольными обломками (0,2–0,3 мм) аргиллитов (1–2 %), единичными обломками (0,1–0,2 мм) карбонатной породы. Цемент поровый, соприкосновения, замещен цеолитом, участками кремнисто-глинистым веществом.

Завершает разрез суворовской свиты в этой части площади терригенно-карбонатная пачка мощностью более 120 м. Наиболее представительный ее разрез обнажен в правом борту р. Алманакан в 1 км выше устья и в обобщенном виде выглядит следующим образом [126]:

1. Песчаники мелкозернистые вишнево-коричневые, желтовато-зеленые полимиктовые с карбонатным цементом, глауконитсодержащие; мергели вишнево-коричневые, доломиты тонкослоистые лиловые; известняки доломитизированные песчанистые, линзовидно-косослоистые 42 м
2. Песчаники вишнево-коричневые кварцевые с гематит-карбонатным цементом, с прослоями (0,1–0,3 м) кварц-гематитовой конгломерато-брекчии. Обломки и галька (0,2–3 см) кварцитов вишнево-серых в карбонат-глинисто-кварц-гематитовом цементе 23 м
3. Доломиты серые с редкими желваками сургучно-красных яшм 13 м
4. Конгломераты валуно-галечные. Галька и валуны (до 0,3–0,5 м) хорошо окатаны и представлены кварцитами темно-серыми, кварцевыми песчаниками и доломитами 30 м
5. Мергели и аргиллиты вишнево-красные 10 м

Выше согласно залегает подъемская свита. Общая мощность суворовской свиты на этой части площади 400 м.

Для терригенных пород характерна градиционная косая, линзовидная слоистость, постоянное присутствие в цементе карбонатов (чаще – кальцита). Карбонатные породы представляют собой комбинированные разновидности, от известняков доломитистых до доломитов известковистых с постоянным присутствием неокатанных зерен кварца, плагиоклаза, рудного минерала, глинистого материала. В долине р. Чапы у устья руч. Глубокого в доломитах верхней части свиты В. А. Шипицыным (1985 г.) определены микрофитоциты: *Osagia argellosa* Milst., *Asterosphaeroides emendatus* Yaksch., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., встречающиеся в верхнем рифее и венде.

Осадочные породы свиты немагнитны, карбонатные породы нерадиоактивны, песчаники и гравелиты слаборадиоактивны. Их выходы на поверхность характеризуются спокойным, слабоповышенным (0–20 нТл) магнитным полем и гамма-полем (5–10 ед. экв. U). В бассейне р. Мал. Алманакан, в поле развития вулканитов, интенсивность магнитного поля увеличивается до 100–150 нТл. На аэрофотоснимках свита выделяется ровным серым фототонном с зернисто-полосчатым рисунком фотоизображения.

Изотопный возраст туфов пикритов из покрова правого борта р. Мал. Алманакан, определенный изохронным Rb-Sr методом по валовой пробе, составляет 594 ± 8 млн лет [175]. По составу и петрохимическим особенностям вулканогенные породы свиты сопоставляются с субвулканическими породами чапинского комплекса. Изотопный возраст даек щелочных пикритов чапинского комплекса составляет $(670 \pm 17) - (668 \pm 24)$ млн лет [47]. Лавотуфовые покровы бассейна р. Алманакан ранее датировались триасом [27], затем вендом [126, 129]. В состав свиты вулканиты введены впервые и предположительно. В серийной легенде они отнесены к покровной фации в составе чапинского вулканического комплекса [129]. Наличие вулканогенно-осадочных пород в разрезе покровов не позволяет оставлять их в составе комплекса. Покров правого борта р. Мал. Алманакан залегает среди терригенных отложений суворовской свиты, покров левого борта – на размывтых отложениях чивидинской свиты. Дайки и трубки чапинского комплекса прорывают нижележащие («досуворовские») породы и нигде – более молодые отложения [47]. Эти данные и определения радиологического возраста позволяют выделить туфы и лавы в состав суворовской свиты позднего рифея.

Подъемская свита (RF₃pd) распространена в тех же районах, где и суворовская свита, на которой она залегает согласно с постепенным переходом. Вышележащие отложения отсутствуют. Свита представлена доломитами, доломитистыми известняками с редкими прослоями песчанистых доломитов, кварцевых песчаников, алевролитов.

В нижнем течении р. Волоковой сводный разрез свиты по результатам бурения выглядит следующим образом [140]:

1. Доломиты серые с примесью песчаного материала 26 м

2. Песчаники, алевролиты, аргиллиты серые, вишнево-серые с карбонатным цементом.....9 м
 3. Доломиты серые, вишнево-серые, брекчированные, мелкозернистые с линзами и желваками темных кремней.....96 м

Мощность вскрытой скважинами части подъемской свиты составляет 131 м.

В вершине р. Лев. Уволги, в ядре брахисинклинальной складки, свита представлена преимущественно доломитистыми известняками серыми массивными, слоистыми, редко – красными микрофитолитовыми. Мощность свиты здесь менее 150 м.

В бассейне р. Чапы, в приустьевой части руч. Глубокого, отложения свиты характеризуются исключительным однообразием и представлены доломитами серыми, светло-серыми, реже – белыми массивными и комковатыми, грубослоистыми, редко – мономинеральными, чаще – запесоченными (до песчаных доломитов). В верхних частях разреза отмечаются редкие тонкие прослойки песчаных доломитов, кварцевых песчаников с регенерационным цементом, зеленовато-серых алевролитов, доломитистых известняков светло-серых, составляющих в общей сложности не более 5 % объема разреза. Мощность свиты в пределах площади менее 250 м.

В доломитах повышено содержание марганца (до 0,4 % по р. Волоковой).

Для свиты характерно нулевое или слабоотрицательное магнитное поле и аномально низкое гамма-поле (до 4 ед. экв. U). По отношению к подстилающим отложениям породы подъемской свиты обладают значительной избыточной плотностью (0,22 г/см³) и создают положительный эффект в гравитационном поле. На МАКС свита имеет серый, темно-серый ровный фототон и пятнистую, реже – полосчатую структуру фотоизображения, позволяющую иногда проводить структурное дешифрирование.

На площади свита радиологически и палеонтологически не охарактеризована. В бассейне р. Теи в доломитах подъемской свиты найдены микрофитолиты, которые встречаются как в верхнерифейских, так и в вендских отложениях [107, 184]. Имеются также определения абсолютного возраста песчаников из стратотипического разреза свиты по глаукониту – 630±10 млн лет [107], из разрезов рек Теи и Чапы – 538; 610; 625; 660 млн лет [129], свидетельствующие о позднерифейском возрасте.

МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

МЕЛОВАЯ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Коры выветривания (К–Р). На изученной территории линейные и площадные коры выветривания распространены в бассейнах рек Еловки, Колоромо, Чапа, Кедровая, Верхняя Сурниха, Тырада. Участки их развития имеют в плане овальную, линейную, серповидную формы, протяженность выходов – 0,1–30,0 км, ширину – 0,01–5,0 км, мощность – 5–100 м. Процессы корообразования интенсивно проявлены в зонах литологических и тектонических контактов карбонатных пород с кристаллическими сланцами и амфиболитами, контактах гранитоидных массивов с вмещающими образованиями, зонах оруденения, развития бластомилонитов и метасоматитов.

Мощные коры выветривания (до 21 м) выявлены в скважинах, шурфах и канавах в районе пункта минерализации меди в верховьях р. Еловки [123]. Они развиты по сульфидизированным, брекчированным мраморам нижней пачки рязановской свиты в зоне их контакта с бластомилонитами по кристаллическим сланцам верхней пачки. Продукты коры выветривания приурочены к контакту мраморов и сланцев и к зонам дробления в мраморах. Они развиты на реликтовых площадках мел–палеогеновой поверхности выравнивания и представлены пестроцветным алевролитисто-глинистым кварцево-слюдистым материалом со щебнем мраморов, сланцев, кварца и лимонитов. Иногда наблюдается переслаивание пластов (0,5–1,2 м) желто-бурого, коричневого, темно-серого, черного, зеленого алевроито-глинистого материала. Характерны желваки лимонитового и кварц-пироллюзитового состава, повышенные содержания меди (0,01–0,5 %), цинка (0,2 %), молибдена (0,003 %), марганца (0,1–4,93 %). В сульфидизированных мраморах развит глинистый материал с лимонитовыми и марганцевыми желваками. Сульфидные минералы замещаются хризоколлой, бирюзой, малахитом, купритом, теноритом, лимонитом, гидроокислами марганца. Замещение сульфидных минералов и проявление процессов выщелачивания прослеживается в этом районе до глубины 90 м.

У устья р. Лев. Тырады линейные ((10–20)×200 м) коры выветривания развиты по скарнам в зоне контакта гранитов и мраморов. Глубина зоны выщелачивания достигает 90 м, коры представлены алевролитистыми пестроцветными глинами с тонкодисперсной примесью окислов мар-

ганца и железа [123].

В верховьях рек Чапы, Кедровой, Лев. Верх. Сурнихи, Мал. Гаревки на реликтовых площадках мел–палеогеновой поверхности выравнивания в интервале абсолютных отметок 500–600 м шурфами вскрыты коры выветривания мощностью до 3,2 м [127]. Они представлены бурыми, зелеными, белыми, красными алевритистыми глинами, развитыми по гранитогнейсам, гнейсам и амфиболитам. В низах разреза они постепенно переходят в глинизированные коренные породы. По гранитам иногда развиты щебнисто-дресвяные продукты выветривания.

В верховьях р. Кедровой под четвертичными образованиями скважинами вскрыты площадные щебнисто-алевритисто-глинистые коры выветривания по гнейсогранитам, представленные белыми глинами с примесью дресвы гранитов, мелкого щебня кварца и обильных чешуек слюды. Глубина распространения продуктов выветривания достигает 50 м. Профиль коры гидрослюдистый, в единичных скважинах дресва гранитоидов сцементирована белым каолином [127]. Аналогичные коры выветривания с каолином вскрыты шурфами на левобережье р. Колоромо [118].

На южном склоне г. Полкан буровыми скважинами вскрыта линейно-площадная кора выветривания, приуроченная к надвиговому контакту амфиболитов малогаревского метакомплекса и мраморов рязановской свиты [118]. По карбонатным породам развиты красноцветные глинистые образования, переходящие к низам разреза в дезинтегрированные глинизированные карбонатно-сланцевые сланцы с признаками исходного залегания коренных пород. Глины содержат обломки (1–5 см) выветрелых амфиболитов, сланцев, белого кварца, мраморов. В них повышены содержания меди (0,15 %), цинка (0,03 %), никеля (0,015 %), хрома (0,02 %), вольфрама (0,002 %), золота (4 мг/т).

Для кор выветривания характерна массивная, микрослоистая, иногда полосчатая текстура и тонкозернистая пелито-алевритовая структура. Минеральный состав (в %): кварц – 30–80, мусковит-серицит – 20–30, глинистые минералы (гидрослюды, гидрохлорит, каолинит, метагаллуазит, монтмориллонит) – до 40, тонкодисперсная примесь гидроокислов железа, марганца.

Возраст продуктов коры выветривания принят мел–палеогеновым по аналогии с более изученными корами выветривания, развитыми на соседней территории в районе Олимпиадинского месторождения золота [166, 167, 174].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования различной мощности распространены повсеместно и практически полностью перекрывают поверхность района. Выделены озерные отложения, аллювиальные отложения поймы и первой надпойменной террасы, палюстринные, техногенные, нерасчлененные элювиальные и склоновые образования. Возраст выделенных генетических разновидностей четвертичных отложений принят в соответствии с легендой Енисейской серии [129] и Унифицированной стратиграфической схемой [100].

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Кочковский горизонт представлен озерными отложениями кочковской свиты (lEk^* ; $lQ_E k^*$) развитыми в виде изолированных изометрично-вытянутых останцов в бассейне р. Колоромо. Здесь скважиной (опорное обнажение 37) вскрыт следующий разрез:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Суглинок буро-коричневого цвета со щебнем и дресвой (до 30 %).....	1,2 м
3. Супесь серо-коричневого цвета с обломками и дресвой выветрелых пород.....	1,7 м
4. Глина серо-коричневая запесоченная комковатая в кровле, ниже – пластичная голубовато-серая тонкослоистая. Выветрелые обломки дресвы по всему интервалу в количестве 8–10 %.....	1,1 м
5. Обломки кластогенного материала остроугольные, реже – плитчатые с супесным заполнителем коричнево-серого цвета.....	0,7 м
6. Супесь серо-коричневого, белесо-бурого цвета с обломками метапелитов, гальками роговиков, гнейсов, кристаллических сланцев, кварца. Заполнителем служит дресвянистый песок серого цвета, составляющий до 55 % объема.....	5,1 м

* Индекс подразделения на карте четвертичных образований.

7. Суглинок коричневатого-серого цвета с полуокатанными обломками (до 30 %) 1,2 м
 8. Глина запесоченная, супесь желтого, желто-бурого цвета с дресвой, щебнем, гальками роговиков, кристаллических сланцев, гранитоидов, кварца, гнейсов (до 30 %) 13,8 м

Общая мощность вскрытых образований составляет 25 м, из них 4,7 м (инт. 2–5) сложены грубослоистыми делювиально-солифлюкционными образованиями, 20,1 м – осадки кочковской свиты.

Вскрытый разрез охарактеризован спорово-пыльцевыми спектрами позднеплиоцен-эоплейстоценового возраста [149]. Для выделенных спектров характерно преобладание древесных растений (74–83 %), представленных пыльцой древних видов сосен *Pinus* subgen. *Haploxylo* (до 18 %), *P.* subgen. *Diploxylo* (до 17 %), *Abies* (до 12 %), *Picea* (до 5 %). Пыльца покрытосеменных растений представлена *Betula* (18–31 %). Среди травянистых растений, составляющих 5–9 %, отмечены единичные зерна *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Onagraceae*. Спорывые растения (9–17 %) представлены спорами *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, единичные споры плаунов. Описанные спектры по соотношению основных видов похожи на спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза вознесенской свиты [133].

В истоках р. Колоромо под десерпционно-солифлюкционными образованиями скважиной вскрыты (опорное обнажение 38) аналогичные супесчано-суглинистые осадки с дресвой и галькой роговиков, кристаллических сланцев, гнейсов, кварца мощностью 3,7 м.

Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым комплексам, аналогичным спектрам вознесенской свиты, сопоставляющейся с торгашинской террасой р. Енисей эоплейстоценового возраста [100, 133]. Породы золотоносны.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнее звено

Сартанский горизонт представлен *аллювием первой надпойменной террасы* ($\alpha^1\text{IIIsr}$; $\alpha^1\text{Q}_{III}\text{sr}$). Фрагменты ее сохранились в долинах рек Чапы, Бол. и Мал. Алманакан. Состав и строение аллювия террасы достаточно однообразны. Они представлены образованиями русловой фации: валунами, мелким галечником хорошей и средней окатанности с песчано-гравийным заполнителем серого цвета. Видимая мощность этих отложений – 3,0 м. Выше залегают отложения (1,5 м) пойменной фации, представленные серой, темно-серой супесью и суглинками с мелкой галькой различной окатанности. Суммарная мощность отложений первой террасы по данным разведочного бурения [158] не превышает 8 м. Терраса сопоставляется с первой террасой р. Енисей, формирование которой происходило 20–10 тыс. лет назад, что позволяет отнести ее к отложениям сартанского горизонта [100].

ГОЛОЦЕН

Палюстрий (plH) представлен слоем олиготрофного торфа и илов, накапливающихся в верховых болотах. Они отмечаются в истоках рек Чапы, Колоромо и Вороговки, на междуречьях в полях развития делювия и солифлюксия. Мощность образований не превышает 4 м.

Пойменный аллювий (αH ; αQ_H) сложен песчано-валунно-галечниковыми отложениями русловой фации мощностью 1,0–3,0 м и серыми полимиктовыми крупнозернистыми, иногда гравийными песками, супесями, суглинками, илами пойменной фации мощностью 0,5–1,0 м. Окатанность материала изменяется от очень плохой в истоках до хорошей в устьях. Аллювиальные отложения поймы отдельных рек и ручьев золотоносны.

Техногенные образования (tH ; tQ_H) сформированы в результате добычи россыпей золота в бассейнах рек Гаревки, Колоромо, Бол. Алманакан. Представлены перемывным генетическим подтипом. Состав образований валунно-щебнисто-галечниковый с незначительным содержанием супесного материала. В местах установки промприбора развиты эфельные осадки песчано-супесно-суглинистого состава. Мощность менее 30 м. Техногенные образования золотоносны.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Образования представлены элювиальными и склоновыми образованиями.

Элювий (ϵ) в виде маломощного чехла развит на площадках, венчающих островные горы, субгоризонтальных поверхностях междуречий и придолинных поверхностях. Элювий островных гор крупно-глыбовый, реже – глыбово-дресвяно-щебнистый мощностью 1–2 м. На субго-

ризонгальных поверхностях выравнивания в составе грубообломочного элювия появляется суглинок серовато-коричневый гидрослюдистый с кальцитом, мощность элювия здесь достигает 2 м. Элювий, развитый на придолинных поверхностях сложен глинами и щебнистыми, реже – глыбово-щебнистыми суглинками, мощность его до 3 м.

Склоновые образования представлены генетическими типами, формирующимися при массовом движении материала на склонах.

Коллювий (с), развитый на склонах островных гор крутизной более 30°, представлен щебнем, дресвой и глыбами. К основанию склона размер глыб и их количество увеличивается. Мощность коллювия достигает 3 м.

Десерпций (dr) развит на склонах островных гор, сложенных роговиками, кристаллическими сланцами, гранитоидами, способными при выветривании давать глыбово-дресвянисто-щебнистый материал при практически полном отсутствии мелкозема и почвенно-растительного слоя. Крупность и состав обломков не меняется от вершины к подножью склона и зависит от пород, слагающих склон. Мощность чехла не превышает 2 м.

Солифлюксий (s) покрывает склоны крутизной 8–15° и представлен переувлажненными щебнистыми суглинками, иногда с глыбами. Длинные оси щебня и глыб ориентированы беспорядочно. Мощность солифлюксия увеличивается на склонах повышенной влажности, достигая 4 м.

Десерпций и солифлюксий (dr,s) выделяются на склонах с крутизной 12–20°, обрамляя островные горы или покрывая их. Здесь наблюдается массовое медленное сползание грубообломочного материала. В ложках и понижениях, истоках водотоков этот материал обогащается мелкоземом и переувлажняется, здесь происходит резкое увеличение скорости движения осадков. В итоге образуются «каменные моря» и «каменные реки». Мощность выделенных образований составляет 0,5–2,0 м на склонах с десерпционной составляющей и 1–3 м в понижениях рельефа.

Коллювий и солифлюксий (с,s). Выделенное сочетание генотипов характерно для денудационно-эрозионных склонов современных долин, меняющих крутизну от 10–15° до 25°. Крупность, состав и мощность образований варьирует в зависимости от крутизны склонов. На крутых склонах аккумулируется более грубый коллювиальный материал, а с уменьшением крутизны, где увеличивается количество мелкозема – солифлюкционный. Мощность образований не превышает 4 м.

Делювий и солифлюксий (d,s) характерны для нижних, наиболее увлажненных частей склонов и выположенных междуречных пространств, с которых отток дождевых и талых вод затруднен. Сложены эти образования суглинками, супесями со щебнем, реже – мелкими глыбами. Иногда наблюдается грубая слоистость, обусловленная различным содержанием кластогенного материала. Мощность достигает 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Магматические породы занимают около 45 % площади, среди них выделены интрузивные и субвулканические комплексы позднеархейского, среднерифейского и позднеархейского возраста. Определения абсолютного возраста, химический состав пород, содержания микроэлементов и их физические свойства приведены в приложениях 7–10.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шумихинский комплекс метапикрит-метабазальтовый ($v\beta AR_2?š$) выделен как субвулканический аналог метабазитов малогаревского метаморфического комплекса [56]. К нему отнесены небольшие тела в нижнем течении р. Бол. Алманакан и в верховьях р. Тырады.

В верховьях р. Тырады пластовое тело шириной около 200 м и протяженностью до 3,5 км залегает среди гнейсов малогаревского метаморфического комплекса. Центральная часть его сложена среднезернистыми массивными, часто порфиоровидными ортоамфиболитами, сменяющимися к контакту мелкозернистыми, гнейсоватыми разностями. В эндоконтактных зонах залегают мелкозернистые, полосчатые сланцеватые тремолитовые, оливин-антигорит-тремолитовые метапикробазальты.

В нижнем течении р. Бол. Алманакан среди амфиболитов и гнейсов малогаревского метаконкомплекса залегают 3 линзовидных тела общей площадью около 2 км². Одно из тел прорвано гранитогнейсами гаревского комплекса. Субпластовые тела сложены мелкозернистыми, гнейсоватыми плагиоклазсодержащими ортоамфиболитами и оливин-антигорит-тремолитовыми метапикробазальтами, сменяющимися к центру более лейкократовыми разностями. Контакты тел резкие, неровные. Породы комплекса выделяются повышением гравитационного поля (0,5–1 мГал), в сопровождении магнитных аномалий интенсивностью 20–40 нТл, магнитная восприимчивость достигает $0,1 \cdot n$ ед. СИ.

Ортоамфиболиты – мелко-, среднезернистые массивные, иногда гнейсоватые породы черного цвета с зеленоватым оттенком, порфиробластовой, нематобластовой и нематогранобластовой структурой. Вкрапленники оливина и тремолита размером 0,2–2 мм слагают до 20 % объема породы. Минеральный состав (в %): оливин (Fe_{22-27}) – до 30, тремолит – 50–95, антигорит – до 15, шпинель (плеонаст) – до 10, акцессорные минералы (магнетит, пирит, пирротин, апатит, ильменит) – 3–7. Для ортоамфиболитов характерны высокие содержания (в %) MgO (до 20), низкие – Al_2O_3 (7–10), TiO_2 (0,5–1,3), щелочей (0,36–0,83) и высокие значения CaO/Al_2O_3 (0,87–1,2), что позволяет сопоставлять их с пироксенитовыми коматиитами [38, 39, 44]. В верховьях р. Теи (лист О-46-III) в амфиболитах комплекса установлены повышенные содержания золота (до 0,19 г/т), серебра (0,98 г/т), палладия (до 0,003 г/т), платины (до 0,04 г/т) [174].

Метапикробазальты сложены (в %): плагиоклазом (An_{40-50}) (10–20), буровато-коричневым гастингситом (80–85), салитом (до 5) и гранатом (до 2). От ортоамфиболитов отличаются пониженными содержаниями MgO (11–17 %), сидерофильных элементов и повышенными Al_2O_3 (9,7–19,5 %). Величина CaO/Al_2O_3 в них составляет 0,35–1 (прил. 8), что позволяет отнести их к высокомагнезиальным базальтам и базальтовым коматиитам [38, 39].

Ортоамфиболиты участвуют в карельской складчатости, метаморфизованы изофациально с вмещающими породами в условиях амфиболитовой (с элементами гранулитовой) фации и прорваны гранитоидами гаревского комплекса с возрастом 1 755–1 765 млн лет [174, 168]. Радиологический возраст ортоамфиболитов комплекса, определенный изохронным Rb-Sr методом по пробам, отобраным в бассейне р. Енашино на соседней территории (лист Р-46-XXXIII), составляет 2 340 млн лет, комагматичных им амфиболитов малогаревского метаконкомплекса (петротип малогаревского метаконкомплекса на р. Гаревке) – 2 328 млн лет и соответствует, видимо, времени их метаморфизма [175] раннекарельского этапа. Комплекс относится к образованиям

метапикрит-метабазальтовой формации [129].

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднетырадинский комплекс диорит-плагиогранитовый ($p\gamma, \gamma\delta, q\delta RF_2st$). К нему отнесены гранитоиды Среднетырадинского массива (7)*, расположенного в среднем течении р. Тырады и ряд мелких тел (1–3 км) в среднем течении р. Чапы. Среднетырадинский массив (петротип комплекса 14) представляет собой вытянутое в субмеридиональном направлении тело (16×3 км), прорывающее породы тейской серии раннего протерозоя, малогаревского и немтихинского метакомплексов позднего архея. Строение массива неоднородное, он сложен среднезернистыми, неравномернозернистыми, иногда – порфировидными биотитовыми, амфибол-биотитовыми плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. В северо-западной части массива преобладают плагиограниты, в центральной – гранодиориты, в западной – кварцевые диориты. Контакты между разновидностями постепенные неровные.

Плагиограниты – породы серого, светло-серого цвета с гипидиоморфной в массивных и гранобластовой структурой в огнейсованных разностях. Минеральный состав (в %): кварц – 20–25, олигоклаз (An_{22-27}) – 55–65, микроклин – до 3, биотит – 5–12, роговая обманка – до 7; акцессорные минералы: ильменит, альмандин, турмалин, ортит, дистен, циркон розового цвета «призматического» и «изометричного» габитусов. Для них характерны низкая ($Na_2O+K_2O=5-6\%$) натриевая щелочность ($Na_2O/K_2O=1,3-2$) и высокая глиноземистость (прил. 8).

Гранодиориты – серые среднезернистые, часто – порфировидные с лепидогранобластовой, местами гипидиоморфной структурой и массивной текстурой породы. Минеральный состав (в %): плагиоклаз – 45–60, кварц – 20–25, биотит – 12–17, калиевый полевой шпат – 6–8, мусковит – 0–7; акцессорные минералы: апатит, сфен, магнетит. Для них характерны низкая ($Na_2O+K_2O=5-6\%$) щелочность калиевого типа ($K_2O/Na_2O=0,8-4,5$) и высокая глиноземистость (прил. 8).

Кварцевые диориты сложены (в %): сосюритизированным плагиоклазом (An_{40-45}) – 55–60, бурой и зеленой роговой обманкой – 35–40, кварцем – 5–15, биотитом – до 5; акцессорные минералы: альмандин, апатит, сфен, ильменит, магнетит, лейкоксен, ортит, циркон «призматического» и «изометричного» габитусов. Диориты слабомагнитны, относятся к высокоглиноземистому ($al'=1,8-6$), низкощелочному ($Na_2O+K_2O=5-6\%$) натриевому, калиево-натриевому ($Na_2O/K_2O=1,2-5$) типу пород и характеризуются высокими содержаниями Ва и Р, сидерофильных и халькофильных элементов (прил. 8, 9).

В процессе дифференциации в породах комплекса закономерно увеличивается содержание кремнезема, щелочей и уменьшается концентрация фемических элементов при незначительном изменении железистости пород, типичном для пород известково-щелочной серии I-типа (рис. 4) [118].

На АФС интрузия выделяется темно-серым, серым неровным фототонном и массивным рисунком фотоизображения. Плагиограниты и гранодиориты массива немагнитны. Кварцевые диориты слабомагнитны ($\chi=54 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), вследствие чего, иногда фиксируются локальными положительными магнитными аномалиями интенсивностью до 50 нТл. Плотность пород комплекса варьирует от 2,67 до 2,84 г/см³ и не отличается от вмещающих сланцев. Породы нерадиоактивны или слабо радиоактивны, массиву соответствуют низкие значения гамма-поля (6–8 ед. экв. У) ториевой природы.

Становление массивов происходило в мезоабиссальных условиях ($P_{H_2O}=2,5-3$ кбар) [45]. Плагиогранитоиды прорваны лейкогранитами гурахтинского комплекса Хребтового массива (717±10 млн лет). Радиологический возраст пород комплекса, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам составляет 943±2 и 1 025 млн лет [175, прил. 7], U-Pb методом по циркону – 1 110±100 млн лет [169]. Породы комплекса относятся к образованиям диорит-плагиогранитовой формации.

* Здесь и далее цифры в скобках обозначают номера массивов на тектонической схеме.

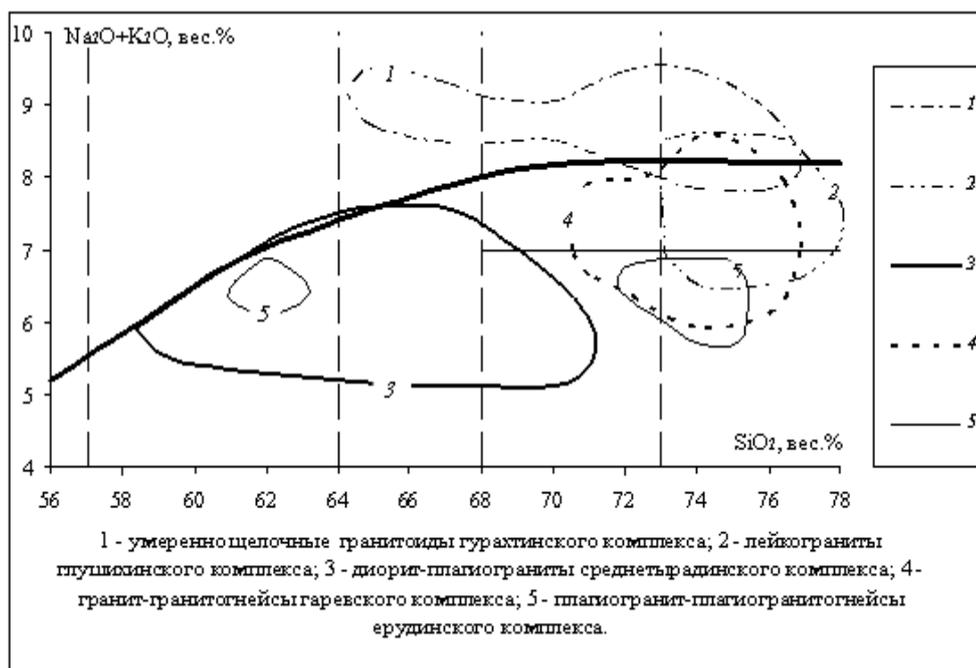


Рис. 4. Характер дифференциации гранитоидов в координатах SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$).

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Орловский комплекс базальт-андезит-риолитовый ($v\beta; \lambda\zeta; v\beta RF_3o$). Субвулканические образования. К комплексу отнесены силлы и дайки амфиболизированных метагаббродолеритов, прорывающие гнейсы немтихинского метакомплекса (опорное обнажение б) и дайки метариодацитов, прорывающие рифейские отложения. В верховьях р. Оленьей выделяется ряд овально-вытянутых тел метадолеритов орловского комплекса (Верхнеоленьинская группа тел (4)), протяженностью 0,5–2,5 км при ширине 0,5–1,0 км. По гравиметрическим данным они образуют единое субпластовое тело, подошва которого располагается на глубине 1,2 км. Массивы имеют редкие неровные контакты, сложены полосчатыми мелкозернистыми (участками средне-, крупнозернистыми) порфиоровидными меланократовыми метагаббродолеритами. Близкие по составу и петрохимическим особенностям метадолериты выявлены в верхнем течении р. Тис, где они слагают серию субпараллельных дайкообразных тел среди сланцев сухопитской и орловской серий. Мощность тел колеблется от первых метров до 150–200 м, протяженность – от сотен метров до 6 км. Центральные части даек сложены средне-крупнозернистыми метагаббродолеритами, краевые – мелкозернистыми порфиоровидными метадолеритами. Вмещающие породы слабо ороговикованы, карбонатизированы, эпидотизированы и хлоритизированы. Ширина экзоконтактового ореола – 1–5 м.

Метадолериты, метагаббродолериты характеризуются бластогаббровой, порфиробластовой, лепидогранобластовой структурой и массивной, иногда полосчатой текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз – 60–70, роговая обманка – 25–30, биотит – 0–3, кварц – 2–5, клиноцоизит, хлорит, кальцит – 2–7, акцессорные – 2–3 (магнетит, апатит, пирит, алмадин, халькопирит, рутил, турмалин). Для габброидов р. Оленьей характерна большая степень меланократовости (содержание плагиоклаза – 35–40 %) и большая железистость роговой обманки [118]. По химическому составу метадолериты относятся к натриевому, низкоглиноземистому типу (Al_2O_3 – 13–15 %) пород с повышенной титанистостью (TiO_2 – 1,3–1,5 %), характерному для толеитовой серии (рис. 5, 6) [72].

Радиологический возраст метадолеритов Верхнеоленьинской группы тел, определенный Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, составляет 853 млн лет (прил. 7), что позволяет коррелировать их с метабазами орловской серии, имеющими радиологический возраст 821–824 млн лет [174].

Кроме габброидов к комплексу отнесены дайки метариодацитов, широко распространенные в бассейне руч. Неразгаданного. Мощность даек – первые метры, протяженность от сотни метров до 1 км, контакты тел резкие [140, 118].

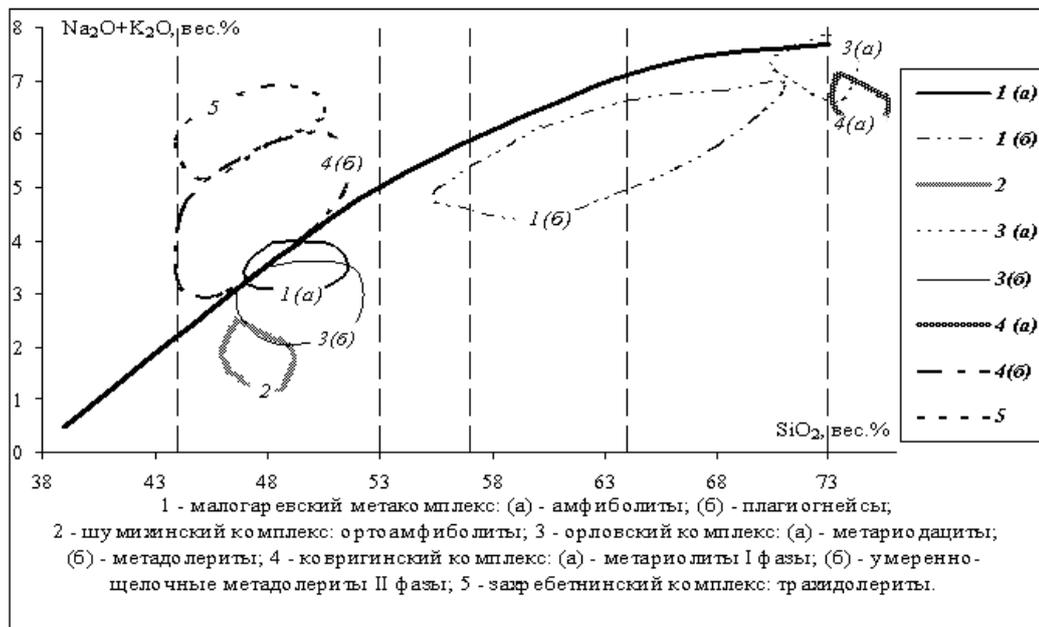


Рис. 5. Положение состава пород на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$.

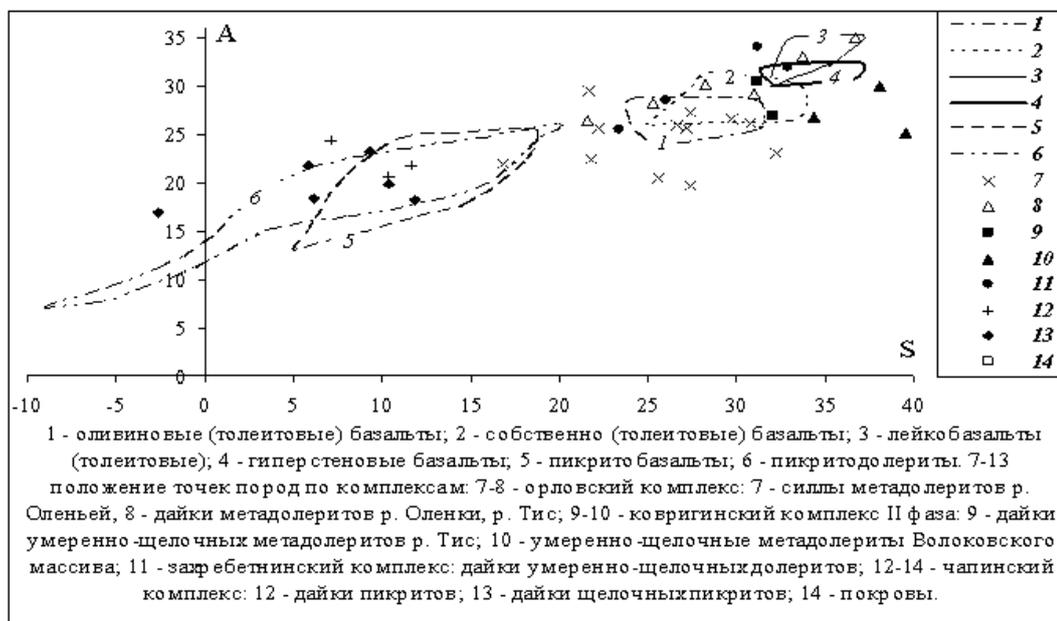


Рис. 6. Положение полей статистического распределения вулканических пород основного состава в координатах $A=\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и $S=\text{SiO}_2+(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2)$; в вес. % [58].

Метариодациты – массивные породы светло-серого цвета с бластопорфировой, бластогломеропорфировой структурой и бластосферолитовой, ксеноморфной основной массой. Вкрапленники альбита, калиевого полевого шпата и кварца размером до 3 мм слагают 10–20 % объема породы. В незначительном количестве присутствуют фенокристаллы биотита и мусковита. Основная масса полевошпат-кварцевая с линзами и полосами мусковит-кварцевого агрегата. Акцессорные минералы: сфен, рутил, циркон, апатит, турмалин, алмадин. Метариодациты характеризуются высокой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,4\%$) калиево-натриевого, калиевого типа ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,6-2,7$), высокой глиноземистостью ($\text{al}^1=3,7-8,1$) (прил. 8) и низкими значениями Rb/Sr (1,7–3,7). Радиологический возраст метариодацитов в бассейне руч. Неразгаданного, определенный по валовым пробам $\text{Rb}-\text{Sr}$ методом, составляет 809 ± 15 млн лет (прил. 7).

Дайки метадолеритов благодаря своей повышенной намагниченности фиксируются в магнитных полях аномалиями до 300 нТл. Магнитная восприимчивость долеритов до $8\,000\cdot 10^{-5}$ ед. СИ (среднее – $150\cdot 10^{-5}$ ед. СИ), а метариодацитов – $80\cdot 10^{-5}$ ед. СИ (среднее – $19\cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Верхнеоленьинская группа тел метадолеритов выделяется гравитационной аномалией интенсивностью 4–5 мГал.

Полученные определения радиологического возраста и петрохимические особенности пород комплекса позволяют считать их аналогами вулканогенных пород орловской серии и относить к образованиям позднерифейской последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации.

Ковригинский комплекс риолит-лейкобазальтовый. Субвулканические образования. По составу пород комплекс разделен на две фазы: *первая фаза* сложена метариолитами ($\lambda RF_3 k_1$), *вторая* – умереннощелочными метадолеритами ($\tau \nu \beta; \tau \nu \beta RF_3 k_2$) (рис. 5).

Крупный массив метариолитов (петротип ковригинского комплекса – 2) подковообразной, серповидной формы выходит на поверхность на склонах г. Ковриги (3). Он представляет собой уплощенную, расщепленную в краях линзу с субсогласным верхним и несогласным нижним контактами, залегающую в вулканогенно-осадочных породах ковригинской свиты. Ширина выхода тела колеблется от сотен метров до 1 км, общая протяженность – более 12 км, мощность в центральной части – 300 м. Падение субвулканического массива пологое на запад, юго-запад, северо-запад под углами от 15–20° до 40°. Массив сложен однородными по составу метаморфизованными риолит-порфирами, зернистость которых уменьшается от центра к кровле, а количество вкрапленников в них – увеличивается. Вмещающие породы в зоне экзоконтакта слабо биотитизированы, окварцованы, серицитизированы и гематитизированы. Риолиты прорваны многочисленными субпластовыми дайками умереннощелочных метадолеритов второй фазы (опорное обнажение 2).

Метариолиты – массивные и рассланцованные породы зеленовато-серого и серого цвета с порфировой, гломеропорфировой, бластопорфировой структурой с реликтовой фельзитовой, микрогранитной и микролепидогранобластовой основной массой. Текстура массивная, неясно-флюидальная, параллельносланцеватая. Порфиновые выделения (0,7–1,5 мм) слагают 3–15 % объема и представлены кварцем (более 90 %), редко микроклином или кварц-полевошпатовыми сростками. В рассланцованных метариолитах кварцевые вкрапленники разбиты сетью трещин и часто превращены в мелкозернистый кварцевый агрегат. Основная масса породы сложена микролитами калишпата и ксеноморфного кварца, между которыми размещены чешуйки серицита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, гематитом, пиритом, цирконом, апатитом, монацитом, анатазом, редко – алмандином, ставролитом, эвксенитом, ильменорутилом, флюоритом, шеелитом, сфеном, турмалином. Автометасоматические и более поздние наложенные процессы выразились в образовании зон окварцевания, гумбеитизации, березитизации. Как результат проявления этих процессов с метариолитами связаны урановое и золотое оруденение. Метариолиты характеризуются высоким содержанием кремнезема (74–77 %), умеренным – щелочей (5–7 %) (рис. 5), повышенной железистостью (более 0,85 %). Породы обогащены Th (60–90 г/т), Nb, Ta, Zr, Hf, Y, отличаются повышенными Th/U (6–14) и Sr/Sr (6–11), пониженными La/Sm и Cd/Lu отношениями. Химический состав пород отвечает калиевым риолитам нормального ряда [81].

Метариолитам соответствуют полосовидные магнитные аномалии (до 1 000 нТл) и аномалия гамма-поля уран-ториевой природы до 25 мкР/ч.

Радиологический возраст метариолитов, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам составляет 740 ± 10 млн лет (прил. 7), по цирконам U-Pb методом – 753 ± 6 млн лет [81]. Модельный возраст риолитов – 1 961–2 140 млн лет свидетельствует о палеопротерозойском коровом источнике [81]. По петрохимическим особенностям и радиологическому возрасту риолиты близки лейкогранитам глушихинского комплекса, комагматами которых они являются.

Вторая фаза комплекса представлена многочисленными субпластовыми телами метадолеритов, которые прорывают риолиты первой фазы, вулканы ковригинской свиты и сланцы быстринской свиты. Мощность тел составляет от 1 до 10 м (в единичном случае до 100 м), протяженность – от сотен метров до 3 км.

Метадолериты представляют собой зеленовато-серые породы с порфировой структурой и долеритовой основной массой. Порфиновые выделения (5–25 %) сложены лейстами (0,5–3 мм) плагиоклаза (альбит № 5–10) и пироксеном, который нацело замещен лейкоксен-хлоритовым агрегатом. Основная масса сложена серицитизированным альбитом, интерстиции выполнены мелкочешуйчатым хлоритом. В незначительном количестве присутствуют клиноцоизит и зеленый биотит, акцессорные минералы представлены магнетитом, лейкоксеном, сфеном, пиритом, ильменитом, пирротинном. По химическому составу метабазиты г. Ковриги относятся к натровому ($K_2O/K_2O+Na_2O=0,08-0,2$), магножелезистому ($FeO/FeO+MgO=0,7-0,76$), высокоглиноземистому ($Al_2O_3 - 16,8-17,5 \%$, $al'=1,02$), высокотитанистому ($TiO_2 - 1,95-2,24 \%$) типу пород [118], соответствующих умереннощелочным лейкобазальтам (рис. 5).

Радиологический возраст метадолеритов г. Ковриги составляет 745 ± 17 млн лет (прил. 7).

На юге площади, в приустьевой части р. Оленки, расположен овальный (2×2,5 км) Волоков-

ский массив (18) метадолеритов. Метадолериты – мелко-среднезернистые, часто порфиroidные, породы темно-зеленого (до черного) цвета с порфиroidной (5–10 %) структурой и массивной текстурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (60–70), актинолит (1–15), биотит (0–3); в основной массе развиты хлорит, клиноцоизит, кварц, актинолит. Плагиоклаз фенокристаллов представлен широкопризматическим (0,2–3 мм) андезином (An_{20-25} до An_{10}), иногда с каемкой (до 0,02 мм) автometасоматического альбита. Плагиоклаз основной массы (около 80 %) – альбит, образует мелкие (0,01×(0,05–0,1) мм) беспорядочно ориентированные лейсты, промежутки между которыми выполнены светло-зеленым хлоритом и пылевидным рудным минералом, образованным по стеклу. Миндалины (0–10 %) выполнены кальцитом (до 5–10 мм) или гранобластовым агрегатом кварца (размер до 0,2 мм). Встречаются (0–1 %) удлиненные (до 0,1×5 мм) линзы хлоритизированного стекла. Метадолериты Волоковского массива отличаются повышенными содержаниями окиси кальция (3,5–6,4 %) и глинозема (Al_2O_3 – 16,5–18 %) при низких содержаниях железа (Fe_2O_3 – 0,8–7 %) и окиси магния (MgO – 3–4,5 %) (прил. 8). Они относятся к калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O=1,9-7,96$) и натриевой сериям высокоглиноземистых ($al^1=1,2-3,5$) пород. По высокому содержанию кремнезема (50,2–57,3 %) и суммы щелочей (5,1–6,7 %) точки их химического состава фиксируются в поле умереннощелочных базальтов (рис. 5, 6).

Радиологический возраст метадолеритов массива составляет 729 ± 5 млн лет (прил. 7).

Метадолериты Волоковского массива и г. Ковриги имеют близкий химический состав и радиологический возраст, тесную пространственную и генетическую связь с умереннощелочными метабазальтами быстринской свиты, пространственную – с метариолитами первой фазы, объединяются, в соответствии с легендой серии, в один комплекс [129] и относятся к контрастной риолит-лейкобазальтовой формации с антидромной последовательностью пород, характерной для континентальных рифтов [80].

Глушихинский комплекс лейкогранитовый. *Первая фаза ($l\gamma RF_3g_1$).* К данному комплексу отнесены лейкограниты слагающие Гаревский (15), Водораздельный (12), Славкинский (11) и Верхнетырадинский (10) массивы позднерифейского вулканоплутонического пояса.

Гаревский массив расположен в юго-западной части площади и представляет собой вытянутое в меридиональном направлении от р. Гаревки до р. Верх. Сурнихи тело протяженностью около 20 км при ширине 5–7 км. Массив гетерогенный, к глушихинскому комплексу нами относятся центральная и западная части массива, а в восточной части массива развиты гранитоиднейсы гаревского комплекса. По поводу строения массива существует несколько точек зрения. На гетерогенность массива указывал В. М. Даденко [34], который выделял в восточной его части Полойский мигматит-плутон посольненского комплекса, а в западной части – собственно гаревский позднерифейский комплекс. И. К. Кокодзеев граниты Гаревского массива, в целом, относил к татарско-аяхтинскому комплексу [27], Е. К. Ковригина – к гаревскому комплексу с возрастом 1 750 млн лет [24], А. Е. Верниковская и В. А. Верниковский – к глушихинскому позднерифейскому комплексу [12].

Граниты глушихинского комплекса в пределах Гаревского массива – розовые или розовато-серые лейкократовые, порфиroidные массивные породы. Преобладают биотитовые и биотит-содержащие разновидности. Структура пород порфиroidная, порфиroidбластовая с элементами blastопорфиroidной на участках затронутых милонитизацией. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, а для отдельных участков массива – аплитовидная, гранофиroidная, пегматоидная. Порфиroidность пород обуславливают крупные (2–3 мм) изометричные зерна пятнисторешетчатого микроклин-пертита (10–25 %) с $\angle 2V=76-88^\circ$. Крупные кристаллы микроклина часто содержат вросстки кварца. Минеральный состав основной массы (в %): кварц – 45–56, микроклин – 35–40, плагиоклаз (An_{3-10}) – до 10, биотит – 0,5–3, амфибол – 0–2; вторичные – эпидот, хлорит, мусковит; акцессорные минералы – турмалин, циркон (5 разновидностей, [127]), циртолит, апатит, монацит, альмандин, флюорит, рутил, магнетит, ильменит, анатаз, сфен, дистен, ставролит – 0,5. Содержание магнетита достигает 0,5 %, вместе с ильменитом и сфеном он часто находится в виде включений в биотите [12].

Лейкограниты массива магнитны ($\chi=(20-3\ 700)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ), характеризуются высоким содержанием радиоактивных элементов (по данным аэросъемки Th – $(30-50)\cdot 10^{-4}$ %, U – $(8-12)\cdot 10^{-4}$ %, K – 2,5–3 %) и четко картируются по всем геофизическим признакам: в магнитном поле серией линзовидных аномалий до 100 нТл, вытянутых в северном направлении, в гамма-поле аномалией радиоактивности более 30 ед. экв. U и отрицательной аномалией остаточного гравитационного поля до –8 мГал. Расчетная вертикальная мощность массива порядка 7–8 км.

Массивы Водораздельный, Славкинский, Верхнетырадинский имеют более отчетливые резкие контакты с вмещающими породами и образуют вытянутую цепочку линейных и изометричных тел площадью от 6 до 90 км². Массивы сложены крупно-, среднезернистыми краснова-

тыми порфирированными биотитсодержащими турмалиновыми лейкогранитами с характерными порфирированными выделениями (2–4 мм) розового микроклина и голубоватого кварца. Вдоль эндоконтактов развиты мелкоравномернозернистые желтые лейкограниты. В зонах милонитизации полевые шпаты катаклазированы, кварц развальцован и перекристаллизован в агрегат полигональных зерен. В Славкинском массиве широко проявлены грейзенизация и окварцевание, вкрапленники флюорита, турмалина, касситерита. Граниты Славкинского и Водораздельного массивов отличаются от прочих гранитоидов глушихинского комплекса уран-ториевой специализацией при средней радиоактивности (12–16 ед. экв. U), самой низкой плотностью 2,55 г/см³ породы абсолютно немагнитны. Аналогично содержание радиоактивных элементов в Верхнетырадинском массиве, но по плотности и магнитным свойствам он ближе к Гаревскому массиву.

Лейкограниты глушихинского комплекса характеризуются высокими содержаниями SiO₂ (72,5–76,5 %), повышенными – суммы щелочей (7,3–8,1 %) и невысокими – глинозема (12–13,5 %, al'=5–10), FeO+Fe₂O₃, CaO, MgO (прил. 8). Значения коэффициента агапайности в породах составляет 0,7–0,85 при значительном преобладании калия над натрием (K₂O/Na₂O=1,5–3,5). По петрохимическим особенностям породы комплекса относятся к лейкогранитам известково-щелочной серии (рис. 4). Они характеризуются высокими содержаниями F, Rb, Th, Ta, Ce, Sm [12], а также Sn, Nb (23–38 г/т), В (до 0,3 %), W (до 0,001 %) и редких земель (140,6–151,5 г/т) при La/Yb_n=2,7–5,9, U – 4–5 г/т, Th – 19–21 г/т, Th/U=4,5–5 [99]. Для гранитоидов комплекса типичны высокие значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₀ (0,73819), Rb/Sr (26–53) и низкие εNd (T) (от –5 до –6,1), что указывает на коровую природу расплавов [119]. По соотношениям петрогенных и редких элементов лейкограниты близки к постколлизийным коровым гранитоидам А-типа [12]. Южнее изученной площади, в Лендахском массиве глушихинского комплекса, давление воды на заключительной стадии кристаллизации магмы, рассчитанное по методике Г. Б. Ферштатера, составляло P_{H₂O}=0,7–1 кбар [45]. С грейзенизированными гранитами комплекса связано оловянное и урановое оруденение.

Радиологический возраст гранитов Гаревского массива, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 752±3 млн лет [12], изохронным Rb-Sr методом – 718±12 млн лет (Водораздельный массив) и 750±16 млн лет (Верхнетырадинский массив) (прил. 7). Состав и определения радиологического возраста гранитов комплекса позволяет уверенно относить их к позднему рифею и считать их комагматами риолитов ковригинского субвулканического комплекса.

Захребетнинский комплекс щелочных трахитов-трахибазальтов. *Первая фаза* (τβRF_{3z}). Субвулканические образования. Комплекс представлен дайками трахидолеритов и умереннощелочных долеритов, выявленных в верховьях рр. Гаревки и Тиса. Мощность даек колеблется в пределах 0,5–3,0 м, протяженность – от десятков до сотен метров; контакты тел резкие, неровные.

Трахидолериты и умереннощелочные долериты – массивные породы черного цвета с пилотакситовой, микродолеритовой структурой и фенокристаллами (15 %) плагиоклаза, титанавгита, керсутита и титаномагнетита. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{45–52}) – 40–50, титанавгит – 25–30, керсутит – 5–20, нефелин – 0–2, анальцим – 0–2, оливин – 0–2, аксессуарные (титаномагнетит, сфен, лейкоксен, апатит, циркон) – 3–5. Полнокристаллическая основная масса состоит из лейст карбонатизированного плагиоклаза с иголочками керсутита, титанавгита, серпентинизированного оливина, а также ксеноморфных анальцима и либнеритизированного нефелина. Для трахидолеритов и умереннощелочных долеритов типичны высокие содержания щелочей (5–8 %), глинозема, фосфора, высокие значения коэффициента глиноземистости (al'=0,7–2) при Na₂O/K₂O=0,5–1,95 (прил. 8), что свидетельствует о высокой дифференцированности магмы во время кристаллизации исходного расплава. В трахидолеритах установлены аномально высокие содержания фосфора (1,5 %). По петрохимическим особенностям трахидолериты комплекса близки умереннощелочным базальтам чивидинской свиты [43] и трассируют зоны распространения центров палеовулканов. На диаграмме статистического распределения пород основного состава дайки умереннощелочных долеритов захребетнинского комплекса расположены в полях базальтов и гиперстеновых базальтов (рис. 6).

Породы сильно магнитны (χ – до 5 012·10⁻⁵ ед. СИ), не радиоактивны, плотность их составляет 2,90 г/см³. Они всегда находят выражение в магнитном поле, но, в связи с незначительной мощностью тел, фиксируются локальными аномалиями преимущественно 20–50 нТл.

Определения радиологического возраста Ar-Ar методом мономинеральных фракций биотита и пироксена из штока трахидолеритов севернее изученной площади составляют 696±8 млн лет [81], что хорошо согласуется с другими определениями, которые колеблются в пределах 690–692 млн лет [43].

Гурахтинский комплекс умереннощелочных гранитоидов (εγ;εγ,εγ,qξ,εγ-εγRF_{3gr}). К

данному комплексу отнесены умереннощелочные лейкократовые граниты, умереннощелочные граниты и кварцевые сиениты, а также умереннощелочные граниты и лейкограниты нерасчлененные, слагающие Верхневороговский (1), Хребтовый (2) и Тырадинский (8) массивы, а также ряд даек умереннощелочных лейкогранитов в обрамлении массивов.

Наиболее изучен Тырадинский массив, который расположен в среднем течении р. Тырады, ниже устья р. Лев. Тырады и протягивается в субмеридиональном направлении на 11 км при ширине от 2 до 5 км. В центре массива преобладают среднеравнозернистые биотитовые умереннощелочные лейкограниты, которые постепенно к западу и к югу сменяются умереннощелочными мелкозернистыми мелкопорфировидными биотитовыми гранитами, а к востоку – крупнопорфировидными (вкрапленники микроклина размером до 1–1,5 см – 30–50 %). В северной части массива в равной мере развиты умереннощелочные лейкограниты и граниты, в восточной – преобладают кварцевые сиениты [118]. В экзоконтактах, в зависимости от состава пород рамы проявлены ороговикование, скарнирование, микроклинизация. В западном экзоконтакте по мраморам образовались магнетитовые скарны и зоны грейзенизации с высокими концентрациями олова, бериллия, цинка, висмута (опорное обнажение 13).

Умереннощелочные лейкограниты – розовые, желтовато-розовые порфировидные (30–50 %) породы с гранитной гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Состав (в %): калишпат – 45–60, плагиоклаз (An_{20–25}) – 5–15, кварц – 30–40, биотит – 1–3; акцессорные <0,5 (циркон, апатит, монацит, ксенотим, торит, ильменит, рутил, гранат, колумбит-танталит).

Умереннощелочные граниты – серые до темно-серых, желтоватых породы неоднородные по составу и структуре мелко-, среднезернистые, иногда – порфировидные (за счет крупных, до 1–2 мм ксеноморфных зерен калишпата – 20–30 %), гипидиоморфнозернистые. Состав (в %): микроклин – 40–45, плагиоклаз (An_{20–25}) – 25–30, кварц – 25–30, биотит – 5–15; акцессорные <1 (циркон, апатит, турмалин, ксенотим, иногда – касситерит, магнетит, молибденит, монацит, магнетит, пирит).

Кварцевые сиениты – красноватые с розовым или оранжевым оттенком породы, с порфировыми выделениями калишпата (до 7–8 мм) и табличек плагиоклаза (до 3–5 мм). Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Состав (в %): калишпат – 50–60, плагиоклаз – 15–25, кварц – 10–12, биотит (хлорит) – 8–10; акцессорные <0,5 (циркон, сфен, апатит).

Породы комплекса характеризуются повышенной плотностью (2,65 г/см³), фиксируются в гравиметрическом поле аномалией в 4 мГал и при дефекте плотности в 0,1 мГал с вмещающими породами расчетная мощность массива составляет 0,8–1 км. Предполагается, что это глубина контакта с карбонатно-сланцевыми отложениями нижнего протерозоя, а глубже залегают преимущественно гнейсовые отложения, с плотностью аналогичной породам массива и плотностной контакт нивелируется. Породы не магнитны и магнитное поле над массивом спокойное, отрицательное. Массив контрастно выделяется по гамма-полно аномалией в 16–20 ед. экв. U и высоким содержанием радиоактивных элементов (U – 10·10⁻⁴ %, Th – 40·10⁻⁴ %, K – более 3 %).

Радиологический возраст гранитоидов Тырадинского массива, определенный Rb-Sr методом, составляет 715±10 млн лет (прил. 7) и 690±14 млн лет [129], U-Pb методом по цирконам – 850±60 млн лет [169].

Верхневороговский массив расположен на левобережье р. Вороговки, вытянут в северо-западном направлении на 6 км при ширине 2–3 км и продолжается в западном направлении за пределы площади. Он сложен разномасштабными биотитовыми умереннощелочными лейкогранитами, которые к эндоконтактам местами сменяются породами сиенитового состава.

Хребтовый массив площадью около 180 км², вытянут на 25 км в северо-западном направлении при ширине около 3–4 км на севере и 10 км на юге. Строение массива осложнено наличием ксенолитов пород рамы (гнейсы и амфиболиты малогаревского метакомплекса и гнейсограниты гаревского комплекса), а также разрывным нарушением. Интрузив сложен массивными среднезернистыми и порфировидными умереннощелочными биотитовыми гранитами. Они в контактах с ксенолитами приобретают плоскопараллельную текстуру и, как результат ассимиляции и щелочного метасоматоза, в тектонически активных зонах формируются альбитизированные граниты и граносиениты (опорное обнажение 3).

Плотность гранитов – 2,48–2,66 г/см³, но массивы слабо выражаются в гравитационном поле, располагаются в широкой градиентной зоне, имеют форму пластин с мощностью 200–500 м. Магнитное поле над массивами неоднородное, знакопеременное с линейными продольными аномалиями интенсивностью от 1–2 до 5 мэ, отвечающие как магнитным разностям гранитов, так и амфиболитам в ксенолитах. Породы радиоактивны, но Верхневороговский массив и по содержанию радиоактивных элементов и по общей радиоактивности (12–14 ед. экв. U) характе-

ризуется меньшими величинами ($U - (4-6) \cdot 10^{-4} \%$, $Th - (15-20) \cdot 10^{-4} \%$, $K - 1-1,5 \%$). Для Хребтового массива радиоактивность составляет 16–20 ед. экв. U, а содержание U – $(10-12) \cdot 10^{-4} \%$ для северной части и $6 \cdot 10^{-4} \%$ для южной, $Th - 25 \cdot 10^{-4} \%$, $K > 2 \%$.

На классификационной диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (рис. 4) породы гурахтинского комплекса расположены в поле повышенной щелочности ($Na_2O+K_2O=7,9-9,8$) при значительных (63–78 %) вариациях содержания кремнезема и образуют ряд от лейкократовых умереннощелочных гранитов, умереннощелочных гранитов до граносиенитов. С повышением кремнекислотности происходит незначительное увеличение щелочности и коэффициента агапитности (0,8–0,9), понижаются концентрации TiO_2 , MgO , CaO , Fe_2O_3+FeO . По соотношению удельной глиноземистости и кремнекислотности образования гурахтинского комплекса относятся к гранитоидам I-S типа и выделяются в формацию умереннощелочных гранитов тыловодужного магматического пояса. В целом гранитоиды комплекса относятся к калиево-натриевой весьма высокоглиноземистой ($al'=2,5-5,5$) серии пород. Отношение Na_2O/K_2O незначительно варьирует от 0,27 до 0,8 и лишь в альбитизированных гранитах доходит до 2,7.

Радиологический возраст Хребтового массива, определенный изохронным Rb-Sr методом составляет 710 ± 14 млн лет (север массива) и 717 ± 10 млн лет (юг массива) (прил. 7), что согласуется с изотопными определениями по Тырадинскому массиву (715 и 690 млн лет) и другим массивам комплекса (629–726 млн лет) [49, 174, 177]. Несмотря на множество надежных определений возраста, положение комплекса (возрастное) не определено окончательно, так как комплекс занимает положение моложе чингасанской серии (возраст вулканитов чивидинской свиты – 700 млн лет, [81]), а имеющиеся определения комплекса группируются вокруг цифры 710–715 млн лет, что требует дополнительных исследований по взаимосвязке.

Средневороговский комплекс щелочно-гранит-сиенитовый на изученной площади представлен *первой фазой* ($Eq\zeta RF_3sv_1$). К нему отнесены дайки щелочных кварцевых сиенитов (нордмаркитов), прорывающих отложения конкинской свиты в истоках руч. Юктолки. Мощность даек 3–5 м, прослеженная протяженность – 50–60 м.

Щелочные кварцевые сиениты – средне-, крупнозернистые породы желтовато-серого цвета. Они состоят (в %) из плагиоклаза (An_{12-17}) – 50–60, калиевого полевого шпата – 15–25, кварца – 5–15, биотита – 5–10, арфведсонита – 1–2, рибекита – 1; аксессуарных минералов (апатит, циркон, торит, сфен, ортит, магнетит) – 2–5. По минеральному составу дайки аналогичны мало-мощным телам щелочных кварцевых сиенитов (нордмаркитов), расположенных в непосредственной близости от восточной рамки площади, в верховьях р. Лев. Нойбы. Значительное содержание торита предопределяет высокую радиоактивность пород комплекса [153]. Щелочные кварцевые сиениты относятся к высокоглиноземистым породам калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O=0,78-2,68$), коэффициент агапитности равен 0,72–0,95, что типично для щелочных пород плюмазитового ряда.

С породами средневороговского комплекса генетически связаны полевошпатовые и мусковит-флюоритовые метасоматиты в микроклинизированных гнейсах малогаревского метакон-плекса и барит-флюорит-кварцевые жилы на правом берегу р. Мал. Алманакан. Метасоматиты, как и щелочные кварцевые сиениты, характеризуются высокой ториеносностью и выделяются по радиоактивности.

Гранитоиды комплекса относятся к формации щелочных гранитов и щелочных сиенитов.

Радиологический возраст щелочных гранитов средневороговского комплекса в верховьях р. Лев. Нойбы, определенный изохронным рубидий-стронциевым методом по валовым пробам, составляет 620 млн лет [126].

Чапинский комплекс щелочных пикритов ($T\omega, \omega, o; T\omega RF_3\zeta$). Субвулканические образования. Щелочно-ультрасосновные породы впервые были установлены в долине р. Чапы как слюдяные кимберлиты [54], при дальнейшем изучении были выделены несколько десятков тел, объединенных в чапинский комплекс [61, 55, 126, 47]. Тела ультрабазитов приурочены к полосе (11×18 км) в долине р. Алманакан, которая уходит за пределы площади и выделяется как Нойбинско-Алманаканский пояс [46] в пределах Татарской зоны разломов. В пределах пояса известны дайки и одна трубка взрыва «Марининская» [126], штоки щелочных пикритов, пикритов, авгититов и лимбургитов и два вулканических покрова, залегающих среди отложений суворовской свиты.

Алманаканский шток (30×80 м) расположен на правом берегу р. Бол. Алманакан, в 3,4 км выше устья р. Мал. Алманакан, прорывает песчаники карьерной свиты, имеет крутой наклон (80°) на северо-восток. Шток сложен витрофировыми гломеропорфировыми лимбургитами с обильными (35–40 %) вкрапленниками титанавгита и оливина. В экзоконтактах (0,6–1 м) они насыщены оплавленными, иногда ороговикованными ксенолитами вмещающих пород. По трещинам развиты кальцитовые, доломитовые, серпентин-кальцитовые прожилки. Вблизи штока

отмечаются дайки (1–5 м) авгититов, лимбургитов.

Трубка «Марининская» расположена на водоразделе р. Алманакан и руч. Горелого, прорывает отложения суворовской свиты верхнего рифея. В плане это овальное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении, размером 200×20 м. Трубка сложена мелкообломочными эруптивными брекчиями типа «песчанистых туфов», которые состоят (60–90 %) из оскольчатых обломков (0,2–2 мм) кварца и полевых шпатов и незначительного количества обломков (1–2 см) песчаников суворовской свиты. Цементирующая масса представлена лейкоксен-серпентин-карбонатным агрегатом с мелкими вкрапленниками серпентинизированного оливина, титанавгита, флогопита. Эруптивная брекчия и песчаники в экзоконтакте пронизаны маломощными (1–3 см) кальцитовыми, анкеритовыми, серпентин-кальцитовыми прожилками.

В бассейнах рр. Бол. и Мал. Алманакан распространены дайки (мощностью 0,5–5 м, протяженностью десятки–сотни метров) пикритов, щелочных пикритов, мелалейцититов, авгититов и лимбургитов.

Наиболее крупная дайка пикритов расположена на правом берегу р. Мал. Алманакан в 7 км выше устья и прослежена на 300 м при мощности 25–30 м. Она сложена массивными пикритами с вкрапленниками (0,5–2 мм) оливина (2–10 %). В краевых частях дайки количество фенокристаллов увеличивается (до 30 %), появляются оплавленные обломки (2–20 мм) вмещающих пород (гранитов, плагиогнейсов, амфиболитов). В дайках встречаются ксенолиты пироксенитов и перидотитов, эндоконтактные и экзоконтактные зоны пронизаны кальцитовыми и доломитовыми прожилками.

Щелочные пикриты – массивные породы черного, темно-зеленого цвета, порфировой до гломеропорфировой структуры и аловитрофиновой, микролитовой основной массой. Состав (в %): оливин (форстерит, хризолит) – 55–70, титанавгит – 20–40, биотит – 5–10, акцессорные минералы – 1–5. Вкрапленники слагают 10–40 %, по их парагенезису выделяются: оливиновые, биотит-оливиновые, титаномагнетит-титанавгит-оливиновые щелочные пикриты. Оливин замещается идингситом, хризотилом, карбонатом, тальком, халцедоном. Основная масса микролитовых щелочных пикритов сложена оливином, титанавгитом ($cNg=30-32^\circ$), титаномагнетитом, биотитом, погруженными в серпентин-карбонатный апостекловатый базис. В витрофиловых разностях основная масса состоит из спутанно-волокнистого лейкоксен-титаномагнетит-хризотил-карбонатного агрегата. Акцессорные минералы: альмандин, хромшпинелиды, хромдиопсид, пикроильменит, циркон, бадделеит, ксенотим, флюорит, гематит и пирит.

Пикриты – массивные породы черного, темно-зеленого цвета, с порфировой структурой и микролитовой витрофиловой основной массой. Вкрапленники оливина и пироксена (0,2–3 мм) слагают 15–20 % объема породы. Минеральный состав (в %): оливин – 30–40, пироксен – 0–15, основная масса – 40–50, акцессорные минералы – 7–8. Основная масса представлена серпентинизированными, карбонатизированными микролитами оливина и пироксена (3–5 мм) в девитрифицированном серпентин-карбонатном стекловатом базисе. Акцессорные минералы: титаномагнетит, хромшпинелиды, альмандин.

Лимбургиты – микрозернистые породы почти черного цвета порфировой структуры с микролитовой витрофиловой основной массой. Состав (в %): титанавгит – 40–50, оливин – 15–20, плагиоклаз – 5–10, керсутит – 0–5, биотит – 5–7, нефелин – 0–3, девитрифицированный стекловатый базис – 20–25; акцессорные минералы (титаномагнетит, ильменит, рутил, циркон, хромшпинелиды, хромдиопсид, апатит) – 2–5. Основная масса сложена микролитами оливина, титанавгита, лабрадора (An_{57-60}), керсутита, либнеритизированного нефелина. Интерстиции выполнены анальцим-хлорит-серпентин-карбонатным агрегатом. Вкрапленники (20–30 %) представлены титанавгитом (до 75 %), оливином, керсутитом, биотитом, титаномагнетитом.

Авгититы от лимбургитов отличаются высоким содержанием лабрадора (30–35 %), меньшим – оливина (10–15 %) и большим – нефелина (7–10 %). Вкрапленники состоят из титанавгита и керсутита.

Ультрабазиты комплекса относятся к двум петрохимическим сериям: натриевой ($Na_2O/K_2O > 1$) и калиевой ($Na_2O/K_2O < 1$). Единый структурный контроль размещения тел разного состава и их тесная пространственная связь свидетельствует о генетическом родстве этих образований [47].

К натриевым ультрабазитам относятся авгититы и лимбургиты, которые характеризуются повышенной щелочностью (до 4,7 %), глиноземистостью (до 14 %), при вариациях содержания кремнезема (30–45 %), окиси магния (7–15 %). Величина Na_2O/K_2O изменяется от 1 до 5. Значения коэффициентов железистости, агпаитности, общей щелочности, глиноземистости и кремнекислотности увеличиваются в процессе фракционирования. На факторной диаграмме (рис. 7) фигуративные точки авгититов и лимбургитов свидетельствуют об их принадлежности к разным фазам внедрения. Повышенные содержания CaO, K₂O, вариации содержаний SiO₂ в

туфах лимбургитов и авгититов связано с наличием обломков чуждых пород и интенсивной карбонатизацией.

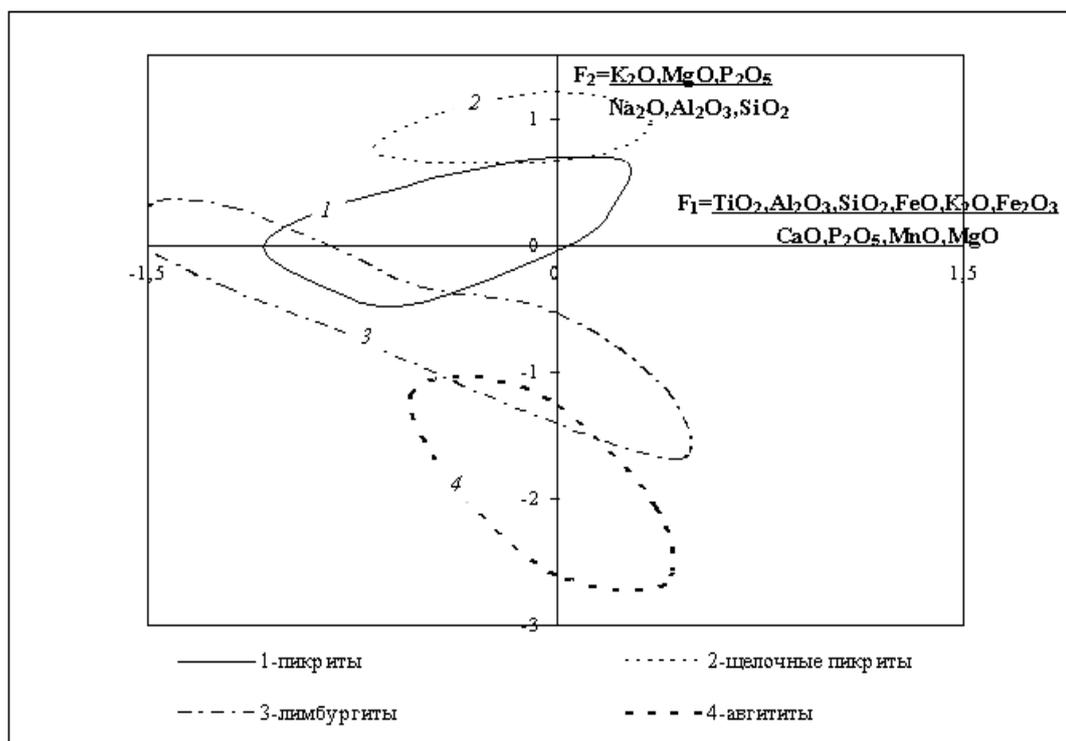


Рис. 7. Факторная диаграмма для щелочно-ультраосновных пород чапинского комплекса [47].

К калиевым гипербазитам относятся пикриты и щелочные пикриты. Пикриты обладают повышенной щелочностью (0,2–2 %), магнезиальностью (10–16 %), низкими значениями коэффициента агпаитности (0,05–0,2), вариациями содержаний кремнезема и значений коэффициента фракционирования (0,4–0,77). Для пикритов типичны высокие содержания нормативного оливина. В щелочных пикритах понижается глиноземистость (7–9 %), железистость (0,3–5 %) при повышении щелочности (до 4 %), магнезиальности (15–18 %), титанистости (до 3,8 %), а также значений агпаитности (до 4 %) при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,15\text{--}0,5$. Недосыщенность кремнеземом выражается высокими содержаниями нормативного оливина (до 30 %) и лейцита (до 10 %), а повышенная щелочность – содержаниями значительных количеств биотита. Такие характеристики, наряду с низкими содержаниями бария (0,08–0,1 %), рубидия (0,004–0,01 %), низкие значения Rb/Sr (0,05–0,1) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, а также наличие типичных акцессорных минералов кимберлитов (хромдиопсид, пикроильменит, хромшпинелиды, муассонит) указывают на принадлежность этих пород к слюдяным кимберлитам.

Анализ особенностей минерального и химического состава щелочно-ультраосновных пород, структурного контроля их размещения зонами глубинных разломов, геодинамической обстановки позволяют отнести их к формации щелочных пикритов.

Для пикритоидов чапинского комплекса характерен низкотемпературный (хлорит-серпентин-карбонатный) парагенезис вторичных минералов, что типично для кимберлитов [88]. В то время как для пикритов, по данным тех же авторов, характерна более высокотемпературная (эпидот-амфибол-слюдистая) ассоциация постмагматических минералов.

По геофизическим данным штоки и дайки комплекса выражены в аэромагнитном поле в виде локальных изометричных и линзовидных аномалий интенсивностью 20–60 нТл. Наземной магнитной съемкой они выделяются магнитными аномалиями сложной формы интенсивностью от 600–800 до 1 500 нТл [126].

Тела чапинского комплекса прорывают метаморфические образования и осадочные породы от карелия до позднего рифея (суворовская свита). Не установлен факт прорыва карбонатных отложений подъемской свиты. Радиологический возраст даек щелочных пикритов (K-Ar метод по биотиту) составляет 670 млн лет, по валовым пробам – 668 млн лет [47].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади развиты продукты регионального, контактового и дислокационного метаморфизма, диафториты и метасоматические образования.

ОБРАЗОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Выделено 4 этапа регионального метаморфизма: позднеархейский – амфиболитовый с элементами гранулитового (B_3+B_4), раннепротерозойский – амфиболитовый (B_2^2) – эпидот-амфиболитовый (B_2^1), сухопитско-тунгусикский – зеленосланцевый (B_1^2, B_1^1) и киргитейско-глушихинский – цеолит-зеленосланцевый (B_0+B_1) (рис. 8).

Породы позднеархейского этапа метаморфизма утратили признаки стратификации и выделяются в немтихинский и малогаревский метаморфические комплексы. Термодинамические условия метаморфизма оценивались с помощью петрогенетической сетки Винклера (1979 г.) и с использованием минеральных геотермометров и геобарометров.

ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕАРХЕЙСКОГО ЭТАПА

На изученной площади развиты породы немтихинского и малогаревского метаморфических комплексов, условно отнесенные к позднему архею. Породы немтихинского комплекса, сложенного однородными серыми плагиогнейсами, отнесены к более древним, чем породы пестрого малогаревского комплекса, сложенного мраморами, амфиболитами, гнейсами и сланцами. Границы между породами комплексов резкие, часто тектонические, иногда затушеванные процессами гранитизации.

Немтихинский метаморфический комплекс ($AR_2?nm$). Породы комплекса слагают центральную часть Гаревского гранито-гнейсового купола Приенисейского антиклинория и прослеживаются в субмеридиональном направлении в виде отдельных блоков в полосе длиной 45 км при ширине 10–18 км. Незначительные по площади блоки пород комплекса выделяются в Центральном и Панимбинском антиклинориях. Метаморфический комплекс состоит из плагиогнейсов (95 %) и амфиболитов (5 %).

Плагиогнейсы представляют собой мелко-, среднезернистые порфиробластические породы темно-серого, серого цвета с гранолепидобластовой-лепидогранобластовой, порфиробластовой структурой и гнейсовой, полосчато-параллельной текстурой. Порфиробласты плагиоклаза, граната и роговой обманки слагают до 15 % объема породы. По минеральному составу выделяются: плагиогнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат-силлиманитовые, диопсид-гиперстен-роговообманковые. Состав (в %): кварц – 15–35, плагиоклаз (An_{23-40}) – 30–65, титанистый биотит – 5–25, буровато-коричневая и зеленая роговая обманка – 0–15, калиевый полевой шпат – 0–5, диопсид – 0–5, гиперстен – 0–5, салит – 0–5, альмандин – 1–5, силлиманит – 5–10, пирит, магнетит, апатит, сфен, анатаз, лейкоксен, циркон – 1–2. В разрезе по р. Гаревке в плагиогнейсах немтихинского метаморфического комплекса выявлены реликты зерен пироксенов диопсид-геденбергитового ряда и гиперстен-энстатитового, замещаемых амфиболом и биотитом [127].

Амфиболиты пользуются ограниченным развитием и представляют собой мелко-, среднезернистые породы темно-зеленого, почти черного цвета, с массивной, гнейсовидно-полосчатой текстурой. Структура гранонематобластовая, реже – гломеропорфиробластовая. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (An_{45-52}) – 40–50, буровато-коричневый гастингсит – 40–60, салит – 1–5, гранат – 1–3, биотит – 1–3.



1 : 500 000
 км 5 0 5 10 15 км

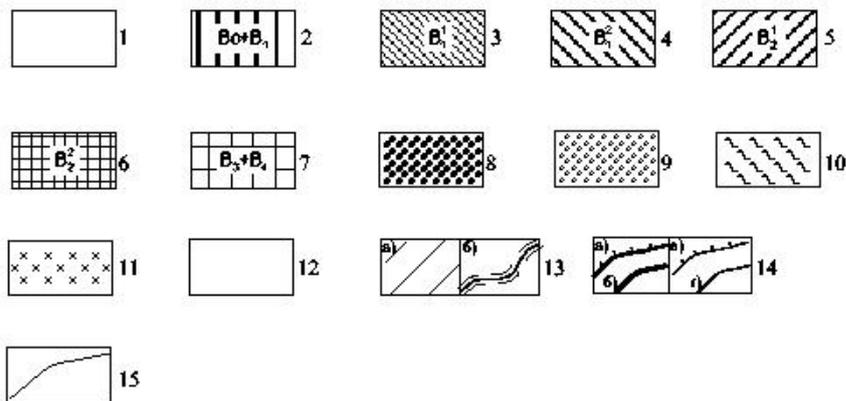


Рис. 8. Схема метаморфизма.

1 – осадочные породы позднего рифея, венда и кембрия; 2–7 – этапы регионального метаморфизма: 2 – киргитейско-глушихинский этап: цеолитовая и серицит-хлоритовая субфации зеленосланцевой фации объединенные (B_0+B_1); 3–4 – сухопитско-гунгусский этап: 3 – хлоритовая субфация (B_1^1), 4 – биотитовая субфация (B_2^2); 5–6 – раннепротерозойский этап: 5 – эпидот-амфиболитовая фация (B_3^3), 6 – амфиболитовая фация (B_4^4); 7 – позднеархейский этап: амфиболитовая с элементами гранулитовой (B_5+B_6); 8 – контактовые роговики: андалузитовые и кордиеритовые (ad.co), гранатовые (gr), биотитовые (bt); 9 – области интенсивной мигматизации и гранитизации; 10 – гранитогнейсы, плагиогранитогнейсы; 11 – граниты, лейкограниты, умереннощелочные граниты; 12 – blastsмилониты, милониты, катаклазиты: а) площадные зоны, б) маломощные линейные зоны; 13 – тектонические нарушения: а, б – главные: а) надвижки, б) взбросы; в, г – второстепенные: в) надвижки, г) взбросы и сбросы; 14 – границы метаморфических фаций и субфаций.

По химическому составу плагиогнейсы соответствуют плагиогранитам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, тоналитам. Они характеризуются высокой глиноземистостью ($al'=2,3-10,5$), обогащены сидерофильными, халькофильными элементами (прил. 8, 9). По соотношению Na_2O/K_2O породы относятся к натриевому типу. Реконструкция первичного состава указывает на принадлежность плагиогнейсов к ортопородам среднего и кислого состава известково-щелочной серии, а амфиболитов – к базитам.

Плагиогнейсы слабо радиоактивны, не магнитны или слабомагнитны (биотитовые гнейсы), им соответствует спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью от -20 до -40 нТл, на фоне которого наблюдаются редкие линейные аномалии $20-30$ нТл. Плотность гнейсов от $2,60-2,68$ г/см³. Участки распространения этих пород характеризуются отрицательными аномалиями остаточного гравитационного поля различной интенсивности. На АФС поля развития плагиогнейсов выделяются светло-серым, пятнистым фототонном и массивным рисунком фотоизображения.

Возраст пород комплекса до настоящего времени остается дискуссионным. Породы немтихинского метакомплекса были отнесены Л. К. Качевским предположительно к позднему архею [129], которые он выделил из состава архейской гаревской серии М. И. Волобуева (радиологический возраст уран-свинцовым методом по циркону и ортиту – $3\ 200; 2\ 450; 2\ 500; 2\ 150$ млн лет) [18, 124]. При среднемасштабной геологической съемке они были отнесены к раннепротерозойской свите хребта Карпинского [27], при крупномасштабной – к нижней толще гаревской серии раннего протерозоя [127] или предположительно архея [118]. Е. К. Ковригина [24] относила плагиогнейсы к абалаковской серии нижнего протерозоя и сопоставляла их с нижнепротерозойской енисейской серией.

Радиологический возраст мигматизированных плагиогнейсов немтихинского комплекса в разрезе по р. Гаревке, определенный Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, составляет $2\ 278$ млн лет (прил. 7). За пределами площади работ, в верховьях р. Теи, возраст плагиогнейсов составил $2\ 414$ млн лет [174] и $2\ 340$ млн лет [176]. Значения возраста, видимо, соответствуют времени метаморфических преобразований пород, формированию метаморфического комплекса и позволяют предполагать, что породы немтихинского метакомплекса древнее времени метаморфических преобразований (ранний карелий) и представляют реликтовые блоки архейских образований. Возраст пород комплекса принимается как предположительно позднеархейский.

Малогаревский метаморфический комплекс (AR₂?mg). Породы комплекса распространены в антиклинорных структурах в междуречье Гаревки, Верхней Сурнихи, Тырады, Алмаканана и Чапы. Комплекс сложен (в %) биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами (30), ортоамфиболитами (25), кристаллическими сланцами (25), мраморами, кальцифирами (15) и кварцитами (5). Они слагают пластины и линзы с шириной выхода от 500 до $4\ 000$ м каждая и протяженностью от сотен метров до десятков километров. Контакты тел резкие, иногда, вероятно, тектонические, реже – постепенные, иногда подчеркнуты линейными телами гранитогнейсов и плагиогранитогнейсов. Установить последовательность напластования пород в условиях очень плохой обнаженности не представляется возможным, поэтому границы литологических тел метаморфического комплекса показаны на геологической карте как границы между фациально разными образованиями с резким переходом.

Петротипический разрез для метаморфического комплекса выделен в бассейне р. Гаревки, 8 км ниже устья р. Мал. Гаревки (петротип комплекса 31). Здесь выделены кристаллические полевошпатсодержащие сланцы, переходящие в гнейсы, насыщенные мигматитами, ортоамфиболиты, иногда вмещающие маломощные тела диопсидсодержащих кварцитов, мраморов и кальцифиров.

Биотитовые гнейсы и плагиогнейсы – мелко-, среднезернистые породы темно-серого, серого цвета с порфиробластовой, пойкилобластовой структурой и массивной, гнейсовидной текстурой. Минеральный состав (в %): кварц – $15-20$, плагиоклаз (An₄₅₋₅₀) – $25-45$, калиевый полевой шпат – $10-15$, титанистый биотит – $10-25$, буровато-коричневая и зеленая роговая обманка – $0-5$, пирит, магнетит, апатит, сфен, лейкоксен – $1-2$. Реконструкция первичного состава позволяет предположить, что исходными породами для плагиогнейсов были андезитодациты.

Ортоамфиболиты – мелко-, среднезернистые породы черного цвета с нематогранобластовой структурой, полосчатой и массивной текстурой, иногда с порфиробластами (до 15 %) граната, плагиоклаза, роговой обманки. Минеральный состав (в %): буровато-зеленая роговая обманка (гастингсит $sNg=25-28^\circ$) – $40-90$, плагиоклаз (An₃₂₋₅₅) – $7-55$, салит – $0-7$, гранат – $0-5$, биотит – $0-7$, кварц – $0-10$, кальцит – $0-5$, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, апатит, сфен, лейкоксен – $2-3$. По химическому составу ортоамфиболиты соответствуют толеитовым базаль-

там и базальтовым коматиитам [38, 39].

Кристаллические сланцы – крупночешуйчатые узловатые породы серого цвета с порфиробластовой, лепидогранобластовой структурой; они имеют постепенные границы с гнейсами и плавно переходят в них. Порфиробласты граната и дистена составляют 5–15 % объема породы. Минеральный состав (в %): кварц – 40–60, титанистый биотит – 20–40, полевые шпаты – 10–20, гранат – 2–20, дистен, силлиманит – 2–10. Сланцы обогащены Al_2O_3 (до 22 %) и сидерофильными элементами (прил. 8, 9).

Кварциты – мелко-, среднезернистые полосчатые породы светло-серого, бледно-розового цвета с гранобластовой структурой. Минеральный состав (в %): кварц – 80–95, полевые шпаты – 0–10, биотит – 0–5, мусковит – 0–5, диопсид – 0–5, гранат – 0–3, магнетит – 0–10. Выделяются кварциты мономинеральные, биотит-гранатовые, диопсидовые и плагиоклазовые, образовавшиеся соответственно по кварцевым и аркозовым песчаникам, грауваккам, плагиориолитам.

Мраморы – средне-, крупнозернистые полосчатые и массивные породы светло-серого, белого цвета с гранобластовой структурой, содержат (до 15 %) кварц, диопсид, тремолит, форстерит.

Кальцифиры состоят (в %) из кальцита – 40–80, диопсида – 0–25, форстерита – 0–20, тремолита – 0–10, флогопита – 0–10, плеонаста – 0–3, кварца – 2–7. По парагенезисам алюмосиликатных минералов выделены: диопсидовые, форстеритовые, флогопит-тремолит-диопсидовые, плеонаст-флогопит-форстеритовые кальцифиры.

Ортоамфиболиты, развитые в бассейне р. Алманакан, представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленого цвета с немагнитной, лепидонематобластовой структурой и массивной текстурой. Минеральный состав (в %): тремолит – 60–75, антигорит – 5–25, хризотил – 5–15, плеонаст – 0–7, пирит, титаномагнетит, ильменит, апатит – 2–5. Эти породы характеризуются высокой магнезиальностью (до 11 %), высокой глиноземистостью и по составу близки пироксенитовым коматиитам. Они обогащены халькофильными элементами, платиноидами и золотом [38, 39, 44]. Исходные вулканиды комагматичны метакристаллическим базальтам шумихинского комплекса [56].

Метакомплекс отнесен к гнейсово-мраморно-амфиболитовой формации и сопоставим с образованиями первичного зеленокаменного пояса [5, 79, 57].

Породы комплекса контрастны по своим физическим свойствам: немагнитные и нерадиоактивные мраморы, нерадиоактивные, но магнитные ортоамфиболиты, гнейсы и сланцы со слабоповышенной радиоактивностью и магнитностью. Плотность пород высокая ($2,76–3,00 \text{ г/см}^3$). Для участков развития малогаревского метакомплекса характерно знакопеременное магнитное поле (от -20 до $+100$ нТл), аномально низкое гамма-поле и положительные аномалии гравиметрического поля (до 6 мГал). На АФС они выделяются светло-серым фототонном, штриховато-ямчатым микрорельефом, полосчатым рисунком фотоизображения.

Ранее породы метакомплекса относились к пенченгинской свите тейской серии [123, 27]. Метакомплекс несогласно перекрыт отложениями свиты хребта Карпинского раннего протерозоя (радиологический возраст кристаллических сланцев свиты – 1 666–1 920 млн лет [176, 126]), вмещают тела плагиогранито-гнейсов ерудинского комплекса (2 120–2 379 млн лет, [176]), ортоамфиболитов шумихинского комплекса (2 340 млн лет, [175]), прорваны гранито-гнейсами гаревского комплекса (1 765–1 950 млн лет). Близкое структурно-пространственное положение малогаревского и немтихинского метакомплексов и значения их радиологического возраста позволяют рассматривать их вместе.

Образования немтихинского и малогаревского метакомплексов метаморфизованы в условиях высоких ступеней амфиболитовой с элементами гранулитовой фации. Типоморфными в плагиогнейсах являются ассоциации моноклинного пироксена с титанистым биотитом, плагиоклазом (An_{23-40}), калиевым полевым шпатом, гранатом и моноклинного пироксена с гранатом и плагиоклазом (An_{45-50}). По химическому составу алмадин плагиогнейсов из разреза по р. Гаревке соответствует гранатам пироксен-анортитовых пород гранулитовой фации [127]. В кварцитах определяющей является ассоциация кварца с моноклинным пироксеном и гранатом. В кристаллических сланцах типичен парагенезис титанистого биотита с гранатом, силлиманитом, иногда с дистеном, андалузитом, ставролитом. В карбонатных породах определяющими являются плеонаст-форстерит-диопсид-доломитовая, диопсид-кальцитовая и форстерит-кальцитовая ассоциации. Для метабазитов характерны парагенезисы лабрадора (An_{50-57}) с моноклинным пироксеном, бурым гастингситом и гранатом. Приведенные парагенезисы характерны для роговообманко-ортопироксен-плагиоклазовой субфации гранулитовой фации и высоких ступеней амфиболитовой фации (B_3+B_4) [124, 127, 48, 57, 101, 50].

Ориентировочные термодинамические условия метаморфизма, определенные с использова-

нием гранат-биотитового и биотит-пироксенового геотермометров и петрогенетической сетки, составляют: $T=750-850$ °С, $P=8-9$ кбар [124, 175].

Радиологический возраст амфиболитов, определенный Rb-Sr изохронным методом по валовым пробам, взятым в петротипическом разрезе комплекса в долине р. Гаревки, составляет 2 328 млн лет (прил. 7), в долине р. Панимба – 2 531 млн лет [174]. Эти данные позволяют рассматривать их как реликты блоков предположительно позднеархейских пород.

ОБРАЗОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРЗОЙСКОГО ЭТАПА

Образования раннепротерозойского этапа представлены плагиогранитогнейсами ерудинского и гаревского ультраметаморфических комплексов, мигматитами, слагающими многочисленными автохтонными телами в антиклинорных структурах площади и проявился в породах тейской серии с формированием метаморфических парагенезисов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма умеренных давлений.

Ерудинский комплекс плагиогранит-плагиогранитогнейсовый ультраметаморфический (pygPR,e) впервые был выделен в бассейне р. Алманакан [126], затем изучен и обоснован при проведении геологосъемочных работ [40, 48, 176]. Ранее эти образования разными исследователями включались в состав посольненского [27], таракского, татарско-аяхтинского [127] и гаревского [118] комплексов, выделение его носит некоторую долю условности.

На изученной площади в бассейне р. Гаревки, в верховьях р. Полой, в Верхнесурнихинской группе массивов (13) и в верховьях р. Волоковой в Верхневолоковском массиве (19) плагиогнейсы образуют небольшой протяженности ((0,2–0,3)×5 км) параавтохтонные тела, согласные структуре вмещающих пород немтихинского и малогаревского метакомплексов. Контакты массивов с плагиогнейсами немтихинского метакомплекса обычно нечеткие через зону мигматизированных пород, а с породами малогаревского метакомплекса – резкие, экзоконтактные изменения не проявлены. Для массивов характерно несколько неоднородное строение, включения скиалитов размером от 10–20 см до 1–2 м. Петрографический состав и структурно-текстурные особенности гранитоидов непостоянны, определяются субстратом и степенью его переработки. За счет амфиболитов и меланократовых плагиогнейсов в краевых частях массивов формируются диоритогнейсы, по лейкократовым плагиогнейсам – плагиогранитогнейсы. Центральные части массивов сложены однородными лейкократовыми плагиогранитогнейсами.

Плагиогранитогнейсы – мелко-, среднезернистые, иногда порфиробластические породы светло-серого, серого цвета с лепидогранобластовой структурой и гнейсовой текстурой. Порфиробласты плагиоклаза, редко – калиевого полевого шпата (до 5 мм) слагают 5–15 % объема породы. Выделяются биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогранитогнейсы. Минеральный состав (в %): кварц – 20–30, олигоклаз (An_{22-27}) – 40–60, калиевый полевой шпат – до 5, красно-коричневый биотит – 3–10, темно-зеленая роговая обманка – до 15; акцессорные минералы (гранат, апатит, ильменит, магнетит, пирит, сфен, турмалин, рутил, дистен, ставролит, ортит, циркон «копьевидного» и «цирконового» габитуса, иногда встречаются округлые зерна) – 1–2. Биотит по химическому составу отвечает высоко железистому анниту, с высокой щелочностью и невысоким содержанием TiO_2 , что сближает его с биотитом гранулитов и свидетельствует о высокотемпературных условиях образования плагиогранитогнейсов [48].

Диоритогнейсы – мелко-, среднезернистые породы гнейсовидно-полосчатой текстуры, порфиробластовой, нематолепидогранобластовой структуры. От плагиогранитогнейсов отличаются низкими содержаниями кварца (до 15 %), меланократовостью (до 25 %) и повышенной основностью плагиоклаза (An_{30-32}).

Плагиогранитогнейсы ерудинского комплекса относятся к натриевой серии ($Na_2O/K_2O=2,16-4,79$). Это породы нормальной щелочности ($Na_2O+K_2O=6,6-7,3$ %), высокоглиноземистые до весьма высокоглиноземистых ($al^*=6,5-12,73$), со значительными вариациями петрогенных элементов ($SiO_2 - 55-72$ %) и по составу соответствуют плагиогранитам, низкощелочным гранитам и гранодиоритам. Типоморфными для них являются высокие содержания сидерофильных, халькофильных элементов (прил. 9), Sr (80–100 г/т) при низких содержаниях радиоактивных элементов – U (1–4 г/т) и Th (10–30 г/т) [42]. По соотношению величины удельной глиноземистости, кремнекислотности и типа щелочности породы ерудинского комплекса близки островодужным гранитам I-типа, имеющим смешанное мантийно-коровое происхождение. Гранитоиды комплекса немагнитны, на АФС не выражаются.

Плагиограниты ерудинского комплекса залегают среди позднеархейских (?) образований и прорваны гранитогнейсами гаревского комплекса (1 755–1 765 млн лет). Изотопный возраст плагиогранитогнейсов ерудинского комплекса листа О-46-III составляет 2 120–2 379 млн лет

[174]. Они отнесены к образованиям плагиогранитогнейсовой формации, сформированной в результате декомпрессионного эффекта, обусловленного резким воздыманием территории после гранулит-амфиболитового раннекарельского этапа метаморфизма под воздействием высокотемпературных восстановительных флюидов на начальной стадии формирования гранито-гнейсовых куполов [48]. Значительная часть массивов комплекса была переработана в процессе формирования гаревского позднекарельского ультраметаморфического комплекса.

Раннепротерозойский этап проявился в породах **тейской серии** с формированием метаморфических парагенезисов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма умеренных давлений. Отчетливо выражена тенденция к снижению уровня метаморфизма вверх по разрезу. В кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского определяющим являются ассоциация ставролита ($f=0,84$) с гранатом ($f=0,92-0,94$), мусковитом, биотитом ($f=0,7$), иногда силлиманитом и дистеном – типичная для ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации (B_2^1). Кристаллические сланцы рязановской свиты характеризуются наличием биотит-мусковит-гранатового и биотит-гранатового, иногда со ставролитом, дистеном, андалузитом парагенезисов. В карбонатных породах развиты следующие минеральные ассоциации: кальцит-тремолитовая, кальцит-тремолит-диопсидовая и кальцит-флогопит-тремолит-диопсидовая. Эти парагенезисы указывают на условия эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (B_2^1). Термодинамические условия метаморфизма, определенные с использованием гранат-биотитового и ставролит-гранатового геотермометров и петрогенетической сетки, составляют: $T=530-550$ °С, $P=5-7$ кбар [124, 176]; возраст, определенный по сланцам свиты хр. Карпинского, составляет 1 908, 1 666 и 1 920 млн лет [126, 174]. Вслед за метаморфизмом происходит формирование ультраметаморфических гранито-гнейсов гаревского комплекса с радиологическим возрастом 1 755–1 765 млн лет.

Гаревский комплекс гранит-гранито-гнейсовый ультраметаморфический. К нему отнесены автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные согласные и пологосекущие тела и крупные массивы микроклин-биотитовых, биотит-амфиболовых гранито-гнейсов и жилы мусковит-турмалиновых пегматитов (петротип комплекса 30), залегающие среди позднеархейских (?) образований немтихинского и малогаревского метакомплексов и раннепротерозойских кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского в пределах гранито-гнейсовых куполов и антиклинорных структур в междуречьях Гаревки–Верх. Сурнихи, Тырады–Чапы–Алманакана, Волоковой–Уволги. Внутреннее строение и характер залегания гранитоидов определяется составом вмещающей рамы: в плагиогнейсах немтихинского метакомплекса формируются мало-мощные согласные тела порфиробластических микроклиновых гранито-гнейсов, плавно переходящие во вмещающие породы и сопровождаемые микроклиновым порфиробластезом. Среди образований малогаревского метакомплекса и сланцев свиты хребта Карпинского залегают параавтохтонные и аллохтонные тела гранитоидов с резкими, четкими ограничениями и секущими контактами.

На изученной площади комплекс формировался в два этапа, условно отвечающих двум фазам, образующими самостоятельные тела, широко развитые в породах немтихинского метакомплекса и меньше в породах малогаревского метакомплекса.

Первая фаза гаревского комплекса (γgPR_1g_1) представлена желтовато-серыми (до красноватых) биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранито-гнейсами имеющими гетеробластовую, редко порфиробластовую структуру и плоскопараллельную текстуру, переходящую в массивную, с образованием гнейсовидных или директивных гранитов. Крупные массивы комплекса – Алманаканский (5), Верхнеисаковский (6), Верхнеалманаканский (9), Верхнесурнихинская группа массивов (13), Верхнегаревский (14), Гаревский (15), Малогаревская группа массивов (16), Троеусовский (17) – имеют пластовую, линзовидную форму, площадь – от 1–2 до 50–80 км². У наиболее крупных массивов – Малогаревского и Верхнеисаковского – довольно резкие заливообразные контакты с вмещающими породами, у Гаревского – тектонические. К гаревскому комплексу в Гаревском массиве отнесены блоки, сложенные гранито-гнейсами, которые иногда постепенно переходят в мигматизированные гнейсы немтихинского и малогаревского метакомплексов. Массив имеет сигарообразную форму и вытянут почти на 30 км в меридиональном направлении. Центральная часть массива, сложенная мелко-, среднезернистыми лейкогранитами, отнесена к глушихинскому комплексу.

Минеральный состав гранито-гнейсов (в %): кварц – 30–40, микроклин – 40–60, олигоклаз (An_{12-22}) – 10–50, биотит – 5–10, роговая обманка – 5–7, мусковит – до 5, гранат – 1–5; акцессорные минералы: гранат, монацит, циркон, ортит, апатит, турмалин, ильменит; редко – магнетит, пирит. Они относятся к калиевым ($K_2O/Na_2O=1,6-3$) умереннощелочным лейкогранитам S-типа (прил. 8), обогащенным литофильными элементами и щелочами (Zr – до 300 г/т, Y – до 86 г/т, Nb – до 30 г/т).

Гранитоиды немагнитны и слаборадиоактивны, на АФС выделяются светло-серым, пятнистым фототонном и массивным рисунком фотоизображения.

Вторая фаза гаревского комплекса (γPR_1g_2) представлена белыми бесслюдистыми пегматоидными гранитами, часто с гранатом и турмалином и, незначительно распространенными, светло-серыми мусковитовыми гранатсодержащими гранитами.

Граниты второй фазы образуют ксеноморфные тела мощностью от первых метров до сотен метров и протяженностью от первых десятков метров до нескольких километров, наиболее крупные имеют форму удлиненных линз с резкими контактами.

Пегматоидные граниты – массивные породы, белые, светло-серые, крупно-, грубозернистые с пегматитовой текстурой. Минеральный состав (в %): микроклин – 45–60, кварц – 25–35, плагиоклаз – 10–25, мусковит – 0–3, гранат – 0–2, турмалин – 0–2; акцессорные: циркон, апатит, рутил, магнетит, ильменит, розовый корунд.

Мусковитовые граниты – гетеробластовые, иногда порфиробластовые породы с плоскопараллельной до неотчетливо-полосчатой текстурой. Минеральный состав (в %): микроклин – 25–60, кварц – 20–40, плагиоклаз – 10–40, мусковит – 3–10, биотит – 0–2, гранат – 0–5, турмалин – 0–2; акцессорные: циркон, апатит, рутил, магнетит, ильменит, корунд.

Среди раннепротерозойских образований в междуречье рр. Верх. Сурнихи и Гаревки выявлены многочисленные *пегматитовые жилы* (ρPR_1g), группирующиеся в поля. Мощность жил от 1–2 до первых сотен метров. Контакты с вмещающими породами резкие, а с гранитами иногда постепенные. Породы грубозернистые (5–10 см), белые, желтоватые или розоватые. В мусковитовых пегматитах гнезда слюды нередко грубопластинчатые (1–3 см). В гнейсах и кристаллических сланцах преобладают линзовидные тела керамических, а в мраморах и амфиболитах – жилы и линзы мусковит-турмалиновых пегматитов мощностью в первые метры и протяженностью до 150–200 м. В отдельных жилах проявлена альбитизация, ведущая к образованию редкометалльных натролитиевых пегматитов с бериллиевой и тантал-ниобиевой минерализацией.

По химическому составу гранитоиды гаревского комплекса относятся к семейству гранитов и лейкогранитов, состав в значительной мере зависит от пород вмещающей рамы. Сумма щелочей меняется от 7,3 до 8,2 %. Отношения FeO/MgO невысокие (1,77–4,5), что характерно для пород известково-щелочной серии. Анализ тройной диаграммы Q–Ab–Or свидетельствует о происхождении пород немагматическим путем, при низком давлении воды [108]. Это позволяет отнести граниты к типу палингенно-анатектического сформировавшемуся при частичном плавлении гнейсов, в условиях постоянного содержания петрогенных компонентов и частичном перемещении.

Комплекс выделяется, как образования гранит-гранитогнейсовой формации. Радиологический возраст гранитов, определенный Rb-Sr методом по валовым пробам колеблется в пределах 1 748–1 765 млн лет (прил. 7), U-Pb по циркону составляет 1 950 млн лет [169]. Граниты гаревского комплекса прорваны лейкогранитами глушихинского комплекса (радиологический возраст 752 млн лет, модельный возраст источника – 1 600 млн лет) [12].

Породы немагнитны и по плотности соответствуют гранитоидным породам. По радиоактивности и по содержанию РЭ делятся на 4 типа: а) нерадиоактивные и слаборадиоактивные (Гаревский массив, Верхнеалманаканский массив, Верхнесурнихинская группа массивов, Троеусовский массив); б) радиоактивные с равновесным содержанием всех радиоактивных элементов (Верхнеисаковский массив); в) радиоактивные калиевые (Малогаревская группа массивов); г) радиоактивные уран-ториевые (пегматоидные граниты второй фазы, жилы пегматитов).

Мигматиты слагают обширные поля на водоразделе рек Гаревки и Верх. Сурнихи (на площади около 500 км²), в верхнем течении р. Чапы (на площади около 50 км²) и верховьях р. Исаковки. В незначительных количествах они повсеместно присутствуют на всей площади Гаревского и Тейского гранито-гнейсовых куполов в Приенисейском и Центральном антиклинориях, менее они развиты в Панимбинском антиклинории.

В бассейне р. Гаревки наибольшим распространением пользуются нитевидно-полосчатые мигматиты, реже встречаются сетчатые, ленточные и ветвистые их разновидности. Насыщенность пород мигматитами варьирует в широких пределах от первых процентов до 30–40 %. Наиболее благоприятной средой для развития мигматитов являются плагиогнейсы немтихинского и кристаллические сланцы и гнейсы малогаревского метакомплексов. Среди амфиболитов встречаются немногочисленные послойные мигматиты. По составу преобладают мигматиты кварц-олигоклазовые, микроклиновые и кварц-микроклиновые.

В верхнем течении р. Чапы по плагиогнейсам немтихинского метакомплекса широко развиты порфиробластические и жильно-порфиробластические мигматиты. Микроклин образует изометричные порфиробласты светло-серого цвета, размером 1–5 см и жилы мощностью 0,5–

3 см и протяженностью до 2–3 м. Мигматизация проявлена неравномерно, с обособлением участков (площадью 1–2 км²) насыщенных порфиробластами калиевого полевого шпата (до 50 %). Гнейсы переходят в массивные порфировидные, массивно-теневые породы кварцмонзонитового и монцодиоритового состава. Калиевый полевой шпат в них представлен максимальным микроклином ($\Delta\mu=0,85-0,86$). В процессе гранитизации происходил привнос щелочей, в первую очередь K₂O, SiO₂, Rb, Th и вынос MgO, TiO₂, FeO+Fe₂O₃ [83].

Формирование мигматитов обусловлено процессами высоких ступеней амфиболитовой фации метаморфизма и связано с температурами 650–680° и давлением 6,5–7 кбар [14]. Среди сланцев свиты хребта Карпинского мигматиты не установлены. Это позволяет предполагать, что время формирования их приурочено к начальному этапу раннепротерозойского метаморфизма или в целом связано с раннепротерозойским этапом метаморфизма. Участки микроклиннизации (бассейн рр. Полой, Гаревка, Мал. Гаревка, верховья рр. Березянки и Лев. Верх. Сурнихи, правобережье р. Мал. Алманакан) выделяются на картах концентраций радиоактивных элементов повышенными содержаниями калия и урана.

ОБРАЗОВАНИЯ СУХОПИТСКО-ТУНГУСИКСКОГО ЭТАПА

В процессе метаморфизма этого этапа, проявившегося в позднерифейское посттунгусицкое время, в отложениях сухопитской и тунгусицкой серий формируется зеленосланцевый комплекс пород. Для метаалевролитов кординской свиты характерен биотитовый, биотит-серицитовый и хлорит-биотит-серицитовый парагенезисы (B₁²); для пород горбилоской и удерейской свит определяющими являются серицитовая, хлорит-серицитовая ассоциации; в шунтарской свите тунгусицкой серии – хлорит-серицитовая, хлоритоидно-серицитовая ассоциации в метапелитах (B₁¹).

Термодинамические условия метаморфизма: серицит-хлоритовая субфация – T=300–400 °C [124, 91], мусковит-биотитовая субфация – T=450°, P=4 кбар [124, 14]. Внедрение гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса (920–950 млн лет) происходило в регионально-метаморфизованные породы сухопитской серии, что позволяет оценить возраст этого этапа метаморфизма в 970–960 млн лет [176].

ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИТЕЙСКО-ГЛУШИХИНСКОГО ЭТАПА

В позднерифейский киргитейско-глушихинский этап метаморфизма в отложениях орловской и верховороговской серий сформировались парагенезисы цеолитовой и серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации (B₀+B₁). В метапелитах присутствует гидрослюдисто-серицитовый, серицитовый, хлорит-серицитовый, хлоритоидно-серицитовый парагенезисы; в метабазитах – хлорит-альбитовая, эпидот-хлорит-альбитовая ассоциации; в карбонатных породах – кальцитовая, серицит-кальцитовая и хлорит-доломитовая ассоциации. Наблюдается снижение уровня метаморфизма вверх по разрезу.

Температура метаморфизма оценивается в 350–400 °C, а время его проявления предположительно в 720–750 млн лет.

ОБРАЗОВАНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

В результате процессов контактового метаморфизма сформировались скарны и роговики.

Скарны (sk) в пределах изученной площади развиты ограниченно в зонах контактов гранитоидов гурахтинского, глушихинского и гаревского комплексов.

В верхнем течении р. Тырады скарны проявлены в амфиболитах малогаревского метакомплекса, протянувшихся вдоль восточного контакта Верхнетырадинского гранитного массива, на удалении 50–100 м от него (опорное обнажение 18). Скарны родонит-кварц-гранатовые и гранатовые, иногда с незначительной примесью карбоната, кварца, магнетита и линзами родонита и пирролизита. Мощность скарновой залежи составляет 5–6 м, протяженность – порядка 700 м, родонитовых скарнов – 300 м. Скарны выделяются в магнитном поле аномалиями интенсивностью 50–300 нТл [111]. Для родонитовых скарнов характерно повышенное (более 50 %) содержание окиси марганца [174].

Вдоль западного контакта умереннощелочных гранитов Тырадинского массива с мраморами рязановской свиты (опорное обнажение 13), развиты скарны, мощность тел которых колеблется от 0,5 до 10 м, прослеженная протяженность составляет более 2,5 км. Преобладающее развитие

в скарнах имеют магнетит, амфиболы, эпидот и биотит; участками отмечаются кварц, флюорит, карбонаты, пирит; реже (в реликтах) – пироксен, гранат и везувиан. Рудные минералы представлены касситеритом, магнетитом, пиритом, молибденитом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом. Интенсивность процессов скарнирования снижается по мере удаления от контакта с гранитами. Тела магнетитсодержащих скарнов фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью от 200 до 15 000 нТл [118]. Магнетитовые скарны характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой с элементами решетчатой структуры замещения. Содержание магнетита колеблется от 4 до 95 % [123]. По соотношению главных породообразующих минералов выделяются везувиан-диопсидовые, амфибол-пироксеновые, амфибол-цоизитовые, везувиан-диопсид-эпидотовые скарны. В скарнированных породах локализовано Тырадинское редкометалльно-полиметаллическое рудопроявление.

Контактово-метасоматические породы развиты в северных контактах Верхневороговского и Хребтового массивов. Вблизи кровли массивов на контакте с амфиболитами и кварцитами малогагаревского метакомплекса выявлена полоса (шириной от 100 до 500 м, протяженностью более 10 км) скарнированных пород (опорное обнажение 1). Состав скарнов диопсидовый и тремолит-диопсидовый (с реликтовым кварцем). Породы массивные, реже – полосчатые, средне-, крупнозернистые, часто – неравномернозернистые, бледно-зеленые. Наличие скарнов здесь обусловлено расположенным на глубине 50–300 м массивом гранитоидов. Наблюдаются замещения комплекса скарновых минералов клиноцоизитом, моноклинного пироксена амфиболом и биотитом, пироксены замещены антигоритом, актинолитом и тремолитом. По данным спектрального анализа в скарнах стабильно повышено содержание свинца (до 0,05 %) и цинка (до 0,08 %) [118].

В среднем течении р. Гаревки и в верхнем течении р. Троеуски на контакте гранитоидов гаревского комплекса с амфиболитами и мраморами малогагаревского метакомплекса развиты пластовые тела и линзы скарноидов мощностью от 10–20 см до 1–2 м, протяженностью сотни метров. Состав скарноидов диопсид-тремолитовый и тремолитовый. Породы зеленоватые массивные, реже – полосчатые, средне- или крупнозернистые.

Роговики на изученной площади проявлены в верховьях рр. Гаревки, Чапы, Колоромо и Тырады. Среди них выделены андалузитовые, кордиеритовые и гранат-биотитовые разности. По ассоциации минералов данные породы можно отнести к фации роговообманковых роговиков [101].

Андалузитовые и кордиеритовые (ad.co) роговики развиты в районе г. Полкан в междуречье Чапы и Колоромо, где они прослежены в северо-западном направлении на 15 км в виде полосы шириной от первых сотен метров до 2 км. Аналогичные роговики выявлены в долине р. Чапы ниже устья р. Кедровой. Ороговикованы, в основном, слюдяные кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского. В гравиметрическом поле здесь отмечаются отрицательные аномалии силы тяжести (до –2 мГал), что позволяет предположить наличие на глубине маломощных тел гранитоидов.

Андалузитовые роговики – темно-серые массивные или неясно сланцеватые мелкозернистые породы с порфириобластовой и реликтовой лепидогранобластовой микроструктурой с характерными ситовидными порфириобластами андалузита (1–10 %, иногда до 25 %) размером от 1 до 10 мм. Кроме андалузита, в порфириобластах наряду с кварцем и биотитом, часто отмечаются реликтовые ставролит, дистен, гранат; кордиерит в них отсутствует. Роговики имеют высокие значения радиоактивности (12–18 ед. экв. U), для них характерны повышенные содержания Th – $20 \cdot 10^{-4}$ %, U – $3 \cdot 10^{-4}$ %, K – 1,5–2 %. Существует мнение [70, 71], что андалузитовые сланцы могли образоваться в результате регионального метаморфизма.

Кордиеритовые роговики содержат значительное (1–10 %) количество кордиерита – как в мелких зернах, так и в ситовидных порфириобластах (до 1–2 мм) с мелкими включениями кварца и биотита.

Гранат-биотитовые (gr.bt) роговики мощностью первые десятки метров и протяженностью более 3 км развиты в породах рязановской свиты в северном и восточном экзоконтактах Тырадинского массива. Они фиксируются положительной магнитной аномалией интенсивностью до 150 нТл, соответствующей выходам ороговикованных сланцев и скарнированных пород. На удалении от массива гранат-биотитовые роговики сменяются биотитовыми, которые характеризуются широким развитием беспорядочно ориентированных чешуек и порфириобласт новообразованного биотита. Количество и размер порфириобласт изменяется по мере удаления от контакта. Порода приобретает пятнистую текстуру, при приближении к массиву образуются порфириобласты граната, хлорит основной массы замещается биотитом, непосредственно перед контактом появляются амфибол, андалузит и ставролит. Своеобразие состава ороговикованных пород обусловлено тем, что роговиковый парагенезис накладывается на метаморфизованные

породы.

ОБРАЗОВАНИЯ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

Продукты дислокационного метаморфизма представлены милонитами, бластомилонитами, катаклазитами.

Милониты (ml) развиты в маломощных тектонических зонах взбросов и сбросов, пересекающих Верхнетырадинский и Тырадинский гранитоидные массивы. Мощность зон милонитов колеблется от 1–2 до 20–30 м (опорное обнажение 12), прослеженная протяженность – от сотен метров до первых километров. Они представляют собой тонко перетертый, частично перекристаллизованный гранитный материал, состоящий из кварц-полевошпат-биотит-серицитового агрегата с округлыми порфиробластами мутно-прозрачного кварца (внешне выглядят как рассланцованные риолиты или зеленые сланцы). Внутри более широких зон выделяются узкие (0,5–2 м) зоны полностью перетертой развальцованной плотной, иногда стекловидной массы – ультрамилониты. Милониты сложены тонкочешуйчатым агрегатом серицита, альбита, хлорита, эпидота с порфирокластами (0,1–5 мм) кварца, граната, обломком гранитов.

Бластомилониты (bm) имеют более широкое распространение на площади, трассируют практически каждую надвиговую зону и проявлены в гнейсах, гранитах, кристаллических и зеленых сланцах и амфиболитах. В зонах, прилегающих к надвигам, происходит перекристаллизация минерального вещества с образованием бластопорфировых и бластомилонитовых структур [70, 71].

Одна из наиболее мощных зон апогранитных и апогнейсовых бластомилонитов (шириной 1–5 км, длиной более 40 км) выявлена на западе территории в зоне надвигового сочленения Исаковского синклиория и Приенисейского антиклиория (опорные обнажения 23, 24). На востоке площади аналогичная зона бластомилонитов протяженностью 20–25 км выявлена в междуречьях Гаревка–Тис и Волоковая–Колоромо в зоне тектонического сочленения структур Приенисейского и Центрального антиклиориев с Больше-Питским синклиорием (опорные обнажения 26, 27, 36). В пределах зон выделяются бластомилониты, милониты и неизмененные породы, границы между ними обычно постепенные, нечеткие. Для бластомилонитов по гранитогнейсам и гранитам характерны округлые, полосчатые и линзовидные выделения (0,1–10 мм) дымчатого, мутно-прозрачного, реже – белого кварца в полевошпатовом агрегате. Породы рифейского зеленосланцевого комплекса в зонах милонитизации испытали повторное рассланцевание, приобрели вторичную полосчатость, обусловленную наличием «слояков» серицитового и кварцевого составов.

В зеленосланцевых породах автохтонов вблизи плоскостей надвигов формируются бластомилониты, которые характеризуются полной структурной согласованностью с надвиговыми зонами [21] (опорное обнажение 35). Вероятно, в результате интенсивных деформаций и прогресса, за счет тонкосланцеватых, тонкочешуйчатых хлорит-серицитовых и серицит-биотитовых сланцев возникли крупнолистоватые, плейчатые мусковит-кварцевые, реже – биотит-мусковит-кварцевые кристаллические сланцы с многочисленными (до 20 %), крупными порфиробластами граната с характерной структурой «снежного кома» и новообразованного биотита. Переходы к бластомилонитам постепенные, через зоны вторичного рассланцевания и разлинзования. В краевых частях наблюдается неравномерное, пятнистое распределение продуктов повторного метаморфизма, закономерно чередующихся с породами незатронутыми этим процессом («мегапорфирокласты» по А. И. Родыгину, [92]). Интенсивность преобразований зеленосланцевых рифейских пород, состав и мощность зон бластомилонитов зависит от многих причин, и, прежде всего, от интенсивности проявлений тектонических процессов и состава первичных пород. В сланцах кординской свиты формируются биотит-гранатовые, редко – биотит-гранатроговообманковые бластомилониты, по сланцам горбилкокской свиты – мусковит-гранатовые, удерейской – серицит-гранатовые (гранат – ярко красный альмандин). В метапесчаниках и сланцах ковригинской свиты и иончихинской толщи формируются серицит-гранатовые бластомилониты, реже – биотитовые.

Зоны бластомилонитов выражаются в гамма-спектрометрических полях повышением содержания калия до 2–3 % (на отдельных локальных участках до 4 %), тория – до $25 \cdot 10^{-4}$ %, урана – до $4 \cdot 10^{-4}$ %. Гаревско-Исаковская зона выделяется, преимущественно, как торий-калиевая с локальными повышенными содержаниями урана. Колороминско-Оленская зона развития бластомилонитов выделяется как калий-урановая с локальными повышенными содержаниями тория. Магнитность бластомилонитов обусловлена исходными породами: развитые по гранитам и гнейсам – не магнитные, отдельные разности, развитые по сланцам кординской свиты, облада-

ют высокими магнитными свойствами ($\chi=500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Подобные бластомилониты выражаются локальными линзовидными и точечными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 50 нТл.

Термодинамические условия формирования бластомилонитов, определенные с использованием гранат-биотитового геотермометра, составляют: зона граната – $T=400-600$ °С и $P \sim 4$ кбар; зона ставролита – $T=500-650$ °С, $P=4-6$ кбар [14, 91]. Бластомилониты сформировались синхронно с надвигами на рубеже 720–730 млн лет.

Катаклазиты (kt) проявлены в гранитоидах Верхнетырадинского и Тырадинского массивов. Они развиты во внешних зонах милонитизации на удалении (1–2 км) от фронта надвиговых зон. Катаклиз выражается в деформации и дроблении кристаллов кварца и полевых шпатов, под микроскопом устанавливаются волнистое угасание зерен кварца, изогнутые и раздробленные кристаллы полевого шпата. Ширина зоны проявленности катаклаза составляет около 1,5 км при протяженности порядка 7–8 км. Переходы к неизменным породам и к бластомилонитам плавные, постепенные.

В зонах развития милонитов, бластомилонитов и катаклазитов обычно широко проявлены микроклинизация, реже – графитизация и березитизация, к ним приурочены зоны золотой и урановой минерализации.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Выделяются следующие типы метасоматитов и метасоматически измененных пород: грейзены, березиты, гумбеиты, альбититы, микроклинизированные, графитизированные и окварцованные породы. Для метасоматитов характерна приуроченность к разломам и зонам повышенной проницаемости.

Грейзены и грейзенизированные породы (gr) на площади проявлены наиболее широко в милонитизированных лейкогранитах Славкинского массива (опорное обнажение 21). Для грейзенов характерны плоскопараллельные текстуры и бластопорфировые структуры. Крупные зерна микроклин-пертита сохраняются в виде порфирокласт, плагиоклаз замещается агрегатом тонкочешуйчатого серицита и сохраняется редко. В основной ткани преобладают кварц (до 70 % объема) и мусковит (до 30 %). Акцессорные минералы – турмалин-шерл, голубой турмалин, топаз, флюорит, анатаз, циркон-малакон.

Грейзены и грейзенизированные породы выявлены также вдоль западного контакта Тырадинского массива, где они совмещены со скарнами (опорное обнажение 13). Выделяются грейзены кварц-мусковитовые, кварц-флюоритовые и кварц-турмалиновые. Первые два типа более широко распространены по всему западному эндоконтакту Тырадинского массива. Кварц-турмалиновые грейзены не обнажаются на поверхности и зафиксированы лишь в керне скважин в восточной части Тырадинского рудопроявления [123].

В Верхнетырадинском гранитоидном массиве грейзенизация проявлена незначительно и представлена мусковитизацией и окварцеванием. Мусковитизация развита повсеместно, содержание биотита в гранитах уменьшается до 1 %, содержание мусковита возрастает до 5–10 %. Часто процесс мусковитизации сопровождается окварцеванием. Кварц образует мелкоагрегатные гнездовые и линзовидные обособления и развивается по фенокристаллам плагиоклаза. Иногда наряду с мусковитом появляются новообразования турмалина, реже – фиолетового флюорита и сульфидов. Для грейзенизированных гранитов, особенно на контакте их с останцами амфиболитов, характерно повышенное содержание касситерита и радиоактивных минералов [176].

Березиты (br) наиболее характерны для рифейских сланцев и чаще они локализируются в породах автохтона перед фронтом надвигов в зонах вторичного рассланцевания и развития бластомилонитов (опорные обнажения 22, 28, 32). Мощность березитизированных пород колеблется от 1–2 до 25–75 м, протяженность – от первых сотен метров до нескольких километров. Широкие зоны березитизированных пород кординской свиты и березитов развиты в междуречье Гаревка–Ивановский, где они прослежены в полосе протяженностью около 6 км (опорное обнажение 26). В пределах полосы породы интенсивно окварцованы, мусковитизированы, местами отмечаются новообразования пирита, анкерита, кальцита. В центральных частях зоны березитизации наблюдаются участки кварцевого, мусковитового, кварц-серицитового и кварц-мусковитового прожилкования. На поздней стадии формируются карбонатные, кварц-карбонатные прожилки. Мощность прожилков варьирует в широких пределах. Кварц развивается также по всей породе, интенсивно корродируя полевые шпаты и первичный кварц. В полнопроявленных метасоматитах количество новообразований составляет 70–85 %.

Более локальные зоны березитов характерны для слабометаморфизованных сланцев иончи- хинской толщи в бассейне р. Тис и метапесчаников и метариолитов ковригинской свиты в вер- ховьях р. Оленьей. Здесь в зонах березитизации развиты осветленные сланцы (за счет увеличе- ния количества серицита), жильно-прожилковое окварцевание, сульфидизация. Березиты со- стоят из кварца, серицита, хлорита, кальцита, пирита и акцессориев. В целом минеральные ас- социации характерны для зоны биотитовой субфации фации зеленых сланцев [101]. Березиты формируются по рассланцованным, иногда обуглероженным породам, сопровождаются зонами кварцевого прожилкования и вмещают золотое, мышьяковое, сурьмяное, урановое оруденение. Радиологический возраст серицита кварцево-жильных зон Советского месторождения, опреде- ленный Ag/Ag методом, составляет 730 и 820 млн лет [97], слюд в рудах Ведугинского место- рождения – 805 млн лет [78], в рудах Олимпиадинского месторождения – 771–844 млн лет. Возраст метасоматитов березитовой формации уверенно определяется как позднерифейский.

Гумбеиты (gm) развиты в Верхневороговском прогибе как продукты карбонатно-калиевого метасоматоза, связанного с пропицитизацией (вероятно, как процесс автометасоматического изменения вулканогенных пород прогиба). Низкотемпературные карбонатно-калиевые метасо- матиты проявлены в метариолитах ковригинского комплекса, в метаморфизованных туфах, лавах, туфопесчаниках и песчаниках ковригинской свиты юго-восточнее г. Ковриги. Ширина полосы развития гумбеитов достигает 2,5–3 км при протяженности 6 км. Гумбеиты Верхнево- ровского прогиба представляют собой мелко-, среднезернистые ортоклаз-серицит-кварцевые породы с пиритом, анкеритом, кварцем, рутилом, пиритом. На ранней стадии образуются про- жилково-вкрапленные выделения анкерита, позже формируются прожилки, сложенные кальци- том, иногда в ассоциации с флюоритом. Количество новообразованных минералов составляет 5–15 %. С данными метасоматитами связаны месторождение Оленья и проявления урановых руд. Время проявления метасоматических процессов увязывается с временем формирования вулканитов верхневороговской серии (740–750 млн лет).

Альбититы (al) на изученной площади пользуются ограниченным распространением. Они проявлены как результат автометасоматического процесса щелочного метасоматоза в умерен- нощелочных лейкогранитах гурахтинского комплекса в междуречье Вороговка–Тырада–Иса- ковка (опорное обнажение 3). В пределах массива формируются тела кварц-микроклиновых метасоматитов. В ходе щелочного метасоматоза с понижением температуры пород, происходит уменьшение концентрации калия и увеличение – натрия. Количество новообразований в альби- титах достигает 15 %. Альбит в виде струйчатых пертитов замещения развивается по микро- клину, образует каемки, реже – прожилки. Температура минералообразования, определенная с помощью двуполевошпатового термометра, составляет 450–500° [124]. В верховье р. Ворогов- ки установлена редкометалльная минерализация на площади более 1 км² в альбитизированных биотитовых лейкогранитах, где она представлена тонкой (до 0,1 мм) вкрапленностью колумби- та [118].

Микроклиновые метасоматиты (mi). Наиболее значительно процессы микроклинизации проявлены в гнейсогранитах гаревского комплекса (опорное обнажение 29) и лейкогранитах глушихинского комплекса в Гаревском массиве [12]. Микроклиновые метасоматиты развиты в полосе шириной несколько километров протяженностью более 20 км. В породах формируются кварц-альбит-микроклиновые парагенезисы. Количество новообразований – 40–50 %. С микро- клинизацией связаны интенсивные радиоактивные аномалии калиевой и уран-калиевой приро- ды. Метасоматиты характеризуются повышенными содержаниями Sn, Zr, Nb, Be, В, иногда Мо, W, Y, Cu, Zn и низкими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₀ (0,704), что свидетельствует о мантийном источ- нике вещества. С зонами щелочного метасоматоза сопряжены магнетит-тремолит-эпидотовые образования. В микроклиновых метасоматитах установлена уран-ториевая, шеелитовая, молиб- денит-халькопиритовая и редкоземельная минерализация.

Полевошпатовые (fsp) и **мусковит-флюоритовые метасоматиты** (mu.fl) генетически свя- заны с породами средневороговского комплекса и распространены в микроклинизированных гнейсах малогаревского метакомплекса на правом берегу р. Мал. Алманакан, в пределах Панимбинского антиклинория. Они образуют маломощные зоны и жильные тела мощностью от 0,5 до 5 м, которые выделяются повышенной радиоактивностью и высоким содержанием тория (0,01–1,33 %) [126]. Метасоматиты состоят из калиевого полевого шпата, альбита, иногда квар- ца, барита, апатита, флюорита, мусковита, биотита, серицита, кальцита, арсенопирита. Им по- стоянно сопутствуют ферриторит, ильменорутил, пирит, сфалерит, галенит, торит, циркон, мо- нацит, ортит, апатит, пирохлор. Основным радиоактивным элементом полевошпатовых мета- соматитов является торий (0,01–1,33 %) им присущ повышенный ниобий (более 0,1 %). В це- лом в метасоматитах повышены Ba, Sr, P (0,1 % и более), Pb, Zn, Cu, As, Zr (0,03–0,1 %), Be, Ge (до 0,01 %) и Mo, Sn, Ga (до 0,0001 %) [134].

Мусковит-флюоритовые метасоматиты сложены кварцем, микроклином, мусковитом, флюоритом. Характерно неоднородное внутреннее строение тел, что свидетельствует о повышенной активности щелочей, прежде всего – калия. В качестве сопутствующих минералов постоянно присутствует биотит, альбит. В пробах-протоколках обнаружены монацит, ксенотим, шеллит, барит, сульфиды (галенит, сфалерит), берилл. Содержание флюорита на отдельных участках достигает 50–60 % [126]. Для метасоматитов характерно повышенное содержание иттрия и ниобия (до 0,01 %), церия, тория, титана, рублидия, редких земель, свинца, цинка (до 0,1 %), бериллия (до 0,05 %) [126].

Барит-флюорит-кварцевые жилы (ba.fl.q) с анкеритом и сульфидами выявлены в тектонической зоне на правом борту р. Мал. Алманакан. Жилы мощностью до 1,5 м, локализованы в гнейсах малогаревского метакомплекса и песчаниках суворовской свиты. В межжильном пространстве развита прожилково-гнездовая вкрапленность барита, флюорита и сульфидов [27, 126]. В связи с наложением барит-флюорит-кварцевой метасоматической минерализации на песчаники суворовской свиты предполагается генетическая связь их с породами средневороговского комплекса. Аналогичные по составу флюоритовые жилы широко развиты за пределами площади в верховьях р. Лев. Нойбы, в экзоконтакте Левенойбинского массива щелочных гранитов и нордмаркитов средневороговского комплекса [126, 175].

Углеродистые метасоматиты (графитизированные породы) (gr) широко развиты на площади, они приурочены к зонам вторичного расщелачивания и бластомилонитам. Метасоматиты развиваются по бластомилонитам и вторично расщелачиванным сланцам кординской и горбилоской свит, кристаллическим сланцам рязановской свиты и свиты хребта Карпинского в бассейне р. Ниж. Ведуги, в верховьях р. Еловки, в междуречье Гаревки–Оленки. Большинство их развито на фронте надвигов, где они образуют протяженные (до 10 км) полосы шириной от первых метров до 0,5 км. В ходе метасоматической проработки в породах постепенно увеличивается содержание углерода с 0,01 до 10–12 %, иногда формируется графит-турмалин-серицит-хлоритовая минеральная ассоциация [118]. Полнопроявленные углеродистые метасоматиты вмещают блоки слабоизмененных пород и представляют собой черные тонкочешуйчатые породы углеродисто-хлорит-серицит-кварцевого состава с высокими содержаниями турмалина и пирротина (до 10 %), пронизанные кварцевыми, кварц-альбитовыми, серицитовыми и кварц-турмалиновыми прожилками. Графитизированные породы характеризуются высокими содержаниями V (до 0,2 %), Mo (до 0,002 %), As (до 0,03 %), Cu (до 0,01 %), Pb (до 0,006 %), Nb (до 0,005 %), W (до 0,001 %), B (до 0,1 %), иногда Sn (до 0,004 %), Sr (до 0,02 %), Ba (до 0,2 %).

Они фиксируются линейными аномалиями магнитного поля (50–300 нТл) и комплексными К-У аномалиями. Подобные образования И. Н. Томсон [98] выделяет в самостоятельную метасоматическую формацию эндогенных «черных сланцев». С графитизированными породами связаны проявления золотой минерализации, рассеянная полиметаллическая минерализация [118]. Метасоматиты фиксируются магнитными аномалиями 100–300 нТл, зонами высокой проводимости и повышенными концентрациями урана и калия.

Окварцевание (q) проявлено в виде жильно-прожилковых зон, которые вмещают и отдельные кварцевые жилы. Мощность жил варьирует от 0,05 до 5 м, прожилковых зон – от первых метров до десятков метров. Зоны окварцевания мощностью 10–50 м выявлены в восточном крыле Тисского надвига (в долине рек Волоковой и Оленка) (опорное обнажение 34). Окварцеванию подверглись породы автохтона – сланцы сухопитской серии; менее окварцованы (1–3 м) породы аллохтона – гнейсы малогаревского метакомплекса. Зона окварцевания залечивает тектоническую зону и представляет собой множество тонких (0,1–30 см) ветвящихся, линзовидных, взаимопересекающихся прожилков белого, иногда прозрачно-мутного кварца, ориентировка которых, в целом, совпадает с плоскостью надвига. Характерно наличие обособленных гнезд и тонкой кварцевой «вкрапленности», вплоть до образования «кварцитоцитов». Прожилки часто будинированные, дробленные, вмещают обломки или мелкие блоки неизмененных сланцев, что свидетельствует о неоднократных тектонических подвижках в зоне надвига. Протяженная протяженность зоны окварцевания составляет несколько сотен метров.

Мощная (более 250 м) зона жильно-прожилкового окварцевания, субпараллельная зоне надвига, выявлена в вулканогенных породах Верхневороговского прогиба, где она совмещена с зоной золотоносных березитов (опорное обнажение 28). Отдельные жилы белого кварца (0,5–1,5 м) протягиваются на десятки метров. Вмещающие породы между ними пронизаны сетью прожилков белого и желтого кварца с вкрапленностью пирита и гнездами лимонита. Аналогичные зоны жильно-прожилкового окварцевания (и кварцевой «пропитки») выявлены в бассейнах р. Гаревки и руч. Ивановского (Ивановское проявление золота) в зонах золотоносных березитов, приуроченных к участкам вторичного расщелачивания на фронте надвигов (опорное обнажение 26). Здесь более характерна гнездовая вкрапленность кварца в сланцах (кварцевое заме-

щение) с образованием мощных (10–20 м) тел «кварцитоцитов», «вторичных кварцитов». Они представляют собой плотные, массивные светло-серые, белые, желтовато-серые породы, состоящие из кварца (90–95 %), пирита и серицита. К телам кварцитоцитов приурочены жилы прозрачно-белого кварца с вкрапленностью пирита, галенита, халькопирита. Повышенные содержания золота более характерны для краевых участков зон окварцевания в пределах березитизированных пород. Подобная зона жильно-прожилкового окварцевания с галенитом, баритом и флюоритом залечивает крутопадающую зону тектонического нарушения в борту р. Мал. Алманакан [126, 27].

Остальные зоны окварцевания аналогичны описанным или представлены отдельными кулисообразными кварцевыми жилами (0,3–2,0 м), приуроченными к надвигам, взбросам и сбросам и связанным с ними зонам вторичного расланцевания пород.



ТЕКТОНИКА

Территория листа Р-46-XXXII расположена в северо-западной части Енисейского кряжа, который как структура горстового типа, представляет выступ фундамента Сибирской платформы и входит в складчато-надвиговый пояс байкалитид, обрамляющий платформу [129, 95, 52, 19]. Основываясь на данных интерпретации сейсмотомографического профиля «Батолит», который проходит через южную часть листа, в пределах площади можно выделить фрагменты Исаковской, Енисейской и Татарской покровно-складчатых зон [178].

Фрагмент Исаковской зоны, как часть **Исаковского синклинория** [129] представлен незначительным по площади (менее 20 км²) *Верхнесурнихинским аллохтоном* (9)^{*}, который сложен пакетом тектонических пластин, сложенных породами торжихинской толщи [80]. Породы аллохтона отчетливо выражаются аномалией магнитного поля интенсивностью до 100 нТл, суммарная мощность аллохтонных пластин, рассчитанная по гравиметрическим данным, составляет порядка 1 км^{**}. Исаковская зона представляет собой фрагмент островодужной системы, обдуцированной на активную окраину континента [80, 129, 13].

Енисейская и Татарская покровно-складчатые зоны образуют сложную блоковую мозаику тектонических фрагментов Приенисейского, Центрального и Панимбинского (Нойбинского) антиклинориев, Больше-Питского синклинория, Верхневороговского и Тейско-Чапского прогибов [129]. Строение этих зон и крупных структур в пределах зон определяется сочетанием горизонтальных и вертикальных перемещений блоков и пластин, обусловленных различными причинами в длительной истории тектонического развития территории.

Фрагмент **Приенисейского антиклинория** рассматривается, как часть Гаревского гранито-гнейсового купола (1), особенности которого обусловлены наличием многочисленных тел разновозрастных гранитоидов, занимающих западную и центральную части структуры. Центральная часть купольной структуры насыщена многочисленными телами раннепротерозойских гранитогнейсов Верхнесурнихинской группы массивов (13), а западная ограничена цепью массивов глушихинского комплекса, входящих в вулканоплутонический пояс позднего рифея. Гаревский купол представляет систему автохтонных блоков, сложенных наиболее древними породами и имеет весьма условные границы в виде взбросов и надвигов.

Западная часть структуры осложнена широкой тектонической Гаревско-Исаковской зоной (10), по которой пластины Верхнесурнихинского аллохтона Исаковского синклинория, надвинуты на породы купола. На фронте надвига, в пределах купола, сформировалась серия надвиговых пластин, перемещенных в восточном направлении. Северный фланг купола по Исаковско-Тисскому взбросу (22) граничит со структурами Центрального антиклинория, а восточный ограничен пакетами надвиговых пластин Чапинско-Гаревской зоны (15), по которой он контактирует с Больше-Питским синклинорием. Пакеты этой зоны сложены позднеархейскими породами купола, перекрывающими их раннепротерозойскими породами тейской серии и, во фронтальной части, породами сухопитской серии, которые могут рассматриваться как параавтохтонные блоки в зоне контакта с автохтонными породами синклинория.

Приенисейский антиклинорий выделяется региональной отрицательной аномалией плавно дифференцированного (от –2 до –8 мГал) гравиметрического поля, обусловленной мощностью и глубиной залегания очаговых массивов гранитогнейсов гаревского и ерудинского комплексов. В магнитном поле антиклинорий характеризуется спокойным отрицательным полем (от –50 до –20 нТл), на фоне которого выделяются зоны локальных аномалий, обрамляющих спокойные участки поля. На западе структуры магнитные аномалии (100 нТл) обусловлены магне-

* Здесь и далее цифры в скобках соответствуют структурам на тектонической схеме.

** Здесь и далее для моделирования глубинных объектов по магнитным и гравиметрическим полям в профильном и многопрофильном вариантах использовались программы SPRUT, OCTOPUS, программа О. И. Погаревой, разработанные в ВиПГе [118, 126, 127].

титсодержащими гранитами глушихинского комплекса, в центре (20–50 нТл) – амфиболитами малогаревского метакомплекса, на востоке (100–300 нТл) – кристаллическими сланцами и амфиболитами тейской серии. Гамма-поле имеет мозаичный вид на уровне 8 ед. экв. U, на фоне которого фиксируются интенсивные (до 30 ед. экв. U) аномалии над гранитами глушихинского комплекса и множество локальных повышений, обусловленных гранитоидами гаревского комплекса, мигматитами и гнейсами. Аномально низкие значения обусловлены выходами амфиболитов. По содержанию радиоактивных элементов структура имеет уран-калиевую специализацию.

Структуры **Центрального антиклинория** в виде широкой полосы протягиваются через всю площадь листа. На юго-востоке площади в его пределах выделяются фрагменты Тейского гранито-гнейсового купола (2) [82], автохтонные блоки которого, сложенные, в основном, позднеархейскими породами. Центральная и северо-западная части антиклинория представлены мозаикой пластин (площадь – от 2 до 200 км²), сложенных раннепротерозойскими образованиями, перемещенных как в восточном, так и в западном направлениях. Направление движения этих пластин обусловлено обдукцией пород Исаковского террейна, проявлением «бульдозерного эффекта» и скупивания, механизмом «гранитоидного всплытия» ядерных частей Тейского и Гаревского куполов [95]. Незначительные по площади блоки рифейских пород сухопитской серии слагают пластины, в которых широко развиты бластомилониты, метасоматиты, проявления и пункты золотой минерализации. Эти пластины, в свою очередь, надвинуты на позднерифейские автохтонные породы Больше-Питского синклинория. Для антиклинория характерно дифференцированное гравитационное поле. Региональный уровень поля меняется от отрицательного (–12 мГал) над гнейсами и гранитами Тейского купола на юго-востоке до 12 мГал в центральной и северо-восточной частях антиклинория. В центре структуры распространены амфиболиты, кристаллосланцы, мраморы – породы с высокими плотностными свойствами, а мозаичность поля обусловлена количеством и мощностью распространения в этом разрезе гранитов, гнейсов, а также метасоматитов различного характера. Магнитное поле структуры резкопеременное (–25–300 нТл), аномалии (50–200 нТл, реже – 500 нТл) приурочены к выходам сланцев свиты хребта Карпинского, амфиболитов и метасоматитов. Гамма-поле, в целом, низкое (8–10 ед. экв. U), на фоне которого выделяются участки повышенных значений (14–20 ед. экв. U), характерные для гранитов, гнейсов, андалузитовых роговиков, сланцев и различных метасоматитов.

Панимбинский (Нойбинский) антиклинорий сложен блоками позднеархейских и раннепротерозойских пород. Центральные блоки структуры, сложенные позднеархейскими породами, испытали эффект «выдавливания» и надвинуты на рифейские породы как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях. Чапский блок (7), сложенный породами орловской серии, представляет блок автохтонных пород с тектоническими взбросовыми границами. Алманаканский блок (4) сложен породами сухопитской серии, которые перемещены в обе стороны от центра структуры, он является параавтохтонным блоком с широким проявлением бластомилонитов и метасоматитов во фронтальных участках надвигов.

Фрагмент **Больше-Питского синклинория** представлен *Тисским грабеном*, который является автохтонной структурой, сложенной слабометаморфизованными породами позднерифейского возраста. Грабен ограничен Тисским надвигом (21), по которому пластины позднеархейских и ранне-среднерифейских пород Чапинско-Гаревской (15) и Колороминско-Оленской (16) зон надвинуты на автохтонные позднерифейские породы орловской и верховороговской серий. Вдоль надвиговой зоны сформированы бластомилониты и метасоматиты, выражающиеся слабыми (50–100 нТл) аномалиями магнитного поля. По гравиметрическим данным мощность зеленых сланцев в структуре составляет в центральной части 4 км.

Верхневороговский прогиб (грабен-синклиналь по Ю. М. Петрову [155]) представляет собой автохтонный блок, сложенный породами орловской и верховороговской серий. Он вмещает крупные тела риолит-порфиров ковригинского комплекса, ограничен надвигами и подновленными взбросами. В метариолитах проявлены автометасоматические процессы, на фронте надвигов развиты бластомилониты и наложенные метасоматиты, с которыми связаны проявления урановой и золотой минерализации. Структура выделяется аномалиями гамма-поля (20–30 ед. экв. U) и полосовидными аномалиями магнитного поля до 500 нТл, обусловленными магнетитсодержащими метаконгломератами, метариолитами и сланцами.

Тейско-Чапский прогиб сложен породами чингасанской и чапской серий и представлен на площади листа двумя разобщенными структурами: *Алманаканской грабен-синклиналью* и *Уволжским грабеном*. Уволжский грабен отчетливо выделяется в геофизических полях. Породы, слагающие грабен, практически немагнитны и имеют низкие плотности, разрез «прозрачен» для того, чтобы по поведению магнитного и гравиметрического полей рассчитать глубину зале-

гания и состав пород основания грабена. В пределах структуры наблюдаются несколько магнитных аномалий, обусловленных подстилающими породами. Глубина залегания магнитных объектов изменяется от близповерхностного (р. Девятка) до 400–500 м (верховья рр. Листвяжки и Нижней Ведуги). На северо-западе основание грабена сложено гнейсами, в районе р. Чапы – породами тейской серии, на левобережье р. Нижней Ведуги – гнейсами, на правобережье – магнитными породами кординской свиты, а на юге – гранитами гурахтинского комплекса. Особенностью Алманаканской структуры является наличие многочисленных мелких даек, трубок щелочных пикритов чапинского комплекса, лав и туфов суворовской свиты, которые выделяются точечными магнитными аномалиями (100–3 000 нТл) при наземной магнитной съемке [126] и интенсивностью до 25 нТл при аэромагнитной съемке. Породы Тейско-Чапского прогиба с угловым несогласием перекрывают пластины и надвиговые зоны, ограничены взбросами и сбросами и могут рассматриваться как неоавтохтон.

Разрывные нарушения определяют рисунок современного структурного плана района. Исаковский синклиниорий (террейн) ограничен *Верхнесурнихинским надвигом* (20) Исаковской зоны разломов [129], Приенисейский антиклинорий от Центрального отделен *Исаковско-Тисским взбросом* (22) Приенисейской зоны. Центральный и Панимбинский антиклинории разделены *Димгано-Вороговским взбросом* (23) Татарской зоны разломов, а восточная граница Панимбинского антиклинория ограничена *Чингасанским взбросом* (24) Ишимбинской зоны. По зоне *Тисского надвига* (21) периферийные блоки Приенисейского и Центрального антиклинориев надвинуты на структуры Больше-Питского синклинория. Наиболее интенсивно проявленной и мощной является зона на фронте надвигового сочленения Исаковского террейна и Приенисейского антиклинория. Эта и другие зоны, ограничивающие крупные блоки земной коры, выделены как основные (главные) разрывные нарушения территории.

Последовательность формирования развитых на площади стратифицированных и ультраметаморфических образований, наличие перерывов, этапов складообразования и метаморфизма позволяют выделить в пределах площади четыре структурных этажа, отвечающих крупным тектономагматическим циклам: позднеархейский, карельский, байкальский и альпийский.

Позднеархейский структурный этаж сложен формациями плагиогнейсов (немтихинский метакомплекс), гнейсово-мраморно-амфиболитовой (малогаревский метакомплекс) и метапикрит-метабазальтовой (шумихинский комплекс). Расшифровка структурного плана этого этажа осложнена многоэтапностью метаморфических и метасоматических процессов, проявленностью диафтореза и многостадийной складчатостью.

Породы этажа слагают Гаревский и Тейский гранито-гнейсовые купола (1 и 2) и серию блоков, которые интерпретируются как надвиговые пакеты пластин: Гаревско-Исаковский (10), Верхнееловский (11), Полканский (14), Чапинско-Гаревский (15), Колороминско-Оленский (16). В пределах Панимбинского антиклинория ими сложены Малоалманаканская (12) и Большеалманаканская (13) надвиговые пластины. Породы смяты в мелкие (от первых метров до десятков метров) сложные изоклиналильные лежащие складки с углами падения контактов тел от 10 до 80° и резкой сменой направления падения. На контактах многих пластин в гнейсах широко (до 2 км) проявлены бластомилониты, имеющие вид «псевдоконгломератов» с галькой белого и голубого кварца (опорное обнажение 25). Мелкие складки осложняют относительно крупные брахиформные овалы структуры, центры которых вмещают тела гранитоидов. В Гаревской купольной структуре, которая условно может быть очерчена радиусом 15–20 км, выделяется несколько подобных овоидных центров (диаметром 1–5 км), представляющих купольные структуры более высокого порядка. Подобные очаговые центры «гранитизации» с телами гранитогнейсов выделяются в Тейском гранито-гнейсовом куполе, Центральном и Панимбинском антиклинориях. Преобладают тела гранитогнейсов гаревского комплекса позднекарельского этажа, при становлении которых были переработаны плагиограниты ерудинского комплекса. Фиксируется различная глубина залегания гранитоидных тел: по гравиметрическим данным кровля их расположена на глубинах 50–300 м от поверхности, а подошва – 0,3–5,0 км. Простирание «обтекающих» их пород меняется от субмеридионального, через северо-запад и северо-восток до субширотного. Форма структур подчеркивается изометричными овальными гравитационными аномалиями с горизонтальными градиентами 0,5–1 мГал на 1 км. Аномалии магнитного поля (100–500 нТл) складываются в зоны, обусловленные простиранием амфиболитовых тел. Углы падения литологических контактов тел, создающих аномалии в брахискладках составляют 20–60°. Глубина распространения пород гранитогнейсового состава по гравиметрическим расчетам составляет 6–7 км. По данным ГСЗ «Батолит» в структурах консолидированной коры под гранитогнейсовым слоем выделяется гранулитовый мощностью 8–12 км, подстилаемый гранулит-базитовым (15–17 км) [178]. Строение пакетов пластин осложнено эффектом «скупивания». Мощность отдельных надвиговых пластин раннекарельских пород, рассчитанная

по гравиметрическим данным там, где они залегают на более плотных позднекарельских или рифейских породах, колеблется от 0,1 до 5 км.

Карельский структурный этаж делится на два тектонических яруса. В *раннекарельский ярус* отнесены породы плагиогранито-гнейсовой формации ерудинского ультраметаморфического комплекса, которые вместе с метаморфическими комплексами позднего архея отнесены к формациям кристаллического фундамента. Они слагают ряд мелких тел в Верхнесурнихинской группе массивов (13) в Гаревском гранито-гнейсовом куполе (1), Верхневолоковском массиве (19) Тейского купола (2) и Малоалманаканской пластине (12) Панимбинского (Нойбинского) антиклинория. Вместе с гранито-гнейсами гаревского комплекса они образуют брахиформные структуры, которые соответствуют очаговым центрам гранитизации. Тела плагиогранито-гнейсов смяты вместе с вмещающими их породами в сложные складки.

Позднекарельский тектонический ярус сложен формациями высокоглиноземистых кристаллических сланцев (свита хребта Карпинского), сланцево-амфиболит-мраморной (рязановская свита) и гранит-гранито-гнейсовой (гаревский комплекс). Метаморфические породы яруса развиты в тектонических блоках в пределах надвиговых пластин, сложенных позднеархейскими породами, а также выполняют фрагменты брахиформных синклинальных складок, несогласно перекрывая структуры, сформированные породами позднеархейского этажа. Простираение пород северо-западное, реже – субмеридиональное, углы падения крыльев складок изменяются от 10–15° до 80°. Фрагменты крупных складок осложнены мелкими (первые метры) изоклинальными лежачими, опрокинутыми и веерными складками, установленными по прослоям кварцитов в сланцах свиты хребта Карпинского и мраморов среди сланцев рязановской свиты. В крайних участках надвиговых пластин, в зонах разрывов проявлены графитизация, будинаж, меланжирование, развиты бластомилониты. Породы свиты хребта Карпинского представляют собой метаморфизованные перемятые продукты процессов корообразования, которые сформировались в эпиконтинентальных бассейнах. Наличие мощных толщ амфиболитов, кристаллических сланцев и мраморов в разрезах рязановской свиты позволяет предположить, что они сформировались в проторифтовых депрессиях [80]. Гранитоиды гаревского комплекса слагают крупный Гаревский массив (15) в центре Гаревского гранито-гнейсового купола (1) и образуют Верхнесурнихинскую группу массивов (13) и Верхнегаревский (14) и Малогаревский (16) массивы по его периферии, а также Верхнеисаковский массив (6) в пределах Центрального антиклинория, Алманаканский (5) и Верхнеалманаканский (9) массивы в Панимбинском (Нойбинском) антиклинории. Крупные массивы или группы мелких массивов отображают расположение сложных многослойных гранитоидных очаговых систем. Массивы комплекса «приспосабливаются» к древнему структурному плану, усиливая тенденцию воздымания купольной структуры. Мелкие тела гранитоидов прорывают породы тейской серии. В гранито-гнейсах этажа на западном фланге Гаревского купола выделяется зона бластомилонитов шириной до 3 км. В некоторых крупных надвиговых пластинах тела гранитоидов расположены на глубинах 0,1–0,5 км. Формирование гранитоидов гаревского комплекса связано с процессами позднекарельского метаморфизма амфиболитовой фации.

Байкальский структурный этаж образует шесть структурных ярусов, отвечающих геодинамическим обстановкам: сухопитский, тунгусикский, киргитейский, глушихинский, чингасанский и чапский.

Сухопитский структурный ярус сложен породами метаморфизованной аспидной формации шельфа пассивной окраины континента (сухопитская серия) и диорит-плагиогранитовой формации среднетырадинского комплекса. Породы аспидной формации залегают с угловым несогласием на образованиях раннекарельского и позднекарельского этажей и дислоцированы с разной степенью сложности. В Приенисейском, Центральном и Панимбинском антиклинориях они слагают мелкие (2×(10–20) м; 6×8 км) пластины, которые являются автохтонными блоками для пород карельского этажа, но при этом, они надвинуты на автохтонные породы верхних структурных ярусов байкалид. Это позволяет рассматривать тектонические пластины, сложенные породами сухопитской серии, как параавтохтонные, с незначительной амплитудой перемещения. В бассейне р. Вороговки в Центральном антиклинории и бассейне р. Бол. Алманакан в Панимбинском антиклинории сохранились блоки ненарушенного надвигами автохтонного залегания пород кординской свиты. Они несогласно перекрывают структуры позднего архея и карелия и слагают фрагменты линейных синклинальных складок с углами падения крыльев 35–65°. В бассейне р. Оленки, в восточном ограничении Больше-Питского синклинория, фрагменты подобных синклинальных складок сложены породами горбилонской и удерейской свит, а крылья складок осложнены надвигами и взбросами. Здесь проявлены графитизация, окварцевание, сульфидизация, выявлены пункты минерализации золота.

В Центральном антиклинории выделяется блок пород сухопитской серии, ограниченный с

запада пластинами Полканской надвиговой зоны (14), а с востока – пластинами Колороминско-Оленской зоны (16), по которым карелиды надвинуты на этот блок. Породы сухопитского структурного яруса в этом блоке переработаны с образованием гранат-биотитовых бластомилонитов, в которых проявлены березитизация и окварцевание (опорное обнажение 34). Ширина блока колеблется от 1 до 4 км, края его неровные, извилистые, ориентировка сланцеватости параллельна надвиговым зонам и, судя по частой смене направления падения, блок этот перемещен (вероятно, в восточном направлении) и может рассматриваться как параавтохтон.

В Панимбинском антиклинории, в северо-восточной части площади, породами яруса сложен Алманаканский блок, осложненный надвигами и взбросами Малоалманаканской зоны (12). В пределах блока выделяется фрагмент синклинали Найденной (4), ядро которой сложено породами удерейской свиты. Углы падения крыльев складки колеблются от 35 до 70°. Здесь широко развиты бластомилониты, зоны жильно-прожилкового окварцевания и сульфидизация. Гранитоиды среднетырадинского комплекса диорит-плаггиогранитовой формации слагают крупный аллохтонный Среднетырадинский массив (7) в северной части Центральной антиклинории. Кроме того, в приустьевой части р. Тырады выделяется серия мелких тел гранитоидов комплекса, как апофизы предполагаемого не выходящего на поверхность массива, кровля которого (по гравиметрическим данным) располагается на глубине 50–100 м, а подошва – на глубине 1,5 км. Блоки пород с массивами гранитоидов среднетырадинского комплекса можно рассматривать как параавтохтонные блоки с незначительным перемещением в восточном направлении.

К сухопитскому структурному ярусу отнесены породы метаморфизованной вулканогенно-карбонатно-глинистой формации торжихинской толщи, сформированной в энзиматической островной дуге активной окраины континента. Они слагают Верхнесурнихинский пакет надвиговых пластин (9) в Исаковском синклинии (террейне), где в пределах площади выделяется три относительно крупные пластины ((1–2)×(2–4) км) и ряд мелких, не выражающихся в масштабе, блоков. Породы в пластинах милонитизированы, меланжированы (опорное обнажение 24), вторично рассланцованы, смяты в сложные изоклинальные складки и наклонены на запад и юго-запад в соответствии с наклоном сместителей в надвигах. Углы падения сланцеватости варьируют от 20 до 40°, вдоль тектонических зон породы графитизированы, окварцованы и карбонатизированы, для них характерна густая вкрапленность магнетита, отраженная в магнитном поле аномалиями интенсивностью до 500 нТл. Положение пакетов свидетельствует о чешуйчатом строении Верхнесурнихинского аллохтона, перемещенного в восточном направлении на значительное расстояние. По гравиметрическим данным мощность торжихинской толщи в аллохтонных пластинах не превышает 1 км. Породы аллохтона перекрыты осадками северореченской свиты, которые залегают с угловым несогласием и на гнейсах позднеархейского этажа, что позволяет относить их к неавтохтону и свидетельствует о «досеверореченском» возрасте основного этапа надвигообразования на западе края.

В *тунгусикский тектонический ярус* выделяются породы, сформированные на активной окраине Сибирского континента в позднерифейское время. Ярус сложен породами метаморфизованной глинистой формации (шунтарская свита тунгусикской серии), сформированной в условиях шельфа окраинного моря [80]. Представлен незначительным по площади (4 км) тектоническим блоком в Колороминско-Оленской надвиговой зоне (16) на восточном контакте Тисского грабена. Породы яруса, видимо, более широко развиты по периферии автохтонных пород грабена, частично перемещены и скрыты под надвиговыми пластинами сухопитской серии, что позволяет выделять их как параавтохтон.

В *киргитейский структурный ярус* обособлены метаморфизованные породы карбонатно-глинисто-вулканогенной флишоидной формации (орловская серия), дайки риодацитов и тела базальтоидов базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (орловский комплекс). Породы яруса в автохтонном залегании слагают крылья Ковригинской синклинали (3) в Верхневороговском прогибе, Димгано-Девяткинскую антиклиналь (7) в Панимбинском антиклинории и Тисской антиклинали (8) в Тисском грабене, а также серию тел метадолеритов орловского комплекса в Верхнееловской надвиговой пластине (11) в верховьях р. Оленьей. Они с угловым несогласием залегают на гнейсах и амфиболитах карелид, слагают линейные с элементами брахиформности складки, крылья которых осложнены мелкой складчатостью с углами падения 25–70°, породы прорваны серией даек метадолеритов. В Тисском грабене, в зоне Тисского надвига (21) породы яруса вторично рассланцованы и преобразованы в бластомилониты (опорное обнажение 28). Подобные метасоматические породы развиты и в бассейне р. Ниж. Ведуги, в зоне надвига гнейсов и амфиболитов позднеархейского этажа на породы конкинской свиты. Измененные породы выражаются в магнитном поле мелкими аномалиями интенсивностью 50–100 нТл. К востоку от Верхневороговского прогиба выделяется блок (6×5 км) широкого развития метадолеритов орловского комплекса. По гравиметрическим данным глубина распростра-

нения тел метадолеритов достигает 1,2 км. Пояса даек и массивов метадолеритов представляют собой корневые части вулканических построек и трассируют вулканоплутонический пояс. Проявленные в них рассланцевание и милонитизация свидетельствуют о том, что они были сформированы до процессов надвигообразования.

Глушихинский структурный ярус сложен породами карбонатно-терригенно-вулканогенной формации (верховороговская серия), риолит-лейкобазальтовой формации (ковригинский комплекс) и лейкогранитовой формации (глушихинский комплекс) вулканоплутонического пояса активной окраины континента. Породы этого яруса могут рассматриваться как контрастная риолит-базальтовая магматическая формация с антидромной последовательностью пород, характерной для континентальных рифтовых зон [80, 81]. Вулканогенно-осадочные породы структурного яруса развиты в Верхневороговском прогибе, где ими сложена Ковригинская синклиналь (3) и в Тисском грабене в Верхнетисской (5) и Усть-Оленской (6) синклиналях. Ядра складок сложены породами быстринской свиты, складки линейные, овально-вытянутые, углы падения крыльев колеблются от 30 до 70°. В бортах грабенов, в надвиговых зонах породы яруса вторично рассланцованы, милонитизированы (до бластомилонитов), метасоматически преобразованы. Рассланцованные субвулканические тела метариолитов вмещают проявления и месторождение урановых руд.

Вдоль западной границы площади прослеживается цепь массивов лейкогранитов глушихинского комплекса: Гаревский (15), Водораздельный (12), Славкинский (11), Верхнетырадинский (10). Они, вероятно, трассируют палеовулканические центры в пределах вулканоплутонического пояса. Радиологический возраст лейкогранитов (750 млн лет, [174]) близок радиологическому возрасту пород ковригинского комплекса (740–745 млн лет, [175] и 750 млн лет, [81]), что позволяет считать их комагматами и продолжить границы Верхневороговской рифтогенной структуры в южном направлении вдоль цепи лейкогранитовых массивов. В Гаревско-Исаковской зоне надвигов (10) по лейкогранитам развиты бластомилониты, проявлена микроклинизация (опорное обнажение 23). Радиологический возраст милонитизированных лейкогранитов Водораздельного массива составляет 718 млн лет, что, видимо, соответствует времени обдукции островодужных пород Исаковского синклинория на континент и времени максимального проявления процессов надвигообразования.

Чингасанский структурный ярус байкальского структурного этажа сложен неметаморфизованными породами позднего рифея. Он представлен молассовой формацией (лопатинская, карьерная и чивидинская свиты) краевого бассейна, дайками щелочных трахитов-трахибазальтов захребетнинского комплекса и формацией умереннощелочных гранитов (гурахтинский комплекс) вулканоплутонического пояса. Породы молассовой формации развиты в Алманаканской грабен-синклинали (17) и Уволжском грабене, где слагают Димганскую антиклиналь (18) и Левоуволжскую синклиналь (19). Алманаканская грабен-синклиналь представляет собой простую линейную, осложненную тектоническими нарушениями, синклинальную складку шириной 1–6 км и длиной более 20 км, западное крыло которой сложено породами лопатинской, карьерной и чивидинской свит. Ядерная часть складки сложена породами чапской серии, а восточное крыло срезано тектоническим нарушением. Углы падения крыльев синклинали колеблются от 15 до 45°, крутые углы характерны для приразломных бортовых участков структуры. По гравиметрическим данным, в приустьевой части р. Алманакан под породами яруса располагается гранитоидный массив, с кровлей – на глубине 0,25 км и подошвой – 3 км. Это свидетельствует о незначительной мощности пород карьерной свиты здесь. Димганская антиклиналь (18) и Левоуволжская синклиналь (19) Уволжского грабена с углами падения крыльев 15–30° представляют собой простые брахиформные складки.

В юго-западной части листа выделяются незначительные по площади ((0,5–1)×2 км) синклинали, сложенные породами северореченской свиты позднего рифея Вороговского прогиба. Свита сопоставляется по времени и условиям образования с лопатинской свитой чингасанской серии [129]. Они вместе с породами чингасанского структурного яруса представляют неавтохтон, сформированный в краевом бассейне на метаморфизованных нижележащих породах. Ими сложены простые брахискладки с углами падения крыльев от 10 до 30°.

Умереннощелочные гранитоиды яруса слагают Верхневороговский (1), Хребтовый (2) и Тырадинский (8) массивы, подошва которых (по гравиметрическим данным) располагается на глубинах 0,5–0,8 км. Фрагменты не выходящих на поверхность массивов залегают на глубинах 50–300 м и представляют собой единый крупный, пластообразный массив. Некоторые надвиговые зоны «гаснут» в массивах гранитоидов комплекса, в них проявлены только автосоматические и эндоконтактные процессы. Радиологический возраст умереннощелочных гранитов колеблется в пределах 690–717 млн лет, приурочены они к зонам скупивания надвиговых пластин. Породы лопатинской свиты перекрывают участок Колороминско-Оленской надвиговой

зоны (16), что свидетельствует о дочингасанском возрасте надвигообразования.

Дайки формации щелочных трахитов-трахибазальтов распределены на площади в виде пояса от Верхневороговского прогиба до Тисского грабена и, видимо, трассируют центры палеовулканов краевого бассейна чивидинского времени, возраст которых по радиологическим данным составляет около 700 млн лет [81]. Породы яруса немагнитны, ряд мелких изометричных магнитных аномалий интенсивностью до 100 нТл обусловлен процессами скарнирования на контактах умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса.

Чапский структурный ярус позднего рифея представлен карбонатно-туфогенно-терригенной (суворовская свита) и доломитовой (подъемская свита) формациями краевого бассейна, а также дайками щелочных гранитов и щелочных сиенитов средневороговского комплекса и телами щелочных пикритов чапинского комплекса континентальных рифтов. Породы суворовской свиты вмещают покровы лав и туфов, щелочных пикритов, пикритов, авгититов, лимбургитов. Осадочные породы яруса залегают с угловым несогласием на подстилающих породах и слагают ядерную часть (18×(2–3) км) Алмаканской грабен-синклинали (17) и Североуволжской синклинали (19) (8×2 км). Углы падения крыльев складок колеблются в пределах 15–30°, усматривается унаследованность структурного плана чингасанского и чапского ярусов. Ядерные части и центриклинальные замыкания складок осложнены тектоническими нарушениями. Дайки и трубки взрыва чапского комплекса прорывают породы суворовской свиты, гнейсы и амфиболиты позднего архея и сланцы сухопитской серии, образуя Алмаканский пояс [47]. Покровы лав и туфов щелочных пикритов приурочены к низам разреза суворовской свиты и вместе с дайками, трубками и телами щелочных кварцевых сиенитов, видимо, трассируют структуру позднерифейского континентального рифта, заложившегося в пределах палеоподнятия, осложнявшего крайевой бассейн.

Альпийский структурный этаж выражен гидрослюдистыми корами выветривания мелпалеогенового возраста и четвертичными образованиями. Коры выветривания сохранились на отдельных участках древних поверхностей выравнивания, в зонах литологических контактов и разрывных нарушений, что свидетельствует о линейно-площадном распространении процессов корообразования.

Четвертичные образования, в виде чехла повсеместно развиты на площади и включают континентальные образования элювиального, гравитационного и водного ряда. Они формируются в результате новейшего горообразования и этот процесс продолжается в настоящее время.

Разрывные нарушения широко развиты в пределах района и определяют его тектоническое строение. Выделяются зоны надвигов и зоны нарушений взбросо-сбросового типа.

Главной надвиговой зоной является зона сочленения Исаковского синклинория (террейна) и Приенисейского антиклинория, – *Верхнесурнихинский надвиг* Исаковской зоны (20). Эта зона представляет собой серию параллельных чешуйчатых надвигов, проявленных в породах, как аллохтона, так и автохтона. В породах аллохтона, в Исаковском синклинории, углы наклона плоскостей надвигов составляют 20–35°, мощность плоскости главного шва составляет 30–50 м, параллельных плоскостей – 10–30 м. В некоторых швах установлен автокластический меланж [21] по сланцам и метапесчаникам торжихинской толщи (олистостромоподобные конгломераты и гравелиты) (опорное обнажение 24). В породах автохтона гнейсы и гранитогнейсы преобразованы в бластомилониты, которые выглядят как псевдоконгломераты с голубым кварцем или как зелено-серые сланцы (опорное обнажение 25); мощность бластомилонитов колеблется от сотен метров до 4 км. Как результат проявления «бульдозерного эффекта», на фронте Верхнесурнихинского надвига, в зоне сочленения Исаковского террейна и Приенисейского антиклинория сформирована мощная (2–5 км) Гаревско-Исаковская надвиговая зона (10). Можно предположить, что ширина этой зоны была десятки километров, но часть аллохтонных пластин была эродирована при росте горстового поднятия Енисейского кряжа.

Структуры Больше-Питского синклинория ограничены зоной *Тисского надвига* (21), состоящей из двух ветвей: Чапинско-Гаревской (15) западной и Колороминско-Оленской (16) восточной. Зона представляет собой сложную систему чешуйчатых надвигов, по которым породы карельского этапа (аллохтон) надвинуты на породы сухопитского яруса (параавтохтон), а те, в свою очередь, на породы тунгусикского (параавтохтон) или глушихинского ярусов (автохтон). Породы параавтохтона и аллохтона вторично рассланцованы, по ним развиты бластомилониты (ширина полосы – 1–3 км), проявлена березитизация и окварцевание (опорные обнажения 26, 27, 32). Наклон плоскости сместителя в Чапинско-Гаревской зоне на запад, углы колеблются от 40 до 50° (опорное обнажение 35).

Строение прочих надвиговых зон аналогично. Преобладающее направление движения пластин по надвиговым зонам – с запада на восток или с северо-запада на юго-восток, таково же направление падения плоскости сместителя многих надвигов. Обратное направление падения

плоскостей характерно для тыловых участков надвиговых пластин (Колороминско-Оленская зона (16)) и, видимо, обусловлено эффектом «выдавливания» блоков пород (Большеалманаканская зона (13) Панимбинского антиклинория). На фронте надвигов в разной степени проявлены бластомилониты, меланжирование, вторичное расщепление и складчатость, графитизация, окварцевание, березитизация. В породах автохтона наложенные процессы проявлены в большей степени и на большей площади перед фронтом надвига (от сотен метров до первых километров). В менее метаморфизованных и более пластичных породах позднего рифея тектонические преобразования проявлены слабее и быстрее затухают, а более жесткие породы карельских этажей и сухопитского яруса изменены сильнее. Углы падения наложенной сланцеватости перед фронтом надвиговой зоны колеблются от 30 до 70° и отражают углы наклона плоскости сместителя.

Амплитуда перемещения надвиговых пластин различна. В Верхнесурнинском аллохтоне Исаковского синклинория (террейна) относительные перемещения пластин составляют первые километры, а фронтальная часть аллохтона (4–5 км), видимо, эродирована. По гравиметрическим данным ширина полосы обдурченных пород Исаковского террейна, надвинутых на гнейсы Приенисейского антиклинория, составляет порядка 20 км [176, 127] к западу от площади листа. Исаковский террейн, в целом, перемещен, вероятно, на десятки километров [13]. По выступам параавтохтонных пород в приустьевой части р. Мал. Гаревка амплитуда перемещения пород позднеархейского этажа относительно пород сухопитского яруса по надвигам составляет около 5–7 км, а пород сухопитского яруса относительно киргитейского и глушихинского – от сотен метров до первых километров.

Вдоль фронта надвигов часто выделяется цепочка магнитных аномалий (20–500 нТл), обусловленных наличием в бластомилонитах вкрапленности пирротина и магнетита; здесь обычно развита графитизация, определяющая пониженное сопротивление пород (до 200–300 Ом/м), реже проявлено окварцевание, повышающее сопротивление пород (до 5 000–10 000 Ом/м), иногда фиксируются радиоактивные аномалии (20–35 мкР/ч), обусловленные графитизацией. На АФС зоны надвигов дешифрируются по фестончатому характеру границ фототона и микрорельефа и дуговым отрезкам долин рек и ручьев.

Время заложения крупных надвиговых зон определяется по ряду косвенных признаков:

1. в процесс надвигообразования вовлечены гранитоиды глушихинского комплекса (радиологический возраст 750 млн лет);
2. бластомилониты образовались по метаморфизованным породам, до формирования пород молассовой формации (радиологический возраст порядка 700–730 млн лет);
3. аллохтонные пластины прорваны гранитоидами гурахтинского комплекса (возраст 690–717 млн лет) и дайками захребетнинского комплекса с возрастом 690–700 млн лет;
4. радиологический возраст бластомилонитов по лейкогранитам глушихинского комплекса Водораздельного массива составляет 718 млн лет.

Это позволяет выделить узкий временной интервал формирования пояса надвигов – 720–730 млн лет. В процессе перемещения покровов происходило их смятие, а затем усложнение поздней складчатостью и разрывами взбросо-сбросовой кинематики.

Взбросы и сбросы выделяются как зоны мощностью от сантиметров до десятков метров перетертых в тектоническую глинку пород. Они ветвятся, линзуются или образуют серию параллельных тонких блоков дробленных и ненарушенных пород. Вдоль крупных зон развиты (иногда не выражающиеся в масштабе) милониты, катаклазиты, участки мелкой приразломной складчатости, а в гранитах – гнейсоватости. Некоторые зоны залечены кварцевыми жилами, часто раздробленными и будинированными при последующих подвижках. Наиболее крупные зоны – *Исаковско-Тисский взброс* (22) Приенисейской зоны глубинного разлома, *Димгано-Вороговский взброс* (23) Татарской зоны глубинного разлома и *Чингасанский взброс* (24), как фрагмент Ишимбинской зоны глубинного разлома, – разделяют структуры Приенисейского, Центрального и Панимбинского антиклинориев. Плоскости взбросов наклонены к востоку или западу под углами 60–80°, расчетная амплитуда перемещения блоков по ним колеблется от сотен метров до первых километров.

Серия мелких взбросов осложняет крупные структуры, определяя блоковое строение территории. Чаще они крутые (60–80°), амплитуда перемещения по ним – первые сотни метров. Преобладают зоны северо-западного простирания, менее проявлены системы ортогональных малоамплитудных разломов северо-восточного простирания. Енисейский кряж, как горная страна сформировался в результате подъема тектонических блоков по древним разломам северо-западного простирания, подновленным в мел–четвертичное время. Большинство разрывов взбросо-сбросового типа проявляются в поле силы тяжести протяженными зонами максимального градиента и в магнитном поле по ограничению и смещению аномалий. На АФС эти разло-

мы дешифрируются с большой долей уверенности.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории района выделяется четыре крупные эпохи преобразования земной коры: позднеархейская, карельская, байкальская (рифейская) и альпийская.

В начальный период **позднеархейской эпохи** происходило формирование пород немтихинского метакомплекса, которые, вероятно, образовались как результат плавления и метасоматического преобразования пород среднего состава зрелой коры континентального типа. В заключительный этап сформировались вулканогенно-осадочные породы малогаревского метакомплекса, которые можно отнести к образованиям гранит-зеленокаменных поясов энсиалического типа [5, 57, 64, 80]. Заложение подобных поясов происходило в пределах континентальной плиты, а коматиит-базальтовые породы шумихинского комплекса, вместе с карбонатно-терригенно-вулканогенными породами малогаревского метакомплекса трассируют палеозоны рифтогенеза в мелководном эпиконтинентальном бассейне. На рубеже 2 400–2 500 млн лет позднеархейские породы испытали метаморфизм высоких ступеней амфиболитовой (с элементами гранулитовой) фации.

Карельская эпоха. В раннекарельскую эпоху в результате метаморфических преобразований сформировались плагиогранито-гнейсы ерудинского комплекса (2 120–2 243 млн лет [174]), фиксирующие стадию зарождения гранито-гнейсовых куполов. Плагиогранито-гнейсы комплекса вместе с метаморфическими позднеархейскими породами могут рассматриваться как фрагменты кристаллического фундамента протоплатформы.

В позднекарельский этап происходило химическое выветривание, продукты которого переносились в эпиконтинентальные мелководные бассейны с формированием глинистых отложений свиты хр. Карпинского. Позже заложилась проторифтовые депрессии, в которых накапливались карбонатно-терригенные осадки рязановской свиты. На рубеже 1 920–1 900 млн лет режим рифтогенеза сменился сжатием, дислокациями и метаморфизмом. Породы тейской серии были метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Проявления ультраметаморфизма и гранитизации выразились в формировании массивов гаревского гранито-гнейсового комплекса (1 750–1 950 млн лет) с преобразованием гранито-гнейсовых куполов.

В начале **байкальской эпохи** произошел раскол протоконтинента (в современном тектоническом плане – по западной окраине Енисейского кряжа) и началось раскрытие океана с формированием офиолитовой ассоциации пород и образований ранней энсиматической островной дуги [80]. На ранне-среднерифейском этапе на территории Енисейского кряжа (и, в частности, на изученной площади) существовал режим пассивной континентальной окраины, на шельфе которой накапливались толщи терригенных и карбонатных пород аспидной формации сухопитской серии.

На рубеже среднего и позднего рифея субдукционно-коллизийные процессы обусловили трансформацию пассивной окраины Сибирского континента в активную – андийского типа. Начало этого этапа выразилось внедрением субдукционных гранитоидов среднетырадинского комплекса (1 025–1 100 млн лет).

В тунгусикскую стадию позднего рифея территория кряжа представляла собой окраинное море, ограниченное с запада ранней островной дугой, за счет размыва которой формировались осадки тунгусикской серии. На рубеже 920–950 млн лет произошло столкновение западного края Сибирского континента с островной дугой [80, 129, 174], что привело к интенсивной складчатости, зеленосланцевому метаморфизму, формированию тыловодужного магматического пояса с гранитными массивами татарско-аяхтинского комплекса, развитыми за пределами площади на листе Р-46-XXXIII [175]

В киргитейскую стадию (в интервале 820–840 млн лет) в пределах вулканоплутонического пояса активной окраины континента накапливались карбонатно-глинисто-вулканогенные флишоидные породы орловской серии и последовательно дифференцированного орловского комплекса. Формирование их происходило в бассейне с вулканическими островами, при резком

уменьшении вулканогенного материала в направлении с запада на восток.

На рубеже 750 млн лет на активной окраине континента заложилась цепочка континентальных рифтов (на площади – Верхневороговский прогиб [81], Тисский грабен, за ее пределами – Панимбинско-Рыбинский грабен [65]), в пределах вулканоплутонического пояса сформировались коллизионные лейкограниты глушихинского комплекса, как комагматы риолитов ковринского комплекса (740–751 млн лет). С аутометасоматическими процессами в ультракислых вулканогенных породах связаны начальные этапы уранового оруденения. В интервале времени 750–720 млн лет происходит столкновение континента с энсиалической островной дугой. Развитие субдукционно-коллизионных процессов привело к обдукции пород ранней энсиматической островной дуги на континент. В результате этого образовались сложные покровно-складчатые системы, заложилась Приенисейская, Татарская и Ишимбинская зоны глубинных разломов, выраженные на площади Исаковско-Тисским, Димгано-Вороговским и Чингасанским взбросами. Сформировались пакеты покровов, ограниченные надвигами (зона контакта обдукцированных пород выражена на площади Верхнесурнихинским надвигом), на фронте которых проявились зоны вторичного расщепления, бластомилонитов и участки динамотермального метаморфизма. Вероятно, в это же время (720–730 млн лет) вдоль экранирующих поверхностей надвигов и в субвертикальных зонах проницаемости формируются основные золоторудные объекты района.

В чингасанскую стадию (720–670 млн лет) сформировался краевой бассейн, заполнявшийся молассовыми отложениями. Сохранившиеся фрагменты разреза молассовой формации свидетельствуют о широком распространении ее на площади листа (чингасанская серия на востоке площади и вороговская серия на западе). Краевой бассейн обрамлялся цепью вулканических построек, подводящие каналы которых выражены на площади серией даек захребетнинского комплекса, а продукты вулканической деятельности установлены в разрезе чивидинской свиты (700 млн лет [81]). Увеличение мощности земной коры в Татарской покровно-складчатой зоне до 47–54 км [178] привело в период 690–720 млн лет к образованию умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса (на площади – Тырадинский и Хребтовый массивы).

В чапское время на палеоподнятиях, осложняющих краевой бассейн, заложился континентальный рифт, выраженный на площади щелочными кварцевыми сиенитами и связанными с ними метасоматитами средневороговского комплекса (620 млн лет), трубками взрыва и дайками чапинского комплекса (668 млн лет, [47]; 594 млн лет [175]). Рифт имел ограниченное распространение и не получил дальнейшего развития. В краевом бассейне формируются карбонатно-туфогенно-терригенные породы суворовской свиты и толща доломитов подъемской свиты. Они накапливались в изолированных лагунах мелководного бассейна при минимальной тектонической активности.

С поздневендского времени западная окраина Сибирского континента выступает как консолидированная платформенная область. В палеозое, в мелководных бассейнах накапливаются формации осадочного чехла Сибирской платформы. В отдельные циклы этого периода, во время перерывов в осадконакоплении формируются коры выветривания.

В **альпийскую эпоху** на западе платформы подновляется система разрывов северо-западного простирания с образованием горстового поднятия Енисейского кряжа. Отложения чехла платформы были эродированы. На завершении этой эпохи образуются линейные и площадные коры выветривания.

С начала неогена происходит активное поднятие региона и становление Енисейского кряжа как современной горной страны, в которой формируются континентальные осадки. В это время сформированы основные золотоносные россыпи региона. Процесс образования континентальных осадков и россыпеобразования продолжается в настоящее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Площадь листа расположена в северной осевой части Енисейского кряжа, являющегося крупным орографическим сооружением, вытянутым в северо-западном направлении. Рельеф района резко расчлененный с характерным ярусным строением при общем понижении к юго-западу и северо-востоку от осевой линии хребта. На площади листа выделяются структурно-денудационный, денудационный, аккумулятивный и техногенный рельеф.

СТРУКТУРНЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурный (тектонический) рельеф включает *миоцен-среднеплиоценовые склоны отпрепарированных разрывных дислокаций* ($N_1-N_2^2$). Серия уступов наблюдается на северо-востоке района, они протягиваются в северо-западном и юго-восточном направлениях, уходя за пределы площади. Крупный уступ выделяется по левому борту р. Бол. Алманакан, представляющий склон крутизной 20–25°. Бровка уступа отодвинута денудационными процессами на 500–1 500 м к юго-западу, поверхность его расчленена эрозионными процессами. Подножье уступа располагается на абсолютной высоте 500 м, бровка – на высоте 700 м. Высота уступа, таким образом, составляет 200 м. Он отделяет олигоцен–миоценовую поверхность выравнивания и денудационные неогеновые склоны от плиоценовых придолинных поверхностей. В свою очередь, структурные уступы расчленяются позднеплиоцен–четвертичными врезами речных долин. На основании указанных взаимоотношений возраст структурного рельефа принимается как миоцен–среднеплиоценовый.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный рельеф включает подгруппу субгоризонтальных поверхностей и подгруппу склонов.

Субгоризонтальные поверхности подразделяются на три уровня: реликты позднемиоценовой–эоценовой и олигоцен–миоценовой поверхностей выравнивания (ПВ) и плиоценовые эрозионно-денудационные придолинные ПВ.

Реликты позднемиоценовой–эоценовой ПВ (K_2-P_2) представляют собой разобщенные площадки округло-вытянутой формы, венчающие самые высокие останцы и гряды (островные горы) на абсолютных отметках 680–980 м. Наиболее крупные площадки располагаются на г. Полкан и на г. Димган. Ширина площадок 200–300 м, длина – до 3200 м. Для ПВ характерно гольцово-нивацционное выравнивание со сплошным развитием глыб без следов химического выветривания. Отложения коррелятивные ПВ сохранились на нижнем ярусе палеорельефа [174].

Олигоцен–миоценовая ПВ (P_3-N_1) представлена пологоволнистыми площадками вытянутой, реже изометричной формы, сохранившиеся на основных и второстепенных водоразделах с абсолютными отметками 450–650 м. Крупные фрагменты ПВ наблюдаются западнее осевой линии Енисейского кряжа. Они образуют вытянутые, часто заболоченные площадки длиной до 10 км, шириной – до 2 км. На юге, юго-востоке района сохранность ПВ уменьшается, здесь площадки ПВ имеют ширину 200–400 м. Олигоцен–миоценовая ПВ располагается ниже позднемиоценовой–эоценовой ПВ на 20–100 м, что свидетельствует о незначительной мощности пород, срезанных при формировании нижней ПВ и о возможности обнаружения переотложенных мелпалеогеновых кор выветривания к западу от осевой линии Енисейского кряжа. Исключением является г. Полкан, где разность высот верхней и нижней ПВ достигает 150–480 м.

Возраст нижней ПВ соответствует времени накопления аллювия предыдущего цикла развития речной сети. Фрагменты такой палеосети сохранились в пределах всего Енисейского кряжа, особенно в Приангарье и по восточной окраине, где сингенетичные аллювиальные отложения

представлены осадками олигоцен–миоценовой бельской свиты [4].

Плиоценовые эрозионно-денудационные придолинные ПВ (N_2) являются фрагментами днищ неогеновых палеодолин на абсолютных отметках 320–450 м. Площадки вытянутые, реже – изометричные шириной 0,2–3 км, длиной – до 10 км. Поверхность площадок перекрыта элювием щебнисто-суглинисто-глинистого состава с редкими глыбами. Площадки придолинные ПВ приурочены, как к бортам современных долин, так и к седловидным понижениям, где они часто перекрыты делювиально-солифлюкционными образованиями. Это свидетельствует, об унаследованном развитии речной сети, в одних случаях, так и о значительной междолинной ее перестройке – в других. Озерные осадки плиоценовой палеогидросети, охарактеризованные спорово-пыльцевыми спектрами плиоценового и плиоцен–эоплейстоценового времени, вскрыты на левом борту р. Колоромо [149].

В подгруппе **склонов** выделены эоцен–олигоценовые склоны островных гор, денудационные неогеновые склоны междолинных пространств, денудационно-эрозионные позднеплиоцен–четвертичные склоны речных долин.

Склоны островных гор (P_2 – P_3) возвышаются над олигоцен–миоценовой ПВ в виде изометричных денудационных останцов и вытянутых гряд с абсолютными отметками <980 м. Поверхности склонов перекрыты грубообломочным десерпцием, здесь широко развиты нагорные террасы с крутыми уступами. На склонах крутизной более 30° развиты осыпи. Формирование склонов началось в эпоху становления позднемеловой–эоценовой ПВ, а к началу возникновения олигоцен–миоценовой ПВ склоны островных гор перешли в реликтовое состояние. Островные горы и венчающие их субгоризонтальные поверхности образуют первый ярус палеорельефа.

Склоны междолинных пространств (N) вместе с олигоцен–миоценовой ПВ образуют второй ярус палеорельефа. Абсолютные высоты склонов <700 м, крутизна – 10–20°. Основными морфологическими особенностями является его грядово-увалистость. В зависимости от экспозиции и уклона склоны перекрыты различным субстратом из четвертичных образований. Пологие склоны обводнены, в составе рыхлых образований незначительное содержание кластогенного материала. С увеличением уклона (крутизны склона) состав и размерность кластогенного материала увеличивается.

Денудационно-эрозионные склоны долин (N_2^3 –Q) сформировались в результате начавшегося в конце плиоцена регионального воздымания района. Тогда же сформировался решетчатый рисунок речной сети [170]. Глубина эрозионного вреза долин в бассейнах рек Оленка и Тис достигает 250–340 м. Продольные профили русел не выработанные, для них характерны многочисленные пороги и перекаты, поперечные профили их ассиметричные, крутизна склонов – 10–35°, склоны характеризуются резкими формами, для них характерны скальные выступы и обрывы. Поперечный профиль долин V-образный. Эрозионные формы не изменены другими экзогенными агентами.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф в изученном районе представлены *поверхностями террас* (Q_{III-n}) и *делювиально-солифлюкционными равнинами* (Q).

Пойменная терраса прослеживается по всем основным водотокам. В бассейне р. Чапы наблюдаются наиболее широкие участки поймы – до 500 м, высота поймы – 1,0–1,5 м. На поверхности поймы наблюдаются остатки старичной фации, песчаные и галечниковые косы. Первая надпойменная терраса имеет высоту 4–10 м, ширина отдельных фрагментов достигает 600 м, длина – до 3 км; терраса аккумулятивная. Вторая терраса цокольная, высота цоколя – 1–3 м. Аллювий террасы, как правило, эродирован, ширина фрагментов не превышает 10–15 м. Из-за незначительных размеров вторая терраса на КЧО не показана.

Поверхности делювиально-солифлюкционных равнин приурочены к истокам долин, низким перешейкам. Поверхности имеют уклон в сторону русла 2–8°, заболочены, обычны солифлюкционные натечные террасы высотой 0,5–1,5 м. Формирование поверхности началось с начала становления современных эрозионных долин и продолжается по настоящее время.

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенный рельеф представлен *отвалами* (Q_n) в бассейнах рек Чапы и Гаревки, образованными старательской разработкой россыпей. Сформированы валообразные, холмистые микроформы перемытого аллювия и щебня коренных пород высотой 5–10 м, перемежающиеся с

котлованами глубиной 3–8 м.

Карстовые микроформы рельефа приурочены к выходам карбонатных пород. Они проявлены в виде воронок провального типа, западин, блюдцеобразных заболоченных понижений. Карстовые воронки имеют диаметр 3–50 м, глубину – 2–30 м. В бассейне р. Колоромо карстовые воронки часто выполнены золотосодержащими осадками кочковской свиты.

Начиная с позднего триаса Енисейский кряж, в том числе исследуемая площадь, переживает континентальный режим развития, являясь на протяжении всего времени областью размыва. Седиментация осадков происходит в разобщенных бассейнах карстового, эрозионного, эрозионно-тектонического происхождения развитых за пределами площади [131].

В позднем мелу–эоцене район представлял собой полого-волнистую денудационную поверхность выравнивания, перекрытую мощной корой выветривания. Коррелятивные ей отложения сохранились в карстовых воронках восточнее площади [174]. В этот период происходило интенсивное разрушение золото-кварцевых жил, золото-сульфидных проявлений с высвобождением свободного золота.

Начиная с эоцена на площади активизировались тектонические движения, выразившиеся в сводовом поднятии Енисейского кряжа, происходит расчленение денудационной поверхности выравнивания, размыв продуктов коры выветривания, сопровождавшийся выносом золота в заложившиеся палеодолины, карстовые воронки. Палеоген–неогеновая палеогидросеть, большей частью, не совпадала по направлению с современной гидросетью. Основные водные артерии того времени контролировались тектоническими структурами, литологией пород и имели северо-западное или меридиональное простирание. Палеодолины развиты восточнее изученной площади, где отложения этих долин выполнены осадками бельской и кирнаевской свит.

С конца плиоцена по настоящее время регион испытывает интенсивное блоково-глыбовое поднятие, сопровождавшееся активизацией эрозионных процессов. Речная сеть испытала значительное перераспределение, иногда наследуя палеогидросеть, а чаще меняя простирание на субширотное, северо-восточное. Происходит дальнейшее расчленение территории с образованием эрозионных склонов, надпойменных террас. Происходит размыв аллювия палеодолин, склоновых образований и их многократное переотложение в речных долинах. С этими процессами связана концентрация золота в аллювиальных осадках.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основными полезными ископаемыми района являются золото и уран. Золото представлено несколькими россыпями (в значительной мере отработанными) и рядом коренных проявлений, промышленную ценность которых еще предстоит уточнить. Проявлениям и россыпям сопутствуют многочисленные пункты минерализации, геохимические и шлиховые потоки и ореолы рассеяния золота и его спутников – по большей части непроверенные. Уран представлен недооцененным месторождением среднего масштаба, многочисленными пунктами минерализации и аэроспектрометрическими аномалиями, изученными поверхностно.

Кроме того, на площади известны проявления, пункты минерализации, геохимические и геофизические аномалии, шлиховые ореолы и потоки рассеяния и отдельные пробы с повышенным содержанием железа, марганца, титана, меди, кобальта, свинца, цинка, олова, вольфрама, молибдена, сурьмы, мышьяка, серебра, висмута, тантала и ниобия, бериллия, редких земель, тория, а также ряда неметаллических ископаемых: флюорита, барита, пегматитов керамических и мусковитовых, каолина, огнеупорного сырья (высокоглиноземистых сланцев и роговиков), родонита, радоновых вод. Некоторые из этих проявлений изучены относительно детально, но большинство слишком бегло или односторонне.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Заметная концентрация железа обнаружена при опoисковании [27, 123, 143, 118] комплексного *Тырадинского проявления* (I-2-26) (с оловом, цинком, бериллием, висмутом, вольфрамом, ураном и др.), расположенного при устье р. Лево́й Тырады. Оруденение локализовано в западном обрамлении одноименного массива гурахтинского комплекса (сложенного здесь умереннощелочными лейкогранитами) и приурочено к экзо- и эндоконтактовым существенно магнетитовым скарнам, подвергшимся грейзенизации. Наиболее значимой является контактовая плащеобразная залежь скарнов мощностью 1–7 м (средняя – 5 м), прослеженная на 2 500 м в длину и на 100–300 м по падению контакта (углы падения варьируют в пределах 5–90°, при среднем около 45°). В центральной части проявления ей сопутствуют «слепая» апомраморная залежь магнетитовых скарнов (в 20–40 м выше контакта) размерами 500×100×(5–40) м и несколько конкордантных и дискордантных внутригранитных скарновых залежей размерами (100–200)×(50–300)×(4–10) м. Состав скарнов преимущественно эпидот-амфибол-магнетитовый при подчиненной роли гранатов, пироксенов, везувиана. Участками в них развиты минералы грейзеновой ассоциации: биотит, флюорит, кварц, мусковит, турмалин, аксинит, касситерит, шеелит, сульфиды (пирит, пирротин, марказит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, висмутин, станнин, блеклые руды, молибденит) и др. Содержание магнетита варьирует от 5 до 80 % (среднее – около 30 %), а объемный вес скарнов – 3,1–4,2 т/м³ (средний – около 3,7 т/м³). Руды преимущественно тонко-мелкозернистые (0,05–0,5 мм). В ходе наземной магнитной съемки они фиксировались положительными аномалиями интенсивностью 900–15 000 нТл; при аэро-съемке участок проявления оконтурен слабой аномалией (до 100 нТл) площадью 1,5 км². До глубин 10–20 м руды обычно выветрены до дресвяно-лимонитового состояния. Прогнозные ресурсы магнетитовых руд Тырадинского проявления до глубины 200 м оценены по категории P₂ в 12 млн т [118], что соответствует малому месторождению. Повсеместно в магнетитовых рудах есть значительная примесь цинка, олова, висмута и бериллия, что может существенно повысить их ценность.

На правобережье р. Верхней Сурнихи, в 2 км восточнее рамки площади, среди магнетитсодержащих (1–2 %) биотит-кварц-альбитовых сланцев торжихинской толщи встречаются маломощные (0,3–0,8 м) прослои существенно магнетитовых (до 20 %) кварцитовидных пород (*пункт минерализации* III-1-14). По данным аэромагнитной съемки этот участок оконтурен слабоконтрастной (до 50 нТл) положительной аномалией площадью 2,5 км².

В ряде других пунктов площади также встречаются породы, содержащие вкрапленность магнетита (сланцы, метаконгломераты, скарны, гранитоиды), что нашло отражение на карте магнитного поля. Однако концентрации магнетита в этих пунктах не превышают 3–10 %.

На левом берегу р. Тис, в 2 км выше устья р. Оленки, среди хлорит-карбонат-серицитовых сланцев быстринской свиты встречен маломощный (0,5 м) горизонт метаконгломератов с обильным гематитовым цементом (*пункт минерализации* IV-3-35). Содержание закиси железа в штучной пробе составило 51,07 %, есть примесь цинка (0,1 % по спектральному анализу).

МАРГАНЕЦ

На площади довольно широко развиты процессы экзогенного накопления марганца в корях выветривания по амфиболитам и мраморам раннепротерозойских комплексов. Однако значительных концентраций и объемов это накопление не достигло – видимо, потому что породы субстрата не отличаются высоким содержанием марганца.

Типичный *пункт минерализации марганца* (I-2-22) изучен на водоразделе р. Еловки и левого притока р. Тырады [143, 118]. Здесь на мраморах рязановской свиты на участке 1 000×500 м геологическими и геофизическими методами оконтурен участок развития глинистой коры выветривания мощностью 2–10 м, в разрезе которой есть темно-бурые пропластки (0,5–1,2 м) с желваками и линзами кварц-пирролюзитового состава. Содержание марганца в этих пропластках – 0,9–5 %, в целом по коре – 0,3–1 %, а в подстилающих мраморах – 0,5–1 %.

Похожие марганецсодержащие (0,5–3,4 %) апокарбонатные коры выявлены в 7 км юго-восточнее, на левобережье р. Еловки (*пункт минерализации* I-3-23) при опoisковании [143, 163] полиметаллической аномалии.

Наиболее широко марганецсодержащие (с сопутствующим кобальтом) коры развиты в истоках рр. Кедровой,левой Чапы илевой Верхней Сурнихи, где в ряде проб из апоамфиболитовых и апокарбонатных лимонитизированных глинистых кор содержание марганца составило 0,3–1 % и более, а в донных осадках обнаружены обширные (до 30 км²) литохимические *ореолы марганца* (II-2-9; III-2-1) с содержанием 0,2–1 % [127, 118].

Обширные *ореолы и потоки марганца* в донных осадках (с содержанием до 1 %) выявлены также [126] в бассейнах рек Бол. Алманакан и Юктолка (I-4-17, 27, 31).

ТИТАН

В западной части площади известно несколько однотипных *пунктов минерализации титана* (III-1-5, 6; IV-1-3), представленных ильменитсодержащими амфиболитами в составе раннекарьельского малогаревского метаморфического комплекса. В пробах из этих амфиболитов содержание титана составляет 2,9–4,3 %.

Типичный *пункт минерализации* (III-1-6) выявлен в борту правого притока руч. Славкина и представлен маломощным (первые метры) плитообразным телом (в обрамлении гранитоидов) меланократовых гранатсодержащих среднезернистых директивных амфиболитов, содержащих вкрапленные и линзовидно-полосчатые (1–5 мм в поперечнике) включения мелкозернистого ильменита в количестве до 5 %. В штучной пробе, подвергшейся силикатному анализу, содержание TiO₂ составило 2,88 % [127].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

В северной части района есть несколько пунктов минерализации с высоким содержанием меди, но незначительных по масштабу.

Наибольшим содержанием (до 36 % меди) характеризуется жила (0,3 м) массивных марказит-халькопиритовых (с примесью гипергенных минералов меди) руд, локализованная в интенсивно выветрелых омарганцованных мраморах, на водоразделе р. Еловки и левого притока р. Тырады (*пункт минерализации* I-2-23). Длина жилы – первые метры, она обрамляется суб-

широтным ореолом ((10–50)×200 м) карбонатных и карбонат-кварцевых сульфидсодержащих (в том числе с халькопиритом) прожилков и соответствующим первичным ореолом меди с содержанием 0,005–0,1 %. В жиле есть примесь блеклых руд, в связи с чем, в ней повышено содержание олова – до 0,1 % [123, 143, 118].

Опоискованию с применением канав и скважин подвергся *пункт минерализации меди* (I-3-9) на водоразделе истоков рр. Еловки, Девятки и Оленьей, представленный маломощной (0,1–0,5 м) и короткой (около 100 м) кварцевой жилой, содержащей гнезда и прожилки халькопирит-пиритового (с малахитом) состава. Содержание меди в пробах из жилы варьирует в пределах 0,03–1 %. Жила локализована в зоне разлома, падающего на запад под углом 60°, и прослежена до глубины 50 м [163].

В 4 км южнее, в зоне того же разлома, выявлена [163] зона карбонат-кварцевого прожилкования с убогой вкрапленностью халькопирита и малахита (*пункт минерализации* I-3-14).

Примесь меди (0,05–0,34 %) обнаружена в рудах *Алманаканского барит-флюорит-полиметаллического проявления* (I-4-12), а также (до 0,3 %) в рудах *Оленьего месторождения урана* (I-2-3). Ее повышенное содержание (0,01–0,1 %) зафиксировано в ряде проб из амфиболитов и апоамфиболитовых кор выветривания в центральной части района.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Площадь листа целиком входит в пределы Енисейского полиметаллического пояса [52]. Здесь довольно много признаков полиметаллического оруденения (литохимических ореолов рассеяния, проб с повышенным содержанием свинца и цинка, шлихов с галенитом), но проявления и пункты минерализации пока единичны.

Значимая концентрация цинка обнаружена на вышеохарактеризованном *Тырадинском проявлении* скарново-грейзеновых руд (I-2-26). Большая часть цинка содержится в эпидот-амфибол-магнетитовых рудах в виде рассеянной вкрапленности сфалерита и, отчасти, субмикроскопических включений в магнетите (до 1 %) и амфиболе (до 0,2 %). Содержание цинка в незатронутых выветриванием скарновых рудах по данным химического анализа керновых проб меняется от 0,04 до 4,9 % (среднее – 1 %); в выветрелых разностях оно снижено в 3–5 раз. Ресурсы цинка в 12 млн т магнетитовых руд составят 120 тыс. т. Еще более высокое содержание цинка (до 9,75 %, среднее – 1,5 %) присуще грейзеновым, существенно биотитовым касситеритсодержащим рудам, развитым в северо-восточной части Тырадинского проявления (подробнее см. «Олово»). Дополнительные ресурсы цинка в 1,4 млн т этих руд составят 21 тыс. т, а в целом по Тырадинскому проявлению около 140 тыс. т.

Галенит-сфалеритовое оруденение характерно для *Алманаканского проявления* (I-4-12), выявленного на правом берегу р. Мал. Алманакан в ее среднем течении [27]. Оно представлено серией кулисных жил длиной 90–350 м и мощностью 0,5–3 м, сложенных анкерит-барит-флюорит-кварцевым неравномернозернистым агрегатом, содержащим вкрапленно-гнездовую примесь сульфидов: преимущественно галенита, менее – сфалерита и незначительно – халькопирита, марказита, пирротина, бурнонита и аргентита. Жилы локализованы в зоне интенсивной трещиноватости северо-западного простирания по гнейсам немтихинского комплекса и перекрывающим их кварцевым песчаникам суворовской свиты в полосе 1 300×200 м. Межжилное пространство пронизано прожилками того же состава, но с убогой полиметаллической минерализацией. Оруденение предположительно связано с щелочными гранитоидами средневороговского комплекса, широко развитыми юго-восточнее, на площади листа Р-46-XXXIII. Выявлено и опробовано с поверхности 8 оруденелых жил. Содержание свинца в пробах составляет 0,01–12 %, цинка – до 2,54 %. На участках, затронутых выветриванием (с развитием церуссита и смитсонита), резко преобладает цинк, в первичных рудах – свинец. При бортовом содержании 1 % по сумме свинца и цинка до глубины 100 м выделено несколько блоков с совокупными ресурсами 2 тыс. т категории Р₂, то есть совершенно незначительными.

Околорудное содержание цинка установлено в корках выветривания на левобережье р. Еловки в ее нижнем течении (*пункт минерализации* I-3-23), при опоисковании полиметаллического литохимического ореола [163]. Бурением установлено, что глинистая кора выветривания развита здесь до глубин 5–47 м и полосчато лимонитизирована. В лимонитизированных участках повышенное содержание марганца (об этом выше), а содержание цинка составляет 0,1–1,73 % при низком содержании свинца (до 0,03 %), меди (до 0,03 %), никеля (до 0,02 %) и кобальта (до 0,01 %). В субстрате вскрыто чередование значительно обуглероженных и сульфидизированных (до 20 %) мраморов, амфиболитов и слюдяных сланцев рязановской свиты, не содержащих заметных концентраций цветных металлов.

Ряд признаков полиметаллической минерализации группируется в северо-западной части

площади. На левобережье р. Исаковки выявлен [118] *пункт минерализации свинца* (I-1-21), представленный свалами катаклазированных биотитовых гнейсов, содержащих вкрапленность галенита. Этот пункт обрамляется *вторичным литохимическим ореолом* свинца (до 0,01 %) и цинка (до 0,08 %) площадью 0,35 км² (I-1-20). В штучных пробах из гнейсов этого участка содержание свинца достигает 0,015 %, а цинка – 0,04 %. Ореол приурочен к протяженной субмеридиональной зоне надвига, вдоль которой трассируется еще ряд *ореолов* (I-1-14, 18) и проб с повышенным содержанием свинца и цинка.

Одним из наиболее значимых *вторичных литохимических ореолов* полиметаллов представляется неоконтуренный ореол (длиной более 3 км) в северо-западной части площади (I-1-2), на водоразделе р. Вороговки и ее левого притока (руч. Охотничьего), выявленный при ГДП-50 [118]. Ширина ореола – 200–800 м; содержание свинца – 0,004–0,04 % (среднее – 0,01 %), цинка – 0,01–0,1 % (среднее – 0,027 %). В субстрате ореола вскрыты шурфами диопсид-тремолитовые скарны по гнейсам и кварцитам малогаревского метаморфического комплекса, в которых тоже повышено содержание свинца (0,005–0,05 %) и цинка (0,02–0,08 %).

Скарны развиты в экзоконтакте гранитоидного массива, сложенного умереннощелочными лейкогранитами, и окаймлены положительной *магнитной аномалией* (I-1-1). Можно предположить, что при разбуривании ореола скважинами диопсид-тремолитовые скарны сменяются приконтактовыми, существенно магнетитовыми, содержащими вкрапленность сфалерита (подобно скарнам Тырадинского проявления), возможно галенита, а также олова и редких металлов.

Ряд вторичных *литохимических ореолов свинца и цинка* (I-3-6, 20; IV-3-4, 24) выявлен в полях развития пород орловской и верховороговской серий, продуктивность которых на полиметаллические руды на Енисейском кряже доказана. Наиболее перспективным выглядит обширный (5 км²) *ореол* в среднем течении р. Тис (IV-3-4) с содержаниями свинца 0,004–0,06 % и цинка 0,015–0,05 % [27, 137], субстратом которого являются базальт-карбонатные и терригенные породы быстринской свиты и иончихинской толщи.

КОБАЛЬТ

Слабоповышенные содержания кобальта (0,003–0,02 %) обнаружены на участках развития апоамфиболитовых и апомраморных кор выветривания, обычно совместно с марганцем. Такие коры особенно развиты в верховьях рр. Кедровой илевой Чапы, что отобразилось в распространении обширных *литохимических ореолов рассеяния марганца и кобальта* (II-2-9; III-2-1).

МОЛИБДЕН

Молибден является одним из характерных спутников уранового оруденения на *Оленьем месторождении* (I-2-3): его содержание в рудах иногда достигает 0,04 %, но в целом промышленного интереса не представляет [155].

Рассеянная вкрапленность молибденита (до 30 зерен размером 0,1–0,2 мм в протолочке весом 1 кг) в ассоциации с касситеритом, флюоритом и магнетитом (*пункт минерализации* IV-1-20) обнаружена в слабогрейзенизированных лейкогранитах Гаревского массива [127].

Единичные шлиховые знаки молибденита есть в нескольких разрозненных пунктах площади.

Повышенное содержание молибдена (0,001–0,008 %) характерно для зон бластомилонитов, подвергшихся углеродистому метасоматозу. Наиболее масштабная зона графитизации (12×(0,4–2) км) выявлена между рр. Колоромо и Ниж. Ведуга, в зоне надвига раннекарельских метаморфических комплексов на свиту хребта Карпинского, где она зафиксирована извилистым *вторичным литохимическим ореолом* молибдена (0,0003–0,002 %) в ассоциации с серебром (до 8 г/т), ванадием (до 0,2 %), медью (до 0,03 %), цинком (до 0,1 %), иногда золотом (до 50 мг/т) [118, 150, 175].

ВОЛЬФРАМ

Шлиховым опробованием в аллювии большинства рек и ручьев площади выявлен шеелит: от единичных знаков до 100–170 (*шлиховой поток* IV-2-1). По данным минералогического изучения протолочек и спектрометрии сколовых проб его источником являются различные метаморфические породы амфиболитовой фации метаморфизма (особенно карбонат-амфиболового состава), гранитоиды глушихинского и гурахтинского комплексов и связанные с ними скарны, а также некоторые разновидности апогнейсовых и апогранитных бластомилонитов.

Околорудные концентрации вольфрама (0,03–0,15 % на мощность 1,0–1,5 м) зафиксированы в некоторых рудных сечениях *Тырадинского комплексного проявления* (I-2-26). Они установлены в скарнах карбонат-амфиболового состава (в них обнаружены сростки тонкозернистого шелита с карбонатом) или в выветрелых (лимонитизированных) эпидот-амфибол-магнетитовых рудах, но в большинстве рудных проб содержание вольфрама не превышает 0,001 % [118].

Группа пунктов минерализации вольфрама выявлена [163] в бассейне среднего течения р. Чапы, ниже устья р. Еловки, в поле развития рязановской свиты. В плане они образуют цепочку северо-западного простирания длиной около 4 км, контролируясь зоной вторичного рассланцевания и трещиноватости. *Пункты минерализации* (I-3-19, 21, 24, 25, 27, 28) практически однотипны и представлены шеелитоносными зонами прожилкового окварцевания мощностью 3–13 м или жилами (0,1–0,5 м) кварца, локализованными в карбонат-тремолит-слюдяных сланцах. Шеелит преимущественно образует цепочечную вкрапленность в кварцевых обособлениях в количестве 1–5 %, но есть и во вмещающих сланцах (доли %). Содержание трехоксида вольфрама в бороздовых пробах из шеелитоносных зон варьирует от 0,003 до 0,92 % (среднее по зонам – 0,01–0,05 %).

Ряд *вторичных литохимических ореолов вольфрама* (часто в ассоциации с оловом, мышьяком или висмутом) обнаружен [27, 137] в юго-восточной части площади, в бассейнах рр. Оленки и Волоковой (III-4-13; IV-4-6, 11, 12, 18, 20, 25, 26, 28). Эти ореолы обычно вытянуты в субмеридиональном направлении (от 1×10 до 0,4×1 км) и контролируются зонами апогранитных и апогнейсовых бластомилонитов. Содержание вольфрама в ореолах варьирует в пределах 0,0008–0,006 %. Они обрамляются аэрогамма-спектрометрическими ореолами урана и, по-видимому, играют роль спутников урановой минерализации.

ОЛОВО

Признаки оловянной минерализации (шлиховые и литохимические ореолы, пробы с повышенным содержанием олова, пункты минерализации и проявления) в основном сконцентрированы в западной части площади, где распространены оловоносные гранитоиды глушихинского и гурахтинского комплексов.

Наиболее изучено *Тырадинское проявление комплексных грейзеново-скарновых руд* (см. выше «Железо») (I-2-26), где олово образует три типа концентраций: в эпидот-амфибол-магнетитовых скарнах, в биотитовых апоскарновых грейзенах и в жилородных зонах грейзенизации среди мраморов [123, 118]. В скарнах развита рассеянная тонкая вкрапленность станнина, реже – блеклой руды, а часть олова содержится в виде субмикроскопических включений в магнетите и амфиболе. Содержание олова в эпидот-амфибол-магнетитовых рудах по данным рентгеноспектрального анализа варьирует в пределах 0,06–0,36 %, среднее – 0,12 %. Соответственно, ресурсы олова при попутном извлечении из 12 млн т скарновых руд до глубины 200 м могут составить более 14 тыс. т. В северо-восточной части проявления обнаружена приконтактная залежь апоскарновых грейзенов существенно биотитового состава (с примесью карбонатов, кварца, флюорита и реликтовых эпидота, амфибола, магнетита и сульфидов), в которых содержатся мелкие (0,1–0,4 мм) изометрические зерна касситерита. Содержание олова в этих рудах – 0,1–0,3 %, среднее (по 10 пробам) – 0,2 %. Повышено в них и содержание цинка, висмута и бериллия. По данным бурения падение залежи в интервале глубин 0–250 м меняется от 0 до 60°, средняя длина по падению может быть принята 300 м; мощность – 0,8–4 м (средняя – 2,0 м), длина по простиранию – 700 м. При объемном весе руд 3,25 т/м³ ресурсы касситеритовой руды до глубины 250 м составят 1,36 млн т, а ресурсы олова – около 2,7 тыс. т [175]. Единичные субвертикальные жилородные зонки грейзенизации мощностью 0,1–1,0 м встречаются на проявлении в мраморах кровли. Они сложены мусковит-биотит-кварц-цоизитовым агрегатом и содержат участками вкрапленность призматических зерен касситерита размером от 1 до 40 мм [123, 118]. Практическая значимость этих зон не определена.

Пункты минерализации касситеритовых грейзенов характерны для ряда массивов лейкогранитов глушихинского комплекса, развитых вдоль западной границы листа. *Пункт минерализации* (II-1-13) выявлен [176] в южной части Верхнетырадинского массива, на водоразделе истоков рр. Тырада и Верхняя Сурниха, на участке развития нескольких сближенных субпараллельных плитообразных (10–20 м мощностью) наклонных (35–45° на запад) останцов амфиболитов внутри массива неравномернозернистых лейкогранитов. Под этими останцами (в их лежачем боку) граниты затронуты грейзенизацией (мусковитизация, окварцевание) и содержат мелкие (0,1–0,4 мм) изометрические зерна касситерита в количестве 10–1 000 зерен на 1 кг протолок. В штучных пробах из грейзенизированных гранитов спектральным анализом установлено повышенное содержание олова – до 0,01 %. Общая ширина зоны грейзенизации – 200 м, в

юго-западном направлении она прослежена единичными шурфами на 300 м. Зона входит в контур *вторичного литохимического ореола рассеяния олова* (II-1-12) площадью 1,8 км² при среднем содержании олова 0,0015 % и повышенном содержании спутников: вольфрама, мышьяка, серебра и бериллия. Ее окаймляет также контрастный (100–500 знаков на пробу) *илиховой ореол касситерита* (II-1-11) площадью 10 км².

Пункт минерализации (III-1-7) выявлен [127] в западном контакте Славкинского массива и представлен делювиальными глыбами грейзенизированных мелкозернистых лейкогранитов, содержащих вкрапленность мелких (0,1–1 мм) изометричных зерен касситерита в количестве до 600 знаков на 1 кг протоочки. Грейзенизация в массиве развита широко, что подчеркнуто наличием *первичного ореола олова* (III-1-4) площадью 3,5 км² при содержании 0,001–0,06 %, а также контрастного (100–3 000 знаков на пробу) *илихового ореола касситерита* (III-1-3) площадью 25 км².

Единичные зерна касситерита совместно с десятками зерен молибденита обнаружены [127] в протоочке (1 кг) из слабо грейзенизированных лейкогранитов центральной части Гаревского массива (*пункт минерализации* IV-1-20). На этом же участке выявлено несколько *первичных ореолов олова* (IV-1-13, 15, 21) с содержанием олова 0,004–0,015 % и совокупной площадью 2,3 км², а также контрастный (до 600 знаков на пробу) *илиховой ореол касситерита* (IV-1-11) площадью 26 км².

Несколько низкоконтрастных *ореолов касситерита* (1–120 знаков на пробу) обнаружено в центральной и восточной частях площади (III-2-4; III-4-2), в полях развития высокометаморфизованных пород раннего карелия, содержащих пегматитовые жилы, которые, как установлено на смежных площадях [174], иногда содержат небольшие концентрации касситерита.

МЫШЬЯК

Он обнаружен в проявлениях золота, сурьмы, урана и олова. Минералом-концентратором обычно является арсенопирит, количество которого невелико (0,1–1 %), но в некоторых случаях достигает 5–10 %.

Значительное скопление мышьяка известно на *сурьяно-мышьяковом проявлении Большом* (IV-3-18), расположенном на водоразделе ручья Большого и р. Тис. Оно опосредовано относительно детально до глубин 120–250 м [121, 118] и представлено линзовидной (мощностью 5–60 м) субвертикальной зоной березитизации (серицитизации, прожилкового окварцевания и сульфидизации) северо-восточного простирания, развитой по углеродистым хлорит-серицит-кварцевым метапелитам иончихинской толщи, пронизанным серией сближенных даек метадолеритов ковригинского комплекса, вдоль контактов с которыми и развито оруденение. Длина зоны – 1 000 м (оконтурена *вторичным ореолом мышьяка и сурьмы* (IV-3-17)), по падению она прослежена до 240 м и не оконтурена. Сульфиды слагают от 2 до 30 % объема и представлены преимущественно пирротинном, арсенопиритом, пиритом, марказитом, участками бертьеритом, незначительно антимонитом, сфалеритом, халькопиритом. В сростании с кварцем и пиритом изредка наблюдается очень мелкое (0,01–0,1 мм) самородное золото. Игольчатый арсенопирит рассеян в массе березитов или слагает гнездово-прожилковые агрегаты. Содержание мышьяка в рудах варьирует в пределах 0,02–5,54 %, среднее – 1,1 %. При объемном весе руд 2,8 т/м³ ресурсы мышьяка до глубины 250 м оцениваются в 100 тыс. т [118]. Сурьма образует маломощные тела внутри зоны (подробнее см. «Сурьма»). Содержание золота в рудах незначительно (2–40 мг/т, иногда – 0,1–0,4 г/т).

Северо-западнее проявления Большого, на водоразделе рр. Тис и Гаревка, в контуре обширного *ореола мышьяка* (IV-3-8), выявлен [164, 157] *пункт минерализации мышьяка* (IV-3-12). Он локализован в субмеридиональной зоне березитизации (длиной около 3 км и мощностью 100–200 м), приуроченной к бластомилонитам по породам кординской свиты [175]. В зоне интенсивно проявлена турмалинизация – вплоть до образования кварц-турмалиновых жил мощностью 0,1–5,3 м. Содержание мышьяка в этой зоне достигает 0,1–0,5 %, а в турмалинсодержащих жилах – 1–13,2 %. Спорадически в пределах зоны обнаружено золото (до 0,2–1 г/т).

Мощная (более 70 м) зона арсенопиритовой минерализации с примесью золота выявлена [175] бурением на левобережье р. Колоромо (*пункт минерализации* III-3-21). Она локализована в падающей на запад (под углом 45°) зоне березитизации по вторично рассланцованным металевролитам кординской свиты и характеризуется этажным распределением арсенопирита: на фоне слабосульфидизированных пород с содержанием мышьяка 0,006–0,05 % выделяются полосы (по 2–8 м) с содержанием 0,3–1 % и более (по данным полуколичественного спектрального анализа). Золото тяготеет к этим же полосам, но в низких концентрациях (0,1–0,3 г/т, единично 1,16 г/т).

На проявлении золота *Оленка-1* (IV-4-21) содержание мышьяка в рудах составляет 0,1–0,65 % при тесной корреляции с золотом [137], что обусловлено наличием тонкодисперсной примеси золота в арсенипирите – до 133 г/т [175].

В рудах *Оленьего месторождения урана* (I-2-3) содержание мышьяка достигает местами 0,08 % [155].

В юго-восточном углу площади, в поле развития раннепротерозойских высокометаморфизованных и бластомилонитизированных пород, выявлено [140, 137] около десятка *вторичных литохимических ореолов мышьяка* (III-4-12, 14, 15; IV-4-7, 10, 15, 22, 27, 35) в тесной ассоциации с ореолами урана, вольфрама, висмута и олова. Вероятно, эти ореолы сопутствуют урановой минерализации, один из *пунктов* которой известен на левобережье р. Волоковой (IV-4-33).

Мышьяк сопутствует оловянной минерализации, проявленной в апогранитных грейзенах в верховьях р. Тырады (*пункт минерализации* II-1-13), где в комплексном *литохимическом ореоле* (II-1-12) содержание мышьяка достигает 0,01 % [176].

Обширный (3 км²) неопределенный *олово-мышьяковый ореол* (с содержанием олова до 0,003 %, мышьяка – до 0,03 %) известен [27, 118] в юго-восточном экзоконтакте оловоносного Тырадинского массива (II-2-1).

СУРЬМА

Она образует несколько проявлений в бассейне р. Тис – совместно с мышьяком и золотом. В вышеохарактеризованном (см. «Мышьяк») *проявлении Большом* (IV-3-18) сурьма обнаружена химическим анализом в 10 % рудных проб в количестве 0,02–4,95 %. Минералом-концентратом сурьмы является бертьерит, незначительно – антимонит. В центральной части проявления по бортовому содержанию 1 % условно выделены два маломощных крутопадающих рудных тела длиной по простиранию по 200 м, по падению – 100 и 120 м, мощностью – 0,5 и 1 м, объемным весом – 3,0 и 2,8 т/м³ и средним содержанием сурьмы – 3,4 и 1 % соответственно. Совокупные ресурсы сурьмы в этих телах оценены в 1 700 т [118]. Однако анализ архивных материалов показал [175], что часть интервалов с высоким содержанием сурьмы (по данным спектрального анализа) не подверглись kernovому опробованию и выпали из подсчета ресурсов. Таким образом, ресурсы сурьмы на проявлении Большом могут оказаться заниженными.

В 7 и 8 км южнее проявления Большого, на левобережье руч. Углового, горно-буровыми работами опробован [121, 118] *пункт минерализации золото-мышьяково-сурьмяных руд* (IV-3-33). Он представлен маломощной (2–3 м) залежью сульфидизированных прожилково-окварцованных березитов, локализованной среди углеродистых карбонат-серицит-хлорит-кварцевых сланцев иончихинской толщи согласно их положению (20–40°) юго-западному падению. Преимущественно в кварце наблюдается (1–10 %) гнездово-линзовидная тонкозернистая (0,1–0,5 мм) вкрапленность пирита, арсенипирита, бертьерита и антимонита (а также вторичных скородита и кермезита) с незначительной примесью сфалерита, халькопирита и тонкодисперсного (до 0,01 мм) самородного золота. Содержание сурьмы в бороздовых пробах составляет 0,016–3,77 % (среднее – 0,8 %), мышьяка – 0,6–2,9 % (среднее – 1 %), золота – 0,2–1,7 г/т (среднее – 0,5 г/т по данным пробирного анализа). По простиранию и падению залежь прослежена на 300 м, однако с удалением от поверхности содержания полезных компонентов в ней резко падают. Ресурсы залежи совершенно незначительны.

В 2 км к юго-востоку расположен однотипный *пункт минерализации* (IV-3-37), изученный слабо.

Сурьма обнаружена также в лимонитизированных рудах *золотого проявления Оленка-2* (IV-4-24) в количестве более 1 % (по данным полуколичественного спектрального анализа) [137].

ВИСМУТ

Заметные концентрации висмута (в форме висмутита и самородного висмута) установлены в рудах *Тырадинского проявления оловянно-цинково-магнетитовых руд* (I-2-26) (см. «Железо» и «Олово»). Содержание висмута в магнетитовых скарнах варьирует в пределах 0,001–0,06 % (среднее – 0,011 %), а в касситеритсодержащих биотитовых грейзенах достигает 0,1 % (среднее – 0,013 %). Ресурсы висмута на Тырадинском проявлении могут составить 1 400 т [118].

Несколько небольших *вторичных литохимических ореолов висмута* в ассоциации с вольфрамом и мышьяком (IV-4-10, 12, 28) зафиксированы [137] в юго-восточном углу площади, в контуре обширного *ореола урана* (IV-4-3). Вероятно, эти ореолы сопутствуют проявлениям урановой минерализации.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

БЕРИЛЛИЙ

Повышенное содержание бериллия характерно для многих метасоматически измененных пород и рыхлых отложений западной части площади, хотя минералы бериллия пока не обнаружены.

Наибольшая его концентрация (до 0,12 %) установлена в комплексных рудах *Тырадинского проявления* (I-2-26), причем в магнетитовых скарнах содержание бериллия варьирует в пределах 0,001–0,1 % (среднее – 0,016 %, при выветривании – 0,04 %), в касситеритоносных грейзенах оно выше (0,006–0,12 %, среднее – 0,05 %). Спектральный анализ монофракций ряда минералов показал, что бериллий концентрируется в роговой обманке (0,006–0,02 %), биотите (до 0,008 %), тремолите (до 0,004 %), эпидоте (до 0,002 %) и магнетите (до 0,002 %) [118].

Заметная концентрация бериллия (до 0,02 %) обнаружена в грейзенизированных касситеритоносных гранитах Славкинского массива лейкогранитов, оконтуренном [127] *вторичным литохимическим ореолом бериллия* в донных осадках (III-1-1) с содержанием 0,0006–0,015 %. Подобные *ореолы, потоки и пробы* (с содержанием до 0,1 %) зафиксированы спорадически [27, 176, 127, 118] вдоль всей западной рамки листа (I-1-23; III-1-19; IV-1-22). Единичные пробы с высоким содержанием бериллия (до 0,1 %) есть в юго-восточном углу площади [140].

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Минерализация тантала и ниобия обнаружена в северо-западной части площади и представлена обширным (110 км²) *шлиховым ореолом* (I-1-6) тантало-ниобатов (знаки фергусонита, эвксенита, колумбита) в бассейне р. Вороговки и правых притоков р. Исаковки [27, 123, 118], несколькими *пунктами минерализации* (I-1-5, 8, 11; I-2-25), двумя *первичными ореолами* (I-1-10, 19) и рядом разрозненных проб с высоким содержанием ниобия. Известные пункты минерализации локализованы в альбитизированных умереннощелочных лейкогранитах гурахтинского комплекса [175].

При специализированных поисках редких металлов [161] проведены горно-опробовательские работы (восемь линий шурфов, канав и копушей, 70 точечных проб) в *пункте минерализации* (I-1-11), расположенном на правом берегу истока р. Вороговки. На площади более 1 км² выявлены слабоальбитизированные и флюоритизированные лейкограниты, содержащие рассеянную тонкозернистую (до 0,1 мм) вкрапленность колумбита. Содержание ниобия в этих породах по данным спектрального анализа составляет 0,01–0,03 %; по химическому анализу содержание пятиоксида ниобия составляет 0,006–0,022 %, пятиоксида тантала – 0,003–0,007 % (среднее – 0,0037 %). В сланцах экзоконтакта, интродуцированных прожилками гранитов, содержание пятиоксида ниобия достигает 0,038 %.

В этом же районе позднее [123] площадным сколковым опробованием выявлен более обширный (3 км²) *первичный ореол рассеяния ниобия* (I-1-10) с содержанием 0,01–0,03 %.

Часть проб с повышенным содержанием ниобия выявлена в стороне от гранитоидов гурахтинского комплекса, она связана с лейкогранитами глушихинского комплекса, а также с зонами микроклинизированных бластомилонитов по различным гранитоидам.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

При шлиховом опробовании площади в большинстве водотоков отмечаются минералы-концентраты редких земель: монацит, циртолит, малакон, сфен, ортит, ксенотим и др. Более распространен (до 50 г/т) монацит; на юго-западе площади, в бассейнах р. Полой, Проклятая и Верхняя Сурниха часто встречается иттрийсодержащий (до 0,3 %) малакон [127].

Повышенное содержание редких земель обнаружено в метасоматитах, связанных с гранитоидами гурахтинского и глушихинского комплексов. В апоскарновых метасоматитах *Тырадинского проявления* (I-2-26) содержание иттрия и лантана достигает 0,05 %, церия – 0,1 %, что обусловлено наличием примесей монацита, ортита и циркона [118].

В альбитизированных лейкогранитах р. Вороговки (*пункт минерализации* I-1-11) за счет наличия вкрапленности циртолита, монацита и ксенотима сумма редких земель варьирует в пределах 0,03–1,04 % [123].

В суглинках на лейкогранитах Хребтового массива (междуречье рр. Лево́й Тырады и Исаковки) зафиксирован [123] *вторичный литохимический ореол рассеяния редких земель* (I-2-18) с содержанием иттрия до 0,55 % и церия – 0,1 %, но при проверке ореола сколковым опробова-

нием высоких содержаний редких земель не выявлено [118].

Повышенным содержанием иттрия (до 0,1–0,3 %) характеризуются метариолиты г. Ковриги, в которых обнаружена вкрапленность циртолита [134]. Кроме того, в бассейне рр. Бол. и Мал. Алманакан выявлено несколько *пунктов минерализации* редких земель в ассоциации с торием (I-4-6, 11, 16, 33) и флюоритом (I-4-10), в которых содержание лантаноидов достигает 0,05 % (в форме монацита, циркона, сфена, апатита).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

До недавнего времени на площади листа было известно лишь несколько золотоносных россыпей малого и среднего масштаба без внятных коренных источников [27]. Работы последних лет привели к выявлению еще ряда россыпей, а также нескольких коренных проявлений, множества пунктов минерализации, аномальных проб, шлиховых и литохимических ореолов, подлежащих дальнейшему опоискованию на золото.

В распределении на площади золотоносных объектов и признаков есть отчетливая неравномерность: 1) большая их часть сосредоточена в полосовидной зоне северо-северо-западного простирания шириной 10–20 км, пересекающей лист от бассейна р. Тис через устье р. Тырады к истокам рр. Вороговки и Оленьей; 2) часть объектов концентрируется в северо-восточном углу площади, в бассейнах рр. Мал. и Бол. Алманакан; 3) немногие шлиховые и литохимические потоки и ореолы зафиксированы на юго-западе листа, в бассейнах рр. Правой илевой Верх. Сурних. По еще не устоявшемуся ранжированию Енисейской золотоносной провинции [138, 115, 192, 117] золотоносные объекты северо-восточного угла отнесены в пределы **Центрально-Енисейской золоторудной минерагенической зоны** и частично охвачены контуром Чингасанского узла, объекты юго-запада – к **прогнозируемой Приенисейской золоторудной минерагенической зоне**, а объекты центральной полосы – к **прогнозируемой [175] Зырянно-Вороговской золоторудной зоне** с выделением в пределах листа (с севера на юг) трех прогнозируемых узлов: Верхне-Вороговского, Гаревского и Верхне-Тисского.

Чингасанский узел выделен [116] в междуречье Чапы, Мал. Алманакана и Чингасана и большей частью находится за пределами листа. Основным золоторудным объектом узла является разведываемое *месторождение Высокое* (расположено за северной рамкой листа, близ устья р. Чингасан), представленное линзовидной ((2–80)×1 250 м) золотоносной зоной прожилкового окварцевания в березитизированных бластомилонитах по углеродсодержащим сланцам нижнеудерейской подсвиты [126], а также субпараллельной зоной золотоносных кварцевых жил [27]. Ранее его ресурсы оценивались до глубины 200 м в 50 т по категории P₂ при среднем содержании золота 2,9 г/т [126]. По предварительным разведанным данным его запасы ожидаются на уровне среднего месторождения.

При опоисковании окрестностей проявления Высокого геохимическими методами, на его юго-восточном продолжении зафиксирована цепочка вторичных ореолов рассеяния золота, в том числе *два ореола* (I-4-2, 7) – в северо-восточном углу листа P-46-XXXII, на водоразделе рр. Чингасан и Мал. Алманакан [126]. Содержание золота в пределах этих ореолов составляет 3–60 мг/т при повышенном содержании свинца (до 0,02 %), серебра (до 0,06·10⁻³ %) и мышьяка (до 0,006 %). В субстрате ореолов развиты обуглероженные бластомилониты по сланцам удерейской и горбилосской свит [175].

В правых притоках р. Мал. Алманакан, дренирующих указанный водораздел, при буровом опоисковании обнаружены [158] высококонтрастные *шлиховые потоки рассеяния золота* (I-4-5, 13, 15, 23), а в устьевых частях притоков – *малые россыпи золота* (I-4-3, 14, 18) с непромышленными (1–5 кг) запасами.

Чуть более значительна *россыпь руч. Надежного* (I-4-19), из которой в XIX веке добыто 11 кг золота [27], а остаточные запасы оценены в 12,9 кг в контуре 1 550×(20–40) м при среднем содержании золота 500 мг/м³ на пласт 0,5–1 м [158].

От устья этого ручья начинается бедная долинная *россыпь р. Мал. Алманакан* (I-4-8). Длина ее предварительно разведанного [158] участка около 8 км, ширина золотоносной струи – 20–60 м, мощность приплотикового пласта – 0,5–2,5 м при мощности торфов 2,0–4,0 м. Среднее содержание золота в разведочных блоках варьирует от 100 до 700 мг/м³. Оценены ресурсы категории P₁ в количестве 65,5 кг со средним содержанием золота 329 мг/м³. При вариациях размеров золотин от 0,1 до 2 мм преобладает полуокатанное золото средней размерности. В низовьях реки на левобережной надпойменной террасе первого уровня тогда же выявлена параллельная непромышленная *россыпь* (I-4-9) длиной около 2 км при ширине 20 м и содержании

золота 124–275 мг/м³ в пласте мощностью 0,5 м.

Прогнозируемый Верхне-Вороговский узел выделен [175] в истоках рек Вороговки, Оленьей, Лев. Тырады и Еловки, на площади более 60 км² (с севера узел не оконтурен). Его охватывает (с некоторым разносом) *илиховой ореол рассеяния золота* (I-1-9) и фиксируют литохимические *потоки рассеяния золота* (I-2-12, 14, 15, 16, 17, 19), а также точечные пробы с повышенным содержанием золота в рыхлых и коренных породах. В северной части узла, сложенной зеленосланцево метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами верховороговской серии и субвулканическими образованиями ковригинского комплекса, выявлен ряд пунктов минерализации золота – попутно, в процессе опоискования на уран [134, 153], но преимущественно в стороне от урановорудных зон.

Наиболее насыщен *пунктами минерализации золота* (I-2-2, 4, 5, 6, 7, 8) субширотный участок (площадью около 1,5×6 км) в междуречье Оленьей и правого притока Вороговки. Здесь при выборочном пробирном анализе керн некоторых скважин на золото (558 проб) выявлены многочисленные интервалы (от 0,5 до 18 м скважинной мощности, по 4–9 интервалов на скважину глубиной 120–300 м) с золотоносностью более 0,1 г/т, а в 14 интервалах мощностью 0,5–8,2 м содержание золота составило от 0,6 до 7,9 г/т [134, 175]. Позднее установлено [118, 175], что в породах этого участка широко проявлена вторичная сланцеватость с пологим (до 10°) падением на северо-восток, согласно которой развиты зоны березитизации и жильно-прожилкового окварцевания с признаками золотоносности. К этим зонам, вероятно, и приурочены скважинные пункты минерализации золота.

Другой линейный участок (1×8 км) вторичного рассланцевания (бластомилонитизации) и березитизации в породах ковригинской свиты и риолитах одноименного комплекса выявлен на юго-западном склоне г. Ковриги. В его пределах зафиксированы разрозненные пробы суглинков с повышенным содержанием золота (0,01–0,3 г/т) и его спутников (серебра, свинца, бора) и *пункт минерализации* (I-2-10), представленный протяженной (1 км) зонкой сульфидизированных метариолитов с содержанием золота 0,2–1,0 г/т [153, 118].

Гаревский прогнозируемый золоторудный узел площадью около 320 км², охватывающий верховья рек Гаревки, Чапы, Колоромо и Тис, расположен в 30 км южнее Верхне-Вороговского узла. Он оконтурен с севера, запада и востока *илиховым ореолом золота* (II-3-17), включает Гаревскую и Колороминскую золотоносные россыпи среднего масштаба и ряд малых россыпей, Ивановское проявление золота, многочисленные пункты минерализации золота и вторичные ореолы его рассеяния.

Ивановское проявление золота (III-3-42) расположено в приустьевой части одноименного ручья, левого притока р. Гаревки. Оно опоисковано двумя профилями шурфов, канав и скважин глубиной по 100 м (отобрано 380 бороздовых и 486 керновых проб), а также наземными геофизическими и геохимическими работами масштаба 1 : 10 000 [118, 175]. Проявление представлено мощной (150–350 м) зоной золотоносной березитизации северо-восточного падения (под углами 50–60°), развитой по бластомилонитизированным метаалевролитам и метаалевропесчанникам кординской свиты. Березитизация проявлена преимущественно в виде серицитизации (20–60 % объема сланцев), вкрапленно-прожилковой сульфидизации (пирит-пирротиновой в объеме 1–5 %, с примесью арсенопирита) и прожилкового окварцевания (2–10 %); незначительно (до 5 %) развиты карбонатизация, хлоритизация и альбитизация пород.

В более изученном береговом (субширотном) сечении зоны (150 м) содержание золота в пробах по данным спектрозолотометрии и атомной адсорбции варьирует от 0,003 до 4,6 г/т, составляя в среднем 0,1 г/т. Рудные концентрации золота (более 0,5 г/т) выявлены в узких (1–4 м) интервалах, образуя семь условных рудных тел совокупной мощностью 9,0 м при среднем содержании 1,44 г/т. Минералогическим анализом в бороздовых пробах из этих интервалов обнаружены десятки и сотни знаков самородного золота размером 0,01–1 мм. В монофракциях сульфидов установлено низкое содержание золота (1–4 г/т), но в одной пробе (из трех) пирротина содержание золота составило 114 г/т. В зоне березитизации часто отмечаются повышенные содержания мышьяка (0,006–0,15 %), вольфрама (0,001–0,003 %) и свинца (0,004–0,020 %), но не в прямой корреляции с золотом. В меридиональном сечении (300–500 м западнее берегового сечения) канавой и скважинами вскрыта подошвенная часть зоны, которая слабозолотоносна (0,003–0,14 г/т) и лишь в прикровельной части, опоискованной шурфами с шагом 10 м, одним шурфом вскрыты окварцованные березиты с содержанием 1,47 г/т золота.

В геофизических полях участок проявления зафиксировался слабой положительной магнитной аномалией (до 100 нТл) и дугообразной аномалией вызванной поляризации (3–7 %) размерами 1 200×(400–550) м. При литохимическом опробовании здесь выявлены локальные (менее 0,1 км²) вторичные ореолы рассеяния золота с содержанием 10–200 мг/т [118].

По совокупности признаков Ивановское проявление относится к гидротермальному генети-

ческому типу, золото-кварцевой формации, геолого-промышленному типу малосульфидных арсенопиритсодержащих прожилково-вкрапленных минерализованных зон. Прогнозные ресурсы проявления оценены до глубины 100 м по категории P_2 в 5,5 т, они опираются на одно канавно-скважинное сечение с семью условными рудными телами и геофизические и геохимические аномалии. Исходные параметры для расчета: длина зоны по простиранию – 1 200 м, длина по падению – 130 м (исходя из угла падения 50°), совокупная мощность условных рудных тел – 9 м, среднее содержание золота в рудных телах – 1,44 г/т, объемный вес руды – $2,7 \text{ т/м}^3$ (по аналогии с месторождением Благодатное). Значимость этого проявления подтверждается тем, что именно от него берет начало Гаревская россыпь, из которой добыто более 1 т золота.

В междуречье Гаревки и руч. Ивановского выявлено еще несколько масштабных золотоносных зон. В 4 и 6 км севернее Ивановского проявления горно-буровыми работами опойсканы [175] мощные (140 и 220 м соответственно) зоны березитизации восточного падения (под углами $35\text{--}50^\circ$), однако степень их золотоносности ниже (0,01–0,6 г/т, среднее – 0,05 г/т, в двух пробах – 0,9 и 1 г/т), в связи с чем эти зоны отнесены в разряд *пунктов минерализации* (III-3-31, 35). Вероятно, они образуют единую золотоносную зону, так как оконтурены [118] протяженным (3 км) субмеридиональным *вторичным литохимическим ореолом золота* (III-3-33) с содержанием 4–400 мг/т (среднее – 20 мг/т). От северного конца этого ореола берет начало малая золотоносная *россыпь верховья р. Гаревки* (III-3-28).

В 3 км к северо-востоку от Ивановского проявления единичной линией шурфов и канав пересечены [118] две сближенные (через 100 м) субмеридиональные зоны (по 20 и 30 м мощности) жильно-прожилкового окварцевания (жилки 5–20 см, коэффициент кварценосности – 1–5 %), содержащие рассеянную вкрапленность самородного золота размером 0,1–1 мм (*пункт минерализации* III-3-37). Содержание золота в бороздовых пробах из зон варьирует в пределах 0,002–1 г/т (среднее – менее 0,1 г/т). Непосредственно к югу от этого пункта зафиксирован [118] субмеридиональный вторичный *литохимический ореол золота* (III-3-39) длиной 1,5 км с содержанием золота до 100 мг/т (среднее – 12 мг/т), в контуре которого шурфами вскрыты [175] березитизированные сланцы с содержанием золота до 0,15 г/т. В 1 км восточнее начинается золотоносная *россыпь руч. Ивановского* (III-3-38).

В северо-западной части узла, на междуречье истоков рр. Гаревки и Чапы, известны [27] многочисленные *пункты минерализации*, представленные преимущественно свалами слабозолотоносного (0,1–1 г/т) кварца (III-3-5, 8, 11, 13, 15, 17, 19, 23, 24, 27, 29, 30, 32). Многие из этих пунктов соседствуют со *вторичными литохимическими ореолами золота* (II-3-25; III-3-4, 6, 14) площадью 0,3–1,5 км² и содержанием золота до 30–500 мг/т (среднее – 10–15 мг/т) [130, 137]. В истоках р. Чапы буровыми поисками [179] обнаружены *шлиховые потоки золота* (III-3-12, 22, 25) и *малые неоконтуренные россыпи* (III-3-16, 18).

Ряд золотоносных объектов локализован в северо-восточной части узла, в истоках р. Колоромо, в поле развития бластомилонитизированных и отчасти березитизированных сланцев кординской свиты. Горно-буровыми работами здесь выявлены три однотипных пункта минерализации в виде зон золотоносных березитов.

Пункт минерализации (III-4-1) вскрыт канавой [140] на левобережье истока руч. Неразгаданного (в голове россыпи золота) и представлен широкой (более 30 м) зоной березитизированных сланцев со слабой золотоносностью (10–40 мг/т), внутри которых выделен узкий (1,5 м) интервал с содержанием золота 4,2 г/т (при повторном опробовании – 9,2 г/т по данным пробирного анализа).

Пункт минерализации (III-3-9) выявлен в приустьевой части правобережья руч. Неразгаданного [157, 175] при опойскании канавами и скважинами протяженного (4,6 км) *вторичного литохимического ореола золота* (III-3-3) с содержанием золота до 150 мг/т [150]. Здесь, в зоне (400 м) развития бластомилонитов, выделяется несколько сближенных субпараллельных зон березитизированных слабоокварцованных сланцев мощностью 10–30 м с содержанием золота 0,05–0,27 г/т. Падение зон северо-западное под углами $20\text{--}50^\circ$. По простиранию они вскрыты канавами на протяжении 1 км [157] и прослежены шурфами в северо-восточном направлении еще на 2 км [175]. Содержание спутников золота (мышьяка, висмута, серебра, вольфрама, свинца, меди, бора) ограничено минимально аномальными значениями.

Пункт минерализации (III-3-21) обнаружен на левобережье истока р. Колоромо при проверке бурением [175] *вторичного литохимического ореола золота и мышьяка* (III-3-20). Под мощным (до 10 м) покровом щебнистых и глинисто-галечных отложений скважина глубиной 106 м пересекла три сближенные пологие (с западным падением под углом 40°) зоны серицитизированных и окварцованных сланцев, содержащих значительную (1–10 %) арсенопирит-пирит-пирротинную вкрапленность. Мощность зон березитизации – 7, 25 и 14 м, содержание золота в них варьирует в пределах 0,01–0,26 г/т, в одной пробе (интервал глубин 60–61 м) – 1,16 г/т.

Содержание мышьяка достигает 1 % и более. Повышено также содержание серебра (до 0,0001 %), висмута (до 0,001 %), вольфрама (до 0,006 %), свинца (до 0,015 %).

Севернее охарактеризованных пунктов в поле кординской свиты известно [150] еще несколько *вторичных литохимических ореолов золота* (П-3-24; П-4-7, 8, 9) площадью 0,3–4,5 км с содержанием золота до 50–200 мг/т. Большой из этих *ореолов* (П-3-24) опоискован несколькими линиями мелких (до 10 м) скважин [157] и шурфов [175]. Вскрыты сланцы, участками с признаками березитизации, содержащие золото в количестве 0,01–0,17 г/т.

В юго-западной части Гаревского узла, на водоразделе р. Гаревки и ее правого притока (руч. Лидкин), опоискован шурфами и канавой [137] протяженный (5 км) *вторичный литохимический ореол золота* (П-3-45) с содержанием до 100 мг/т (среднее 10 мг/т). Здесь выявлены два сближенных однотипных *пункта минерализации* (П-3-46, 48), локализованные в дугообразной зоне бластомилонитов по амфибол-биотит-полевошпат-кварцевым сланцам рязановской свиты. Они представлены широкими (100–200 м) зонами слабого (0,5–3 %) вкрапленно-прожилкового окварцевания и сульфидизации, в которых обнаружено золото в количестве 0,01–0,4 г/т, в нескольких сближенных пробах – 0,5–2,07 г/т. Золоту сопутствуют концентрации висмута (до 0,002 %), бора (до 0,1 %) и незначительные – мышьяка (до 0,008 %), свинца (до 0,008 %) и олова (до 0,002 %). В южной зоне (П-3-48), вскрытой канавой, установлено западное падение (под углом 40°) золотоносных кварц-слюдисто-хлоритовых бластомилонитов под массив гнейсогранитов раннепротерозойского возраста. Падение субширотной северной зоны (П-3-46) очень пологое (0–30°) и неопределенное. По результатам опоискования этого участка (названного Междуречным) в северной и южной зонах были выделены [137] условные рудные тела протяженностью по 1 км и мощностью 15 и 3 м соответственно, что не подтверждено данными опробования. Совокупные ресурсы этих тел до глубины 100 м оценены по категории Р₂ в 6,9 т золота при среднем содержании 1,5 г/т. Учитывая значительные размеры вторичного ореола золота, ресурсы Междуречного участка могут оказаться выше, но на данной стадии изученности их следует оценивать лишь по категории Р₃.

В пределах Гаревского узла вне охарактеризованных участков известно еще несколько перспективных вторичных литохимических ореолов золота. *Ореол* (П-4-7) площадью 0,7 км² с содержанием золота до 30 мг/т (среднее – 8 мг/т) охватывает водораздельную высоту между истоками рр. Тис и Прав. Уволга [137]. Золоту в ореоле сопутствует мышьяк содержанием до 0,06 % [27]. При маршрутном обследовании района ореола [175] установлено, что в его субстрате развиты бластомилониты по гнейсам, отчасти прожилково-окварцованные и березитизированные. Содержание золота в окварцованных разностях бластомилонитов достигает 0,05 г/т. Наземными геофизическими исследованиями [175] в пределах высоты зафиксированы цепочки локальных магнитных аномалий северо-восточного простирания интенсивностью 100–200 нТл и конформные узкие (до 100 м) аномалии вызванной поляризации до 3 %. От района этой высоты берет начало неоконтуренная золотоносная *россыпь р. Тис* (П-4-9).

На левобережье ручья Ивановского в его нижнем течении выявлен [150] и подтвержден [175] протяженный (1,4 км) дугообразный *вторичный ореол золота* (П-3-43) площадью 0,3 км² с содержанием до 300 мг/т (среднее – 25 мг/т). В логу, берущем начало от этого ореола, есть добычные старательские шурфы. Вероятно, этот ореол фиксирует юго-восточное продолжение золотоносной зоны Ивановского проявления.

В 4 км южнее Ивановского проявления, на правобережье субмеридионального лога, в поле бластомилонитов по сланцам кординской свиты выявлен [150] локальный (0,12 км²) очень контрастный *вторичный ореол рассеяния золота* (П-3-47) с содержанием до 1,5 г/т (среднее – 400 мг/т), заслуживающий опоискования. Другой перспективный *ореол* (П-3-34) площадью 0,5 км² с содержанием золота до 80 мг/т (среднее – 19 мг/т) оконтурен [137] в верховьях правых субширотных притоков р. Гаревки. Вблизи ореола обнаружены [175] обломки березитизированных сланцев с содержанием золота 0,15 г/т.

В бассейне верхнего течения р. Гаревки, дренирующей южную часть Гаревского узла, с XIX века известен ряд золотоносных россыпей. Наиболее масштабная *россыпь* (П-3-44) приурочена к долине реки между устьями руч. Ивановского и Лидкина. Длина россыпи около 11 км при ширине 40–210 м, мощность аллювиальных сероцветных глинисто-песчано-галечных отложений – 2–6 м. Золотоносный пласт мощностью 1–2 м охватывает приплотиковую часть аллювия и местами выветрелый сланцевый плотик до глубины 0,5–1 м. Золото в россыпи преимущественно мелкое (0,5–1 мм) уплощенное средней окатанности, с пробностью около 900. В 1856–1900 гг. на приисках Спасском и Вознесенском (в районе устья руч. Ивановского) мускульно было добыто около 1 т золота. В 1929–1957 гг. россыпь эпизодически разведывалась (вместе с россыпью руч. Ивановского), в результате был выявлен промконтур длиной 13 870 м с запасами 704 кг при среднем содержании золота на массу 0,21 г/м³ [142]. В 1984–1990 гг. большая

часть этих запасов была отработана старателями – лишь в районе устья руч. Лидкина остался целик длиной 3 км с запасами около 100 кг, в котором преобладает трудноуловимое тонкое (0,1–0,25 мм) золото [118].

В руч. Ивановском отработана *россыль* (III-3-38) длиной 3 км при ширине 50–200 м: в середине XIX века на прииске Благовещенском добыто 80 кг [147] и в 1984–1990 гг. добыто еще около 180 кг [118]. Плотиком россыпи в верхней части являются закарстованные мраморы с отдельными золотоносными карманами, в нижней части плотик сланцевый, ровный. Между россыпями Ивановской и Гаревской остался целик длиной 1 км, в котором содержание золота является непромышленным.

В верхнем течении р. Гаревки, выше устья руч. Ивановского, разведана *россыль* (III-3-28) с бедным содержанием золота [179]. Длина ее составляет 7,5 км, ширина – 20–60 м, мощность пласта – 0,5–1,5 м, мощность торфов – 1–3 м, плотик сланцевый. Золото мелкое уплощенное, содержание его в пласте варьирует (по блокам) от 117 до 1 170 мг/м³, составляя в среднем 500 мг/м³. Запасы категории С₂ оценены в 150 кг и в связи с низкой линейной продуктивностью (менее 20 кг/км) отнесены к забалансовым. Верхняя часть россыпи длиной 1,5 км является отчасти техногенной: в XIX–XX вв. здесь действовал (с перерывами) прииск Александрo-Михайловский, на котором добыто более 43 кг золота [147].

В бассейне верхнего течения р. Колоромо, дренирующей северо-восточную часть Гаревского узла, также выявлен ряд россыпей золота. Основной является *россыль р. Колоромо* (III-3-2), разведанная в конце XX века [179]. Ее промышленная часть начинается от устья руч. Неразгаданного и тянется вниз на 9,3 км при ширине 60–470 м. На верхнем отрезке (4 км) плотик россыпи сланцевый, ровный, мощность пласта варьирует в пределах 1–2,5 м при мощности торфов 2–6 м. Ниже плотик преимущественно мраморный, значительно закарстованный, с карманами глубиной до 41 м. Золотоносность карманов в целом непромышленная, но в некоторых блоках мощность пласта возрастает за счет них до 8 м, а мощность торфов – до 12 м. Содержание золота в блоках варьирует в пределах 250–860 мг/м³. Золото преимущественно мелкое (0,25–1 мм), уплощенное, окатанное и полуокатанное, пробность – 934. Запасы золота были оценены по категории С₂ в 1 183 кг при среднем содержании 376 мг/м³ на пласт. В 1985–2005 гг. верхняя часть россыпи длиной 6 км отработана старателями. Оставшиеся запасы в целике длиной 3,3 км составляют около 450 кг, но Государственным балансом на 01.01.2001 г. учитывались лишь забалансовые запасы в количестве 199 кг [94]. Ниже промконтур в долине реки на сланцевогнейсовом плотике на 5,5 км прослежена непромышленная *россыль* (II-3-20) шириной 20–70 м при мощности пласта 0,5–3 м и мощности торфов 2,5–5 м, с содержанием золота в блоках 140–400 мг/т [179].

К голове россыпи р. Колоромо выходит россыпь ее правого притока – *руч. Неразгаданного* (III-3-7). Длина россыпи 3 км, ширина – 20–60 м, мощность пласта – 0,2–3,0 м, плотик сланцевый. Отрабатывалась россыпь дважды: в 1938–1943 гг. из нее добыто 81 кг золота [27], а в 1985–1986 гг. еще 74,2 кг [94]. Наряду с мелким золотом здесь в кустовом распределении встречалось крупное золото, что увеличивало содержание до 17,5 г/м³.

В руч. Каменистом (правом притоке р. Колоромо, в 5 км ниже руч. Неразгаданного) выявлена непромышленная *россыль* (II-3-27) длиной более 2,5 км, мощностью пласта 0,5 м, торфов – 3,0–3,4 м, плотик сланцевый. При кустовом распределении золота (в блоках – 113–1 143 мг/м³, в пробах – до 9,8 г/м³) запасы россыпи категории С₂ оценены в 12 кг и ресурсы Р₁ – в 30 кг [179, 157].

В истоках р. Чапы, дренирующих северо-западную часть Гаревского узла, недавно выявлены [179] две малые золотоносные россыпи. Одна из *россыпей* (III-3-18) локализована в левом субширотном притоке р. Чапы (руч. Цой) и частично выходит в долину реки. Длина россыпи 2 500 м, ширина – 20–150 м, мощность пласта – 0,5–2,0 м, средняя мощность торфов – 2,2 м, содержание золота в блоках – 422–1 458 мг/м³, балансовые запасы категории С₂ – 96,4 кг (при среднем содержании золота – 748 мг/м³), забалансовые – 10 кг [179, 159]. Золото в россыпи полуокатанное, от тонкого (0,1 мм) до крупного (2–3 мм), с пробностью 853–892. *Россыль* (III-3-16) приурочена к истоку р. Чапы на протяжении 2 км, сверху не оконтурена. Ширина россыпи 20–60 м, мощность пласта – 0,5–1,5 м при мощности торфов 1,5–3 м, плотик сланцевый. Содержание золота в блоках варьирует в пределах 180–1 000 мг/м³, запасы составили 35,6 кг и признаны забалансовыми [159]. Однако высокое содержание зафиксировано в верхнем блоке россыпи, что подсказывает продолжение разведки вверх по течению. Кроме того, кустовое распределение золота (до 1–2,3 г/м³ в пробе) установлено в левых притоках р. Чапы и руч. Цой (*шлиховые потоки* III-3-22, 25).

Юго-восточная часть Гаревского узла дренируется истоком р. Тис, в котором обнаружена [179] протяженная (более 13 км) непромышленная *россыль* (III-4-9), состоящая из двух–трех

узких (20–40 м) золотоносных приплотиковых струй. Мощность пласта 0,5–1 м при мощности торфов 2–4 м (изредка – 5–7 м). Золото преимущественно мелкое, полуокатанное, содержание в блоках составляет 110–3 450 мг/м³. В связи с низкой линейной продуктивностью (менее 10 кг/км) запасы золота, оцененные по категории С₂ в 80 кг, на учет не поставлены.

Золотоносные струи с содержанием золота 160–1 000 мг/м³ обнаружены [179] в некоторых притоках реки, в том числе в руч. Оленьем (*илиховой поток* III-4-11) длиной более 800 м при ширине 20–60 м, мощности пласта – 0,5–1,5 м, торфов – 1,5–3 м при среднем содержании золота – 315 мг/м³.

Прогнозируемый Верхне-Тисский узел площадью более 370 км² (с юга не оконтурен) охватывает бассейн р. Тис, истоки р. Троеуски и выходит к левобережью р. Гаревки. Признаки золотоносности отмечались на этой площади неоднократно [27, 121, 118, 150], а в последние годы здесь обнаружены два проявления, ряд пунктов минерализации и многочисленные вторичные и первичные ореолы рассеяния золота [157, 137]. Золотоносные объекты узла сгруппированы в две полосы: западную (на водоразделе рр. Тис и Гаревки с выходом к истоку р. Троеуски) и восточную (в бассейне р. Оленка). В центре восточной полосы находятся сближенные проявления золота: *Оленка-1* и *Оленка-2*, обнаруженные при проверке *вторичных литохимических золото-мышьяковых ореолов* (IV-4-19, 23) средней контрастности.

Проявление Оленка-1 (IV-4-21), расположенное на водоразделе двух субмеридиональных притоков р. Оленки, представлено линейной узкой (первые десятки метров) золотоносной зоной березитизации (насыщенной прожилками кварца и вкрапленностью сульфидов) крутого (60–80°) северо-восточного падения. Зона локализована согласно внутри более широкой полосы (около 1 км) бластомилонитизации по сланцам горбилкокской свиты и контролируется близким тектоническим контактом с породами кординской свиты [175]. В зоне березитизации, пересеченной четырьмя канавами [137], выявлено одно рудное тело длиной 500 м, мощность которого варьирует от 2 до 24 м (средняя – 10 м). Содержание золота в рудных бороздовых пробах, подвергшихся пробирному анализу, варьирует в пределах 1–7 г/т (среднее – 3,35 г/т). Часть золота присутствует в самородном виде (зерна размером до 0,1 мм, редко – более), а часть образует примесь в арсенопирите (до 112 г/т), содержание которого в рудах составляет 0,1–0,65 %. Преобладающими сульфидами (2–5 % от объема руд) являются пирит и пирротин, но золота они практически не содержат. В рудах слабо повышено содержание (до 0,003 %) вольфрама. Таким образом, это проявление следует относить к мышьяковому подтипу золото-сульфидно-кварцевой формации [175]. Ресурсы проявления Оленка-1 оценены до глубины 100 м по категории Р₂ в 4,5 т золота [137].

Проявление Оленка-2 (IV-4-24) расположено в 1,5 км юго-западнее вышеописанного проявления, на мысе, образованном рекой и ее правым притоком. Оно тоже локализовано в зоне березитизации по сланцам горбилкокской свиты, но простирающейся в северо-восточном направлении. Судя по размерам вторичного ореола золота и мышьяка [137] и находкам обломков березитов в делювии [175], длина этой зоны достигает 1 км. Однако при проходке двух параллельных канав через эпицентр ореола [137] рудный интервал шириной 10 м вскрыт лишь в одной канаве. Руды с поверхности значительно лимонитизированы. Содержание золота в бороздовых пробах составляет 0,5–4,2 г/т (среднее – 1,7 г/т). Золоту сопутствуют мышьяк и сурьма (более 1 % в единичных пробах). Экстраполяция данных рудной канавы на длину 200 м и на глубину 100 м позволила оценить ресурсы данного проявления по категории Р₂ в 0,9 т золота [137].

Ряд сближенных пунктов минерализации, а также первичных ореолов золота выявлен в западной части узла, на водоразделе рр. Тис и Гаревка, при опосредованном поисковании канавами [157] и скважинами [137] – *вторичных ореолов золота* (IV-3-7) и *мышьяка* (IV-3-8), зафиксированных [150, 118] в зоне Тисского надвига. *Первичный ореол золота* (IV-3-7) охватывает широкую (160–200 м) линейную зону золотоносной березитизации северо-восточного простирания, прослеженную канавами по простиранию более чем на 2 км и скважинами на глубину 100–210 м. Березитизация (серицитизация, тонкопрожилковое окварцевание, прожилково-вкрапленная сульфидизация) развивается в бластомилонитах по сланцам горбилкокской и кординской свит, а также в сопряженных с ними (по надвигу) милонитизированных сланцах иончихинской толщи [175]. Степень березитизации относительно невысока, что отразилось на золотоносности пород, варьирующей (по данным пробирного анализа бороздовых и керновых проб) в пределах 0,01–0,4 г/т (среднее по зоне – 0,1 г/т), в единичных *пунктах минерализации* – 1,0 г/т на мощность 1 м (IV-3-5) и 2,1 г/т на мощность 5 м (IV-3-9).

Подобный первичный ореол (IV-4-19) охватывает зону березитизации, приуроченную к бортам того же надвига, в тех же породах в 5 км южнее, на водоразделе руч. Большого и Углового. Она пересечена тремя магистральными канавами [137] и опробована бороздами. Ширина зоны

варьирует от 130 до 500 м, прослеженная длина достигает 3 км. Содержание золота в этой зоне не превышает 0,5 г/т (среднее – 0,1 г/т).

Кулисно и западнее (в 1 км) охарактеризованных зон, в контуре *вторичного ореола мышьяка* (IV-3-8) развита зона березитизации, турмалинизации, жильного окварцевания (жилы турмалин-кварцевого состава мощностью до 0,4 м) и арсенипирит-пирротиновой минерализации в гранат-слюдяных blastomилонитах по породам кординской свиты. Ее протяженность более 2 км. На северном фланге зоны (*пункт минерализации IV-3-11*) ее канавная мощность составляет 20 м, в ней обнаружено золото в количестве 0,05–1,15 г/т (среднее – 0,2 г/т) при содержании мышьяка до 0,06 % [157]. На южном фланге (*пункт минерализации IV-3-15*) канавная мощность зоны более 80 м при среднем содержании золота 0,2 г/т и единичных пробах с содержанием 0,86 и 1,03 г/т [137].

Золото содержится также в *сурьяно-мышьяковых проявлениях и пунктах* (IV-3-18, 33, 37) в количестве от знаков до 1,7 г/т (см. «Сурьяма»).

В истоках р. Троеуски среди гнейсов малогаревского комплекса и blastomилонитов по кординской свите обнаружено [164, 118] большое количество кварцевых жил, содержащих золото от «следов» до 5 г/т (*пункт минерализации IV-3-26*). В восточном контакте Троеусовского массива гнейсогранитов золото зафиксировано в ряде сколовых проб из гранитов (до 0,2 г/т, спутником является свинец в концентрациях 0,005–0,6 %) и обрамляющих роговиково-подобных кварц-биотитовых пород (до 0,03 г/т; спутники: свинец – до 0,2 %, мышьяк – до 0,06 %, бор – до 0,1 %, медь – до 0,04 %); в протоочках из последних обнаружены единичные знаки золота [118].

Как в западной, так и в восточной частях Верхне-Тисского узла зафиксировано [118, 150, 137] большое число вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния золота. Часть ореолов опоискована, в их пределах обнаружены проявления, пункты минерализации или первичные ореолы золота. Более десятка значимых *ореолов* еще не проверено (IV-3-1, 2, 10, 13, 20, 28, 38, 39; IV-4-1, 4, 13, 16, 17, 29). Их площадь варьирует от 0,1 до 2 км², а содержание золота – от 3 до 300 мг/т (при средних содержаниях в ореолах 5–75 мг/т). Ряд ореолов локализован в поле развития blastomилонитов по породам сухопитской серии, некоторые – в blastomилонитах по гнейсам малогаревского комплекса, единичные – в поле иончихинской толщи. В контуре ряда ореолов обнаружены признаки березитизации или жильно-прожилкового окварцевания.

Некоторые пункты минерализации золота **Зыряно-Вороговской зоны** располагаются вне охарактеризованных узлов. В частности, три сближенных пункта минерализации выявлены в районе устьев рр. Тырады и Ниж. Ведуги. Один из *пунктов минерализации* (II-3-6) представлен свалами золотоносного жильного кварца с содержанием до 0,2 г/т [27], а два других (II-3-9, 10) – локализованы в широкой (до 500 м) зоне пирротинизированных blastomилонитов по амфиболитам рязановской свиты и представлены узкими (первые метры) участками повышенной золотоносности (0,2–1 г/т) на фоне 3–50 мг/т. Золоту иногда сопутствуют свинец (до 0,15 %), сурьяма (до 0,05 %), мышьяк (до 0,05 %) и серебро (до 0,0002 %) [27, 118, 175].

Необычный пункт минерализации золота зафиксирован [27] на *левобережье истока р. Ниж. Ведуги* (II-4-4). Золото в количестве 1 г/т содержится в гематитовом цементе галечных конгломератов лопатинской свиты. В донных осадках ручьев, дренирующих эти конгломераты, содержание золота достигает 6–10 мг/т [137]. В 2,5 км северо-западнее обнаружены свалы березитизированных и окварцованных метапесчаников конкинской свиты с содержанием золота 0,05 г/т и мышьяка – 0,1 % [175].

В пределах **прогнозируемой Приенисейской золоторудной минерагенической зоны** золото обнаружено (в содержании 8–200 мг/т, единично – 4 г/т) во многих донных пробах бассейна среднего течения рр. Прав. и Лев. Верхних Сурних [127, 137], что позволило их оконтурить [175] в условные *вторичные литохимические ореолы* (III-1-11, 20; IV-1-1, 9). Они приурочены к зонам blastomилонитов по гранитогнейсам и гнейсам, зачастую прожилково-окварцованным.

В аллювии р. Лев. Верх. Сурнихи выявлен [27] *шлиховой поток рассеяния золота* (IV-1-6) длиной 6 км.

Протяженный (10 км) *литохимический поток рассеяния золота* (II-2-4) зафиксирован [137] в донных осадках верхнего течения р. Тырады (при содержании золота 3–5 мг/т), что указывает на возможное продолжение Приенисейской зоны к северу, вдоль Гаревско-Исаковской зоны надвигов.

СЕРЕБРО

Рудные концентрации серебра на площади неизвестны. На *Алманаканском свинцово-цинковом проявлении* (I-4-12) есть незначительная примесь аргентита [27]. В то же время серебро

часто фиксируется в донных осадках и во вторичных ореолах рассеяния при концентрации $(0,02-0,1) \cdot 10^{-3} \%$ в ассоциации со свинцом, цинком, мышьяком, молибденом, золотом. Наиболее значимый протяженный (около 12 км при ширине 0,4–1,6 км) вторичный ореол серебра с содержаниями до 0,0008 % (среднее – 0,0003 %) в ассоциации с молибденом и другими элементами расположен на водоразделе рр. Колоромо и Ниж. Ведуги (П-3-14), фиксируя мощную зону графитизации (подробнее см. «Молибден»).

ПЛАТИНОИДЫ

В *Гаревской россыпи золота* (П-3-44) при отработке встречались редкие знаки неопределенного минерала платиновой группы [64].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Площадь неоднократно опойсывалась на уран, в результате чего на ней выявлено среднемасштабное *Олень месторождение*, более десяти пунктов минерализации и большое количество радиометрических аномалий урановой природы в аэро- и наземном вариантах. Аэроспектрометрические аномалии урана отображены на карте полезных ископаемых как вторичные литохимические ореолы рассеяния урана [175]. Урановые объекты распределены на площади неравномерно, образуя с долей условности две полосы: западную субмеридиональную шириной 8–10 км и восточную северо-западного простираения шириной до 35 км. По неустоявшемуся ранжированию Енисейской рудной провинции западная полоса входит в пределы **Приенисейской (Ангаро-Вороговской)**, а восточная – в пределы **Тейско-Вороговской (Каменско-Вороговской) олово-торий-урановорудных зон** [155, 30, 117]. В северной части Тейско-Вороговской зоны известен **Верхне-Вороговский урановорудный узел** с месторождениями *Кедровым* (за пределами листа), *Оленьим* и рядом проявлений и пунктов минерализации.

Олень месторождение (I-2-3) открыто [146, 153] в истоках одноименной реки в результате опойскования аэrorадиометрической аномалии урановой природы (*ВГХО I-2-9*). Его рудное поле сложено метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами ковригинской свиты (песчаниками и туфопесчаниками, конгломератами и гравелитами, риолитами и их туфами, различными туффитами), прорванными риолитами и умереннощелочными долеритами ковригинского субвулканического комплекса. Здесь на площади 18 км² в ходе поисковых и поисково-оценочных работ пройдено 9 284 м³ канав, 665 пог. м шурфов и 34 171 пог. м скважин глубиной 100–700 м [153]. В итоге в этом рудном поле выявлены три субпараллельные рудные зоны северо-западного простираения: западная (на правом берегу правого притока р. Вороговки) длиной 3,5 км и шириной 0,1–1 км, центральная (на водоразделе этого притока с р. Оленьей) длиной 4 км и шириной 1–2 км, восточная (на левом склоне долины р. Оленьей) длиной 6,5 км, при ширине 0,8–1,5 км. Все зоны развиты в области щелочного метасоматоза, проявленного в виде гумбеитизации и связанного с внедрением субвулканических тел риолитов.

Наиболее значимое оруденение установлено в восточной зоне в виде ряда субпараллельных уплощенных линз пологого (10–20°) западного падения, локализованных в языковидных выклинках субвулканического тела риолитов и в их обрамлении, преимущественно среди гумбеитизированных туфопесчаников. Мощность рудных линз (с содержанием урана 0,03–1,17 %) варьирует в пределах 0,1–10,3 м, длина по падению – 150–230 м, по простираению – 110–300 м. Оруденение кулисное и этажное (до 8–10 линз в зоне мощностью 200–300 м и еще ряд некондиционных тел с содержанием 0,01–0,03 % при мощности 0,2–40 м), прослежено по падению до глубины 700 м. В западных зонах (ранее выделялись как «рудопоявление Вороговское» [155]) рудные тела меньше и беднее, часто локализованы среди риолитов, контролируются зонами трещиноватости и милонитизации.

Основным минералом урана является настуран в виде вкрапленности или прожилков из очень мелких почек (0,001–0,01 мм), часто встречается браннерит, редки коффинит, уранинит, в зоне гипергенеза характерно развитие вторичных минералов урана: торбернита, метаторбернита, цейнерита, гидроокислов урана. Они рассеяны в гематит-серицит-полевошпат-кварцевой слабосульфидизированной (доли %) сланцеватой массе. Среди сульфидов преобладает пирит, встречаются халькопирит, марказит, пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, молибденит. Соответственно в рудах иногда повышено содержание меди (до 0,3 %), свинца (до 0,2 %), цинка (до 0,3 %), мышьяка (до 0,08 %), молибдена (до 0,04 %). Встречаются прожилки флюорита.

Оленье месторождение оценено до глубины 400 м. Его запасы категории C_2 составляют 6 000 т, ресурсы категории P_1 – 7 000 т.

Местами на ураноносные гумбеиты наложены зоны березитизации с пологим восточным и северо-восточным падением. В этих зонах мощностью 0,5–18 м обнаружено золото в количестве 0,1–29 г/т [27, 153]. Золоту сопутствуют мышьяк, свинец, бор, серебро (см. подробнее «Золото»). Масштаб золотого оруденения может оказаться на уровне среднего месторождения. Золотоносные зоны контролируются надвигами и являются по отношению к урановому оруденению более поздними образованиями.

В южной периферии Верхне-Вороговского узла, опоискованной менее детально, выявлены незначительные «проявления» урана, отображенные на карте полезных ископаемых как пункты минерализации. *Пункт минерализации* (I-2-11), известный как «проявление Ковригинское» [146], расположен на юго-западном склоне г. Ковриги, в контуре протяженной (более 9 км) аэроспектрометрической аномалии урана (ВГХО I-2-1). Он приурочен к тому же породному комплексу, что и месторождение Оленье, однако здесь гумбеитизация проявлена слабо и концентрация урана незначительна (до 0,03 % в разрозненных пробах из шурфов). Попытка проследить аномальную зону по падению глубокими скважинами, пробуренными на северо-восточном и восточном склонах горы, оказалась безуспешной [153].

Пункт минерализации (I-3-10) выявлен в эпицентре контрастной (до 0,0008 %) аэроспектрометрической аномалии урана (ВГХО I-3-7), опоискованной серией канав и скважин [153]. Представлен незначительными концентрациями урана (до 0,02 % на мощность 0,1–0,5 м) в зоне бластомилонитизации по гранитогнейсам, амфиболитизированным метадолеритам и апотерригенным сланцам конкинской свиты.

Пункт минерализации (I-3-12) на правом берегу истока р. Девятки вскрыт скважиной, пройденной по гнейсам для проверки шпуровой радиометрической аномалии [163]. В интервале 40–50 м пересечены кварц-полевошпат-слюдистые метасоматиты (почти слюдиты) с радиоактивностью по каротажу 120–128 мкР/ч на фоне 25–45 мкР/ч. В керновых пробах из слюдитов содержание урана составило 0,001–0,004 % (по данным рентгеноспектрального анализа).

Юго-восточнее Верхне-Вороговского узла выявлено несколько пунктов минерализации урана. *Пункт минерализации* (I-4-28), известный как «проявление Алмаканское» [151], представлен в береговом обнажении р. Бол. Алмакан тремя сближенными маломощными (до 0,3 м) ураноносными зонками сульфидно-карбонат-кварцевого прожилкования среди амфиболитов. Содержание урана в зонках достигает 0,02 %, он заключен в урановых чернях, ассоциирующих с вкрапленностью пирита и халькопирита.

Пункт минерализации (I-2-27) выявлен на правом берегу р. Тырады, на южном фланге Тырадинского комплексного проявления [143, 118], в зоне выветривания по скарновой залежи, локализованной близ поверхности (2–10 м) под козырьком гранитов. Длина субмеридиональной зоны ураноносности 300 м при ширине 30–50 м и мощности 2–4 м. Содержание урана в глинисто-лимонитовых образованиях, пересеченных мелкими скважинами, варьирует в пределах 0,001–0,016 % (среднее – 0,007 % при отношении к торию 2:1), минералы урана не установлены. Здесь же повышено содержание бериллия (до 0,1 %).

Пункт минерализации (III-4-6) находится на правом берегу р. Сред. Уволги и представлен ураноносной зонкой (мощностью менее 1 м) брекчированных, березитизированных и лимонитизированных гранитоидов. Содержание урана в зонке составляет 0,01 %, он зафиксирован в лимоните. Урану сопутствует торий (до 0,005 %) в форме торита и ортита [152].

Пункт минерализации (IV-4-5), выявленный [151] на водоразделе руч. Лев. Оленка и Гаревский, представлен маломощной (0,5 м) зонкой ураноносных (0,02–0,07 %) турмалин-мусковитовых пород (с вкрапленностью метаторбернита и монацита) среди бластомилонитов [175] по гнейсам малогаревского комплекса. Он располагается внутри обширной аэроспектрометрической аномалии урана (ВГХО IV-4-3) и оконтурен [137] *вторичным литохимическим ореолом* (IV-4-12) спутников урана: вольфрама (до 0,001 %) и висмута (до 0,0006 %).

Пункт минерализации (IV-4-33) находится на левом берегу р. Волоковой, локализован в субмеридиональной полосе бластомилонитов по гранитогнейсам гаревского комплекса [175] и представлен [151] свалами «порфириидов», содержащих рассеянную вкрапленность ураноносных слюдок (отенит и др.) при содержании урана в штуфах до 0,004 %. Полоса бластомилонитов оконтурена узкой (около 1 км) и протяженной (более 16 км) аэрогамма-спектрометрической аномалией урана и «вложенными» *вторичными литохимическими ореолами* его спутников [137]: *вольфрама и олова* (IV-4-18, 25) и *мышьяка* (IV-4-27, 35). На южном фланге этой полосы (за рамкой листа) расположено *Тисское проявление урана*.

В пределах **Приенисейской олово-горий-урановорудной зоны** относительно опоискована ее южная часть, известная как Гаревская ураноносная зона [155]. Она приурочена к субмериди-

ональной приадрвиговой полосе микроклинизированных бластомилонитов в восточном обрамлении Гаревского массива лейкогранитов глушихинского комплекса [175]. Длина зоны более 25 км при ширине 2–3 км. Она зафиксирована цепью аэрогамма-спектрометрических аномалий урановой природы (ВГХО III-1-12, 13, 22; IV-1-8, 19, 25), внутри которых выявлены отдельные шпуровые радиометрические аномалии (IV-1-5) и пункты минерализации урана.

Пункт минерализации (III-1-16), расположенный на левобережье правого притока р. Верх. Сурнихи, опоиcкован канавами [111]. В полосе апогнейсовых бластомилонитов одной из канав пересечены две сближенные зонки (мощностью 1 и 7 м) ураноносной вкрапленной лимонитизации с содержанием урана 0,003–0,015 %.

Пункт минерализации (IV-1-4) на левобережье р. Лев. Верх. Сурнихи опоиcкован шурфами, канавами и мелкими (до 50 м) скважинами [151]. В зоне апогранитных микроклинизированных и спорадически лимонитизированных бластомилонитов шириной 200 м содержание урана составляет 0,0028–0,0034 % при содержании тория 0,008 %. В скважинах, пересекших зону выветривания, содержание урана ниже – 0,001–0,0015 %.

Севернее Гаревской зоны полоса микроклинизированных бластомилонитов продолжается, периодически фиксируясь аэроспектрометрическими аномалиями урана (ВГХО I-1-7, 12, 13, 16, 17, 18, 24, 25; II-1-3, 6, 7, 8, 9, 17). Опоиcкована она здесь спорадически и поверхностно [111].

Пункт минерализации урана (II-1-14) выявлен на водоразделе истоков р. Верх. Сурнихи, в контуре Верхнетырадинского массива лейкогранитов, затронутого бластомилонитизацией. Он приурочен к линейному останцу гнейсов (100×3 м), преобразованных за счет милонитизации в дистен-биотит-кварцевые сланцы. Радиоактивность сланцев достигает 650 мкР/ч, содержание урана в штучных пробах с редкой вкрапленностью отенита – 0,003 %.

ТОРИЙ

Его повышенное содержание обнаружено во многих породах площади (до 0,006–0,009 % в метариолитах Верхне-Вороговской структуры) в виде аксессуарных примесей циркона, монацита, ортита, ксенотима, флоренсита, торита и др. торийсодержащих минералов.

Приенисейская олово-торий-урановорудная зона оконтурена обширным (около 50 км²) *иллиховым ореолом* (I-1-15) рассеяния торита [27, 127]. Урановое оруденение и минерализация сопровождается минерализацией тория: до 0,03 % на *Оленьем месторождении* (I-2-3) [134], до 0,02 % в *пункте минерализации* IV-4-5 [151].

В северо-восточной части площади (бассейне р. Алманакан) выявлено [27, 126] несколько *пунктов минерализации тория* в ассоциации с редкими землями (I-4-6, 11, 16) и флюоритом (I-4-10). Первые представлены ториеносными зонками микроклинизации в биотитовых гнейсах или амфиболитах. Содержание тория в них варьирует от 0,006–0,008 % (I-4-6, 11) до 1,33 % (I-4-16) при низком содержании лантаноидов (до 0,02 %). *Пункт минерализации* (I-4-10) представлен зонкой мусковит-флюоритовых метасоматитов, содержащих до 0,014 % тория и до 0,05 % лантаноидов.

В истоке р. Юктолки выявлен *пункт минерализации тория* (I-4-33), локализованный в углеродистых сланцах конкинской свиты и представленный торийсодержащими жилами щелочных сиенитов средневороговского комплекса мощностью до 3–5 м при длине до 60 м. Радиоактивность жил достигает 1 125 мкР/ч [153].

В ходе аэрогамма-спектрометрической съемки [145] на правобережье р. Мал. Алманакан зафиксированы линейные аномалии ториевой природы (ВГХО I-4-4, 20, 25) значительной интенсивности (до $(5–26) \cdot 10^{-4}$ %), к которым приурочены вышеописанные пункты минерализации. Эти аномалии прослежены далеко на юго-восток, к истокам р. Нойбы (на площадь листа Р-46-XXXIII, [175]), что позволило выделить здесь **Нойбинско-Алманаканское флюоритоносное поле** с торий-редкоземельной минерализацией [155, 126, 175].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БАРИТ

В отдельных жилах *Алманаканского полиметаллического проявления* (I-4-12), а также межжильном пространстве барит образует значительные (до 0,5 м) гнезда [27]. Его попутные прогнозные ресурсы в жилах до глубины 100 м при условном среднем содержании 5 % могут составить 40 тыс. т [175], а с учетом межжильного пространства – значительно больше.

ФЛЮОРИТ

Флюоритовая минерализация характерна для многих рудных объектов площади. Прожилки и вкрапленность флюорита (первые проценты) есть в рудах *Оленьего месторождения урана* (I-2-3), *Тырадинского магнетит-цинк-оловянного проявления* (I-2-26), в зонах апогранитной грейзенизации Приенисейской зоны, в связи с колумбитоносными альбититами Хребтового массива, в ториеносных полевошпатовых метасоматитах **Нойбинско-Алманаканского флюоритового поля**.

Но более масштабно флюорит развит в жилах *Алманаканского полиметаллического проявления* (I-4-12) (см. «Свинец и цинк»), где его гнезда размером 0,1–0,5 м слагают иногда до 80 % жильной массы [27]. Выделены бесцветная, сиреневая и фиолетовая разновидности флюорита в виде крупных кристаллов (5–15 мм) или мелкозернистых агрегатов. Прогнозные ресурсы флюорита, заключенные в восьми охарактеризованных жилах (длиной 90–350 м при мощности 0,5–4 м), при условном среднем содержании 20 % могут составить 140 тыс. т до глубины 100 м, а с учетом прожилков флюорита в межжильном пространстве (визуально около 5 %) – значительно больше.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ПЕГМАТИТ КЕРАМИЧЕСКИЙ

Бесслудистые разновидности пегматитов, вероятно, пригодные в качестве керамического сырья, широко развиты в юго-западной части площади, среди гнейсов малогаревского и немтинского метаморфических комплексов и гранитогнейсов гаревского ультраметаморфического комплекса. Они слагают жилы мощностью 2 м и более при длине в десятки метров и представляют собой белые крупноблоковые (5–10 см) породы существенно микроклинового состава с содержанием суммы щелочей 9–11 % при соотношении калия к натрию 2–6 и низком содержании оксидов кальция (до 0,5 %) и железа (до 0,32 %) [127]. В качестве примера таких жил на карте полезных ископаемых показаны *пункты минерализации* (III-1-15; IV-1-18, 27).

Другим, более масштабным источником керамического сырья могут быть бесслудистые пегматоидные граниты, развитые там же и слагающие значительные участки (0,1–1 км² и более) в контуре гранитоидных тел второй фазы гаревского ультраметаморфического комплекса. Это белые грубозернистые (1–5 см) кварц-полевошпатовые породы с содержанием суммы щелочей более 9 % при соотношении калия к натрию 1,2–1,6, низком содержании оксидов кальция (0,4–0,6 %), магния (0,3 %) и невысоком содержании железа (1,3–1,7 %) [127] – *пункты минерализации* III-1-8 и III-2-5.

КАОЛИН

Единичные *пункты минерализации каолиновых глин* (II-3-26; III-2-3) зафиксированы [127, 118] в коре выветривания гранитоидов и являются незначительными по мощности, содержанию и качеству каолина. Однако, при специализированных поисках каолиновых кор в поле развития пегматоидных гранитов и пегматитов второй фазы гаревского комплекса вероятность обнаружения значительных проявлений весьма высока – особенно на водораздельной поверхности, дренируемой истоками рр. Верхней Сурнихи, Лев. Верх. Сурнихи, Кедровой и Мал. Гаревки.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В пределах выходов на поверхность свиты хр. Карпинского, сложенной преимущественно гранат-ставролит-кианит-силлиманит-кварц-двуслюдянными сланцами, зафиксировано несколько *пунктов минерализации* (II-2-8; II-4-2, 5) с повышенным (до 20–30 %) содержанием силлиманита и кианита.

В центре листа, в междуречье рр. Тырада–Ниж. Ведуга–Колоромо–Гаревка, породы этой свиты подвержены ороговикованию и содержат в значительном количестве андалузит. В этой полосе обследовано с поверхности [188] *Чапинское проявление силлиманит-андалузитовых сланцев* (II-3-7) и выделен ряд *пунктов минерализации* (II-2-2; III-3-10, 26) существенно андалузитовых сланцев. *Чапинское проявление* (II-3-7) охватывает четко обособленную гору в излучине р. Чапы площадью 2,5 км². Гора сложена крепкими ороговикованными сланцами с высоким (до 20 %) содержанием тонкозернистого (0,1–2 мм) силлиманита и значительным содержа-

нием (до 12 %) андалузита в виде крупных (1–8 см) порфиробластов. Качество сланцев снижают псевдоморфозы вторичных минералов: хлоритоида (5–32 %) и маргарита (до 29 %). Содержание глинозема в сланцах варьирует в пределах 15,5–36,2 % (среднее – 23,9 %) при отношении глинозема к кремнезему 0,2–0,9. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 100 м оценены в 550 млн т [188, 118].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

МУСКОВИТ

Пункты минерализации крупнолистоватого мусковита (более 2 см²) обнаружены в ряде пегматитовых жил южной части площади. Мощность жил составляет 1–2 м при длине в десятки метров. Они залегают среди гранитогнейсов (III-1-9; IV-1-10, 12), гнейсов (IV-1-24), но более крупнолистоватые (до 10–12 см) локализованы среди существенно слюдястых кристаллических сланцев малогаревского комплекса (IV-1-14; IV-4-8, 9). Содержание мусковита в жилах составляет 10–25 %, он образует гнезда размером до 20 см. Пакеты мусковита бесцветны или желтоваты, часто деформированы, что снижает их ценность.

Мелкочешуйчатый (0,5–3 мм) мусковит развит в зонах апогранитной грейзенизации (5–30 %) на западе площади – особенно в западном эндоконтакте Славкинского массива лейкогранитов.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

РОДОНИТ

Верхне-Тырадинское проявление родонита (II-1-16) обнаружено [176] в истоках р. Тырады и правого притока р. Верх. Сурнихи. Оно локализовано в западном экзоконтакте Верхнетырадинского массива лейкогранитов и представлено маломощным (5–6 м) субмеридиональным телом (длиной более 300 м) родонит-кварц-гранатовых скарноидов (в обрамлении слюдяных сланцев), в котором родонит слагает линзовидные обособления размером от 2×8 до 10×30 см в количестве до 12 % объема тела [193]. Родонитовые обособления покрыты с поверхности гидроокислами марганца, а в разрезе имеют красноватый цвет с оттенками от серого, розоватого до сургучно-красного. Структура родонита скрытозернистая, яркие разности просвечивают на глубину 5–7 мм. По химическому составу (кремнезем – 46,81 %, окись марганца – 50,65 %, окислы железа – 20,18 %, окись магния – 0,56 %) яркие разности близки к наиболее чистым разновидностям уральских родонитов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

РАДОНОВЫЕ

Наличие радоновых вод установлено на севере листа (*ореол* I-2-13 в грунтовых трещинных водах) при скважинной разведке Оленьего месторождения урана [153], на юго-западе (*родники* IV-1-2, 7, 16, 17, 23, 26) при опoisковании Гаревской ураноносной зоны [111, 151] и на юго-востоке (*родники* IV-4-34, 36) при опoisковании Тисского проявления урана и его окрестностей [151], а также еще в нескольких разрозненных *родниках* (I-3-13; I-4-32; II-3-15) в пределах Тейско-Вороговской зоны. Содержание радона в водах варьирует в пределах 100–4 660 эман при содержании урана (1–32)·10⁻⁷ г/л. Бальнеологические качества вод не изучались.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Лист Р-46-XXXII расположен в центре Енисейской минерагенической провинции [117, 52]. Он целиком входит в пределы Енисейского полиметаллического пояса [52, 63]. Его северо-восточная часть относится к **Центрально-Енисейской золоторудной минерагенической зоне** (1 Au/RF₃), западная – к **прогнозируемой Приенисейской** (3 Au/RF₃), а центральная – к **прогнозируемой Зыряно-Вороговской** (2 Au/RF₃) **золоторудным минерагеническим зонам**. Большая часть площади рассматривается как **Тейско-Вороговская олово-торий-урановорудная минерагеническая зона** (4 U,Th,Sn/RF₃), а узкая полоса на западе площади – как **прогнозируемая Приенисейская олово-торий-урановорудная минерагеническая зона** (5 U,Th,Sn/RF₃).

Выделение минерагенических зон определяется особенностями геологического строения, размещением проявлений, пунктов минерализации, ореолов рассеяния, шлиховых потоков и единичных проб с аномальным содержанием элементов. Границы зон подчеркиваются характером распределения ассоциаций рудных элементов в системе ГЕОСКАН-200 при обработке результатов литогеохимического опробования площади по потокам рассеяния. Анализ распределения химических элементов и их ассоциаций по площади позволяет выделить четыре крупные геохимические зоны, совпадающие с границами геологических структур. В их пределах отмечается повышение содержания элементов до уровня зон рассеянной минерализации (ЗРМ) с коэффициентом концентрации (КК) 1,5–3 и аномальных геохимических полей (АГХП) с КК 3–10 и более 10.

В западной и восточной частях развиты две субмеридиональные хальколитофильные геохимические зоны (1 и 3) с проявленностью элементов литофильной группы: Ве, У, Nb, Мо, Sn. АГХП создаются разноконтрастными содержаниями Ве, У, и У, Ве. Хальколитофильная группа элементов представлена Au, As, Cu, Pb, Ag. Западная хальколитофильная зона практически совпадает с **Приенисейской олово-торий-урановорудной минерагенической зоной**. В ее пределах особенно четко выделяются площадные АГХП олово-редкометалльной ассоциации. В центральной части листа развита субмеридиональная литохальколитофильная зона (2), совпадающая с Зыряно-Вороговской золоторудной минерагенической зоной. Для них характерно аномальное содержание хальколитофильных элементов (Au, As, Pb, Zn, Ag) в ассоциации с литофильными (У, Ве, Nb, Мо, Sn). Подобная же литохальколитофильная зона (4) открывается в северо-восточном углу площади, фиксируя фрагмент **Центрально-Енисейской золоторудной минерагенической зоны**. Все геохимические зоны включают ЗРМ и АГХП золота в различных ассоциациях с другими элементами (выделяется 12 АГХП золота). В пределах **Зыряно-Вороговской зоны** они подтверждаются россыпями и рудопроявлениями золота. Золото ассоциирует с Ag, У, Ве, As. **Зыряно-Вороговская и Центрально-Енисейская зоны** фиксируются ЗРМ полиметаллов (Pb, Zn, Ag), что подтверждает вхождение их в Енисейский полиметаллический пояс.

Выделение минерагенических зон отчасти не соответствует ранее проводившимся районированиям Енисейской провинции [30, 52, 117]. В частности, в рабочих материалах к обновленной государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 [117] не получили отображения Енисейский полиметаллический пояс, **прогнозируемые Приенисейской олово-торий-урановорудная и Зыряно-Вороговская золоторудная зоны**. Рудные объекты последней включены в состав **Тейско-Вороговской олово-торий-урановорудной зоны**. Новейшие исследования [137, 175] подтвердили самостоятельность субмеридиональной **Зыряно-Вороговской зоны** северо-западного простирания.

В районе проявлены полезные ископаемые четырех минерагенических эпох: позднеархейской, карельской, байкальской и альпийской. Позднеархейская эпоха малопродуктивна, в пределах листа с ней связаны пункты минерализации ильменита в амфиболитах. В карельскую эпоху сформировались силлиманитовые и кианитовые огнеупорные сланцы, керамические и

мусковитовые пегматиты. С байкальской эпохой связаны разнообразные полезные ископаемые, она подразделяется на шесть стадий: сухопитскую, тунгусикскую, киргитейскую, глушихинскую, чингасанскую и чапскую. В сухопитскую стадию в островодужных образованиях Исаковского синклинория образовались магнетитовые сланцы и кварциты. Тунгусикская и киргитейская стадии в данном районе непродуктивны. Основные полезные ископаемые района образовались в глушихинскую стадию: золотое, урановое, оловянное и мышьяково-сурьмяное оруденение, родонитовые скарны, радоновые воды. С умереннощелочными гранитами чингасанской стадии связаны скарновые проявления олова, железа, полиметаллических руд, грейзеновые – олова, альбититовые – тантало-ниобатов. С метасоматитами чапской стадии связаны торий-редкоземельно-флюоритовая минерализация и барит-флюорит-полиметаллическое оруденение. В альпийскую эпоху в корях выветривания сформированы повышенные содержания марганца, свинца и цинка, урана, проявления каолина, в аллювиальных образованиях – золотосные россыпи.

Металлогению района определяют месторождения и проявления золота и урана, есть вероятность выявления месторождений железа, полиметаллических руд, олова, сурьмы, мышьяка, флюорита, барита, родонита, огнеупорного сырья. Неясными остаются перспективы выявления значимых концентраций тантало-ниобатов, бериллия, вольфрама и марганца.

ЖЕЛЕЗО

Магнетитовые руды района связаны со скарнами, развитыми на контактах умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса (радиологический возраст – 690–720 млн лет). На Тырадинском комплексном проявлении прогнозные ресурсы магнетитовых руд оцениваются в 12 млн т категории P_2 [118]. Подобные руды могут быть выявлены в связи со скарнами, оконтуренными магнитной аномалией (I-1-1) в северных экзоконтактах Верхневороговского и Хребтового массивов лейкогранитов гурахтинского комплекса (по гравиметрическим данным глубина до кровли массива – 50 м) в бассейне левого притока р. Вороговки – руч. Охотничьего. Можно ожидать, что у контакта с гранитами диопсидовые скарны сменятся магнетитовыми. При ожидаемой мощности контактовой залежи 5 м и значительной площади аномалии (3 км) прогнозные ресурсы магнетитовых руд в ее контуре могут составить 20 млн т категории P_3 . По аналогии со скарнами Тырадинского проявления в них ожидается значительная примесь олова и цинка. Отсутствие контрастных магнитных аномалий в обрамлении других гранитных массивов не позволяет прогнозировать здесь более крупные объекты.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Полиметаллическое оруденение площади локализовано в барит-флюорит-кварцевых жилах в зонах дробления, в скарнах и грейзенах в экзоконтактах умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса, повышения содержания цинка характерны для некоторых участков линейно-площадных кор выветривания по карбонатно-сланцевым породам рязановской свиты. Прогнозные ресурсы цинка в магнетитовых скарнах и грейзенах Тырадинского проявления оцениваются в 140 тыс. т категории P_2 при содержании 1–1,5 %. Подобное оруденение может быть в контуре магнитной аномалии (I-1-1) и вторичного ореола рассеяния свинца и цинка (I-1-2), связанного со скарнами в экзоконтакте Верхневороговского массива лейкогранитов. В прогнозируемой залежи магнетитовых руд с ресурсами 20 млн т ресурсы цинка могут составить 200 тыс. т при среднем содержании 1 % – по аналогии с Тырадинским проявлением. Более результативными могут оказаться поиски в бассейне р. Тис, в контурах вторичных ореолов свинца и цинка (IV-3-4, 24) на карбонатно-глинистом вулканогенном субстрате иончихинской толщи и быстринской свиты. Здесь возможно обнаружение полиметаллических проявлений стратиформного типа.

ОЛОВО

Оловянное оруденение площади имеет генетическую и пространственную связь с гранитоидами гурахтинского и глушихинского комплексов. На контактах с умереннощелочными лейкогранитами гурахтинского комплекса в апомраморных эпидот-амфибол-магнетитовых скарнах Тырадинского проявления олово содержится в виде станнина, блеклых руд и субмикроскопических включений в магнетите и амфиболах (среднее содержание – 0,12 %), ресурсы его при по-

путном извлечении оцениваются до глубины 200 м в 14 тыс. т категории P₂ [118]. В апоскарновых грейзенах появляется касситерит, содержание олова возрастает (среднее – 0,2 %), в ассоциации с ним повышается содержание цинка, висмута и бериллия. Ресурсы олова в грейзеновых рудах оцениваются до глубины 250 м в 2,7 тыс. т категории P₂. Комплексное оруденение может быть выявлено в контуре магнитной аномалии (I-1-1), охватывающей северные экзоконтакты Хребтового и Верхневороговского массивов умереннощелочных лейкогранитов, где развиты диопсидовые скарны с полиметаллической минерализацией, а на глубине ожидается развитие оловосодержащих магнетитовых скарнов. Попутные ресурсы олова в 20 млн т магнетитовых руд при содержании 0,1 % могут составить 20 тыс. т категории P₃. В юго-восточном обрамлении Тырадинского массива, в контуре оловянно-мышьякового ореола (II-2-1) можно предположить развитие жильных или штокверковых тел касситерит-грейзеновой формации. Прогнозируемый Тырадинский оловорудный узел был выделен В. П. Богадицей (1972 г.), но так как других оловорудных объектов не найдено, полосу распространения пород гурахтинского комплекса можно выделить как перспективный на олово (а также цинк, железо, тантал и ниобий) *Вороговско-Тырадинский оловоносный рудный узел* (4.0.2 Sn,Zn,Fe). Прогнозные ресурсы площади оцениваются по категории P₂ в 16,7 тыс. т и P₃ в 20 тыс. т олова. На Тырадинском проявлении рекомендуется проведение поисково-оценочных работ на олово, в пределах перспективной площади – специализированные поиски масштаба 1 : 25 000.

В экзоконтактах и апикальных частях Верхнетырадинского, Водораздельного, Славкинского и Гаревского массивов лейкогранитов глушихинского комплекса выявлены зоны грейзенизации, содержащие вкрапленность касситерита (в ассоциации с флюоритом, турмалином, молибденитом, шеелитом, магнетитом) и установлено повышенное содержание олова (до 0,02 %). Потенциальная рудоносность комплекса на олово отмечалась В. М. Даценко (1984 г.). Полоса распространения перспективных на олово лейкогранитов глушихинского комплекса протягивается субмеридионально более чем на 60 км и фиксируется контрастными (10–1 000 знаков на шлик и до 3 000 знаков на протолочку 1 кг) шлиховыми ореолами (10–25 км² каждый) касситерита. В пределах каждого массива выделяются перспективные участки площадью 1–4 км², содержащие пункты минерализации и очерченные первичными и вторичными литохимическими ореолами олова (II-1-12; III-1-4, 17; IV-1-13, 15, 21) при повышенном содержании элементов-спутников: вольфрама, мышьяка, серебра, бериллия. Аналогом оловогрейзеновых проявлений площади касситерит-кварцевой формации можно считать Лендахское проявление (на листе О-46-III) с ресурсами 20 тыс. т олова [174]. Прогнозные ресурсы зоны с коэффициентом достоверности 0,5 оцениваются в 40 тыс. т олова категории P₃. В ее пределах рекомендуется проведение специализированных поисков масштаба 1 : 25 000.

СУРЬМА, МЫШЬЯК

Сурьяно-мышьяковое и мышьяковое оруденение тесно связано с золотым, контролируется зонами развития бластомилонитов и березитов и рассматривается, в основном, как поисковый признак на золотое оруденение. Самостоятельное значение может иметь проявление Большое, приуроченное к зоне вторичного расщелачивания (на фронте Тисского надвига) по углеродистым хлорит-серицит-кварцевым сланцам иончихинской толщи, пронизанным дайками умереннощелочных метадолеритов ковригинского комплекса. Сульфидизированные березиты (с арсенипитом, бертьеритом, антимонитом и редким золотом) развиты вдоль крутопадающих сближенных даек, тоже подверженных вторичному расщелачиванию и отчасти оруденелых. Ресурсы проявления категории P₂ до глубины 250 м оцениваются в 100 тыс. т мышьяка при среднем содержании 1,1 %. Сурьма (содержание 0,02–4,95 %) образует маломощные (0,5–1 м) тела внутри зоны, ресурсы ее на проявлении оцениваются в 1,7 тыс. т [118], но могут быть увеличены, так как часть сурьмоносных (по спектральному анализу) интервалов не подверглась количественному анализу и не была учтена при подсчете ресурсов [175]. На проявлении рекомендуется проведение поисково-оценочных работ на сурьму.

БЕРИЛЛИЙ

Повышенное содержание бериллия (до 0,12 %) зафиксировано в лейкогранитах гурахтинского и глушихинского комплексов и связанных с ними скарнах и грейзенах, а также в зонах бластомилонитизации и микроклинизации по гнейсам и гранитогнейсам, но минералы бериллия в них не обнаружены; бериллий входит в состав ряда породообразующих минералов как примесь. Соответственно, ресурсы бериллиевых руд на площади не прогнозируются. Тем не

менее, наличие мощных зон бластомилонитизации и полевошпатовых метасоматитов по ним с повышенным содержанием бериллия указывает на потенциальную перспективность поисков здесь крупномасштабных объектов бериллиевой фельдшпатолитовой рудной формации (с гентгельвином, фенакитом и др. минералами бериллия).

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Тантал-ниобиевая минерализация локализована в пределах *прогнозируемого Вороговско-Тырадинского оловоносного рудного узла*, в ореоле развития умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса. Она приурочена к участкам альбитизации в лейкогранитах, содержащим вкрапленность колумбита, эвксенита, фергусонита. В наиболее изученном участке альбитизации (I-1-11) содержание пятиоксида ниобия составляет 0,006–0,038 %, а пятиоксида тантала – 0,003–0,007 %. Площадь участка развития альбититов составляет более 1 км². Подобные альбититы развиты еще в ряде пунктов в пределах Хребтового, Верхневороговского и Тырадинского массивов. Однако, в связи со слабой изученностью этих участков, прогнозная оценка их не дается. Кроме того, тантал-ниобиевая минерализация может быть связана с зонами микроклинизации и бластомилонитов в лейкогранитах глушихинского комплекса.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Редкоземельная минерализация представлена монацитом, циртолитом, малаконом, ортитом, ксенотимом, цирконом, выявленными в различных породах в полосе развития гранитоидов глушихинского и гурахтинского комплексов (до 1 % по сумме редких земель) и в метариолитах г. Ковриги (до 0,3 %), а также совместно с торием в маломощных телах полевошпатовых и флюоритовых метасоматитов в *Нойбинско-Алманаканском поле* (4.0.3 fl,Th,TR) на северо-востоке площади (до 0,05 %). Промышленные концентрации редких земель не обнаружены, но возможны. Рекомендуется проведение комплекса аналитических работ на редкие земли при проведении поисковых работ любой направленности.

ЗОЛОТО

Золото – основное полезное ископаемое площади и может рассматриваться как главный экономический фактор освоения района. Россыпи золота отрабатывались в XIX–XX веках, некоторые участки их могут вовлекаться в отработку в настоящее время, но экономическое развитие территории можно связывать лишь с выявлением и освоением рудных объектов. Золоторудные проявления, россыпи золота и ореолы рассеяния золота сосредоточены в полосе (шириной 10–20 км) от р. Тис на юге до верховий р. Вороговки на севере. Часть объектов располагается северо-восточнее этой полосы – в бассейне р. Алманакан и юго-западнее – в бассейнах рек Прав. Сурнихи и Лев. Верх. Сурнихи. В пределах площади выделяются фрагменты *Чингасанского золоторудного узла* (1.0.1 Au) **Центрально-Енисейской золоторудной минерагенической зоны** [117], *прогнозируемые Верхне-Вороговский* (2.0.1 Au), *Гаревский* (2.0.2 Au) и *Верхне-Тисский* (2.0.3 Au) **узлы Зыряно-Вороговской золоторудной минерагенической зоны**, шлиховые ореолы золота и единичные пробы с золотом локализованы в **прогнозируемой Приенисейской золоторудной минерагенической зоне** [175]. Размещение объектов золоторудной минерализации определяется сочетанием рудоконтролирующих и рудогенерирующих факторов и фиксируется своеобразными поисковыми признаками.

Большинство пунктов минерализации, ореолов и потоков рассеяния, единичных проб с повышенным содержанием золота приурочено к выходам пород сухопитской, орловской и верхневороговской серий, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Здесь же сосредоточена минерализация элементов-спутников золота – мышьяка, сурьмы, серебра, висмута. Промышленные концентрации золота чаще локализованы в породах кординской и горбиллоксской свит, обладающими значительной пористостью: хлорит-серицит-кварцевых алевролитистых сланцах, биотит-серицит-кварцевых метаалевролитах, метаалевропесчаниках. Некоторые пункты минерализации, шлихи и литохимические пробы с золотом выявлены в кристаллических породах тейской серии, малогаревского и немтихинского метакомплексов – обычно вблизи контакта с зеленосланцевыми породами или в зонах развития тектонитов. Единичные пробы с золотом отмечены в неметаморфизованных породах чингасанской и чапской серий.

Все золотые проявления и пункты минерализации района связаны с зонами метасоматиче-

ского изменения пород: березитизацией, жильно-прожилковым окварцеванием, графитизацией. Наиболее продуктивны березиты и березитизированные породы, мощность их колеблется от 1 до 400 м, протяженность – от сотен метров до нескольких километров, они более характерны для рифейских пород. В рудном поле Ивановского проявления золота в околорудных метасоматитах (полоса шириной 150–350 м, прослеженная протяженность более 6 км) проявлены серицитизация (20–60 % объема породы), окварцевание (2–10 %, иногда до 70 % с образованием «кварцитоцитов»), сульфидизация (пирит, пирротин, арсенопирит – 1–5 %), карбонатизация, хлоритизация, альбитизация (до 5 %). На проявлении Оленка мощность березитизированных пород составляет 10–70 м, протяженность – сотни метров. Зоны жильно-прожилкового окварцевания, кварцевой «пропитки», мощные кварцевые жилы часто ассоциируют с березитами, реже – развиты в виде самостоятельных зон и линейных штокверков протяженностью первые сотни метров. Маломощные (первые метры) зоны графитизации выявлены в большинстве проявлений и пунктов минерализации золота. Мощная (0,4–2 км) зона графитизации, к которой приурочены вторичный ореол рассеяния серебра, молибдена, ванадия и единичные пробы с повышенным содержанием золота, проявлена на протяжении 15 км в кристаллосланцах свиты хребта Карпинского в междуречье Колоромо–Ниж. Ведуга, на северном замыкании *Гаревского золоторудного узла*.

Структурно-тектонический контроль золотого оруденения выражен в том, что все золоторудные метасоматиты приурочены к зонам наложенного вторичного расщепления, развития милонитов и бластомилонитов. Большая часть тектонитов сформирована перед фронтом надвигов, менее они проявлены в субвертикальных разрывах. В процессе горизонтального перемещения крупных тектонических пластин (обусловленных обдукцией островодужных пород Исаковского синклиория) перед фронтом надвигов, в зоне сжатия, происходило динамотермальное преобразование пород. В результате постнадвиговых деформаций в этих тектонически переработанных породах возникли зоны растяжений, благоприятные для проникновения гидротерм. Зоны субвертикальных разломов служили проводниками золотонесущих растворов, а плоскости надвигов выступали в роли экранов. Чаше гидротермы проявляются в виде метасоматитов и руд в породах автохтона, иногда – непосредственно в плоскости надвига, реже – над ней – в аллохтоне [96, 177]. Рудоконтролирующая роль надвиговых структур установлена для золоторудных месторождений невадийского типа [67] и ряда объектов золото-сульфидной формации [15]. Представляется, что поступление золота связано с субдукционными процессами [76, 1] и обусловлено миграцией астеносферного флюида со значительным объемом углерода, водорода, золота, халькофилов [93] при заложении на активной окраине Сибирского континента позднерифейских рифтогенных структур: Верхневороговской [81], Рыбинско-Панимбинской [65] и др. По данным глубинного сейсмозондирования (профили «Батолит» и «Шпат») зоны высокой проводимости и низких сопротивлений, которые связаны с процессами углеродистого метасоматоза, прослежены до глубин 20 км [122].

Существующие альтернативные точки зрения, предполагающие связь золота с гранитоидами татарско-аяхтинского комплекса [30, 69], гипотетическими рифейскими зеленокаменными поясами [64] или его седиментационное накопление в углеродистых осадах сухопитской серии [77, 86] не соответствуют вышеизложенным фактам геологического строения района и радиологического определения возраста минералов золоторудных месторождений Енисейского кряжа.

Возраст серицита из золотоносных кварцево-жильных зон Советского месторождения составляет 820 и 730 млн лет [97], возраст слюды в рудах Ведугинского месторождения – 805 млн лет [78], в рудах Олимпиадинского – 771–844 млн лет [93]. Процесс золотого оруденения теснейшим образом связан с процессами зеленосланцевого метаморфизма этого времени, он развивается на его фоне и завершает его [93]. Начальное поступление золота, обусловленное субдукционными тектоническими и метаморфическими процессами, увязывается с интервалом времени 844–805 млн лет, а максимальное коррелирует с интервалом 730–710 млн лет: после формирования основных надвиговых структур в связи с обдукцией пород Исаковского террейна и перед заложением чингасанского краевого бассейна. Пострудные преобразования золоторудных объектов заключаются в возможном контактовом воздействии на руды гранитоидов гурахтинского комплекса (радиологический возраст – 690–720 млн лет) и тектоническом осложнении их позднерифейскими и фанерозойскими взбросами и сбросами, формированием на их выходах мел-палеогеновых кор выветривания и эрозией их в неоген-четвертичное время с образованием золотоносных россыпей.

В геофизических полях зоны золоторудных тектонитов и метасоматитов Ивановского проявления фиксируются аномалиями магнитного поля интенсивностью 50–1 000 нТл, обусловленными вкрапленностью пирротина (реже – магнетита), пониженным электрическим сопротивлением и аномалией вызванной поляризуемости (до 7 %). Проявление Оленка-1 выделяется

локальной положительной аномалией магнитного поля площадью 1,2 км² интенсивностью 100–200 нТл (наземная магнитная съемка не проводилась). Зоны березитов при аэрогамма-спектрометрической съемке иногда выделяются слабым повышением содержания калия (до 4 %), тория, урана. Золоторудные объекты фиксируются вторичными ореолами рассеяния золота (3–300 мг/т), мышьяка (0,005–0,03 %), иногда – сурьмы (до 0,02 %) с повышенными содержаниями Ag, Mo, В, W, Pb, Zn, Cu. Проявления Оленка-1 и Оленка-2 выявлены при проверке вторичных ореолов рассеяния золота [137]. Прямым поисковым признаком оруденения является наличие шлиховых ореолов и россыпей золота.

Небольшое развитие на площади золотоносных россыпей расценивалось ранее как свидетельство низкой продуктивности золоторудного процесса. В отношении объектов золото-кварцевой формации это, по-видимому, верно и подтверждается малыми ресурсами Ивановского проявления, от которого берет начало 1,8-тонная россыпь р. Гаревки. Однако, с объектами золото-сульфидно-кварцевой формации золотоносных россыпей может вовсе не быть или они будут характеризоваться непромышленными параметрами. Так, предыдущими поисками (в XIX веке) в долине р. Оленки не было выявлено золотоносной россыпи – хотя сближенные проявления Оленка-1 и 2 с ресурсами 5,4 т эродированы значительно. В еще большей степени это касается возможных объектов золото-сульфидной формации. К этому выводу приходили многие исследователи золоторудных месторождений, в том числе [139, 113, 165].

Другим фактором россыпеобразования считается развитие на головах золоторудных объектов кор выветривания, способствовавших высвобождению самородного золота из сульфидов и кварца. Процессы корообразования обнаружены на всех золоторудных объектах площади, но обычно в виде щебнистой зоны дезинтеграции (с полуокисленными сульфидами) мощностью 10–30 м, что явно не способствовало образованию крупномасштабных россыпей. Более других затронуты выветриванием слабозолотоносные березиты на правобережье руч. Неразгаданного – в результате за счет них сформировалась 1,4-тонная россыпь р. Колоромо–руч. Неразгаданного.

Для образования богатых участков россыпей очень благоприятно наличие в плотике карбонатных пород, склонных к карстообразованию. Это обстоятельство присуще опять-таки россыпи р. Колоромо (средней части) с полостями до 41 м, отчасти промышленно золотоносными. Золотоносные карстовые апомраморные западины есть также в истоках руч. Ивановского и р. Гаревки и могут быть в непоискованных рр. Вороговка, Оленья, Левая Тырада, Еловка, Оленка и др.

Оценка прогнозных ресурсов рудного золота базируется, в основном, на данных геохимического опробования [127, 118, 150, 137] и критериях экспертной оценки территории; в отдельных случаях использован прямой расчет по данным кернового и бороздового опробования.

Фрагмент *Чингасанского узла* в пределах листа занимает площадь менее 10 км², фиксируется малыми россыпями золота и двумя вторичными ореолами. Суммарная площадь ореолов золота составляет 3,5 км², содержание золота колеблется от 3 до 60 мг/т, спутники представлены As, Ag, Pb. Ореолы приурочены к зоне развития бластомилонитов на фронте надвига. Ресурсы категории P₃ узла, рассчитанные по продуктивности этих ореолов, оцениваются в 10 т золота. Исходные параметры для расчета: площадь (S) – 3,5 км², глубина оценки (H) – 100 м, объемный вес руды (d) – 2,7 т/м, среднее содержание золота в ореолах (C) – 0,03 г/т, коэффициент соответствия первичных и вторичных ореолов (k) – 3,3. Оценка прогнозных ресурсов категории P₃ рудного золота во вторичных ореолах рассеяния проводилась по формуле: $P=S \times H \times d \times C \times k$. Здесь рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 25 000.

Прогнозируемый Верхне-Вороговский узел в южной части Верхневороговского прогиба и его обрамления занимает площадь более 60 км², не оконтурен с севера. Он фиксируется литохимическими потоками рассеяния и шлиховым ореолом золота, наличием многочисленных золотоносных (0,1–7,9 г/т) интервалов (0,5–18 м) в скважинах, пересекающих березитизированные метариолиты, метатупфопесчаники и сланцы ковригинской свиты.

Золоторудные объекты прогнозируются в северо-восточной и юго-западной частях узла. На северо-востоке выделены два перспективных участка: западный (на берегах правого притока р. Вороговки) и восточный (в 2 км, на водоразделе этого притока с р. Оленьей). Предполагается пологое (10°) падение золотоносных зон. На западном участке площадью 2 км² средняя совокупная мощность оруденения составляет 6,1 м при среднем содержании золота 1,32 г/т. При объемном весе руд 2,62 т/м³ (плотность кислых метавулканитов) их масса на площади 2 000 000 м² до глубины 200 м составит 31,9 млн т; соответственно, прогнозные ресурсы золота можно оценить в 42,2 т. На восточном участке площадью 500 000 м² средняя совокупная мощность оруденения составляет 6,7 м при среднем содержании золота 1,45 г/т; соответственно, прогнозные ресурсы золота до глубины 200 м составят 12,8 т. При коэффициенте достоверности 0,5 прогнозные ресурсы северо-восточной части узла можно оценить в 25 т категории P₃.

На склоне г. Ковриги, в юго-западной части узла, в апориолитовых blastsмилонитах выделена протяженная (8 км) зона березитизации шириной до 1 км с предполагаемыми кулисными зонами золотоносности шириной до 100 м (по наличию штучных проб с содержанием золота 0,2–1,0 г/т и аномальным содержаниям Au, Ag, Pb, В в покровных суглинках). При среднем содержании золота 1,3 г/т (по аналогии с северо-восточной частью), коэффициенте рудоносности 0,1 и коэффициенте достоверности 0,5 прогнозные ресурсы площади категории P_3 до глубины 200 м оцениваются в 25 т золота. Общие прогнозные ресурсы рудного золота в узле в пределах листа оцениваются в 50 т.

Наряду с рудным золотом в контуре узла и его ближайшей периферии возможно выявление ранее неизвестных золотоносных россыпей с ресурсами 150–500 кг. Наличие россыпей вероятно в верховьях рр. Вороговки (I-1-26), Оленьей (I-2-28),левой Тырады (I-2-29) и Еловки (I-3-29), где известны шлиховые потоки золота, но опоскование на россыпи не проводилось. Совокупные ресурсы прогнозируемых россыпей узла могут составить 1,5 т золота категории P_3 . В пределах узла рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000, большая часть его площади лицензирована, начаты поисковые работы.

Прогнозируемый Гаревский золоторудный узел включает золотоносные россыпи, проявление Ивановское, пункты минерализации и вторичные ореолы рассеяния золота.

В центральной части узла расположено Ивановское проявление золота, приуроченное к южному флангу кулисной протяженной (с перерывами 6 км) зоны (ширина – от 15 до 120–350 м) березитизированных blastsмилонитов по сланцам кординской свиты на фронте Полканской надвиговой зоны. Полоса развития березитов трассируется вторичными ореолами рассеяния золота (3–400 мг/т), промышленными россыпями золота в руч. Ивановском и р. Гаревке, фиксируется магнитными аномалиями 100–990 нТл, участками повышенного и пониженного сопротивления, аномалиями вызванной поляризации (до 7 %). Зона пересечена тремя горно-буровыми профилями [175]. Установлено ее падение на восток и северо-восток под углами 45–60°. На проявлении Ивановском зона изучена более детально, пробурено 6 скважин, проведены магнито- и электроразведка, что позволило оценить его ресурсы по категории P_2 . В зоне мощностью 150–350 м выявлено семь кулисных условных рудных тел суммарной мощностью 9 м со средним содержанием золота 1,44 г/т. До глубины 100 м при объемном весе 2,7 т/м³, длине зоны по простиранию 1 200 м (по границе аномалии ВП – 3 %) и длине по падению 130 м прогнозные ресурсы категории P_2 составят 5,5 т золота.

В горно-буровом профиле в 3 км к северу от проявления Ивановского, у высоты 644,1 м, вскрыта зона березитов мощностью 140 м с содержанием золота от 0,05 до 1 г/т (суммарный интервал с содержанием более 0,1 г/т составляет 47 м). В северном профиле, на левом борту р. Гаревки, мощность золотоносных березитов составляет 220 м, содержание не превышает 0,6 г/т, к востоку зона не оконтурена.

В результате проведенных при ГДП-200 работ, в окрестностях Ивановского проявления из группы вторичных ореолов рассеяния золота проверено два. В пределах одного ореола обнаружено проявление Ивановское с прогнозными ресурсами P_2 5,5 т золота, в пределах другого – зона золотоносной минерализации, опоскованная единичными горно-буровыми профилями. Полученные данные свидетельствуют о наличии здесь значительного околорудного метасоматического процесса, проявленного на площади около 25 км². Ресурсы этой площади, соотнесенные с ресурсами Ивановского проявления, могут быть оценены в 20 т золота категории P_3 . Здесь рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 10 000.

Северо-восточнее Ивановского проявления, в бассейне руч. Неразгаданного и верховьях рек Колоромо и Тис, выявлена протяженная (более 10 км) и мощная (до 1 км) зона березитизированных blastsмилонитов по сланцам кординской свиты на фронте Полканской и Колороминско-Оленской надвиговых зон. Бурением установлено западное падение зоны под углами 30–60°. Золотоносные березиты образуют в blastsмилонитах серию субпараллельных зон мощностью 10–30 м с содержанием золота 0,01–0,3 г/т, в единичных пробах – 1,16 и 4,2 г/т. Березиты содержат вкрапленность арсенопирита (2–5 %), пирита, пирротина. Зона фиксируется магнитными аномалиями (50–100 нТл) и повышенной поляризуемостью пород (2–4 %). На основе полученных данных ресурсы этой части узла оцениваются по категории P_3 в 10 т золота. Здесь рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

В северо-западной части узла, в верховьях р. Чапы, выявлен ряд вторичных ореолов рассеяния золота (3–500 мг/т), россыпей в притоках и пунктов минерализации золота [27, 179, 130, 137]. Они приурочены к зоне надвигового контакта пород тейской серии и малогаревского метаконлекса с милонитизированными, вторично рассланцованными породами кординской свиты. Эта площадь опоскована и изучена весьма слабо, оценивается по аналогии с районом руч. Неразгаданного в 10 т золота категории P_3 . Она может быть лицензирована, здесь реко-

мендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 10 00–1 : 25 000.

В юго-западной части узла, на водоразделе руч. Лидкина и р. Гаревки (участок Междуречный [137]), зафиксирован контрастный вторичный ореол рассеяния золота в зоне надвигового контакта пород рязановской свиты и малогаревского метакомплекса, прорванного гранитами гаревского комплекса. Проведенными поисковыми работами [137] здесь выявлена протяженная (5 км) дугообразная зона березитизированных blastомилонитов по сланцам рязановской свиты с содержанием золота 0,01–2,07 г/т. Анализ геолого-поисковых материалов по участку позволяет оценить его ресурсы по категории P_3 в 10 т золота. Он рекомендуется к лицензированию, необходима постановка поисковых работ масштаба 1 : 10 000.

Общие ресурсы узла категории P_3 по приведенной экспертной оценке достигают 50 т золота. Они подтверждаются оценкой по продуктивности вторичных литохимических ореолов золота. В пределах узла зафиксировано 22 ореола общей площадью 25,4 км². Содержание золота в этих ореолах варьирует в пределах 0,003–1,0 г/т, составляя в среднем 0,025 г/т. Совокупные прогнозные ресурсы этих ореолов до глубины 100 м при объемном весе руд 2,7 т/м³, коэффициенте соответствия первичных и вторичных ореолов близком к 3 и коэффициенте рудоносности близком к 0,1 составят: $P_3 = 25,4 \text{ км}^2 \times 100 \text{ м} \times 2,7 \text{ т/м}^3 \times 0,025 \text{ г/т} \times 3 \times 0,1 = 51,4 \text{ т}$. Принято 50 т.

В дополнение к разведанным россыпям узла рекомендуется провести поисковые работы на россыпное золото в истоке р. Чапы (III-3-49), на отрезке 3 км, выше неоконтуренной россыпи, в районе перспективных вторичных ореолов и пунктов минерализации золота, а также в долине руч. Лидкин длиной 6 км, дренирующего участок Междуречный и заявлявшегося в XIX веке под прииск (IV-3-40). Суммарные прогнозные ресурсы россыпного золота в этих долинах оцениваются в 400 кг.

Общие прогнозные ресурсы золота Гаревского узла категории P_2 составляют 5,5 т, категории P_3 – 50 т, россыпного золота категории P_3 – 0,4 т.

Прогнозируемый Верхне-Тисский золоторудный узел (площадь 250 км²) охватывает верховья рр. Тис, Оленки, Троеуски в зоне влияния Тисского надвига – тектонического сочленения пород Больше-Питского синклиория, Приенисейского и Центрального антиклинориев. В его пределах выявлены 2 проявления золота, ряд пунктов минерализации, вторичных ореолов и потоков рассеяния золота и его спутников: мышьяка, сурьмы, свинца, цинка и др. Породы сухопитской, орловской и верховороговской серий в зоне Тисского надвига вторично рассланцованы с образованием blastомилонитов и часто березитизированы, здесь же широко проявлено жильно-прожилковое окварцевание. В узле можно выделить две перспективные площади: восточную, в зоне Колороминско-Оленской ветви Тисского надвига и западную, в зоне влияния Чапинско-Гаревской ветви надвига.

В восточной перспективной площади в березитизированных blastомилонитах по горбиллоксской свите выявлены два сближенных проявления (Оленка-1 и Оленка-2) золото-сульфидно-кварцевой формации. Проявления фиксируются вторичными ореолами рассеяния золота (с содержанием от 3 до 300 мг/т), мышьяка (от 0,005 до 0,03 %), бора, сурьмы, локальной аномалией магнитного поля (100–200 нТл). Мощность крутопадающей зоны золотоносных прожилково-окварцованных березитов проявления Оленка-1 колеблется от 10 до 70 м при содержании золота 0,1 г/т и более, мощность рудного тела – от 2 до 24 м (средняя – 10 м), содержание – от 1 до 7 г/т (среднее – 3,35 г/т), прослеженная протяженность – 500 м. Его ресурсы категории P_2 до глубины 100 м оцениваются в 4,5 т золота [137]. Проявление Оленка-2 пересечено одной канавой, имеет мощность около 10 м и при среднем содержании 1,7 г/т его ресурсы категории P_2 оценены до глубины 100 м в 0,9 т золота [137]. Совокупные ресурсы этих проявлений оцениваются по категории P_2 в 5,4 т золота. По результатам поисковых работ Оленская площадь лицензирована, начаты поисковые работы. Наряду с рудным золотом в контуре узла возможно выявление ранее неизвестных золотоносных россыпей – в долине р. Оленки и ее притоках (IV-4-37). Ресурсы россыпного золота категории P_3 могут составить 0,2 т.

В западной части *Верхне-Тисского золоторудного узла* выявлено несколько пунктов минерализации золота с мышьяком, иногда сурьмой, и ряд вторичных и первичных ореолов золота, мышьяка, сурьмы и полиметаллов. Большинство их локализовано в Гаревско-Чапинской надвиговой зоне, в поле развития blastомилонитов по метаморфизованным породам кординской и горбиллоксской свит, некоторая часть – в blastомилонитах по гнейсам малогаревского метакомплекса, а также в слабометаморфизованных породах иончихинской толщи. Непосредственно в зоне Тисского надвига выявлены протяженные (более 3 км) широкие (50–250 м) зоны минерализованных березитов с содержанием золота 0,01–1 г/т, которым дана отрицательная оценка [157, 137].

Основные перспективы площади всего узла связываются с опосредованным вторичными ореолами золота (14 ореолов) и его спутников [137]. В ряде случаев внутри ореолов зафиксированы

признаки гидротермально-метасоматической проработки пород (окварцевание, сульфидизация, серицитизация), иногда – пункты минерализации золота или пробы с его высоким содержанием. Площади ореолов варьируют от 0,1 до 2,0 км², содержание золота – от 3 до 300 мг/т при вариации средних содержаний 5–75 мг/т. Коэффициент соответствия содержаний в первичных и вторичных ореолах составляет от 3 до 4 (среднее – 3,5). Прогнозные ресурсы категории P₃ рудного золота во вторичных ореолах рассеяния рассчитывались по формуле $P=S \times H \times d \times C \times k$. Ресурсы по отдельным ореолам составили от 0,8 до 36 т, а в сумме около 100 т. Проверка двух подобных ореолов в восточной части узла привела к обнаружению проявлений Оленка-1 и Оленка-2, при близких значениях ресурсов, рассчитанных по той же формуле и определенных прямым подсчетом по канавным пересечениям [137]. Однако проверка трех ореолов в западной шовной зоне Тисского надвига привела к выявлению слабозолотоносных (0,1–0,2 г/т в среднем) зон березитизации. Поэтому, в расчет ресурсов вводится коэффициент достоверности, равный 0,5. Прогнозные ресурсы Верхне-Тисского узла категории P₃ оцениваются в 50 т, категории P₂ – в 5,4 т; ресурсы россыпного золота в долине р. Оленки (IV-4-37) категории P₃ оцениваются в 0,2 т.

В западной части листа выделяется фрагмент **прогнозируемой Приенисейской золоторудной минерогенической зоны**. На площади она фиксируется наличием шлиховых потоков и ореолов рассеяния золота в бассейнах рек Лев. Верх. Сурниха и Верх. Сурниха, а также отдельными пробами с повышенным содержанием золота. Золото связывается с проявлением метасоматических процессов в полосе развития бластомилонитов по гнейсам и гранитоидам в Гаревско-Исаковской надвиговой зоне. Пунктов минерализации золота здесь не выявлено, и, в связи с этим, оценка прогнозных ресурсов не дается. Наличие шлихового потока золота длиной 5 км и контрастного литохимического ореола в донных отложениях позволяет прогнозировать россыпь в долине р. Лев. Верх. Сурнихи и в р. Березянке (IV-1-28) с прогнозными ресурсами 200 кг.

Общие прогнозные ресурсы золота территории листа категории P₃ оцениваются в 160 т, категории P₂ – в 10,9 т, россыпного золота категории P₃ – в 2,3 т.

УРАН

Урановые объекты территории (Оленье месторождение, пункты минерализации, аэрометрические аномалии урановой природы) локализованы, в основном, в **Тейско-Вороговской олово-торий-урановорудной металлогенической зоне**, меньшая их часть располагается на западе площади в пределах **прогнозируемой Приенисейской олово-торий-урановорудной минерогенической зоны**. Расположение зон контролируется размещением магматических пород глушихинской стадии – субвулканическими телами риолитов ковригинского комплекса и массивами лейкогранитов глушихинского комплекса. Кроме того, локализация уранового оруденения зависит от дальнейших трансформаций:

1. надвиговые дислокации приводят к образованию мощных зон бластомилонитов, в которых размещаются зоны урановой минерализации;

2. внедрение умереннощелочных гранитоидов гурахтинского комплекса формирует ураноносные скарны;

3. некоторые разрывные нарушения постчапского времени вмещают пункты минерализации урана.

Наиболее продуктивными на уран оказались субвулканические риолиты ковригинского комплекса, развитые в пределах Верхневороговского прогиба. На площади листа с ними связано месторождение Оленье, а севернее – месторождение Кедровое и ряд проявлений. На Оленьем месторождении наиболее значительное урановое оруденение приурочено к восточному контакту пологого субвулканического тела риолитов, локализуясь согласно слоистости во вмещающих туфопесчаниках, а также в зонах трещиноватости и брекчирования в риолитах. Распространение уранового оруденения ограничено ореолом гумбеитов, развитых, как результат автотермально-метасоматических процессов, в эндо- и экзоконтактных зонах субвулканического тела риолитов. По данным Г. Б. Кочкина, А. Д. Ножкина, Ю. М. Петрова, проводивших здесь поисково-разведочные и тематические работы [117], урановое оруденение встречается также в брекчированных и расланцованных метаморфизованных терригенных и вулканогенных породах в надвиговых зонах, участках сопряжения поверхностей структурного несогласия с разрывными нарушениями в складчатом основании. Поисковыми признаками являются зоны развития гидротермально-метасоматических изменений и сульфидизации при наличии первичных и вторичных ореолов рассеяния U, Pb, Cu, As, радиогеохимические и гидрохимические аномалии урана,

локальные аэрогамма-спектрометрические и наземные аномалии урановой природы при фоновых содержаниях тория и калия.

Радиологический возраст уранового оруденения по данным свинцово-изотопного метода составляет 670–750 млн лет [117].

Радиологические определения и данные по урановому оруденению (в том числе на сопредельной площади, в Уволжском грабене), позволяют предположить следующую схему полигенного и полихронного уранового оруденения района. Первый этап оруденения связан с поствулканическими и автотасоматическими процессами при становлении вулканов ковригинского комплекса и внедрении лейкогранитов глушихинского комплекса (радиологический возраст – 750 млн лет). Перераспределение урановой минерализации могло произойти при тектонических подвижках, связанных со временем обдукции пород Верхнесурнихинского аллохтона и формированием сложных надвиговых зон (720–730 млн лет). Следующий этап оруденения можно связать с внедрением в аллохтонные пластины умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса (690–720 млн лет). Подновление тектонических зон и метасоматических процессов, влияющих на перераспределение урана, можно увязывать с внедрением щелочных гранитов средневороговского комплекса (620 млн лет) и становлением даек и трубок взрыва чапинского комплекса (595–668 млн лет). Низкотемпературные метасоматические процессы могут быть обусловлены последующими эпохами тектогенеза (вплоть до альпийской).

На Оленьем месторождении проведены поисково-оценочные работы, запасы урана категории C_2 оценены в 6 тыс. т, прогнозные ресурсы P_1 – 7 тыс. т. В его обрамлении обнаружен еще ряд радиометрических аномалий и пунктов минерализации, образующих вкуче с месторождениями и проявлениями *Верхне-Вороговский урановорудный узел* (4.0.1 U). В ходе многолетних поисков новых значимых проявлений урана в нем не обнаружено, что не позволяет выделить ресурсы категории P_3 . Опоискованность прочих участков Тейско-Вороговской и Приенисейской зон на уран значительно ниже, в их пределах ресурсы категории P_3 не выделяются, так как при обилии пунктов урановой минерализации все они незначительны и представлены непромышленными типами минерализации (урановыми слюдками, чернями, лимонитами и т. д.).

БАРИТ, ФЛЮОРИТ

В северо-восточной части листа, на Алманаканском полиметаллическом проявлении, выявлен ряд барит-флюоритовых жил. Суммарная мощность 8 жил составляет 13 м, средняя протяженность – 200 м, среднее содержание флюорита в них визуальное оценивается в 20 %, а содержание барита – 5 %. Прогнозные ресурсы флюорита категории P_3 в жилах до глубины 100 м можно оценить в 140 тыс. т, барита – в 40 тыс. т. При незначительных ресурсах свинца и цинка это проявление рекомендуется опосредовать на флюорит и барит.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Площадь листа перспективна на огнеупорное сырье, связанное с ороговикоманными высокоглиноземистыми сланцами свиты хребта Карпинского. *Прогнозируемое Чапинское поле развития огнеупорных высокоглиноземистых сланцев и роговиков* (6.0.1 ad,si,ky) выделено на основе Чапского проявления по материалам Г. Н. Черкасова [188] и представляет собой полосу (30×(2–4) км) андалузитовых роговиков, развитых по кианит-силлиманитовым кристаллическим сланцам над кровлей нескрытого гранитоидного массива. Суммарное содержание высокоглиноземистых минералов колеблется в пределах 19–32,5 % (андалузита – до 12 %, среднее – 5 %). Содержание глинозема в сланцах варьирует в пределах 15,5–36,2 %. По аналогии с аналогичными андалузитовыми сланцами Панимбинского месторождения [174], огнеупорность сланцев принята 1350°, огнеупорность концентрата – 1830°, извлекаемость андалузита – 60 %. Прогнозные ресурсы Чапского проявления оценены Г. Н. Черкасовым в 550 млн т руды по категории P_2 . Ресурсы Чапинского поля оцениваются, по аналогии с Чапским проявлением, по категории P_3 в 1500 млн т руды [175] и позволяют прогнозировать здесь наличие крупных месторождений огнеупорного сырья.

РОДОНИТ

К перспективным можно отнести Верхне-Тырадинское проявление родонита в западном экзоконтакте Верхнетырадинского массива лейкогранитов. Оно представлено родонит-кварц-гра-

натовыми скарнами, которые прослежены на 300 м при мощности 5–6 м. По качеству родонит соответствует разновидностям уральских родонитов [193]. Прогнозные ресурсы родонита при объемном весе родонит-кварц-гранатовых пород около $3,3 \text{ т/м}^3$, коэффициенте рудоносности 0,1 и коэффициенте качества 0,2 составят до глубины 100 м около 10 тыс. т категории P_3 [175].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Площадь расположена в пределах Центрально-Питского гидрогеологического района сложной гидрогеологической складчатой области [181], с практически повсеместным развитием в разрезе и по площади трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых подземных вод. Они характеризуются небольшой глубиной залегания и слабой минерализованностью. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков и имеет резко выраженный сезонный характер. Превышение годового количества осадков над испарением обуславливает значительную обводненность района и высокий поверхностный сток.

На территории листа выделены водоносный верхнеплейстоцен–голоценовый аллювиальный горизонт, водоносные зоны трещиноватости позднерифейских, ранне-позднерифейских метаморфизованных, средне-позднерифейских интрузивных, раннепротерозойских и позднеархейских–раннепротерозойских метаморфических пород. Трещинно-жильные воды связаны с тектоническими разрывными нарушениями.

Воды *верхнеплейстоцен–голоценового аллювиального горизонта* (Q_{III-H}) связаны с песчано-гравийно-галечниковыми образованиями поймы и надпойменных террас и относятся к типу грунтовых. Питание вод осуществляется за счет атмосферных осадков, подтока вод из коренных пород, разгрузка происходит из родников, приуроченных, в основном к долинам водотоков. Мощность водовмещающих пород не превышает 8 м, в техногенных образованиях – 30 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 2 до 9 м. Дебит источников изменяется от 0,001–0,1 л/с, увеличиваясь в период затяжных дождей. По химическому составу воды ультрапресные гидрокарбонатно-кальциевые, реже – натриево-кальциевые с общей минерализацией 0,02–0,08 г/л [27].

Водоносная зона трещиноватости позднерифейских пород (RF_3) представлена песчаниками, алевролитами, доломитами, гравелитами, конгломератами и аргиллитами чингасанской и чапской серий. Зона охватывает бассейны рек Чапы и Уволги, занимая до 10 % площади. Суммарная мощность отложений составляет порядка 4 000 м. Мощность водоносной части разреза контролируется гипергенной трещиноватостью и составляет 10–200 м. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые, с минерализацией до 0,1–0,3 г/л.

Водоносная зона трещиноватости ранне-позднерифейских метаморфизованных пород (RF_{1-3}) сложена сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами, мраморизованными доломитами и известняками сухопитской, тунгусикской, орловской и верховороговской серий, метариолитами и метадолеритами орловского и ковригинского субвулканических комплексов. Обводнена лишь верхняя гипергенная зона до глубины 100–150 м. Наиболее обводнены зоны контактов сланцев с карбонатными и интрузивными породами, зоны дробления. Воды гидрокарбонатные кальциевые, реже – натриевые с минерализацией 0,05–0,2 г/л, pH – 5,5–7,2.

Водоносная зона трещиноватости средне-позднерифейских интрузивных пород (RF_{2-3}) выполнена умереннощелочными гранитами, лейкогранитами, гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами гурахтинского, глушихинского и среднетырадинского комплексов. Наиболее глубокая гипергенная трещиноватость прослеживается на глубину 60–70 м, с глубины 100 м трещиноватость резко уменьшается, породы становятся монолитными и являются водоупорами. В зонах тектонических нарушений глубина обводненных пород достигает 300–500 м. Выявлены многочисленные родники, дебиты которых изменяются от 0,1 до 13–14 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые, реже – кальциевые с минерализацией 0,05–0,3 г/л.

Водоносная зона трещиноватости раннепротерозойских метаморфических пород (PR_1) (кристаллические сланцы, гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, мраморы и кальцифиры) занимает значительную часть площади. Максимальная глубина развития открытой трещиноватости составляет 40–50 м. Трещиноватость разноориентированная, коэффициенты фильтрации колеблются от 0,006 до 1 м/сут. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый, реже –

натриевый и магниевый с минерализацией 0,1–0,3 г/л.

Водоносная зона трещиноватости позднеархейских–раннепротерозойских метаморфических пород (AR₂–PR₁) сложена плагиогнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами. Водовмещающей является зона трещиноватости до глубины 100 м. Водообильность очень неравномерная, невысокая и увеличивается в зонах дробления. Воды гидрокарбонатные натриевые, реже – кальциевые; минерализация – 0,05–0,3 г/л.

Подземные воды зон тектонических нарушений достигают глубины свободного водообмена первых сотен метров. Обводненность пород повышается в узлах пересечений тектонических зон, где отмечаются очаги интенсивной разгрузки трещинно-жильных вод в виде серии родников, обводненных участков, болот. Дебит родников достигает 10 л/с. По составу трещинно-жильные воды не отличаются от подземных вод вмещающих комплексов, минерализация их – 0,01–0,1 г/л.

На площади оконтурены многочисленные участки распространения водных источников с содержанием радона 100–4 660 эман [155]. Нисходящие родники радоновых вод с дебитом 0,1–14 л/с приурочены к выходам позднеархейских интрузивных пород и зонам микроклинизации по плагиогнейсам и гранитогнейсам позднего архея–раннего протерозоя. Радоновые воды выявлены также при разведке Оленьего месторождения урана [153] и при опoisковании Гаревской ураноносной зоны [151]. По химическому составу радоновые воды, чаще всего, гидрокарбонатные натриевые, реже – кальциевые и кальциево-магниевые с минерализацией 0,1–0,3 г/л.

В районе выделяются воды местного и регионального стоков. Питание вод местного стока происходит на приподнятых изолированных выположенных участках на водоразделах, разделяющих мелкие, глубоко врезанные водотоки. Разгрузка этих вод происходит у подножий, в небольших впадинах. Питание вод регионального стока осуществляется на крупных водоразделах, а разгрузка – в долинах транзитных рек. Стабильные меженные уровни подземных вод в зимний период устанавливаются в январе–марте, в летний – июле–августе.

Все подземные воды площади (за исключением участка распространения радоновых вод) холодные, пресные, прозрачные, без цвета, вкуса и запаха и содержат допустимые концентрации, как токсичных элементов, так и урана, они пригодны для питья и технических целей. Источниками формирования предполагаемых эксплуатационных ресурсов подземных вод площади являются подземный сток и поверхностные воды. Величина среднесуточного модуля подземного стока изменяется от 0,3 до 1,5 л/с на м². Доля подземного стока от общего речного составляет 30–40 % [148]. Средний модуль прогнозных эксплуатационных ресурсов составляет 1,27 л/с на км [148].

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Район располагается в пределах низкогорного рельефа бореального континентального горно-таежного комплекса. Выделены ландшафты низких гор и речных долин рек.

Низкие горы включают в себя два типа ландшафтов: каменные склоны и горно-таежные леса. *Каменные склоны* занимают незначительную площадь (6 %), образуя островные горы. Они характеризуются наличием скалистых останцов, гребневидных водоразделов, нагорных террас. Вершины и склоны покрыты глыбово-щебнистым чехлом. Почвы маломощные лесотундровые. Лес отсутствует или представлен редкими островками кедрового редколесья, кустарниковой березы.

Тип *горно-таежных лесов* занимает около 36 % площади и развит на субгоризонтальных поверхностях основных водоразделов, на денудационных склонах междуречий и на придолинных поверхностях выравнивания. Для этого типа характерны горно-таежные подзолистые почвы с островной мерзлотой, хвойно-лиственные леса, моховой и кустарниковый покровы. В полях развития кристаллических сланцев и гнейсов отмечаются единичные скальные останцы, курумы, склоны плоскостного смыва, террасовидные уступы. Склоны, примыкающие к субгоризонтальным поверхностям и в истоках рек заболочены, а на участках распространения карбонатных пород – закарстованы. Субгоризонтальные поверхности перекрыты криогенным элювием.

Долины рек включают в себя два типа ландшафтов: ландшафты склонов с преимущественным развитием эрозионных процессов и ландшафты днищ долин. *Денудационно-эрозионные склоны долин* занимают около 30 % площади. Для этого типа характерны горно-таежные подзолистые почвы с островной мерзлотой, хвойно-лиственные леса, моховой покров. Склоны покрыты коллювиальными и солифлюкционными образованиями.

На *днищах долин* развиты аллювиальные аккумулятивные равнины поймы и надпойменных террас, на днищах палеодолин – делювиально-солифлюкционные равнины. Для них характерны горно-таежные подзолистые и илисто-торфяные почвы, лиственно-хвойные, темнохвойные леса, иногда с густым кустарниковым подлеском. В районах распространения карбонатных пород развиты карстовые формы микрорельефа, на заболоченных днищах палеодолин обычны солифлюкционные натечные террасы.

Техногенные ландшафты по характеру антропогенного воздействия на природную среду подразделяются на горнодобывающую и дорожно-коммуникационную системы.

Горнодобывающая система представлена отвалами в местах старательской добычи россыпного золота в долинах рек Колоромо и Гаревка, в ручье Ивановском, а также в некоторых притоках рек Чапы и Мал. Алманакан.

Дорожно-коммуникационная система включает в себя отрезок дороги Нойба–Гаревка, пригодной для вездеходов и автомобилей типа «Урал», а также немногочисленные тракторные и вездеходные дороги. При строительстве дорог применялась бульдозерная техника, дороги не отсыпались. По экологическому воздействию транспорта территория листа оценивается как удовлетворительная [144].

Оценка уровня накопления химических элементов в донных осадках производилась по суммарному коэффициенту загрязнения ($Z=K-(n-1)$, где n – число определяемых элементов, K – коэффициент концентрации элемента по отношению к фону) с использованием элементов, относящихся к 1–3 классам опасности: Pb, Zn, Co, V, Cr, Ni, Mn, Mo, Ba, Be, Sr, B, Bi, W, Cd, As, Sb. Выделены ореолы суммарного загрязнения донных осадков с коэффициентом загрязнения Z_c более 16 и точечные аномалии разной интенсивности с указанием основных элементов-загрязнителей.

Радиационная обстановка площади в целом благоприятная. В районе выявлены четыре зоны распространения радоновых вод, намеченные по выходам естественных источников в бассейнах рек Волоковой, Вороговки, Тырады и Верхней Сурнихи. Среднее содержание 200–

400 эман, максимальное значение отдельных источников достигает 4 660 эман. Выходы радиоактивных источников и точечные радиоактивные аномалии 50–124 мкР/ч обусловлены повышенным содержанием радиоактивных элементов в гранитоидах гурахтинского и глушихинского комплексов и метариолитах ковригинского комплекса, а так же рудопроявлениями урана.

На основе имеющихся данных проведена оценка **эколого-геологической обстановки**, выделены три градации.

Благоприятная обстановка занимает большую часть листа. Она представляет собой территорию с минимальным распространением неблагоприятных природных геологических процессов и техногенных объектов.

Удовлетворительная, характеризуется наличием лесных дорог, проявлением слабых по интенсивности и локальных по распространению природных процессов и техногенных опасных объектов.

Напряженная, средней степени нарушенности природных ландшафтов, распространена в долинах рр. Колоромо и Гаревка, где проводилась старательская отработка россыпей золота.

По **геохимической устойчивости** район характеризуется средней устойчивостью с равным количеством мелкозема и кластогенного материала в рыхлых образованиях. На этом фоне выделяются площади *устойчивые* (а) с незначительным содержанием мелкозема и *низкой устойчивости* (б), выделяющиеся на заболоченных делювиально-солифлюкционных шлейфах и аллювиальных аккумулятивных равнинах [144].

По **геодинамической устойчивости** выделяются площади *средней устойчивости* (1), занимающие большую часть района и *низкой устойчивости* (2), приуроченные к полям развития делювиально-солифлюкционных и аллювиальных аккумулятивных равнин [144].

Аэрогенная геохимическая нагрузка на площади благоприятная, показатели загрязнения снегового покрова и пылевая нагрузка не превышают фоновых значений (1–3), уровень техногенного загрязнения приближается к фоновому – 20 кг/км². Сейсмичность площади – 2–4 балла, вероятность природных катастроф низкая.

Ненарушенная природная среда сохранилась на большей части площади. Техногенные ландшафты с неблагоприятной обстановкой самовосстанавливаются в течении 50–65 лет, при проведении рекультивации могут быть восстановлены и переведены в разряд удовлетворительных.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате создания комплекта Госгеолкарты-200 второго поколения систематизирован обширный материал предыдущих исследований, получены новые данные, позволяющие уточнить геологическое строение площади. В процессе составления карт были выделены новые, ранее не картировавшиеся стратиграфические подразделения (орловская серия, торжихинская толща), уточнен возраст чивидинской и суворовской свит. Впервые выделены немтихинский и малогаревский метаморфические, ерудинский и гаревский ультраметаморфические комплексы, определен их радиологический возраст, установлена этапность метаморфических процессов. Среди интрузивных пород выделены лейкограниты глушихинского и умереннощелочные гранитоиды гурахтинского комплексов, установлена их металлогеническая специализация, получены новые определения радиологического возраста, выделены, прослежены и опробованы метасоматические образования. Впервые оконтурен аллохтонный фрагмент Исаковского террейна, выделены и прослежены надвиговые зоны, пакеты аллохтонных пластин, ограничены аллохтонные, параавтохтонные, автохтонные и неавтохтонные блоки пород. Установлена связь золотого и уранового оруденения с участками развития бластомилонитов и березитов в зонах надвигов, определено время максимального проявления процессов надвигообразования. Систематизированы сведения о полезных ископаемых, выявлены новые закономерности их размещения, проведена оценка прогнозных ресурсов площади. Составлена карта четвертичных образований, приведена геоэкологическая характеристика площади. По материалам разномасштабных магнитометрических съемок составлена карта магнитного поля. В процессе ГДП-200 отобран значительный объем радиологических, минералогических, силикатных и литохимических проб, составлена геохимическая карта района.

Главными полезными ископаемыми площади являются золото и уран, высоки перспективы на олово, тантало-ниобаты, флюорит, родонит, огнеупорное сырье. В пределах площади выделен фрагмент Чингасанского и прогнозируемые Гаревский, Верхне-Вороговский и Верхне-Тисский золоторудные узлы. В результате ГДП-200, прогнозные ресурсы золота Гаревского узла по категории P_3 оценены в 50 т и в 5,5 т по категории P_2 ; Чингасанского узла – в 10 т по категории P_3 ; Верхне-Вороговского узла – 50 т категории P_3 ; Верхне-Тисского узла – 50 т категории P_3 и 5,4 т категории P_2 . Общие ресурсы площади оцениваются в 160 т по категории P_3 , 11 т по категории P_2 и россыпного золота категории P_3 – 2,3 т. Прогнозируется выявление золотоносных россыпей и золотого оруденения в бассейнах рек Лев. Верх. Сурниха и Верх. Сурниха в Приенисейской золотоносной минерагенической зоне.

Промышленное урановое оруденение связано с зонами гумбеитизации в вулканитах ковригинской свиты и ковригинского субвулканического комплекса и лейкогранитами глушихинского комплекса в Тейско-Вороговской и прогнозируемой Приенисейской олово-торий-урановорудной минерагенических зонах.

Обоснована значительная перспективность западной части площади на оловянное оруденение, связанное с магнетитовыми скарнами и грейзенами на контактах гранитоидов гурахтинского комплекса и зонами грейзенизации в лейкогранитах глушихинского комплекса. Прогнозные ресурсы олова оценены по категории P_2 в 16,7 тыс. т и по категории P_3 в 60 тыс. т. Попутно с оловом из скарнов могут быть извлечены цинк (ресурсы P_2 – 140 тыс. т и P_3 – 200 тыс. т) и железо (P_2 – 12 млн т и P_3 – 20 млн т).

Ресурсы огнеупорного сырья в кристаллических сланцах свиты хребта Карпинского соответствуют крупному месторождению. Заслуживает оценочных работ флюоритовая и баритовая минерализация и проявление родонита.

Определился круг геологических и металлогенических вопросов, которые требуют дальнейшего изучения и уточнения или носят дискуссионный характер.

Необходимо продолжить работы по уточнению возраста и состава пород, относимых к позднему архею, их взаимоотношений между собой и с раннепротерозойскими комплексами.

Следует продолжить набор характеристик для более уверенного разделения раннепротерозойских гранитогнейсов гаревского и ерудинского комплексов. Недостаточно обоснован ранне-среднерифейский возраст торжихинской толщи, раннерифейский возраст кординской свиты.

Впервые выделенная на площади конкинская свита метаморфизованных ритмично-слоистых пород, требует дальнейшего изучения (литологического состава, детализации разреза, возраста пород), выделения пачек, прослеживания их по площади; особое внимание при этом должно уделяться вышележащим вулканогенно-осадочным отложениям иончихинской толщи, отбору проб для определения радиологического возраста пород серии. Необходимо продолжить работы по уточнению строения вулканических покровов в составе суворовской свиты в бассейне р. Алманакан и связи их с дайками и трубками чапинского комплекса.

Дальнейшего изучения заслуживает проблема пространственной, генетической и временной связи золотого оруденения с надвиговыми структурами, различными типами магматических пород и метасоматитов. Она имеет большое практическое значение и требует дальнейших углубленных целенаправленных исследований в районе. В свете новых представлений о закономерностях размещения золоторудных объектов района рекомендуется проведение поисковых работ на золото в прогнозируемых Верхне-Вороговском, Гаревском и Верхне-Тисском узлах, где высоки перспективы выявления объектов золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций. Дальнейшего опоскования требует прогнозируемая Приенисейская золоторудная минерагеническая зона.

Необходима постановка работ для оценки перспектив района на тантало-ниобаты и бериллиевое оруденение.

Решение этих и других вопросов возможно при проведении точных петрохимических исследований и значительного объема радиологических определений разными методами.

Представленный к изданию комплект карт позволяет всесторонне оценить район и будет способствовать дальнейшему рациональному освоению и изучению территории.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамович И. И., Вознесенский С. Д., Маннафов Н. Г.* Геодинамика и золотоносность Колымы (Россия) // Геология рудных месторождений. Т. 41, № 1, 1999. С. 43–53.
2. *Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д.* Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского края // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 1, № 1, 1993. С. 35–40.
3. *Богатица В. П.* Закономерности распределения оловянного оруденения в пределах Заангарской части Енисейского края // Проблемы металлогении и перспективы полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР (Тезисы докладов геологической конференции 20–22 декабря 1972 г.). – Красноярск, 1972. С. 13.
4. *Боголепов К. В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 156 с.
5. *Борукаев Ч. Б.* Структура докембрия и тектоника плит. – Новосибирск: Наука, 1985. 250 с.
6. *Бутаков Е. П., Карпинский Р. Б., Усталов В. В.* Венд Тейско-Чапского района // Геология и геофизика. № 8, 1975. С. 67–77.
7. *Васильев Н. Ф., Стороженко А. А.* Минерагеническое районирование и прогнозная оценка территории при ГДП-200 (на примере листа О-46-IV) // В сб.: Компьютерное обеспечение государственной программы Госгеолкарты-200. – Ессентуки, 2000. С. 139–145.
8. *Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Вингейт М. Т. Д., Попов Н. В., Яснев А. М.* Древнейшие гранитоиды Заангарья Енисейского края: U-Th-Pb данные по цирконам // Докл. АН. Т. 397, № 2, 2004. С. 225–230.
9. *Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Даценко В. М., Сальникова Е. Б., Яснев А. М., Ковач В. П., Котов А. Б., Травин А. В.* О проявлении раннепалеозойского магматизма в Южно-Енисейском крае // Докл. АН. Т. 397, № 3, 2004. С. 374–379.
10. *Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б. и др.* Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарской части Енисейского края – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. Т. 43, № 3, 2002. С. 259–272.
11. *Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б. и др.* Постколлизионный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского края: событие в интервале 750–720 млн лет назад // ДАН. Т. 384, № 2, 2002. С. 221–226.
12. *Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Сальникова Е. Б., Яснев А. М., Котов А. Б., Ковач В. П., Травин А. В., Яковлева С. З., Федосеев А. М.* Неопротерозойские А-граниты гаревского массива (Енисейский край): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. Т. 14, № 1, 2006. С. 56–68.
13. *Верниковский В. А., Верниковская А. Е.* Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского края // Геология и геофизика. Т. 47, № 1, 2006. С. 35–52.
14. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород (Пер. с англ.). – М.: Недра, 1979. 327 с.
15. *Воларович Г. П., Фогельман Н. А.* Золоторудные формации и главнейшие геолого-экономические типы золоторудных месторождений как основа прогнозирования // В сб.: Вопросы типизации золоторудных месторождений и районов и принципы прогнозирования золотого оруденения. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 165, 1981. С. 3–11.
16. *Волбуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопоявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского края // В сб.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов. – М.: Наука, 1966. С. 296–311.
17. *Волбуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири // В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. – М.: Наука, 1976. С. 96–123.
18. *Волбуев М. И., Ступникова Н. И., Зыков С. Е.* Енисейский край // Геохронология СССР. Т. 1. – Л.: Недра, 1973. С. 189–202.
19. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 3 / Ред. Н. С. Малич. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 366 с.
20. *Гавриленко В. В.* Геохимическая эволюция гранито-гнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья) // В кн.: Петрохимическая эволюция магматических формаций. – М.: Наука, 1990. С. 29–34.
21. Геодинамические исследования при геологической съемке. Методические рекомендации. – СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 136 с.

22. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство (Мин-во геологии СССР. ВСЕГЕИ). – Л.: Недра, 1991. 144 с.
23. Геологическая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 / Под ред. Л. К. Качевского, Ю. С. Глухова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1998.
24. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Р-46, 47 (Байкит). – Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 199 с.
25. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXVI. Объяснительная записка. – М., 1974.
26. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXVII. Объяснительная записка. – М., 1981.
27. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXII. Объяснительная записка. – М., 1974.
28. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXIII. Объяснительная записка. – М., 1973.
29. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист Р-46-XXXIV. Объяснительная записка. – М., 1973.
30. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Отв. ред. Г. Н. Бровков, Л. В. Ли, М. Л. Шерман. – Ленинград–Красноярск, 1985. 291 с.
31. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Р-46 (Северо-Енисейский). – М.: Госгеолтехиздат, 1954.
32. Григорьев В. Н. О характеристике нижнекембрийского флиша северо-восточной окраины Енисейского кряжа / Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 31, вып. 4, 1956. С. 55–64.
33. Гутина О. В., Сидорас С. Д. Результаты геохронологических исследований отложений венда и протерозоя юго-западной части Сибирской платформы / Стратиграфия и нефтегазоносность венда–верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. С. 83–99.
34. Даценко В. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
35. Даценко В. М., Лопатин А. П., Прохоров В. Г. Конкреционный комплекс сухопитской серии: корреляционная и рудолокализирующая роль / В сб.: Минералогия и полезные ископаемые Красноярского края. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 67–75.
36. Дембо Т. М. Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги / Советская геология. № 32, 1948. С. 14–25.
37. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Методическое пособие. – СПб, 1994. 191 с.
38. Динер А. Э. Дорифейский базитовый вулканизм северной части Енисейского кряжа / В сб.: Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Вып. 2. – Красноярск, 1991. С. 81–87.
39. Динер А. Э. Дорифейский базитовый вулканизм северной части Енисейского кряжа. Докембрий северной Евразии / Тез. докл. Международного совещания. – СПб: ИГД РАН, 1997. С. 29–30.
40. Динер А. Э. К вопросу выделения нового (ерудинского) мигматит-плагиогранитного комплекса в Заангарской части Енисейского кряжа / В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып. 4. – Красноярск, 1998. С. 13–19.
41. Динер А. Э. Гранитоидный магматизм повышенной щелочности северной части Енисейского кряжа // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Тез. докл. Т. 1. – Томск, 2000. С. 61.
42. Динер А. Э. Новый мигматит-плагиогранитный комплекс Заангарской части Енисейского кряжа // В сб.: Проблемы геологии, рудогенеза и минералогии Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 3–6.
43. Динер А. Э. Эталон захребетнинского трахибазальт-щелочнотрахитового комплекса (Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГГиМС, 2000. 112 с.
44. Динер А. Э. Новые данные по платиноносности раннедокембрийских мафит-ультрамафитов Енисейского кряжа // Платина в геологических формациях Сибири. Тез. докл. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2001. С. 157–158.
45. Динер А. Э. Эталон глушихинского комплекса лейкогранитов (Лендахский массив, Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГГиМС, 2002. 92 с.
46. Динер А. Э., Зуев В. К. Чапинский комплекс кимберлитоподобных щелочно-ультраосновных пород // Вопросы алмазности юго-запада Сибирской платформы. Вып. 2. – Красноярск, 1992. С. 97–105.
47. Динер А. Э., Качевская Г. И., Качевский Л. К. Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГГиМС, 2000. 79 с.
48. Динер А. Е., Стороженко А. А., Васильев Н. Ф. Эталон ерудинского мигматит-плагиогранитового комплекса (Енисейский кряж). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. 102 с.
49. Динер А. Е., Стороженко А. А., Васильев Н. Ф. Эталон гурахтинского комплекса субщелочных гранитоидов (Енисейский кряж). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 116 с.
50. Елисеев Н. А. Метаморфизм. – М.: Недра, 1963. 428 с.
51. Ефремова С. В., Стафеев К. Г. Петрохимические методы исследования горных пород. – М.: Недра, 1985. 511 с.
52. Забияка А. И., Курганьков П. П., Гусаров Ю. В. и др. Тектоника и металлогения Нижнего Приангарья / Под ред. А. И. Забияка. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2004. 322 с.
53. Ицков А. И. Строение и условия образования позднедокембрийского орогенного комплекса Енисейского кряжа // Автореф. дисс. – М., 1970. 20 с.

54. *Карпинский Р. Б.* О находке жильных кимберлитов в Енисейском кряже // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края.* – Красноярск, 1962. С. 37–42.
55. *Карпинский Р. Б., Качевская Г. И.* Щелочно-ультраосновной магматизм северной части Енисейского кряжа // *Проблемы магматической геологии.* – Новосибирск: Наука, 1973. С. 143–158.
56. *Качевская Г. И., Качевский Л. К., Зуев В. К.* К вопросу о выделении нового (шумихинского) базит-ультрабазитового субвулканического комплекса в Заангарье Енисейского кряжа // В сб.: *Проблемы стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР.* Вып. 2. – Красноярск, 1991. С. 78–90.
57. *Качевский Л. К., Качевская Г. И., Стороженко А. А. и др.* К вопросу о выделении архейских метаморфических комплексов в Заангарской части Енисейского кряжа // *Отечественная геология.* № 11–12, 1994. С. 45–49.
58. *Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие / Богатиков О. А., Гоньшакова В. И., Ефремова С. В. и др.* – М.: Недра, 1981. 160 с.
59. *Ковригина Е. К., Подгорная Н. С., Семенова Ю. Г.* Новая серия терригенных отложений верхнего протерозоя Енисейского кряжа // *Геология и геофизика.* № 1, 1978. С. 124–127.
60. *Кокодзеев И. К.* Свинцово-цинковое проявление гидротермального типа на севере Енисейского кряжа // *Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае.* – Красноярск, 1969. С. 93–97.
61. *Корнев Т. Я.* Новые данные о возрасте и составе щелочно-базальтоидных формаций Енисейского кряжа // *ДАН.* Т. 189, № 1, 1969. С. 146–149.
62. *Корнев Т. Я.* Эволюция магматизма и оруденения во времени. – М.: Недра, 1986. 127 с.
63. *Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В.* Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. – М.: Недра, 1974. 132 с.
64. *Корнев Т. Я., Еханин А. Г., Князев В. Н., Шарифулин С. К.* Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. 176 с.
65. *Корнев Т. Я., Еханин А. Г., Романов А. П.* Рыбинский эталон попутнинского коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). – Новосибирск: СНИИГиМС, 1998. 133 с.
66. *Корнев Т. Я., Романов А. П., Князев В. Н., Шарифулин С. К.* Эталон орловского риолит-андезит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). – Красноярск: КНИИГиМС, 2000. 103 с.
67. *Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д. В. Рундквиста.* – Л.: Недра, 1978. 608 с.
68. *Лавыгина В. Н., Косоруков А. П., Киселева В. Н.* Справочник полезных ископаемых Енисейского района Красноярского края. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2001. 260 с.
69. *Ли Л. В.* Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 120 с.
70. *Лиханов И. И., Козлов П. С., Попов Н. В., Ревердато В. В., Вершинин А. Е.* Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в Заангарской части Енисейского кряжа / *Докл. АН.* Т. 411, № 2, 2006. С. 235–239.
71. *Лиханов И. И., Ревердато В. В., Вершинин А. Е.* Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // *Геохимия.* № 1, 2008. С. 20–41.
72. *Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография.* Т. 1, ч. 1. – М.: Наука, 1985. 367 с.
73. *Максимова С. В., Мирошников А. Е.* О геохимическом состоянии природной среды Нижнего Приангарья в 2000 г. в связи с освоением минеральных ресурсов / В сб.: *Геология и полезные ископаемые Красноярского края.* – Красноярск: КНИИГиМС, 1998. С. 211–221.
74. *Минеральные ресурсы Красноярского края в двух книгах. Кн. 2. Кадастр месторождений полезных ископаемых / Гл. ред. С. С. Сердюк.* – Красноярск: КНИИГиМС, 2002. 582 с.
75. *Миронов А. Г., Ножкин А. Д.* Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах. – Новосибирск: Наука, 1978. 255 с.
76. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений (Пер. с англ.). – М.: Мир, 1984. 496 с.
77. *Мкртычян А. К.* Об источниках золота и общих закономерностях размещения золоторудных месторождений в Енисейском кряже // В сб.: *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий. Материалы научно-практической конференции (г. Красноярск, 10–12.04.2007 г.).* – Красноярск, 2007. С. 52–56.
78. *Наумов Е. А., Оболенский А. А., Борисенко А. С. и др.* Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной области // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии.* Т. 2. – М., 2006. С. 41–44.
79. *Новицкая И. П., Лазур О. Г., Гулько Н. И. и др.* Два типа метабазальтов архейских зеленокаменных поясов как индикаторы геодинамических обстановок раннего докембрия. Т. 64, вып. 3. – БМОИП, 1989. С. 97–106.
80. *Ножкин А. Д.* Петрохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири // *Докт. дисс.* – Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1997. 98 с.
81. *Ножкин А. Д., Постников А. А., Ларионов А. Н., Бережная Н. Г., Травин А. В.* Состав и изотопный возраст неопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов рифтогенных прогибов Енисейского кряжа // *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии.* Т. 2. – М., 2006. С. 76–81.

82. *Ножкин А. Д., Туркина О. М., Бибикова Е. В., Терлеев А. А., Хоментовский В. В.* Рифейские гранито-гнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст // Геология и геофизика. Т. 40, № 9, 1999. С. 1305–1313.
83. *Ножкин А. Д., Туркина О. М., Петров Ю. М., Малясова З. В.* Геология и радиогеохимия Тейского гранито-гнейсового купола // В сб.: Уран и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 5–66.
84. *Островский Л. А., Колюхова Т. А. и др.* Карта бассейнов регионального и субрегионального подземного стока зоны свободного водообмена территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000. – М.: ВСЕГИНГЕО, 2001.
85. *Петров В. Г.* Архейские породы северной половины Енисейского кряжа // Геология и геофизика. № 11, 1961. С. 61–69.
86. *Петров В. Г.* Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1976. 213 с.
87. *Петров С. Г., Решетова С. А.* Генезис и петрография татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 112. – СПб: ВСЕГЕИ, 1967. С. 108–138.
88. *Петрова Н. А., Франенсон Е. В.* Критерии отличия ультраосновных эксплозивных брекчий Четласского камня (средний Тиман) от кимберлитов в связи с прогнозной оценкой этого района // Методы крупномасштабного прогноза месторождений алмаза. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 182. – М.: ЦНИГРИ, 1983. С. 7–19.
89. *Постельников Е. С.* О строении, возрасте и стратиграфических корреляциях чингасанской серии (поздний докембрий Енисейского кряжа) // Бюлл. МОИП. Отд-ние геол. Т. 46, вып. 5, 1971. С. 54–65.
90. *Постельников Е. С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. – М.: Наука, 1980. 71 с.
91. *Прокофьев В. Ю., Афанасьева З. Б., Иванова Г. Ф., Буарон М. К., Мариньяк Х.* Исследование флюидных включений в минералах Олимпиадинского Au-(Sb-W) месторождения (Енисейский кряж) // Геохимия. № 7, 1994. С. 1012–1030.
92. *Родыгин А. И.* Динамометаморфические горные породы. – Томск: ТГУ, 2001. 356 с.
93. *Саонов А. М.* Геохимия золота в метаморфических толщах. – Томск: ТПУ, 1998. 166 с.
94. *Скрипников В. Е., Влащенко О. Ю., Косоруков А. П.* Справочник полезных ископаемых Северо-Енисейского района Красноярского края. – Красноярск: ООО «ГеоЭкономика», 2002. 240 с.
95. *Старосельцев В. С., Мигурский А. В., Старосельцев К. В.* Енисейский кряж и его сочленение с Сибирской платформой и Западно-Сибирской плитой // Геология и геофизика. Т. 44, № 1–2, 2003. С. 76–85.
96. *Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Динер А. Э.* Надвиговые структуры и золотое оруденение северной части Енисейского кряжа // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Вып. 4. – Красноярск, 1998. С. 19–25.
97. *Томиленко А. А., Гибшер Н. А., Травин А. В.* ⁴⁰Ag/³⁹Ag возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения, Енисейский кряж, Россия // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. – М., 2006. С. 345–349.
98. *Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П., Нивин В. А.* Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геол. рудн. месторожд. Т. 39, № 4, 1993. С. 344–351.
99. *Туркина О. М., Ножкин А. Д., Бобров В. А.* Типы распределения редкоземельных и радиоактивных элементов и рудоносность гранитоидов (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. № 1, 1988. С. 64–72.
100. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 64.
101. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. – М.: ИЛ, 1962. 414 с.
102. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.
103. *Хоментовский В. В.* Венд. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. 272 с.
104. *Хоментовский В. В.* Верхний рифей Енисейского кряжа // Геология и геофизика. Т. 48, № 9, 2007. С. 921–933.
105. *Цыкин Р. А., Цыкин С. Р.* Золотоносные коры выветривания и карстовые образования Енисейского кряжа // В сб.: Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГГиМС, 1998. С. 186–193.
106. *Чугаев А. В., Белов А. Н., Чернышев И. В.* Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж) // Докл. АН. Т. 377, № 5, 2001. С. 680–683.
107. *Шенфильд В. Ю.* Поздний докембрий сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 185 с.
108. *Шинкарев Н. Ф., Иваников В. В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. – Л.: Недра, 1983. 271 с.
109. *Шкодзинский В. С.* Генезис кислых магматитов и рудообразующих гидротерм в свете анализа количественных моделей магм // Геология и геофизика. Т. 34, № 6, 1993. С. 109–118.

Фондовая

110. *Авксентьев Г. А., Клименко В. И. и др.* Отчет о комплексных геофизических исследованиях в северо-западной части Уволжского и юго-восточной части Дюбокошского грабенов за 1977–1978 гг. – Красноярск, 1978.

111. *Батурин В. Ф.* Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1970 год (Березовская экспедиция). – Новосибирск, 1971.
112. *Батурин В. Ф., Воробьев В. И. и др.* Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1969 г. – Новосибирск, 1970.
113. *Богадица В. П., Безруков О. А. и др.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 Енисейского рудного района (1987–1990 гг.). – Красноярск, 1990.
114. *Бузовкина О. П., Любый Л. И.* Отчет по теме № 36: Обобщение и анализ материалов аэрогеофизических исследований, выполненных экспедицией № 14 в 1962–1965 гг. в Заангарской части Енисейского кряжа. – Л., 1968.
115. *Варанд Э. Л., Гаврилин К. В., Чиждова Е. П. и др.* Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР по состоянию на 01.01.1993 г. (Отчет по теме Б.1.4:13 за 1991–1993 гг.). – Красноярск, 1993.
116. *Варанд Э. Л., Чиждова Е. П., Бондарева Д. М. и др.* Оценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Красноярского края и Тувинской АССР по состоянию на 01.01.1993 г. (Отчет по теме Б.1.4:(13)-474 за 1985–1988 гг.). – Красноярск, 1988.
117. *Варганов А. С., Бармин В. А. и др.* Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Р-46 (Северо-Енисейск) в рамках объекта № 32. Рабочие материалы. – Фонды ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2005.
118. *Васильев Н. Ф., Стороженко А. А., Динер А. Э. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общим поискам золота на севере Енисейского кряжа в бассейне рек Вороговка, Гаревка, Чапа за 1985–1989 гг. – Красноярск, 1990.
119. *Верниковский В. А.* Изотопно-геохронологическое датирование магматических и метаморфических комплексов складчатого обрамления Сибирской платформы в помощь ГСР-200 (Договор № 45-9905 от 27.05.1999 г.). – Новосибирск, 2001.
120. *Вызу А. И., Кристин В. Н. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000. – пос. Мотыгино, 1974.
121. *Вяткин Б. Е., Озерский В. А.* Поиски месторождений сурьмы в междуречье Гаревки и Тиса. – пос. Мотыгино, 1975.
122. *Горюнов Н. А.* Региональные сейсморазведочные работы МОГТ и электроразведочные работы МТЗ по маршруту «Батолит» (Отчет Семиреченской г/п № 1/95-2002 за 1995–2002 гг.). – Енисейск, 2002.
123. *Дюба Е. Ф., Богадица В. П. и др.* Геологическое строение верховий р. Чапы, среднего течения р. Тырады и верховий рр. Исаковки и Вороговки (Окончательный отчет Тырадинской ГСП за 1967–1969 гг.). – Красноярск, 1970.
124. *Зацепина Е. Ф.* Петрологическое изучение метаморфических пород раннего докембрия северо-западной части Енисейского кряжа для целей геологического картирования. – М.: МГУ, 1977.
125. *Зонов В. А. и др.* Перспективы золотоносности грубообломочных пород верхнепротерозойского возраста в северной части Енисейского кряжа (Отчет Вороговской партии за 1967–1968 гг.). – пос. Тея, 1969.
126. *Зуев В. К., Бабкин А. Н., Динер А. Э. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 и общие поиски на Нойбинской площади в Северо-Енисейском рудном районе (Отчет Нойбинской партии за 1990–1995 гг.). – Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 1995.
127. *Зуев В. К., Васильев Н. Ф. и др.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в северо-западной части Енисейского кряжа (Окончательный отчет Верхнесурнинской партии за 1982–1985 гг.). – Красноярск, 1985.
128. *Качевский Л. К.* Геологическая карта масштаба 1 : 500 000 Енисейского кряжа. – Красноярск, 1993.
129. *Качевский Л. К.* Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). Т. 1, 2. – Красноярск, 1998.
130. *Клименко В. И. и др.* Поиски золота на Тисской площади (Отчет Нойбинской партии за 1989–1992 гг.). – Лесосибирск, 1992.
131. *Козлов Т. В.* Мезозойские коры выветривания и оценка их бокситоносности. – Новосибирск, 1973.
132. *Колямкин В. М., Логинова И. Я.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на древние россыпи на междуречье Большого Пита и Чапы (стадия общих поисков). – Красноярск, 1982.
133. *Колямкин В. М., Сидорас С. Д., Прошина Т. Г.* Совершенствование серийной легенды Госгеолкарты-200 (Енисейская серия) в части расчленения и корреляции четвертичных отложений. – Красноярск, 2000.
134. *Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д., Злобин В. А.* Уран-золотоносные конгломераты Енисейского кряжа (Отчет по итогам НИР, проводившихся СО АН СССР в 1960–1973 гг.). – Улан-Удэ–Новосибирск, 1973.
135. *Курилин А. М., Хорунов С. Д.* Геологическое строение среднего течения р. Теи в приустьевой части р. Енашимо. Листы Р-46-126-А, Б, В, Г (Окончательный отчет о работе Тейской ГСП за 1959–1962 гг.). – пос. Северо-Енисейский, 1963.
136. *Ладынин А. А.* Составление сводной геохимической карты Заангарской части Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000. – Красноярск, 2001.
137. *Ладынин А. А. и др.* Геохимические поиски золота в центральной части Енисейского кряжа. – Красноярск, 2007.
138. *Ли Л. В., Круглов В. П. и др.* Прогнозно-металлогеническая карта золотоносного пояса Енисейского кряжа масштаба 1 : 200 000 (Отчет по темам В-Б.1.4:501(13)-43/831 СНИИГТИМСа и Б.1.1:501(13)-01-2 КТЭ, КГТУ). – Красноярск, 1979.
139. *Ли Л. В., Круглов В. П., Шохина О. И. и др.* Карта прогноза на золото Енисейского кряжа масштаба 1 : 500 000 (Заключительный отчет о научно-исследовательской работе). – Красноярск, 1985.

140. *Лисицын В. И., Лисина Н. И.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в Центральной части Енисейского кряжа на площади листов Р-46-124-Г; Р-46-136-Б,Г; Р-46-137-А, Б, В, Г; Р-46-138-А, В (Отчет Уволжской партии за 1975–1979 гг.). – пос. Мотыгино, 1979.
141. *Лукиа Н. М., Караулов В. А.* Отчет о детальной разведке Енашиминского месторождения подземных вод (с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1985 г.). – Минино, 1995.
142. *Медведева Л. П.* Паспорт В-60 на Гаревскую россыпь золота. – Красноярск, 1985.
143. *Межубовский В. Г., Кириченко В. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховий рек Кутукаса и Хариузихи (листы Р-46-110-В, Г). Оценка Тырадинского проявления радиоактивного сырья и Еловского проявления меди (Окончательный отчет Кутукасской ГСП и Еловского поискового отряда за 1969–1971 гг.). – Красноярск, 1972.
144. *Мирошников А. Е., Стримжа Т. П. и др.* Геолого-экологическая оценка и прогноз состояния окружающей среды Нижнего Приангарья (Заключительный отчет по договору № 547 с Красноярскгеолкомом). – Красноярск, 1997.
145. *Михайлова З. В. и др.* Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 на Нойбинской площади. – Лесосибирск, 1991.
146. *Молокоедов А. М.* Результаты комплексных аэропоисковых и наземных работ в северной части Енисейского кряжа (Отчет партии № 821 Березовской экспедиции за 1961 г.). – Новосибирск, 1962.
147. *Молчанов И. А.* Енисейский золотоносный район (Опыт горно-экономической характеристики). – Томск, 1926.
148. *Николайчук А. Н.* Оценка обеспеченности населения Красноярского края ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. – Минино, 2000.
149. *Никулов Л. П., Сидорас С. Д., Климентова Л. З.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Кузеевской золотоносной площади в пределах листов О-46-А (г), В (б, г), Г; О-46-117-А (в), В (а, в) за 2001–2004 гг. – Красноярск, 2005.
150. *Пахлян И. Р.* Отчет о подготовке геохимической основы для поисков золоторудных месторождений в Гаревском рудном узле. – пос. Тея, 1994.
151. *Петров Ю. М.* Геологический отчет Енисейской партии № 52 за 1971–1972 гг. – Новосибирск, 1973.
152. *Петров Ю. М.* Результаты геолого-прогнозных и поисково-оценочных работ в районах Уволжского грабена и Зыряно-Рудиковской впадины Заангарья Енисейского кряжа (Отчет Енисейской экспедиции № 57 по заданию № 57-22 за 1990–1993 гг.). – Новосибирск, 1993.
153. *Петров Ю. М., Воробьев В. И.* Результаты аэрогамма-спектрометрических и наземных поисковых работ в западной части Енисейского кряжа (Геологический отчет Кедровской партии № 57 за 1974 г.). – Новосибирск, 1975.
154. *Петров Ю. М., Воробьев В. И.* Результаты поисковых работ на Индольско-Тейской структурно-металлогенической зоне Заангарской части Енисейского кряжа. – Новосибирск, 1978.
155. *Петров Ю. М., Хобеев А. И., Левченко В. М. и др.* Результаты геолого-прогнозных работ в северной части Приенисейской зоны и работ по обобщению материалов по ураноносности Заангарской части Енисейского кряжа (Отчет Енисейской экспедиции № 57 ПГО «Березовгеология» за 1980–1981 гг. по геологическому заданию № 57-17). – Новосибирск, 1982.
156. *Поляков Л. В., Токарев В. П.* Отчет о комплексных геофизических исследованиях в северной части Енисейского кряжа (Отчет о работах Енашиминской партии за 1980–1981 гг.). – Лесосибирск, 1982.
157. *Потехина Т. И.* Информационный отчет о результатах поисков рудного золота в районе Тисского надвига (2000–2005 гг.). – Красноярск: ОАО «Красноярская горно-геологическая компания», 2005.
158. *Проводникова О. Н.* Информационный отчет по поисково-оценочным работам в бассейнах среднего течения рек Теи и Чапы за 1991–1998 гг. – пос. Тея, 1999.
159. Протокол № 618 заседания Территориальной комиссии по запасам полезных ископаемых ТАГ по недропользованию по Красноярскому краю от 23.12.2004 г. «Рассмотрение материалов пересчета запасов золотоносной россыпи долины р. Чапа-руч. Цой». – Красноярск, 2004.
160. *Пышмынцев А. Я., Тумаков Е. Н. и др.* Результаты гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 в районе Кедрово-Вороговской мульды за 1970–1971 гг. (Геологический отчет Кедровской партии № 57 за 1971–1974 гг.). Ч. II. – Новосибирск, 1975.
161. *Румянцев Л. А.* Отчет о полевых работах, проведенных Исаковской партией и Исаковским отрядом Геофизической партии в 1960 г. – Красноярск, 1960.
162. *Рывин Д. С. и др.* Отчет о результатах работ Вороговской гравиметрической партии за 1966 год. – Л., 1967.
163. *Саванович Л. Г., Гайнутдинов Р. Ш., Цельковский В. Ф. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в северной части Енисейского кряжа на территории листов Р-46-111-Б; Р-46-112-А, Б, В; Р-46-113-А, В; Р-46-114-А; Р-46-124-А (Окончательный отчет Немчанской партии за 1977–1981 гг.). – пос. Мотыгино, 1981.
164. *Саваньяк Ю. В., Шевченко В. В. и др.* Окончательный отчет Гаревской партии по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов Р-46-124-В, Р-46-136-А, В за 1967–1969 гг. – пос. Мотыгино, 1970.
165. *Сердюк С. С., Забияка И. Д. и др.* Оценить состояние и перспективы освоения и развития минерально-сырьевых ресурсов Северо-Енисейского района (Отчет по договору № 529 за 1993–1995 гг.). – Красноярск, 1995.
166. *Середенко Г. А.* Прогнозно-оценочные критерии золотоносности кор выветривания Верхне-Енашиминского рудного узла. – Красноярск, 1988.
167. *Середенко Г. А.* Прогнозно-металлогеническая оценка золотоносных кор выветривания южной части Северо-Енисейского рудного пояса. – Красноярск, 1991.

168. *Сидорас С. Д.* Палеомагнитные исследования по корреляции осадочно-метаморфических комплексов в складчатых районах в помощь геологосъемочным работам. – Красноярск, 1998.
169. *Сидорас С. Д., Волобуев М. И. и др.* Отчет по производству радиологических и палеомагнитных работ по определению абсолютного возраста геологических формаций различных районов Красноярского края. – Красноярск, 1983.
170. *Синюгина Е. Я., Дубинчик А. И. и др.* Изучение закономерностей размещения золотоносных россыпей в Северо-Енисейской золотоносной провинции (Отчет по теме В-18-11-1). – М.: ЦНИГРИ МГ, 1965.
171. *Советов Ю. К., Бутаков Е. П., Кузнецов В. Н.* Расчленение и корреляция опорных разрезов позднего рифея (чингасанская серия) Енисейского кряжа по седиментологическим критериям (Отчет о результатах выполненных работ по договору № 71-90 между Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и Красноярской геологосъемочной экспедицией ПГО «Красноярскгеология»). – Новосибирск, 1990.
172. *Стетанов В. И.* Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Нойбинской площади. Листы Р-46-112-Г; Р-46-113-В-в; Р-46-124-А-б, г, Б; Р-46-125-А-а, в, г, В, Г. – Красноярск: ГП «Гравиметрическая экспедиция № 3», 1995.
173. *Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Динер А. Э. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа О-46-IV в 1994–1999 гг. (Рабочие материалы). – Фонды ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», 1999.
174. *Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Динер А. Э. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в центральной части Енисейского кряжа на Олимпиадинской площади. Листы О-46-III, О-46-IV. – Красноярск, 2003.
175. *Стороженко А. А., Васильев Н. Ф., Пиманов А. В. и др.* ГДП-200 В пределах Нойбинской площади на территории Енисейского кряжа в 2004–2007 гг. Листы Р-46-XXXII, XXXIII (Рабочие материалы). – Фонды ОАО «Красноярскгеолсъемка», 2007.
176. *Стороженко А. А., Зуев В. К. и др.* Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на северо-западе Енисейского кряжа (Нижне-Сурнихинская площадь). Листы Р-46-121-А, Б, В, Г; Р-46-122-А, Б, В, Г; Р-46-123-В; Р-46-133-А, Б; Р-46-134-А (Окончательный отчет Нижне-Сурнихинской партии за 1977–1981 гг.). – Красноярск, 1981.
177. *Стороженко А. А., Козьмин Д. Г., Секретарев М. Н.* Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Прогнозно-поисковые работы на золото в Южно-Енисейском, Боготольском, Уйбатском районах). – Красноярск, 2004.
178. *Сурков В. С., Старосельцев В. С.* Строение земной коры междуречья Подкаменной Тунгуски и Ангары (Отчет по контракту № 28 с «Красноярскгеоломком»). – Новосибирск, 1998.
179. *Тагаров А. В., Майорова Л. М. и др.* Поисково-оценочные работы в верховьях рек Чапа, Тис (Отчет Тейской партии о результатах работ за 1986–1991 гг.). – пос. Тея, 1991.
180. *Трофимов Ю. П. и др.* Отчет о геохимических поисках масштаба 1 : 50 000 на Нойбинской площади в северной части Енисейского кряжа в 1989–1990 гг. – Красноярск, 1990.
181. *Троянов Г. Ю.* Отчет по поискам подземных вод для водоснабжения поселков Северо-Енисейского района (пос. Северо-Енисейский и Тея). – пос. Тея, 1994.
182. *Угадов С. Г., Бердов А. А. и др.* Отчет о поисковых работах на алмазы в междуречье Тунги и Чапы (Тунгусская партия, 1979–1983 гг.). – пос. Бор, 1983.
183. *Хасанов А. П.* Составление серийной легенды листов Государственной гидрогеологической карты масштаба 1 : 200 000 серии «Енисейская». – Минино, 2002.
184. *Цельковский А. Ф., Козлов П. С., Авдеевский Ю. Ф. и др.* Отчет о геологическом доизучении площади Северо-Енисейского золотоносного района в масштабе 1 : 50 000, проведенном в 1976–1980 гг. Центральной партией. – пос. Мотыгино, 1980.
185. *Чепик А. Ф. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 25 000 в северной части Енисейского кряжа за 1962 г. – Л., 1963.
186. *Чепик А. Ф. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки в северной части Енисейского кряжа за 1964 г. – Л., 1964.
187. *Чепик А. Ф., Вишневская Н. П., Тимашков Н. А.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 в междуречье Подкаменной Тунгуски и Бахты за 1967 г. – Л., 1968.
188. *Черкасов Г. Н., Коробов Ю. И. и др.* Разработать и внедрить методики поисков месторождений важнейших промышленных типов алюминиевых руд Восточного Саяна и юга Сибирской платформы (Красноярский край, Якутская АССР) (Отчет по теме У-Б.П.4:303(II)-37-1/371.083 за 1985–1988 гг.). – Новосибирск, 1988.
189. *Чернышев Н. М., Алешин А. А.* Опыт-методические исследования по комплексной площадной интерпретации геофизических данных на основе региональных профилей ГСЗ, выполненных на территории Западной и Восточной Сибири (Отчет опытно-методической партии № 2-2/83-85). – М., 1985.
190. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В. и др.* Отчет о результатах работ сейсмических партий специальной региональной экспедиции на профиле Колпашево-Олекминск. – М., 1982.
191. *Четвергов А. П., Яскевич В. И.* Изучение тектоники и магматизма Енисейского кряжа на основе местного анализа геолого-геофизических данных (Отчет по теме А.-VI,II:13-236). – Красноярск, 1975.
192. *Чижова Е. П., Скрипников В. Е., Кочуева Н. Г.* Мониторинг состояния минерально-сырьевой базы по ведущим полезным ископаемым Красноярского края. – Красноярск, 2003.
193. *Чурсин А. Н., Слизков В. И. и др.* Отчет о поисковых работах на камнесамоцветное сырье на участках Кремневско-Капотиловском, Балахчинском и др. за 1984–1986 гг. – пос. Овсянка, 1986.
194. *Шипицын В. А., Пятилетов В. Г., Синькевич О. В. и др.* Обобщение и анализ палеонтологических и биостратиграфических данных по верхнему протерозою Енисейского кряжа (Отчет по теме А.П.2:(13)-441). – Красноярск, 1985.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-46-XXXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-4	3	Устьевая часть правого притока р. Чапа (в 1,5 км ниже устья р. Алманакан)	Р	[126]	Непромышленная, недоразведана
I-4	8	Р. Мал. Алманакан	Р	[158]	Непромышленная, недоразведана
I-4	9	Левобережная терраса р. Мал. Алманакан	Р	[158]	Непромышленная
I-4	14	Правый приток р. Мал. Алманакан (руч. Прямой)	Р	[158]	Непромышленная
I-4	18	Правый приток р. Мал. Алманакан (руч. Бурливый)	Р	[158]	Непромышленная
I-4	19	Верхний правый приток р. Мал. Алманакан (руч. Надежный)	Р	[27, 158]	Эксплуатировалась, недоразведана
II-3	20	Низовье р. Колоромо	Р	[179]	Непромышленная
II-3	27	Правый приток р. Колоромо (руч. Каменистый)	Р	[179, 157, 175]	Непромышленная
III-3	2	Верхнее течение р. Колоромо	Р	[179, 118, 175]	Эксплуатируемая
III-3	7	Руч. Неразгаданный	Р	[27, 118, 175]	Отработана
III-3	16	Исток р. Чапы	Р	[179]	Непромышленная
III-3	18	Р. Чапа и ее левый приток - руч. Цой	Р	[179]	Разведана
III-3	28	Верховье р. Гаревки	Р	[147, 179]	Эксплуатировалась, разведана
III-3	38	Верховье руч. Ивановский	Р	[147, 118; 175]	Отработана
III-3	44	Р. Гаревка и низовье руч. Ивановского	Р	[27, 142, 175]	Эксплуатировалась, есть остаточные запасы
III-4	9	Р. Тис	Р	[179]	Непромышленная, разведана
Радиоактивные элементы					
<i>Уран</i>					
I-2	3	Олень	К	[153, 152]	Недоразведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических аномалий (ГФА), показанных на карте полезных ископаемых листа Р-46-XXXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	1	Бассейн левого притока р. Вороговки	[144, 175]	ГФА. Положительная магнитная аномалия площадью более 7 км ² интенсивностью до 150 нТл
I-2	26	Тырадинское	[27, 123, 118]	П. Грейзенизированная скарновая залежь с магнетит-цинк-оловянным оруденением
III-1	14	Правый борт р. Верх. Сурниха	[27, 175]	ПМ. Маломощные (0,3-0,8 м) прослой магнетитсодержащих (до 20%) кварцитов среди сланцев по вулканитам
IV-3	35	Лев. борт р. Тис в 2 км выше устья р. Оленка	[27]	ПМ. Прослой (0,5 м) метаконгломератов с обильным гематитовым цементом (FeO - 51%) среди хлорит-карбонат-серицитовых сланцев
<i>Марганец</i>				
I-2	22	Водораздел р. Еловка и левого притока р. Тырада	[143]	ПМ. Пирролюзитсодержащие пропластки (0,5-1,2 м) с содержанием Mn - 0,9-5% в апокарбонатной коре выветривания мощностью 2-10 м
I-3	23	Левобережье р. Еловки	[143, 163]	ПМ. В коре выветривания мощностью 5-47 м лимонитизированные пропластки с содержанием Mn - 0,5-3,4%, Zn - 0,1-1,73%
I-4	17	Междуречье рр. Мал. Алманакан и Бол. Алманакан	[126, 175]	ВГХО площадью 40 км ² , в донных осадках содержание Mn - от 0,2 до 1-1,5%
I-4	27	Истоки р. Юктолка	[126, 175]	ВГХО площадью 10 км ² . В донных осадках содержание Mn - от 0,2 до 1-1,5%
I-4	31	Правый приток р. Мал. Алманакан	[126]	ВГХП длиной 3 км с содержанием Mn - от 0,2 до 1-1,5%
II-2	9	Левые притоки р. Кедровая	[118, 175]	ВГХО площадью 6 км ² . В донных осадках содержание Mn - 0,2-1% и Co - 0,003-0,01%
III-2	1	Верховье р. Кедровой	[127, 118, 175]	ВГХО площадью 30 км ² . В донных осадках содержание Mn - 0,2-1% и Co - 0,003-0,01%
III-2	2	Верховье р. Кедровой	[127]	ПМ. Примесь пирролюзита (14% объема) в коре выветривания гранитоидов (на мощность 0,5 м)
<i>Титан</i>				
III-1	5	Левый борт правого притока р. Верхняя Сурниха	[127]	ПМ. Свалы ильменитсодержащих амфиболитов с содержанием TiO ₂ - 4,06%
III-1	6	Водораздел руч. Славкин и ее правого притока	[127]	ПМ. Обнажение (2 м) ильменитсодержащих амфиболитов с содержанием TiO ₂ - 2,88%
IV-1	3	Правый борт р. Лев. Верх. Сурнихи	[127]	ПМ. Свалы ильменитсодержащих амфиболитов с содержанием TiO ₂ - 4,28%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	23	Водораздел р. Еловки и левого притока р. Тырады	[123, 143, 163]	ПМ. В мраморах - жила (мощность - 0,3 м) массивных марказит-халькопиритовых руд с примесью блеклых руд и вторичных минералов меди. Содержание Cu - до 36% и Sn - до 0,1%
I-3	9	Водораздел рр. Еловки, Девятки и Оленьей	[163]	ПМ. Кварцевая жила (100x50x0,1-0,5 м) с халькопирит-пиритовой минерализацией и малахитом. Содержание меди - 0,03-1%
I-3	14	Стрелка истоков р. Еловки	[163]	ПМ. Зонка кварц-карбонатных прожилков с халькопиритом и малахитом

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
<i>Свинец, цинк</i>				
I-1	2	Левобережье руч. Охотничьего, левого притока р. Вороговки	[118]	ВГХО площадью 1,3 км ² над зоной скарнирования. Среднее содержание Pb - 0,01%, Zn - 0,027%
I-1	14	Левобережье правого притока р. Исаковки	[118, 175]	ПГХО площадью 0,5 км ² . В апогранитных blastsмилонитах содержание Pb - 0,005-0,02%, Zn - 0,02-0,06%
I-1	20	Левобережье р. Исаковки	[118]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержания Pb - 0,004-0,01%, Zn - 0,02-0,08%
I-1	21	Левобережье р. Исаковки	[118]	ПМ. Свалы апогнейсовых blastsмилонитов с гнездами (до 2 см) галенита
I-3	6	Водораздел р. Чапы и ее левого притока	[163, 175]	ВГХО площадью 1,5 км ² . Содержание Pb - 0,003-0,015% и Zn - 0,02-0,03%
I-3	20	Водораздел рр. Листвяжки и Юктолки	[163]	ВГХО на площади 1,2 км ² . Содержание Pb - до 0,008%, Zn - до 0,03%
I-4	12	Алманаканское	[27, 126]	П. В зоне 1300x200 м по гнейсам и песчанкам серия жил анкерит-барит-флюорит-кварцевых с гнездовой вкрапленностью галенита и сфалерита. Содержания Pb - 0,01-12% и Zn - до 2,54%. Ресурсы незначительные
II-4	6	В истоках левого притока р. Ниж. Ведуга	[137]	ВГХО на площади 1 км ² с содержанием Pb - 0,004-0,05% и Zn - 0,015-0,06%
III-1	18	Левый борт р. Лев. Вех. Сурнихи	[137]	ВГХО на площади 5 км ² с содержанием Pb - 0,003-0,05% и Zn - 0,01-0,06%
IV-3	4	Право- и левобережье р. Тис	[137]	ВГХО на площади 5 км ² с содержанием Pb - 0,004-0,06% и Zn - 0,015-0,05%
IV-3	23	Левобережье истока р. Троеуски	[137]	ВГХО на площади 0,5 км ² с содержанием Pb - 0,004-0,02%
IV-3	24	Правобережье руч. Большого	[137]	ВГХО на площади 1,4 км ² с содержанием Pb - 0,004-0,02%, Zn - 0,015-0,04%
<i>Вольфрам</i>				
I-3	19	Правобережье руч. Конного, левого притока р. Чапы	[163]	ПМ. В скв. 63 глуб. 20 м серия шеелитоносных интервалов мощностью 3-5 м в карбонат-тремолит-сланцевых породах. Содержание W - 0,005-0,15%
I-3	21	Правобережье руч. Конного	[163]	ПМ. Жила (0,5 м) шеелитоносного кварца. Содержание WO ₃ - 0,92%; в сланцах лежащего бока содержание W - 0,006-0,04%
I-3	24	Левый борт долины р. Чапы	[163]	ПМ. Разрозненные жилы (мощностью 0,1-0,3 м) шеелитоносного кварца с содержанием WO ₃ до 0,92% среди слабощеелитоносных сланцев (W - 0,005%)
I-3	25	В правом борту долины р. Чапы	[163]	ПМ. Зона (мощность - 3 м) прожилкового окварцевания с вкрапленностью шеелита в карбонат-тремолитовых породах. Содержание W - 0,03-0,08%
I-3	27	В правом борту долины р. Чапы	[163]	ПМ. Зона (мощность - 6 м) вкрапленной шеелитовой минерализации в карбонат-тремолит-сланцевых породах. Содержание W - 0,003-0,08%
I-3	28	Водораздел ручьев Листвяжка и Подлиствяжного	[163]	ПМ. Зона (мощность - 13 м) шеелитового прожилкового окварцевания в карбонат-амфибол-сланцевых породах. Содержание W - 0,003-0,4%
III-4	13	Водораздел истоков руч. Завального и Оленки	[137]	ВГХО площадью 0,4 км ² с содержанием W - 0,0008-0,0015%
IV-2	1	Левый меридиональный приток р. Малой Гаревки	[137]	ШП шеелита (100-170 знаков)
IV-4	6	В развилке истоков р. Прав. Оленки	[137]	ВГХО площадью 1,1 км ² с содержанием W - 0,0008-0,003%
IV-4	11	Левый исток р.левой Оленки	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² с содержанием W - 0,0008-0,002%
IV-4	12	В истоке руч. Гаревского	[137]	ВГХО площадью 1 км ² с содержанием W - 0,0008-0,001% и Bi - 0,0003-0,0006%
IV-4	18	Водораздел рр. Правой илевой Оленки	[137]	ВГХО площадью 1 км ² с содержанием W - 0,0008-0,001% и Sn - 0,0006-0,001%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
IV-4	20	Водораздел рр.левой Оленки и Волоковой	[137]	ВГХО площадью 0,7 км ² с содержанием W - 0,0008-0,001% и Sn - 0,0006-0,002%
IV-4	25	Право- и левобережье р. Волоковой	[137]	ВГХО площадью более 5 км ² с содержанием W - 0,0008-0,003% и Sn - 0,0006-0,001%
IV-4	26	Водораздел р. Оленки и руч. Савушкин	[140, 137]	ВГХО площадью 2,3 км ² с содержанием W - 0,0008-0,003% и As - 0,005-0,008%
IV-4	28	Водораздел правых притоков р. Волоковой	[137]	ВГХО площадью 0,7 км ² с содержанием W - 0,0008-0,003% и Bi - 0,0006-0,001%
<i>Молибден, олово</i>				
IV-1	20	Водораздел истоков рр. Проклятая и Прав. Полой	[126]	ПМ. Свалы грейзенизированных лейкогранитов с вкрапленностью молибденита (30 зер./кг протопочки) и ед. зернами касситерита
<i>Олово</i>				
II-1	4	Бассейн верхнего течения р. Тырады и правых притоков р. Верхней Сурнихи	[27, 176, 127]	ШО площадью 200 км ² с содержанием от 1 до 1200 знаков касситерита
II-1	11	Истоки рр. Тырады и Верхней Сурнихи	[176]	ШО площадью 12 км ² с содержанием от 100 до 500 знаков касситерита
II-1	12	Водораздел истоков рр. Тырады и Верхней Сурнихи	[176]	ВГХО площадью 1,8 км ² . Содержание Sn - 0,0008-0,005% (среднее - 0,0015%)
II-1	13	Водораздел истоков рр. Тырады и Верхней Сурнихи	[176]	ПМ. Маломощные (первые метры) зонки в грейзенизированных лейкогранитах, содержание касситерита до 1000 знаков на кг протопочки
II-2	1	Водораздел р. Тырады и левых притоков р. Чапы	[27, 118]	ВГХО площадью 3 км ² . Содержание Sn - 0,0006-0,003% и As - 0,006-0,03%
II-2	3	Р. Тырада	[123, 118]	ШП длиной около 6 км, в аллювии десятки знаков касситерита
II-2	5	В истоках левого притока р. Чапы	[118]	ШП длиной 1 км, в аллювии десятки знаков касситерита
II-2	11	В левом притоке р. Кедровой и по р. Кедровой	[118]	ШП длиной >6 км, в аллювии десятки знаков касситерита
III-1	3	В обрамлении Славкинского массива	[127]	ШО площадью 20 км ² , в лейкогранитах содержание касситерита 100-3000 знаков
III-1	4	Вдоль западного контакта Славкинского массива	[127]	ПГХО в лейкогранитах площадью 3,5 км ² . Содержание Sn - 0,001-0,06%
III-1	7	В истоках правых притоков руч. Славкин	[127]	ПМ. В протопочках из лейкогранитов (1 кг) - 300 зерен касситерита
III-1	17	Истоки правых притоков р. Лев. Верх. Сурнихи	[127]	ШО площадью 4 км ² . Содержание - 100-700 знаков касситерита
III-2	4	Бассейн истоков рр.левой Чапы и Мал. Гаревка	[27, 127]	ШО площадью 40 км ² . Десятки знаков касситерита на шлих
III-4	2	Бассейн рр. Правой и Средней Уволги	[27, 140]	ШО площадью 100 км ² . 1-50 знаков касситерита на шлих
IV-1	11	Водораздел рр. Проклятой и Полой	[127]	ШО касситерита (10-600 знаков) на площади 30 км ²
IV-1	13	Водораздел рр. Проклятой и Полой	[127]	ПГХО. В грейзенизированных лейкогранитах площадью 0,7 км ² с содержанием Sn - 0,004-0,015%
IV-1	15	Водораздел рр. Проклятой и Полой	[127]	ПГХО. В грейзенизированных лейкогранитах площадью 1,1 км ² . Содержание Sn - 0,004-0,01%
IV-1	21	В истоке руч. Прав. Полой	[127]	ПГХО. В грейзенизированных лейкогранитах площадью 0,5 км ² . Содержание Sn - 0,004-0,01%
IV-2	13	В истоке р. Гусянки	[127]	ШП длиной 1 км. До 120 знаков касситерита на шлих
<i>Сурьма</i>				
IV-3	18	Большое. Водораздел руч. Большого и Крутого	[121, 118]	П. В зоне березитизации по сланцам две линзы (по 200x100-120x0,5-1 м) бертьерит-арсенопиритовых руд с содержанием Sb - 1% и 3,4%; As - 1,1%
IV-3	33	Водораздел правых истоков руч. Углового	[121, 118]	ПМ. Пологонаклонная (20-40°) линза (300x2-3 м) золото-бертьерит-арсенопиритовых руд с содержанием Sb - 0,016-3,77%; As - 0,6-2,9% и Au - 0,2-1,7 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
IV-3	37	Левобережье правого притока руч. Углового	[118]	ПМ. В зонке березитизированных и окварцованных сланцев содержание Sb - 0,05-0,35%; As - 0,06% и Au - 0,2-0,1 г/т
<i>Мышьяк</i>				
I-4	22	В долине водораздела рр. Бол. и Мал. Алманакан	[126]	ВГХО в донных осадках с содержанием As - 0,005-0,008%
I-4	30	В левом притоке р. Бол. Алманакан	[126]	ВГХП длиной 2 км с содержанием As - до 0,006%
III-4	12	Водораздел рр. Уволги и Тиса	[137]	ВГХО площадью 0,6 км ² с содержанием As - 0,006-0,008%
III-4	14	Водораздел рр. Уволги и Тиса	[137]	ВГХО площадью 0,3 км ² с содержанием As - 0,006-0,008%
III-4	15	Левобережье руч. Гаревского	[137]	ВГХО площадью 0,3 км ² с содержанием As - 0,006-0,01%
IV-2	12	Р. Хариусовка и ее левый приток	[127]	ВГХП длиной 4 км с содержанием As - 0,006-0,01%
IV-3	8	Водораздел рр. Тис и Гаревка	[150, 118]	ВГХО площадью 6 км ² с содержанием As - 0,005-0,06%
IV-3	12	В седловине водораздела рр. Тис-Гаревка	[157]	ПМ арсенопирита в blastomylonites и кварц-турмалиновых жилах с содержанием As - от 0,1 до 13,2% при Au - до 0,2 г/т
IV-3	17	Водораздел рр. Тис и Гаревка	[137]	ВГХО площадью 1 км ² с содержанием As - 0,006-0,02%
IV-3	30	Левый борт р. Троеуски на водоразделе рр. Тис и Гаревка	[137]	ВГХО площадью 0,3 км ² с содержанием As - 0,006-0,02%
IV-3	31	Левый борт р. Троеуски на водоразделе рр. Тис и Гаревка	[137]	ВГХО площадью 0,3 км ² с содержанием As - 0,006-0,02%
IV-3	32	Водораздел р. Тис и руч. Троеуска	[137]	ВГХО площадью 0,2 км ² с содержанием As - 0,006-0,02%
IV-3	36	Правый приток руч. Троеуска	[137]	ВГХО площадью 1,2 км ² с содержанием As - 0,008-0,01%
IV-4	7	Правобережье истока р. Прав. Оленки	[137]	ВГХО площадью 1 км ² с содержанием As - 0,006-0,01%
IV-4	10	Исток руч. Лев. Оленка	[137]	ВГХО площадью 1,6 км ² с содержанием As - 0,006-0,01%
IV-4	14	Исток руч. Лев. Оленка	[137]	ПМ арсенопирита в кварцевых жилах с содержанием As - 0,3-1%
IV-4	15	Водораздел рр. Правой илевой Оленки	[137]	ВГХО площадью 0,4 км ² с содержанием As - 0,006-0,01%
IV-4	22	Бассейн правых притоков р. Оленка	[137]	ВГХО площадью 4,5 км ² с содержанием As - 0,006-0,02%
IV-4	27	Водораздел рр. Оленка и Волоковая	[140, 137]	ВГХО площадью 4 км ² с содержанием As - 0,005-0,008%
IV-4	35	Водораздел левых притоков р. Волоковой	[137]	ВГХО площадью 3 км ² с содержанием As - 0,005-0,01%
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Бериллий</i>				
I-1	23	Левобережье р. Исаковки	[118]	ВГХО площадью 0,25 км ² с содержанием Be - до 0,001%
III-1	1	В бассейне руч. Славкина	[127]	ВГХО площадью 18 км ² в донных осадках с содержанием Be - 0,0006-0,015%
III-1	19	Левобережье р. Верх. Сурниха	[127]	ВГХО площадью 6 км ² в донных осадках с содержанием Be - 0,001-0,1%
IV-1	22	Исток руч. Прав. Полой	[127]	ВГХП длиной 2 км. Содержание бериллия - до 0,003%
<i>Тантал, ниобий</i>				
I-1	5	Правобережье руч. Охотничьего, левого притока р. Вороговки	[27]	ПМ. Знаки колумбита в протолочке альбитизированных гранитов
I-1	6	Верхове р. Вороговки (с притоками) и правые притоки р. Исаковки	[27, 118, 175]	ШО тантало-ниобатов и колумбита (единичные знаки) площадью 120 км ²
I-1	8	Левобережье истока р. Вороговки	[27]	ПМ. В слюдистых сланцах прожилки альбитизированного гранита с содержанием Nb - до 0,038%
I-1	10	Правобережье р. Вороговка	[123]	ПГХО площадью 3 км ² . В альбитизированных лейкогранитах и скарнах содержание Nb -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
				0,005-0,03%
I-1	11	Правобережье истока р. Вороговка	[161, 27, 123, 118]	ПМ. В альбитизированных умереннощелочных лейкогранитах - рассеянная вкрапленность колумбита при содержании Ta ₂ O ₅ - от 0,003 до 0,007% (среднее - 0,0037%) и Nb ₂ O ₅ - от 0,06 до 0,022%
I-1	19	Правобережье р. Исаковка	[123]	ПГХО площадью 1,4 км ² . В микроклинизированных апогранитных blastsмилонитах содержание Nb - 0,005-0,02%
I-2	25	Правобережье левого притока р. Тырады	[27]	ПМ. В альбитизированных гранитах восточного эндоконтакта Тырадинского массива повышенное содержание ниобия
<i>Редкие земли</i>				
I-2	18	Истоки р. Исаковки	[118]	ВГХО площадью около 4 км ² . Содержание Y - до 0,55%, Се - до 0,1%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	9	Верховье рр. Вороговки, Оленьей илевой Тырады	[27, 123, 118, 175]	ШО площадью более 220 км ² . Единичные знаки золота
I-2	2	Правобережье правого притока р. Вороговки, скв. №274	[134, 153]	ПМ. В инт. 143,5-144,2 м - березитизированные сланцы с содержанием Au - 3,1 г/т
I-2	4	Левобережье правого притока р. Вороговки, скв. №273	[134]	ПМ. В инт. 13,7-17,0 м - березитизированные сланцы с содержанием Au - 1,45 г/т. В инт. 56,0-61,4 м - 1,1 г/т
I-2	5	Исток р. Оленья, скв. №125	[134]	ПМ. В инт. 55,0-73,0 м - березитизированные сланцы с средним содержанием Au - 0,35 г/т. В инт. 118,0-118,5 м - 1,4 г/т
I-2	6	Левобережье р. Оленьей, скв. №91	[134]	ПМ. В инт. 0,0-4,0 м - березитизированные сланцы с содержанием Au - 3,0 г/т. На глубине 204,0 - до 0,6 г/т
I-2	7	Левобережье р. Оленьей, скв. №88	[134]	ПМ. В инт. 63,5-67,0 м - березитизированные сланцы с средним содержанием Au - 1,0 г/т. В инт. 92,2-93,4 м - 1,1 г/т
I-2	8	В истоке правого притока р. Вороговки, скв. №126	[134]	ПМ. В инт. 127,3-128,0 м - порфириты (метадолериты) с содержанием Au - 7,9 г/т. В инт. 182,6-190,8 м - березитизированные сланцы с содержанием от 0,1 до 1,6 г/т
I-2	10	На г. Коврига, в 1,5-2,5 км к СЗ от тригопункта с отм. 803,2	[153, 118]	ПМ. В бороздовых пробах из априолитовых blastsмилонитов - содержание Au - 0,1-3,0 г/т
I-2	12	Исток руч. Оленьего	[118]	ВГХП длиной 3 км. Содержание Au составляет 3-80 мг/т
I-2	14	Южный склон г. Коврига	[118]	ВГХП длиной 1,8 км. Содержание Au - 8-50 мг/т
I-2	15	Левые истоки р. Вороговки	[118]	ВГХП с содержанием Au - от 5 до 30 мг/т
I-2	16	Исток р. Лев. Тырады	[118]	ВГХП длиной 1 км. Содержание Au - 10-15 мг/т
I-2	17	Левый приток р. Лев. Тырады	[118]	ВГХП длиной 5 км. Содержание Au - 3-6 мг/т
I-2	19	Левый приток р. Лев. Тырады	[118]	ВГХП длиной 3 км. Содержание Au - 3-10 мг/т
I-3	18	Р. Еловка	[27, 163]	ШП золота длиной 8 км. Единичные знаки Au
I-3	22	Нижнее течение р. Еловки	[136]	ВГХП длиной 5 км. Содержание Au - 4-300 мг/т
I-4	1	Междуречье рр. Мал. Алманакан-Чингасан	[127, 158]	ШО золота площадью более 50 км ² (единичные знаки Au)
I-4	2	Северная часть водораздела рр. Мал. Алманакан и Чингасан	[126]	ВГХО площадью более 1 км ² . Содержание Au - от 3 до 60 мг/т, Ag - (0,03-0,06)×10 ⁻³ %, Pb - 0,004-0,02%
I-4	5	Верховье правого притока р. Чапа	[158]	ШП длиной 5 км. Содержание Au - до 130 мг/м ³ на мощность 0,5 м при ширине струи до 20 м
I-4	7	Водораздел рр. Мал. Алманакан и Чингасан	[126]	ВГХО площадью 2,5 км ² . Содержание Au - 3-40 мг/т; Pb - до 0,02%; As - до 0,006%
I-4	13	Правый приток р. Мал. Алманакан (руч. Прямой)	[158]	ШП длиной 2 км. Содержание Au - 130-744 мг/м ³ на пласт 0,5 м
I-4	15	Правый приток р. Мал. Алма-	[158]	ШП длиной 1 км. Содержание Au - 166-804

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
		накан (руч. Бурливый)		мг/м ³
I-4	21	Среднее течение р. Бол. Алманакан	[126]	ВГХП длиной 15 км с содержанием Au - 4-100 мг/т
I-4	23	Вершина р. Мал. Алманакан	[158]	ШП длиной 2 км. Содержание Au - 150-207 мг/м ³ на пласт 0,5 м
I-4	24	Ложок на правом борту р. Бол. Алманакан	[126]	ВГХП длиной 1 км с содержанием Au - 10-50 мг/т в ассоциации с La - 0,02%
I-4	29	Левобережье р. Бол. Алманакан	[127]	ШО золота площадью более 60 км ² (единичные знаки Au)
II-2	4	Р. Тырада в верхнем течении	[137]	ВГХП длиной 10 км. Содержание Au - 3-5 мг/т
II-2	7	В аллювии р. Чапы и низовьях р. Колоромо	[118]	ШП золота длиной 11 км (единичные знаки Au)
II-2	10	Левый приток р. Кедровой	[118]	ВГХП длиной 1,2 км. Содержание Au - 30 мг/т
II-2	12	Водораздел левых притоков р. Кедровой	[118]	ВГХО площадью 1 км ² . Содержание Au - 6-30 мг/т
II-2	13	Левый приток р. Чапы	[118]	ВГХП длиной 1 км. Содержание Au - 6-20 мг/т
II-3	1	Р. Тырада до устья	[164]	ШП длиной 15 км. Золота - до 10 зн. и касситерита - десятки-сотни зн.
II-3	2	Правый приток р. Листвяжки	[118]	ВГХП длиной 0,6 км. Содержание Au - 6-20 мг/т
II-3	3	Левый приток р. Листвяжки	[118]	ВГХП длиной 1,8 км золота. Содержание Au - 6-20 мг/т
II-3	4	Р. Тырада	[137]	ВГХП длиной 3 км золота. Содержание Au - 4-30 мг/т
II-3	5	Р. Чапа	[137]	ВГХП длиной 2 км. Содержание Au - 3-5 мг/т
II-3	6	Западнее устья р. Тырады	[27]	ПМ. Свалы кварца с содержанием Au - 0,2 г/т
II-3	8	Р. Чапа, выше устья р. Тырада	[164, 118]	ШП золота (единичные знаки) длиной 2 км
II-3	9	Стрелка рр. Ниж. Ведуга и Чапа	[118]	ПМ. В широкой зоне (500 м) пирротинсодержащих апоамфиболитовых blastsомилонитов содержание Au - 0,003-1 г/т
II-3	10	Левобережье р. Ниж. Ведуга близ устья	[27]	ПМ. В амфиболовых сланцах с пирротином содержание Au - 0,2 г/т
II-3	11	Р. Ниж. Ведуга	[27, 164]	ШП золота длиной 15 км (редкие знаки)
II-3	16	Левый борт р. Ниж. Ведуга	[118]	ВГХО площадью 0,3 км ² с содержанием Au - 5-20 мг/т
II-3	17	Бассейн верховьев рр. Чапы, Гаревки и Тиса	[27, 164, 140, 118]	ШО золота площадью более 500 км ² (знаки-десятки знаков)
II-3	19	Водораздел рр. Ниж. Ведуга и Колоромо	[118]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание Au - 5-50 мг/т
II-3	24	Исток руч. Каменистого, правого притока р. Колоромо	[150]	ВГХО площадью 4,5 км ² . Содержание Au - 3-200 мг/т
II-3	25	Водораздел рр. Колоромо и Чапа	[150]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание Au - 5-40 мг/т
II-4	3	Правый приток р. Ниж. Ведуга	[137]	ВГХП длиной 2 км. Содержание Au - 5-20 мг/т
II-4	4	Левобережье р. Ниж. Ведуга	[27]	ПМ. В галечных конгломератах с гематитовым цементом содержание Au - 1 г/т
II-4	7	Южный склон г. Юр	[150]	ВГХО площадью 0,4 км ² . Содержание Au - 3-50 мг/т
II-4	8	Водораздел истоков руч. Неразгаданного	[150]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание Au - 3-50 мг/т
II-4	9	Водораздел истоков руч. Неразгаданного	[150]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание Au - 3-50 мг/т
III-1	10	Правый приток р. Верх. Сурнихи	[136]	ВГХП длиной 2,5 км. Содержание Au - 4-20 мг/т
III-1	11	Правые притоки р. Верх. Сурниха	[127]	ВГХО в донных осадках площадью 6 км ² . Содержание Au - от 8 до 100 мг/т
III-1	20	В истоках левых притоков р. Верх. Сурниха	[127]	ВГХО в донных осадках площадью 0,8 км ² . Содержание Au - от 8 до 100 мг/т
III-3	3	Правобережье руч. Неразгаданного	[150, 137]	ВГХО площадью более 2,3 км ² . Содержание Au - 3-150 мг/т
III-3	4	Правобережье р. Чапы	[130]	ВГХО площадью 0,9 км ² . Содержание Au - 3-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
				500 мг/т
III-3	5	Исток р. Чапы	[27]	ПМ. Свалы обохренного кварца с содержанием Au - 0,1 г/т
III-3	6	Исток правого притока р. Чапы	[137]	ВГХО площадью 1,5 км ² . Содержание Au - 3-30 мг/т
III-3	8	Левобережье истока р. Чапы	[27]	ПМ. Свалы кварца с содержанием Au - 0,5 г/т
III-3	9	Правобережье руч. Незагаданного	[157, 175]	ПМ. Серия субпараллельных наклонных (20-50° на СЗ) зон березитизированных сланцев мощностью 10-30 м с содержанием Au - от 0,05 до 0,27 г/т
III-3	11	Левобережье р. Чапы	[27]	ПМ. Свалы с содержанием Au - 0,2 г/т пирит-содержащего кварца
III-3	12	Правый борт р. Чапы	[179]	ШП длиной более 2 км с содержанием Au - 100-300 мг/м ³ на пласт
III-3	13	Правобережье р. Чапы	[27]	ПМ. Свалы кварца с содержанием Au - 0,4 г/т
III-3	14	Истоки р. Гаревки	[130]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание Au - 3-150 мг/т
III-3	15	Левый склон истока р. Гаревка	[27]	ПМ. Свалы мелкозернистого кварца с содержанием Au - 0,3 г/т
III-3	17	Правый берег р. Чапы	[27]	ПМ. В мощной (2 м) жиле кварца содержание Au - 0,3 г/т
III-3	19	Исток руч. Цой	[27]	ПМ. Свалы крупнозернистого кварца с содержанием Au - 1,0 г/т
III-3	20	Левобережье р. Колоромо	[175]	ВГХО площадью 1,5 км ² . Содержание Au - 3-100 мг/т
III-3	21	Водораздел левых субмеридиональных притоков р. Колоромо, скв. №915	[175]	ПМ. Три субпараллельные наклонные (40° на З) зоны золотоносных березитов (в сланцах) мощностью 7, 25, 14 м. Содержание Au - 0,01-1,16 мг/т, As - 0,01-1,0%
III-3	22	Левый приток руч. Цой	[179]	ШП длиной более 1000 м. Содержание Au - 50-180 мг/м ³ на пласт 0,5 м
III-3	23	Водораздел истоков р. Гаревки и руч. Цой	[137]	ПМ. Свалы мелкозернистого кварца с содержанием Au - 0,2 г/т
III-3	24	Левобережье руч. Яна	[27]	ПМ. Свалы кварца с содержанием Au - 0,6 г/т
III-3	25	Левый приток р. Чапы (руч. Гиблый)	[179]	ШП длиной 2,4 км с кустовым содержанием Au (0-1000 мг/м ³ на пласт)
III-3	27	Правобережье р. Гаревки	[118]	ПМ. Линейное тело (мощностью 8 м) вторичных кварцитов с содержанием Au - 0,003-0,4 г/т
III-3	29	Левобережье руч. Гиблого	[27]	ПМ. Свалы обохренного кварца с содержанием Au - 0,2 г/т
III-3	30	Водораздел р. Гаревки и руч. Гиблого	[27]	ПМ. Свалы полупрозрачного кварца с содержанием Au - 0,3 г/т
III-3	31	Левобережье истока р. Гаревки	[118, 175]	ПМ. Наклонная зона (35-50° на СВ) березитизированных сланцев мощностью более 220 м с содержанием Au - от 0,01 до 0,9 г/т (среднее - 0,05 г/т)
III-3	32	Водораздел р. Чапы и правого притока р. Гаревки	[27]	ПМ. Свалы обохренного кварца с содержанием Au - 0,4 г/т
III-3	33	Субмеридиональный водораздел р. Гаревки и руч. Ивановского	[118]	ВГХО площадью 1,8 км ² . Содержание Au - 4-400 мг/т
III-3	34	Исток правого притока р. Гаревки	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² . Содержание Au - 4-20 мг/т
III-3	35	Центральная часть водораздела р. Гаревки и руч. Ивановского	[118]	ПМ. Наклонная зона (40-50° на В) березитизированных сланцев мощностью 140 м с содержанием Au - 0,01-1 г/т (среднее - 0,05 г/т)
III-3	36	Водораздел левых притоков р. Гаревки	[118]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание Au - 4-80 мг/т
III-3	37	Правый склон долины руч. Ивановского	[118]	ПМ. Две субпараллельные зоны (мощностью 20 и 30 м) прожилкового окварцевания в сланцах с убогой вкрапленностью самородного (содержание Au - от 0,002 до 1,0 г/т)
III-3	39	Водораздел руч. Ивановского и его правого притока	[118]	ВГХО площадью 0,35 км ² . Содержание Au - 4-100 г/т
III-3	40	Левобережье левого притока р.	[118]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание Au -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
		Гаревка		4-200 мг/т
III-3	41	Приустьевая часть левого субширотного притока руч. Ивановского	[150]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание Au - 4-30 мг/т
III-3	42	Ивановское. Низовье руч. Ивановского	[175, 118]	П. Серия наклонных (50° на СВ) маломощных (1-4 м) рудных тел в широкой (150-350 м) зоне березитизации по сланцам. Содержание Au в рудах варьирует от 0,5 до 4,6 г/т (среднее - 1,44 г/т)
III-3	43	Левобережье левого притока руч. Ивановского	[150]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание Au - 4-300 мг/т
III-3	45	Междуречье р. Гаревка и руч. Лидкин	[137]	ВГХО площадью 4,4 км ² . Содержание Au - 4-100 мг/т
III-3	46	Водораздел р. Гаревка и руч. Лидкин	[137]	ПМ. Широкая (200 м) зона убогой (до 3%) сульфидно-кварцевой минерализации в blastomilonитах по сланцам с содержанием Au - 0,01-2 г/т
III-3	47	Правобережье левого притока р. Гаревка	[150]	ВГХО площадью 0,12 км ² . Содержание Au - 10-1500 мг/т
III-3	48	Правобережье р. Гаревки	[137]	ПМ. Наклонная зона (40° на З) мощная зона убогой сульфидно-кварцевой минерализации и в сланцах с содержанием Au - 0,01-1,8 г/т
III-4	1	Левобережье руч. Неразгаданного	[140]	ПМ. Маломощная (1,5 м) зона апосланцевых березитов с содержанием Au - 4,2 г/т
III-4	3	Р. Лев. Уволга	[136]	ВГХП длиной 4 км. Содержание Au - 3-50 мг/т
III-4	4	Р. Сред. Уволга	[136]	ВГХП длиной 10 км. Содержание Au - 3-50 мг/т
III-4	5	Левый берег р. Сред. Уволги	[152]	ПМ. Жила кварца с содержанием Au - 0,2 г/т
III-4	7	Левый исток р. Тис	[27, 137]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание Au - 3-30 мг/т и As - 0,006-0,06%
III-4	8	Р. Прав. Уволга	[137]	ВГХП длиной 7 км. Содержание Au - 3-6 мг/т
III-4	11	Лев. Приток р. Тис	[179]	ШП длиной 1 км. Содержание Au - 150-500 мг/м ³ на пласт 0,5 м
IV-1	1	Правый приток р. Левого Верхней Сурнихи	[127]	ВГХО площадью 1,8 км ² в донных осадках при содержании Au - 10-50 мг/т
IV-1	6	Р. Левая Верхняя Сурниха	[27, 127]	ШП золота (ед. зн.) длиной 6 км
IV-1	9	Р. Березьянка	[127]	ВГХО площадью 1,5 км ² в донных осадках с содержанием Au - 10-200 мг/т
IV-2	5	Ложок на левом склоне правого субмеридионального притока р. Гаревки	[127]	ВГХП длиной 1 км. Содержание Au - 10-15 мг/т
IV-2	6	Ложок на правом склоне субмеридионального притока р. Гаревки	[127]	ВГХП длиной 0,8 км. Содержание Au - 5-15 мг/т
IV-2	9	Р. Гаревка	[27]	ШП золота длиной 17 км (единичные знаки)
IV-3	1	Левобережье руч. Лидкин	[137]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание Au - 4-40 мг/т (среднее - 10 мг/т)
IV-3	2	Водораздел р. Мал. Гаревка и руч. Лидкин	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² . Содержание Au - 4-20 мг/т (среднее - 5 мг/т)
IV-3	5	Водораздел правых притоков р. Тис	[157, 137]	ПМ. Мощная (160-200 м) зона золотоносной березитизации в апосланцевых blastomilonитах с содержанием Au - от 0,01 до 1,0 г/т (среднее - 0,1 г/т)
IV-3	7	В истоках правых притоков р. Тис	[150]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание Au - 8-3000 мг/т (среднее - 65 мг/т)
IV-3	9	В истоках правых притоков р. Тис	[157, 137, 175]	ПМ. Мощная (60-200 м) зона золотоносной березитизации в blastomilonитах. Содержание Au - 0,01-2,1 г/т
IV-3	10	Правобережье левого притока р. Гаревки	[137]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание Au - 4-300 мг/т (среднее - 40 мг/т)
IV-3	11	Водораздел рр. Тис-Гаревка, севернее тригопункта 671,0	[157, 137, 175]	ПМ. Зона золотоносной березитизации (мощностью 20 м) и турмалин-кварцевых жил (до 0,4 м) в blastomilonитах. Содержание Au - 0,05-1,15 г/т (среднее - 0,2 г/т)
IV-3	13	Левобережье р. Гаревка ниже	[137]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание Au -

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
		устья р. Мал. Гаревка		8-200 мг/т (среднее - 25 мг/т)
IV-3	14	Правый приток р. Тис	[118]	ВГХП длиной 3 км. Содержание Au - 3-10 мг/т
IV-3	15	Водораздел рр. Тис-Гаревка, южнее тригопункта 671,0	[137, 175]	ПМ. Зона золотоносной березитизации (мощность - более 80 м) в blastomilonитах с содержанием Au - от 0,005 до 1,03 г/т (среднее - 0,2 г/т) и As - 0,01-0,06%
IV-3	19	Междуречье руч. Большого и Углового	[137]	ПГХО. В березитизированных blastomilonитах на площади 1 км ² (3,0x0,33 км) содержание Au - 0,01-0,5 г/т (среднее - 0,1 г/т)
IV-3	20	Водораздел рр. Гаревки и Троеуски	[137]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание Au - 10-300 мг/т
IV-3	25	Правый приток р. Троеуски	[118]	ВГХП длиной 1,6 км. Содержание Au - 3-15 мг/т
IV-3	26	Стрелка р. Троеуски и ее верхнего правого притока	[118]	ПМ. Свалы среднезернистого кварца с содержанием Au - от 0,02 до 5,0 г/т
IV-3	28	Правобережье руч. Углового	[137]	ВГХО площадью 0,15 км ² . Содержание Au - от 10 до 40 мг/т (среднее - 20 мг/т) и As - 0,006-0,01%
IV-3	38	Право- и левобережье левого притока р. Троеуски	[137]	ВГХО площадью более 1,8 км ² . Содержание Au - 4-200 мг/т (среднее - 22 мг/т)
IV-3	39	Исток левого притока р. Троеуски	[137]	ВГХО площадью более 2 км ² . Содержание Au - 4-100 мг/т
IV-4	1	Право- и левобережье левого притока р. Тис	[137]	ВГХО площадью 0,15 км ² . Содержание Au - 5-150 мг/т (среднее - 85 мг/т)
IV-4	4	Водораздел р. Прав. Оленки и левого притока р. Тис	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² . Содержание Au - 3-40 мг/т (среднее - 6 мг/т)
IV-4	13	Правобережье р. Правой Оленки	[137]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание Au - 3-30 мг/т
IV-4	16	В районе тригопункта 660,8	[137]	ВГХО площадью 0,2 км ² . Содержание Au - 3-20 мг/т
IV-4	17	В истоке правого притока р. Прав. Оленки	[137]	ВГХО площадью 0,4 км ² . Содержание Au - 3-30 мг/т
IV-4	19	Водораздел правых притоков р. Оленка	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² . Содержание Au - 4-300 мг/т
IV-4	21	Оленка-1	[137]	П. Золотоносная зона ((2-24)x500 м) прожилкового окварцевания и сульфидизации в березитизированных апосланцевых blastomilonитах. Среднее содержание Au - 3,35 г/т (при вариациях 1-7 г/т), As - до 0,65%
IV-4	23	Правобережье р. Оленка	[137]	ВГХО площадью 0,8 км ² . Содержание Au - 4-60 мг/т
IV-4	24	Оленка-2	[137]	П. Золотоносная зона (10x200 м) в лимонитизированных и березитизированных апосланцевых blastomilonитах. Содержание Au - 0,5-4,2 г/т (среднее - 1,7 г/т), Sb - более 1% в ед. пробах
IV-4	29	Левобережье левого притока р. Оленка	[137]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание Au - 5-100 мг/т и As - 0,005-0,03%
<i>Серебро</i>				
II-3	14	Водораздел рр. Колоромо и Ниж. Ведуга	[150]	ВГХО длиной 12 км и шириной 0,4-1,6 км. Содержание Ag - до 0,00085% (среднее - 0,0003%); спутники: Mo (до 0,002%), V (до 0,2%), Cu (до 0,03%), Zn (до 0,1%), Au (до 50 мг/т)
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-1	3	Правобережье рр. Вороговки и Лев. Тырада	[112]	ВГХО площадью 40 км ² . Содержание U - (1,5-10)x10 ⁻⁴ %
I-1	4	Водораздел рр. Вороговки и Исаковки	[112]	ВГХО площадью 23 км ² . Содержание U - (2,5-8)x10 ⁻⁴ %
I-1	7	Истоки правых притоков р. Исаковка	[112]	ВГХО площадью 2,4 км ² . Содержание U - (2,5-8)x10 ⁻⁴ %
I-1	12	Водораздел истоков правого притока р. Исаковка	[112]	ВГХО площадью 2,5 км ² . Содержание U - (3-8)x10 ⁻⁴ %
I-1	13	Исток правого притока р. Иса-	[112]	ВГХО площадью около 0,4 км ² . Содержание

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
		ковка		U - (3-8) $\times 10^{-4}\%$
I-1	16	Водораздел р. Исаковки и ее правого притока	[112]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (3-7) $\times 10^{-4}\%$
I-1	17	Бассейн правого притока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 27 км ² . Содержание U - (2,5-7) $\times 10^{-4}\%$
I-1	18	Излучина р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание U - (2,5-8) $\times 10^{-4}\%$
I-1	22	Левый борт р. Исаковка	[112]	ВГХО площадью 1,2 км ² . Содержание U - (2,5-7) $\times 10^{-4}\%$
I-1	24	Водораздел левых истоков р. Исаковка	[112]	ВГХО площадью 3,3 км ² . Содержание U - (2,5-8) $\times 10^{-4}\%$
I-1	25	Долина истока р. Исаковка	[112]	ВГХО площадью 1,5 км ² . Содержание U - (2,5-8) $\times 10^{-4}\%$
I-2	1	г. Коврига	[112, 153]	ВГХО площадью 21 км ² . Содержание U - (2-10) $\times 10^{-4}\%$
I-2	9	Водораздел р. Оленьей и правого притока р. Вороговка	[112, 153]	ВГХО площадью 12 км ² . Содержание U - (2,5-8) $\times 10^{-4}\%$
I-2	11	г. Коврига	[112, 153]	ПМ. Разрозненные зонки (мощность - 0,5-3 м) в метариолитах, метапесчаниках и др. с убогой урановой минерализацией при содержании U - 0,001-0,03%
I-2	20	Водораздел р. Еловки и левого притока р. Тырады	[112]	ВГХО площадью 3,4 км ² . Содержание U - (2-6) $\times 10^{-4}\%$
I-2	21	Право- и левобережье р. Тырады	[112]	ВГХО площадью 53 км ² . Содержание U - (3-10) $\times 10^{-4}\%$
I-2	24	Водораздел рр. Лев. Тырады и правого притока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 1,7 км ² . Содержание U - (2-5) $\times 10^{-4}\%$
I-2	27	Правый борт р. Тырада, на южном фланге Тырадинского Fe-Zn-Sn проявления	[150, 118]	ПМ. На площади 300х30 м в глинисто-лимонитовой апоскарновой коре выветривания мощностью 2-4 м содержание U - 0,001-0,016% (среднее - 0,007%)
I-3	1	Правый борт правого притока р. Оленья	[112]	ВГХО площадью 1,7 км ² . Содержание U - (2,5-8) $\times 10^{-4}\%$
I-3	2	Истоки левого притока р. Чапа	[112]	ВГХО площадью 3,8 км ² . Содержание U - (2,5-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	3	Истоки левого притока р. Чапа	[112]	ВГХО площадью 6 км ² . Содержание U - (2,5-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	4	Водораздел левых истоков р. Чапы	[112]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание U - (3-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	5	Истоки левого притока р. Чапа	[112]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание U - (2,5-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	7	Водораздел р. Оленьей и руч. Девятка	[112]	ВГХО площадью 6 км ² . Содержание U - (3-10) $\times 10^{-4}\%$
I-3	8	Левый борт р. Чапа	[112]	ВГХО площадью 6 км ² . Содержание U - (2,5-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	10	Водораздел рр. Еловки, Девятки и Оленьей	[153]	ПМ. Маломощные (0,1-0,5 м) зонки урановой минерализации (до 0,02% U) в blastsмилонитах по гнейсогранитам, метадолеритам и сланцам
I-3	11	Водораздел истоков ручья Девятка	[112]	ВГХО площадью 1,3 км ² . Содержание U - (2,5-6) $\times 10^{-4}\%$
I-3	12	Правый борт руч. Девятка, скв. №53	[163]	ПМ. В интервале 40-50 м вскрыты слюдиты с содержанием U - 0,001-0,004%
I-3	15	Правый борт руч. Девятка	[112]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (1-2,5) $\times 10^{-4}\%$
I-3	16	Левый борт р. Чапа при устье руч. Девятка	[112]	ВГХО площадью 3,3 км ² . Содержание U - (2,2-3,5) $\times 10^{-4}\%$
I-3	17	Истоки р. Юктолка	[112]	ВГХО площадью 5,8 км ² . Содержание U - (2,8-3,5) $\times 10^{-4}\%$
I-3	26	Левый борт р. Еловка, близ устья	[112]	ВГХО площадью 2,3 км ² . Содержание U - (2,2-3,5) $\times 10^{-4}\%$
I-4	26	Водораздел руч. Юктолка и р. Большой Алманакан	[145]	ВГХО площадью 10 км ² . Содержание U - (2,2-3,5) $\times 10^{-4}\%$
I-4	28	Правый борт р. Бол. Алманакан	[151]	ПМ. Три сближенные маломощные (до 0,3 м) зонки ураноносного сульфидно-карбонат-кварцевого прожилкования в амфиболитах

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
				(до 0,02% урана)
II-1	1	Истоки лев. притока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 1,2 км ² . Содержание U - (2,2-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-1	2	Исток лев. притока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание U - (2,2-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-1	3	Водораздел р. Тырады и левого истока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 14,8 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-1	5	Водораздел р. Тырады и левого притока р. Исаковки	[112]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
II-1	6	Водораздел р. Тырады и ее правого притока	[112]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
II-1	7	Долина левого притока р. Тырада	[112]	ВГХО площадью 12 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
II-1	8	Исток р. Тырада	[112]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (2,5-7)х10 ⁻⁴ %
II-1	9	Левый борт истока р. Тырада	[112]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
II-1	10	Левый борт истока руч. Торжиха	[112]	ВГХО площадью 0,2 км ² . Содержание U - (2,5-6)х10 ⁻⁴ %
II-1	14	Водораздел истоков рр. Тырады и Верх. Сурнихи	[112, 176]	ПМ. Линейный останец (100х3 м) дистенбиотит-кварцевых сланцев среди лейкогранитов с содержанием U в сланцах 0,003%
II-1	15	Водораздел истоков р. Торжиха и руч. Славкин	[112]	ВГХО площадью 0,4 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
II-1	17	Водораздел истоков рр. Тырады и Верх. Сурнихи	[112]	ВГХО площадью 6 км ² . Содержание U - (2,5-6)х10 ⁻⁴ %
II-1	18	Истоки рр. Верх. Сурниха и Кедровая	[112]	ВГХО площадью 9 км ² . Содержание U - (2,5-5)х10 ⁻⁴ %
II-2	6	Левый борт р. Кедровая	[112]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (2,5-4)х10 ⁻⁴ %
II-3	12	Левый борт р. Нижняя Ведуга	[130]	ВГХО площадью 0,3 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-3	13	Водораздел левых притоков р. Нижняя Ведуга	[130]	ВГХО площадью 3,5 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-3	18	Правый борт р. Колоромо	[130]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-3	21	Верховье лога на левобережье р. Колоромо	[130]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-3	22	Правый борт р. Колоромо	[130]	ВГХО площадью 0,35 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-3	23	Левый борт р. Колоромо	[130]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
II-4	1	Истоки правых притоков р. Ниж. Ведуга	[145]	ВГХО площадью 2,5 км ² . Содержание U - (2,5-3,5)х10 ⁻⁴ %
III-1	2	Правобережье руч. Славкин	[112]	ВГХО площадью 8 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
III-1	12	Водораздел рр. Верх. Сурнихи и Лев. Верх. Сурнихи	[112]	ВГХО площадью 12 км ² . Содержание U - (2,75-8)х10 ⁻⁴ %
III-1	13	Левый борт р. Верх. Сурниха	[112]	ВГХО площадью 13 км ² . Содержание U - (3-10)х10 ⁻⁴ %
III-1	16	Левый борт правого притока р. Верх. Сурниха	[112, 127]	ПМ. Две сближенные зонки (мощность - 1 и 7 м) в апогнейсовых бластомилонитах с вкрапленностью ураноносного лимонита при содержании урана - 0,003-0,015% и Th - до 0,006%
III-1	21	Междуречье Лев. Верх. Сурнихи и Проклятой	[112, 151]	ВГХО площадью 27,8 км ² . Содержание U - (2,5-12)х10 ⁻⁴ %
III-1	22	Правый борт р. Лев. Верх. Сурниха	[112]	ВГХО площадью 3,5 км ² . Содержание U - (2,5-8)х10 ⁻⁴ %
III-3	1	Водораздел истока р. Чапы и р. Колоромо	[130]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание U - (3-5)х10 ⁻⁴ %
III-4	6	Водораздел рр. Прав. Уволга и Лев. Уволга	[130]	ПМ. Зонка (<1 м) брекчирования в гранитоидах с вкрапленностью ураноносного лимонита. Содержание U - 0,016%, Th - 0,006%
III-4	10	Правобережье руч. Завальный	[112]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (3,5-6)х10 ⁻⁴ %

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
IV-1	4	Левый борт р. Лев. Верх. Сурнихи	[151]	ПМ. Зона (мощность - 200 м) микроклинизации в апогнейсовых blastsмилонитах с содержанием U - до 0,0034%, Th - до 0,008%
IV-1	5	Правый и левый борт р. Лев. Верх. Сурнихи	[151]	ГФА радиоактивности (15-35 мкР/ч) площадью 1,7 км ² по данным шпуровых поисков
IV-1	8	Водораздел р. Лев. Верх. Сурнихи и руч. Прав. Полой	[151]	ВГХО площадью 32,8 км ² . Содержание U - (3-12)х10 ⁻⁴ %
IV-1	19	Правый борт руч. Прав. Полой	[151]	ВГХО площадью 2 км ² . Содержание U - (3-12)х10 ⁻⁴ %
IV-1	25	Правый борт руч. Прав. Полой	[151]	ВГХО площадью 1,2 км ² . Содержание U - (3-10)х10 ⁻⁴ %
IV-2	2	Левое- и правобережье р. Гаревка	[127]	ВГХО площадью 28 км ² . Содержание U - 0,0004-0,015%
IV-2	3	В истоках р. Березянка	[151, 130]	ВГХО площадью 2,5 км ² . Содержание U - (2-3)х10 ⁻⁴ %
IV-2	4	Правый борт истока р. Березянка	[151, 130]	ВГХО площадью 1 км ² . Содержание U - (2-3)х10 ⁻⁴ %
IV-2	7	Левый приток субмеридионального правого притока р. Гаревка	[151]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание U - (2-3)х10 ⁻⁴ %
IV-2	8	Правый борт р. Гаревка	[151]	ВГХО площадью 0,5 км ² . Содержание U - (2-3)х10 ⁻⁴ %
IV-2	10	Исток правого притока р. Гаревка	[130]	ВГХО площадью 1 км ² . Содержание U - (2-3)х10 ⁻⁴ %
IV-2	11	Левобережье р. Гаревка	[130]	ВГХО площадью 1,2 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	3	Стрелка рр. Малая Гаревка и Гаревка	[130]	ВГХО площадью 2,3 км ² . Содержание U - (2-3,75)х10 ⁻³ %
IV-3	16	Левый борт р. Тис	[151]	ВГХО площадью 1,1 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	21	Левый борт р. Тис	[151]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	22	Левый борт руч. Большой	[151]	ВГХО площадью 0,4 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	27	Исток руч. Углового	[151]	ВГХО площадью 0,25 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	29	Левый борт р. Тис выше устья руч. Углового	[151]	ВГХО площадью 0,4 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-3	34	Правый борт руч. Углового	[151]	ВГХО площадью 0,6 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-4	2	Водораздел рр. Правая Оленка и левого притока р. Тис	[151]	ВГХО площадью 1,7 км ² . Содержание U - (2-6)х10 ⁻⁴ %
IV-4	3	Водораздел рр. Прав. Оленка и Волоковая	[151]	ВГХО площадью 60 км ² . Содержание U - (3,5-10)х10 ⁻⁴ %
IV-4	5	В истоках левого притока руч. Лев. Оленки	[151]	ПМ. Маломощная (0,5 м) зона ураноносных (0,02-0,07% U) турмалин-мусковитовых пород среди апогнейсовых blastsмилонитов. Спутники: Th - 0,019%; Pb - до 0,6%; Bi - до 0,001%
IV-4	30	Водораздел р. Оленка и ручья Савушкин	[151]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание U - (3,5-6)х10 ⁻⁴ %
IV-4	31	Левый борт р. Волоковой	[151]	ВГХО площадью 0,7 км ² . Содержание U - (2,5-6)х10 ⁻⁴ %
IV-4	32	Водораздел р. Оленка и ручья Савушкин	[151]	ВГХО площадью 1,7 км ² . Содержание U - (2-3,5)х10 ⁻⁴ %
IV-4	33	Левый борт р. Волоковой	[151]	ПМ. Свалы отенитсодержащих blastsмилонитов с содержанием U - до 0,004%
<i>Торий</i>				
I-1	15	Бассейн рр. Исаковки, верховий Тырады, Верх. Сурнихи и руч. Березянка	[27, 127]	ШО торита площадью около 500 км ² (до 105 зн.)
I-4	4	Правые истоки р. Мал. Алмакан	[145, 126]	ВГХО площадью 3 км ² . Содержание Th - (4-34)х10 ⁻⁴ %
I-4	6	В верховье правого притока р. Чапы	[127]	ПМ. Зона микроклинизации в биотитовых гнейсогранитах с вкрапленностью монацита, ортита, торита, флюорита. Содержание Th - до 0,008%, лантаноидов - до 0,02%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
I-4	10	В верховье правого притока р. Мал. Алманахан	[127]	ПМ. Зонка мусковит-флюоритовых метасоматитов. Содержание Th - до 0,014%, лантаноидов - до 0,05%
I-4	11	В верховье правого притока р. Мал. Алманахан	[27, 127]	ПМ. В апогнейсовых микроклиновых метасоматитах содержание тория - до 0,008%, TR - до 0,05%
I-4	16	Правобережье р. Чапы ниже устья руч. Юктолки	[27]	ПМ. Жилки микроклинитов в порфиробластических гнейсах с вкрапленностью торита. Содержание окиси тория - до 1,33%, TR - до 0,05%, урана - 0,003%
I-4	20	Водораздел рр. Чапа и Бол. Алманахан	[145, 126]	ВГХО площадью 0,5 км ² с содержанием Th - (5-26)х10 ⁻⁴ %
I-4	25	Водораздел рр. Чапа и Бол. Алманахан	[145, 126]	ВГХО площадью 3,5 км ² с содержанием Th - (8-18)х10 ⁻⁴ %
I-4	33	В истоке р. Юктолки	[152, 156]	ПМ. Среди углеродистых сланцев - полевошпатовые жилы ((3-5)х60 м), содержащие гнезда оранжита с радиоактивностью ториевой природы до 1125 мкР/ч
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Пегматит керамический</i>				
III-1	8	Водораздел р. Верх. Сурнихи и ее левого притока	[127]	ПМ. Развалы белых бесслудистых грубозернистых (1-5 см) пегматоидных гранитов на площади 0,2 км ²
III-1	15	Водораздел р. Лев. Верх. Сурнихи и ее правого притока	[127]	ПМ. Жила (мощность - 2 м) белого бесслудистого микроклинового пегматита с высоким содержанием K ₂ O ₂ (9,39%) при умеренном содержании Na ₂ O (1,57%) и низком - CaO (0,48%), FeO (0,16%) и Fe ₂ O ₃ (0,16%)
III-2	5	Левый борт истока р. Кедровой	[127]	ПМ. Развалы белых бесслудистых грубозернистых пегматоидных гранитов на площади 0,1 км ²
IV-1	18	Водораздел истоков рр. Березянка и Лев. Полой	[127]	ПМ. Жила (мощность - более 2 м) белого бесслудистого крупноблокового (5-10 см) пегматита среди гранитогнейсов
IV-1	27	Правый борт р. Гаревка	[127]	ПМ. Развалы белого бесслудистого крупноблокового пегматита с содержанием K ₂ O+Na ₂ O=9,5% и соотношении K:Na=2
<i>Каолин</i>				
II-3	26	Левобережье р. Колоромо	[118]	ПМ. Белые каолиновые глины в коре выветривания гранитоидов на площади 0,1 км ²
III-2	3	Левобережье р. Кедровой, скв. №911	[127]	ПМ. В интервале 29-30 м - дресвяная кора выветривания гранитоидов с большой примесью каолина
<i>Высокоглиноземистые материалы</i>				
II-2	2	Левый борт р. Тырада	[188, 118]	ПМ. На площади 2 км ² - ороговикованные кристаллические сланцы с высоким содержанием андалузита (6-29%) и дистена при содержании глинозема 20,6-33,1%
II-2	8	Левый борт р. Чапа	[118]	ПМ. На площади 0,5 км ² - кристаллические сланцы с высоким содержанием дистена и силлиманита (до 25%) при содержании глинозема - 19,3-24,7%
II-3	7	Правый борт р. Чапа	[188, 118, 175]	П. На площади 2,5 км ² ороговикованные глиноземистые сланцы с высоким содержанием андалузита (12%) и силлиманита (до 20%) при содержании глинозема - 15,5-36,2% (среднее - 23,9%)
II-4	2	Водораздел р. Листвяжки и правого притока р. Ниж. Ведуга	[140]	ПМ. Развалы силлиманитовых сланцев
II-4	5	Истоки левого притока р. Ниж. Ведуга	[140]	ПМ. Развалы силлиманитовых сланцев
III-3	10	Истоки р. Гаревка	[27]	ПМ. Развалы андалузитсодержащих кристаллических сланцев
III-3	26	Западный склон г. Полкан	[27]	ПМ. Развалы андалузитсодержащих кристаллических сланцев

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по спис- ку исполь- зованной литературы	Тип объекта и его краткая характеристика
Горнотехническое сырье				
<i>Мусковит</i>				
III-1	9	Левый борт р. Верх. Сурниха	[127]	ПМ. Среди гранитогнейсов - жила (мощность - 2 м) пегматита с пакетами (1-10 см) бесцветного мусковита в количестве 10-25% объема
IV-1	10	Правый борт правого притока руч. Березянка	[127]	ПМ. Среди пегматоидных гранитов - свалы пегматитов, содержащих крупночешуйчатый (1-10 см) мусковит в количестве 15% объема
IV-1	12	Правый борт верховья руч. Березянка	[127]	ПМ. Среди пегматоидных гранитов - жила (мощность - 1 м) пегматитов, содержащих крупночешуйчатый (до 5 см) мусковит в количестве 10% объема
IV-1	14	Правый борт руч. Березянка	[127]	ПМ. Среди кристаллических сланцев - свалы пегматитов, содержащих крупночешуйчатый мусковит в количестве 10-15% объема
IV-1	24	Правобережье р. Гаревка	[127]	ПМ. Среди гнейсов - свалы пегматитов, содержащих крупночешуйчатый мусковит в количестве 10-15% объема
IV-4	8	Водораздел истоков рр. Прав. и Лев. Оленки	[27]	ПМ. Среди кристаллических сланцев - жила (5x35 м) пегматита, содержащих крупночешуйчатый (до 5-12 см) мусковит
IV-4	9	В истоках правого борта р. Лев. Оленка	[27]	ПМ. Среди кристаллических сланцев - жила пегматитов, содержащих крупночешуйчатый мусковит (до 10 см)
Поделочные камни				
<i>Родонит</i>				
II-1	16	Верхне-Тырадинское. Левобережье истока р. Верх. Сурниха	[176, 193]	П. В теле (300x5 м) кварц-гранатовых скарноидов линзы родонита ((2-10)x(8-30) см, до 12%) хорошего качества
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
Минеральные лечебные				
<i>Радоновые</i>				
I-2	13	В верховье р. Оленьей и правого притока р. Вороговки	[153, 151]	Площадное (более 30 км ²) распространение радоновых вод, установленное по скважинам. Содержание радона - от 40 до 650 эман при содержании U - до 3,2x10 ⁻⁴ %
I-3	13	Устье левого притока руч. Девятка	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
I-4	32	Исток руч. Юктолка	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
II-3	15	Водораздел рр. Колоромо и Чапа	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	2	Водораздел рр. Верх. Сурниха и Лев. Верх. Сурниха	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	7	Левый борт р. Лев. Верх. Сурниха	[112, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	16	Исток левого притока руч. Березянка	[150]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	17	Исток левого притока р. Лев. Верх. Сурниха	[112, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	23	Правый борт р. Проклятой	[112, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-1	26	Исток левого притока р. Проклятой	[112, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-3	6	Правый борт р. Гаревка	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод.
IV-4	34	Правый борт р. Волоковой	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод
IV-4	36	Левый борт левого притока р. Волоковой	[151, 26]	Источник грунтовых радоновых вод

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых и прогнозные ресурсы

Индекс клетки	№ на схеме прогноза	Название объекта	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы по категориям			Рекомендуемые виды работ
				P ₁	P ₂	P ₃	
I-2	3	Олень месторождение	Уран	7 [153]	-	-	Разведочные работы (перевод ресурсов в запасы C ₁ и C ₂)
I-4	12	Алманаканское проявление	Флюорит	-	-	0,14 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
			Барит	-	-	0,04 [175]	
	2.0.1	<i>Верхне-Вороговский прогнозируемый узел</i>	Золото рудное	-	-	50 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000
I-1	26	Прогнозируемая россыпь истока р. Вороговки	Золото россыпное	-	-	0,4 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
I-2	28	Прогнозируемая россыпь истоков р. Оленьей	Золото россыпное	-	-	0,15 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
I-3	29	Прогнозируемая россыпь р. Еловки	Золото россыпное	-	-	0,5 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
I-2	29	Прогнозируемая россыпь р. Лев. Тырады	Золото россыпное	-	-	0,4 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
	1.0.1	<i>Чингасанский узел</i>	Золото рудное	-	-	10 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000
I-2	26	Тырадинское проявление	Олово	-	16,7 [118; 175]	-	Поисково-оценочные работы
			Цинк	-	140 [118; 175]	-	
			Железо	-	12 [118]	-	
	4.0.2	<i>Вороговско-Тырадинский прогнозируемый узел</i>	Олово	-	-	20 [175]	Специализированные поиски олова, цинка, железа масштаба 1 : 25 000
			Цинк	-	-	200 [175]	
			Железо	-	-	20 [175]	
	5	Приенисейская прогнозируемая минералогическая зона	Олово	-	-	40 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000
II-1	16	Верхне-Тырадинское проявление	Родонит	-	-	10 [175]	Поисково-оценочные работы
II-3	7	Чапинское проявление	Огнеупорное сырье	-	550 [188]	-	Поисково-оценочные работы
	6.0.1	<i>Чапинское прогнозируемое поле</i>	Огнеупорное сырье	-	-	1500 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000
	2.0.2	<i>Гаревский прогнозируемый узел</i>	Золото	-	5,5 [175]	50 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000
III-3	42	Ивановское проявление	Золото	-	5,5 [175]	-	Поисково-оценочные работы
III-3	49	Прогнозируемая россыпь истоков р. Чапы	Золото	-	-	0,2 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
IV-3	40	Прогнозируемая россыпь руч. Лидкиного	Золото	-	-	0,2 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000

Индекс клетки	№ на схеме прогноза	Название объекта	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы по категориям			Рекомендуемые виды работ
				P ₁	P ₂	P ₃	
IV-1	28	Приенисейская МЗ. Прогнозируемая россыпь р. Лев. Верх. Сурниха и р. Березянки	Золото	-	-	0,2 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000
IV-3	18	Проявление Большое	Сурьма	-	1,7 [118]	-	Поисково-оценочные работы на сурьму
			Мышьяк	-	100 [118]	-	
	2.0.3	<i>Верхне-Тисский прогнозируемый узел</i>	Золото	-	5,4 [137]	50 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000
IV-4	21	Проявление Оленка-1	Золото	-	4,5 [137]	-	Поисково-оценочные работы
IV-4	24	Проявление Оленка-2	Золото	-	0,9 [137]	-	Поисково-оценочные работы
IV-4	37	Прогнозируемая россыпь нижнего течения р. Оленки	Золото	-	-	0,2 [175]	Специализированные поиски масштаба 1 : 10 000

Примечание: ресурсы Au приведены в тоннах; Sn, U, Zn, Sb, As, родонита – в тысячах тонн; Fe, флюорита, барита и огнеупорного сырья – в млн тонн руды. В скобках указаны ссылки на литературные источники.

Сводная таблица ресурсов полезных ископаемых на листе Р-46-XXXII

Виды полезных ископаемых	Единицы измерения	Запасы		Прогнозные ресурсы		
		Предварительно оцененные (С ₂)	Забалансовые	Р ₁	Р ₂	Р ₃
Железо [118, 175]	млн т руды	-	-	-	12	20
Цинк [118, 175]	тыс. т	-	-	-	140	200
Олово [118, 175]	тыс. т	-	-	-	16,7	60
Сурьма [118, 175]	тыс. т	-	-	-	1,7	-
Золото коренное [175, 137]	т	-	-	-	10,9	160
Золото россыпное [175, 179, 157, 159]	кг	559,3	293,5	101,5	-	2250
Уран [153]	тыс. т	6	-	7	-	-
Огнеупорное сырье [188, 175]	млн т	-	-	-	550	1500
Флюорит [175]	млн т	-	-	-	-	0,14
Барит [175]	млн т	-	-	-	-	0,04
Родонит [176, 175]	тыс.т	-	-	-	-	10

Примечание: в скобках указаны авторы подсчета запасов и ресурсов.

Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-46-XXXII прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендации по дальнейшим работам
		По результатам предшествующих работ	По результатам ГДП-200		
1	Железо, цинк, олово. Вороговско-Тырадинский узел (4.0.2)	P ₂ Fe – 12 млн т Zn – 140 тыс. т Sn – 16,7 тыс. т	P ₃ Fe – 20 млн т Zn – 200 тыс. т Sn – 20 тыс. т	P ₃ Fe +20 млн т Zn +200 тыс. т Sn +20 тыс. т	ПО СП
2	Олово. Приенисейская минерагеническая зона (5)	-	P ₃ – 40 тыс. т	P ₃ +40 тыс. т	СП
3	Золото рудное. Фрагмент Чингасанского узла (1.0.1)	-	P ₃ – 10 т	P ₃ +10 т	СП
4	Золото рудное. Верхне-Вороговский узел (2.0.1)	-	P ₃ – 50 т	P ₃ +50 т	СП
5	Золото рудное. Гаревский узел (2.0.2)	-	P ₂ – 5,5 т P ₃ – 50 т	P ₂ +5,5 т P ₃ +50 т	ПО СП
6	Золото рудное. Верхне-Тисский узел (2.0.3)	P ₂ – 5,4 т	P ₃ – 50 т	P ₃ +50 т	ПО СП
7	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь истоков р. Вороговки (I-1-26)	-	P ₃ – 0,4 т	P ₃ +0,4 т	СП
8	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь истоков р. Оленьей (I-2-28)	-	P ₃ – 0,15 т	P ₃ +0,15 т	СП
9	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь р.левой Тырады (I-2-29)	-	P ₃ – 0,4 т	P ₃ +0,4 т	СП
10	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь р. Еловки (I-3-29)	-	P ₃ – 0,5 т	P ₃ +0,5 т	СП
11	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь истока р. Чапы (III-3-49)	-	P ₃ – 0,2 т	P ₃ +0,2 т	СП
12	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь руч. Лидкина (IV-3-40)	-	P ₃ – 0,2 т	P ₃ +0,2 т	СП
13	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь р. Лев. Верх. Сурнихи и р. Березянки (IV-1-28)	-	P ₃ – 0,2 т	P ₃ +0,2 т	СП
14	Золото россыпное. Прогнозируемая россыпь нижнего течения р. Оленки (IV-4-37)	-	P ₃ – 0,2 т	P ₃ +0,2 т	СП
15	Флюорит, барит. Алманаканское проявление (I-4-12)	-	P ₃ fl – 140 тыс. т ba – 40 тыс. т	P ₃ +140 тыс. т +40 тыс. т	СП
16	Родонит. Верхне-Тырадинское проявление (II-1-16)	-	P ₃ – 10 тыс. т	P ₃ +10 тыс. т	СП
17	Огнеупорное сырье. Чапинское поле (6.0.1)	P ₂ – 550 млн т	P ₃ – 1500 млн т	P ₃ +1500 млн т	ПО СП

Список петротипов, стратотипических разрезов, опорных обнажений, эталонных массивов, показанных на геологической карте и карте четвертичных образований

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение (линия шурфов). Зона скарнирования в кварцитах и амфиболитах малогаревского метакомплекса	[118]
2	Петротип ковригинского комплекса. Тела метариолитов, прорванные умереннощелочными метадолеритами комплекса в районе г. Коврига	[118, 75, 80]
3	Опорное обнажение (элювиальные развалы). Альбитизированные колумбитоносные умереннощелочные лейкограниты гурахтинского комплекса Хребтового массива	[118]
4	Стратотипический разрез (горные выработки, скважины, элювиальные развалы и скальные выходы) ковригинской свиты на юго-восточном склоне г. Ковриги	[118, 75, 80]
5	Опорное обнажение (скальный выход, элювиальные развалы). Налегание светло-серых полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов карьерной свиты на псаммитопелитовые ритмиты конкинской свиты	Т.н. 1027 [175]
6	Опорное обнажение (бульдозерная канава). Гнейсы немтихинского метаморфического комплекса, прорванные телами метадолеритов орловского комплекса	Т.н. 4288+300 м [175]
7	Опорное обнажение (элювиальные развалы). Налегание базальных кварцполевошпатовых метагравелитов кординской свиты на гнейсы немтихинского метакомплекса	Т.н. 4130+900 м [175]
8	Опорное обнажение (элювиальные развалы). Туфы и лавы авгититов и щелочных пикритов и туфопесчаники суворовской свиты	Т.н. 1084+1000 м [175]
9	Опорное обнажение (скальные выходы). Налегание метагравелитов конкинской свиты на плагиограниты среднетырадинского комплекса и амфиболиты малогаревского метакомплекса	Т.н. 4112 [175]
10	Опорное обнажение (ручная канава). Налегание метаконгломератов конкинской свиты на гнейсы и мраморы малогаревского метакомплекса	Т.н. 4666 [175]
11	Опорное обнажение (скальные выходы, ручная канава). Налегание вишневых конгломератов лопатинской свиты на метапесчаники и сланцы конкинской свиты	Т.н. 4122 [175]
12	Опорное обнажение (скальные выходы). Серия зон апогранитных милонитов (мощность - от 1,2 до 20 м) в восточном эндоконтакте Тырадинского массива	Т.н. 4245+500 м [175]
13	Опорное обнажение (ручные каналы, профиль скважин). Грейзенизированные гранат-эпидот-амфибол-магнетитовые скарны с оловом, бериллием, ураном, цинком, висмутом в западном экзоконтакте Тырадинского массива умереннощелочных гранитов с мраморами рязановской свиты. Тырадинское комплексное проявление железа, олова, цинка	[118]
14	Петротип среднетырадинского комплекса	Т.н. 4250 [175, 27]
15	Стратотипический разрез свиты хребта Карпинского (элювиальные развалы, скальные выходы), залегающей на мраморах малогаревского метакомплекса и перекрытой мраморами и амфиболитами рязановской свиты	[118]
16	Опорное обнажение (элювиальные развалы, скальные выходы). Налегание кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского на амфиболиты малогаревского и гнейсы немтихинского метакомплексов	[118]
17	Опорное обнажение (скальные выходы, элювиальные развалы). Налегание вишневых конгломератов лопатинской свиты на метапесчаники и сланцы конкинской свиты	Т.н. 4167+200 м [175]
18	Опорное обнажение (элювиальные развалы, горные выработки). Зона альмандинроговообманковых скарнов с родонитом (мощность - 10 м, протяженность - 700 м) в западном экзоконтакте Верхнетырадинского массива умереннощелочных гранитов гурахтинского комплекса	[176]
19	Опорное обнажение (элювиальные развалы, скальные выходы). Налегание кристаллических сланцев свиты хребта Карпинского на амфиболиты и гнейсы немтихинского метакомплекса	[118]
20	Опорное обнажение (дорожная выемка, элювиальные развалы). Пачка чередования (10-20 м) метапесчаников и кварцитов с кристаллическими сланцами свиты хребта Карпинского	Т.н. 4133+200 м [175]
21	Опорное обнажение (элювиальные развалы, горные выработки). Грейзенизированные (с турмалином, флюоритом, касситеритом, пиритом) лейкограниты глушихинского комплекса Славкинского массива	[127]

№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
22	Опорное обнажение (бульдозерная канава). 2 субпараллельные зоны (20-50 м) золотосодержащих (0,1-0,2 г/т) березитизированных бластомилонитов по сланцам кординской свиты в зоне надвигового контакта с кристаллическими сланцами свиты хребта Карпинского	К-711 и К-712 [175, 157]
23	Опорное обнажение (элювиальные развалы и скальные выходы). Бластомилониты по лейкогранитам глушихинского комплекса в зоне надвигового контакта со сланцами торжихинской толщи Верхнесурнихинского аллохтона	Т.н. 4428+400 м [175]
24	Опорное обнажение (скальные выходы). Автокластический тектонический меланж (олистостромоподобные конгломераты и гравелиты) по сланцам и метапесчаникам торжихинской толщи в зоне Верхнесурнихинского надвига	Т.н. 4330+300 м [175]
25	Опорное обнажение (скальные выходы). Ураноносные бластомилониты по плагиогнейсам немтихинского метакомплекса в зоне Гаревско-Исаковского надвига	Т.н. 4331+500-600 м [175]
26	Опорное обнажение (ручная канава в борту руч. Ивановского). Зона золотосодержащих (0,1-4 г/т) березитизированных бластомилонитов по сланцам и метапесчаникам кординской свиты в зоне надвигового контакта со сланцами рязановской свиты (Ивановское проявление золота)	К-701 [175]
27	Опорное обнажение (скальный выход). Зона надвигового контакта кристаллических сланцев и гнейсов малогаревского метакомплекса с бластомилонитами по биотит-серицит-кварцевым сланцам кординской свиты (вторичная рассланцовка на запад под углом 35°)	Т.н. 1018+550 м [175]
28	Опорное обнажение (бульдозерная канава). Зона надвигового контакта гранат-биотит-кварцевых золотоносных (0,1-1,0 г/т) березитизированных бластомилонитов по сланцам кординской свиты с березитизированными, милонитизированными сланцами иончихинской толщи и умереннощелочными метадолеритами ковригинского комплекса	К-5 [157, 137, 175]
29	Опорное обнажение (линия горных выработок, скальные выходы, элювиальные развалы). Зона микроклинизации в бластомилонитах по гранитогнейсам гаревского ультраметаморфического комплекса в Гаревско-Исаковской надвиговой зоне	[127]
30	Петротип гаревского гранит-гранитогнейсового ультраметаморфического комплекса	Т.н. 1058+500 м [175]
31	Петротип малогаревского метаморфического комплекса	Т.н. 1058-1059 [175]
32	Опорное обнажение (бульдозерная канава). Золотоносные березиты по бластомилонитам горбилокской свиты в зоне вторичного рассланцевания (проявление золота Оленка)	Т.н. 2114+161 м [137]
33	Опорное обнажение (скальный выход). Кварцевые среднезернистые метапесчаники в основании быстринской свиты в Верхне-Тисской геологической площади	Т.н. 1121 [175]
34	Опорное обнажение (скальный выход). Зона жильно-прожилкового окварцевания в бластомилонитах в надвиговом контакте гнейсов малогаревского метакомплекса и сланцев кординской свиты в Колороминско-Оленской зоне	Т.н. 4291 [175]
35	Опорное обнажение (горно-буровой профиль). Надвиг (45°) бластомилонитов по сланцам кординской свиты раннего рифея на вторично рассланцованные хлорит-серицит-карбонатные сланцы иончихинской толщи позднего рифея в Чапинско-Гаревской зоне Тисского надвига	[118]
36	Опорное обнажение (элювиальные развалы). Бластомилониты по гнейсогранитам гаревского ультраметаморфического комплекса в Колороминско-Оленской надвиговой зоне	Т.н. 5137 [175]
37*	Скважина, 25 м, вскрывает разрез делювиально-солифлюкционных образований и осадки кочковской свиты	Скв. 38 [142]
38*	Скважина, 105 м, вскрывает десерпционно-солифлюкционные образования и осадки кочковской свиты	Скв. 915 [176]
39*	Опорное образование. Шурф вскрывает разрез делювиально-солифлюкционных глыбово-щебнисто-суглинистых образований	Шурф 8937 [176]

Примечание: * – показаны на карте четвертичных образований; Т.н. – точки наблюдения.

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ проб	Свита, комплекс, порода, привязка	Метод	Возраст (млн лет)	Номера проб
1	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранитогнейсы, р. Еловка	U-Pb (по циркону)	1680±30	[118]
2	Ковригинский комплекс (I фаза), метариолиты, к северу от г. Коврига	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	740±10	104902, 104904, 104905, 105104, 105201*
3	Суворовская свита, туфы	K-Ar, изохронный по валовым пробам	668±24	[47]
4	Ковригинский комплекс (I фаза), метариолиты, г. Коврига	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	745±17	208503, 208504, 208505*
5	Гурахтинский комплекс, лейкограниты, Хребтовый массив (северная часть массива)	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	710±14	208001, 208002, 208101, 208201*
6	Орловский комплекс (II фаза), метадолериты, р. Оленья	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	853±12	428809, 428810, 428811, 428812*
7	Гурахтинский комплекс, умереннощелочные лейкограниты, Хребтовый массив (южная часть массива)	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	717±10	427303, 427401, 427403, 427501, 427502*
8	Среднетырадинский комплекс, плагиограниты, междуречье Чапа-Тырада	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	943±9	411203, 411206, 411207, 411208, 411209, 411214*
9	Малогаревский метакомплекс, амфиболиты, р. Бол. Алманакан	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	2320±56	[118]
10	Гурахтинский комплекс, умереннощелочные граниты, Тырадинский массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	690±14	[129]
11	Среднетырадинский комплекс, плагиограниты, Среднетырадинский массив	U-Pb (по циркону)	1110±100	[17]
12	Среднетырадинский комплекс, гранодиориты, Среднетырадинский массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	1025±27	427403, 427501, 427502, 427401*
13	Гурахтинский комплекс, лейкограниты, Тырадинский массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	715±10	424709, 424712, 425501, 425601, 425701*
14	Глушихинский комплекс, лейкограниты, Верхнетырадинский массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	750±16	426101, 426201, 426202, 426301, 426402, 426501, 426502, 426701*
15	Орловский комплекс, дайка метариодацитов, р. Колоромо	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	809±15	431402, 414004, 414006, 414007, 421208*
16	Глушихинский комплекс, лейкограниты, Водораздельный массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	718±12	432601, 432608, 432703, 432704, 432801*
17	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), порфиоровидный гранит, р. Верх. Сурниха	U-Pb (по циркону)	1760±100	[169]
18	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранитогнейсы, р. Верх. Сурниха	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	1765±19	518101, 518201, 518202, 518503, 518204*
19	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранитогнейсы, р. Верх. Сурниха	U-Pb (по циркону)	1950	[169]
20	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранитогнейсы, руч. Ивановский	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	1748±17	406601, 406401, 406602*
21	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранит, р. Лев. Верх. Сурниха	U-Pb (по циркону)	1800±100	[169]
22	Гаревский ультраметаморфический комплекс (II фаза), пегматоидные граниты	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	1755±25	105304, 105714, 105801*
23	Немтихинский метакомплекс, плагиогнейсы, р. Гаревка	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	2278±34	105301, 105302, 105303, 105701, 105703*
24	Малогаревский метакомплекс, амфиболиты, р. Гаревка	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	2328±39	105308, 105403, 105407, 105706, 105806*

№ проб	Свита, комплекс, порода, привязка	Метод	Возраст (млн лет)	Номера проб
25	Гаревский ультраметаморфический комплекс (I фаза), гранитогнейсы, р. Гаревка	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	1765±21	501701*
26	Ковригинский комплекс (II фаза), умеренно-щелочные метадолериты, Волоковский массив	Rb-Sr, изохронный по валовым пробам	729±5	430601, 430602, 430603, 430604, 430605*

Примечание: определения Rb-Sr и K-Ar методами выполнены С. Д. Сидорасом в лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка»; * – материалы ГДП-200.

Химический состав типичных представителей магматических и метаморфических пород листа Р-46-XXXII

Комплекс, свита, толща	Порода, привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Немтихинский	Плагиогнейс (р. Гаревка), 105304*	73,54	0,082	15,85	0,71	0,45	0,011	0,38	0,89	6,73	1,17	<0,10	0,43	100,34
Малогаревский	Амфиболит (р. Чапа), 103001*	49,34	2,63	12,58	1,60	12,34	0,30	5,99	7,41	2,41	1,55	0,25	2,05	98,45
	Амфиболит (р. Чапа), 103005*	51,13	2,73	12,32	2,13	11,32	0,27	5,63	7,43	2,54	1,26	0,25	1,78	98,79
	Плагиогнейс (р. Чапа), 103002*	71,96	0,20	14,31	1,49	0,80	0,034	1,05	1,12	5,05	2,06	<0,10	0,86	99,03
	Плагиогнейс (р. Чапа), 103006*	72,95	0,16	14,12	0,57	1,14	0,049	0,94	1,39	4,72	2,45	<0,10	0,41	99,00
Шумихинский	Ортоамфиболит (верховья р. Тырады), В-80-66	45,60	1,32	19,34	2,00	7,62	0,23	11,34	6,85	1,00	1,43	0,35	3,16	100,32
Ерудинский	Плагиогранитогнейс (междуречье Лев. Верх. Сурни-ха-Мал. Гаревка), К-162506	71,87	0,04	15,17	0,76	0,77	0,03	0,81	1,39	5,12	1,63	0,03	1,06	99,07
	Диоритогнейс (р. Волоковая), 208705*	62,25	0,89	15,34	3,76	3,14	0,14	0,82	2,71	4,47	2,22	0,18	2,98	98,90
Хребта Карпинского	Сланец дистен-силлиманитовый кристаллический (выше устья р. Колоромо), В-323503	58,20	0,76	24,24	4,59	3,76	0,10	2,76	1,03	1,12	1,40	0,08	2,30	100,44
	Кварцит (междуречье Чапа-Колоромо), В-084802	89,86	0,24	5,30	1,22	0,36	0,06	0,13	0,37	0,05	1,10	0,09	0,68	99,50
Рязановская, нижняя пачка	Мрамор (руч. Ивановский), В-0806	13,80	0,15	2,47	0,91	1,69	0,13	9,66	36,74	0,05	0,05	0,055	32,62	98,33
	Амфиболит (устье руч. Ивановского), В-952014	53,85	0,67	12,34	0,78	5,11	0,097	9,66	11,37	1,55	2,33	0,12	1,19	99,07
Рязановская, верхняя пачка	Сланец биотитовый (ниже устья Листвяжки), В-337102	58,51	0,37	16,05	2,01	4,78	0,13	6,03	6,66	1,63	3,20	0,14	1,16	100,67
Гаревский (I фаза)	Гранитогнейс (р. Мал. Гаревка), 501603*	74,34	0,12	14,22	0,50	0,45	0,02	0,10	0,22	2,81	4,55	0,17	1,36	98,86
	Гранитогнейс (р. Верх. Сурниха), 518501*	71,35	0,34	13,29	0,85	2,20	0,06	0,37	1,26	2,33	5,51	<0,10	0,86	98,52
Гаревский (II фаза)	Гранит пегматоидный (р. Гаревка, Малогаревская группа массивов), 105801*	76,08	0,081	13,22	0,68	0,49	0,012	0,51	0,61	4,29	3,94	<0,10	0,47	100,48
Торжихинская	Сланец аподиабазовый хлорит-актинолитовый (р. Верх. Сурниха), К-177103	51,38	2,45	14,67	6,86	7,07	0,19	3,84	3,15	2,83	1,00	0,37	5,69	99,50
Кординская	Сланец хлорит-серицит-биотитовый (среднее течение руч. Ивановского), В-957008	61,56	0,66	11,09	1,87	2,00	0,10	5,97	9,37	1,41	2,16	0,11	3,04	99,34
	Сланец хлорит-серицит-биотитовый (р. Гаревка), В-540404	63,48	0,78	14,48	4,12	2,55	0,09	3,41	2,93	1,30	3,90	0,18	2,00	99,22
Горбилковская	Сланец серицит-хлорит-кварцевый (р. Оленка), В-571302	61,32	0,90	16,60	1,67	5,62	0,12	3,44	0,81	2,58	3,33	0,14	3,10	99,63
Удере́йская, нижняя подсвита	Сланец серицитовый (р. Оленка), В-079402	57,97	0,99	19,16	1,65	7,79	0,12	2,52	0,36	0,93	3,71	0,13	3,30	98,63
Среднетырадинский	Плагиогранит (Среднетырадинский массив), 425401*	66,27	0,58	16,72	0,87	4,83	0,10	1,37	3,39	3,49	2,64	<0,10	1,06	100,15
	Гранодиорит (Среднетырадинский массив), 427301*	66,39	0,61	15,54	0,69	4,86	0,08	1,63	2,23	1	4,19	<0,10	1,37	99,28
	Диорит кварцевый (Среднетырадинский массив), В-259702	61,47	0,76	16,04	2,03	4,05	0,10	2,85	5,05	3,00	2,55	0,20	0,96	99,06
Конкинская	Метаалевролит (р. Чапа), В-С-27-123	60,22	0,89	18,17	1,20	6,17	0,17	2,65	0,83	1,68	4,22	0,13	2,16	99,50

Окончание прил. 8

Комплекс, свита, толща	Порода, привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
Орловский	Метадолерит (р. Тис), 404405*	46,92	0,95	16,20	1,62	9,24	0,20	9,58	8,97	1,56	1,48	<0,10	3,01	99,83
	Метадолерит оливинный (р. Прав. Оленка), 432301*	48,90	0,64	20,65	0,89	4,96	0,11	5,60	11,35	1,84	1,15	0,15	2,23	98,47
	Метариодацит (р. Колоромо), 414004*	71,51	0,11	15,52	1,39	0,83	0,054	0,79	0,34	<0,10	7,48	<0,10	1,88	100,10
Иончихинская	Доломит (р. Оленка), В-С-27-148	0,99	0,03	0,60	0,38	0,86	0,13	20,71	29,23	0,10	0,15	0,014	45,6	98,83
	Сланец хлорит-серицитовый (междуречье Тис-Оленка), В-073005	61,41	0,99	17,12	2,05	10,16	0,13	2,06	0,08	0,025	0,086	0,07	3,20	99,50
	Сланец серицит-хлоритовый (р. Оленка), В-С-27-30	61,22	0,98	17,33	1,64	5,55	0,07	1,73	0,81	1,73	3,56	0,19	3,80	99,50
Ковригинский (I фаза)	Метариолит-порфир (г. Коврига), В-036521	75,67	0,11	12,83	1,96	0,00	0,04	0,32	0,60	1,19	5,68	0,01	1,58	99,98
Ковригинский (II фаза)	Метадолерит (Ковригинский массив), 504007*	48,96	2,26	13,19	3,85	12,38	0,24	4,11	6,96	1,89	0,75	0,47	2,97	98,40
	Умереннощелочной метадолерит (Волоковский массив), 430601*	51,25	2,04	17,89	0,87	9,45	0,17	4,29	3,53	3,50	1,83	0,38	6,32	99,79
Ковригинская	Туф риолитовый (р. Оленья), В-4-34	62,26	0,62	17,10	6,67	0,68	0,3	1,23	0,13	0,22	5,63	0,08	5,04	99,85
	Метариолит (г. Коврига), В-577201	74,83	0,18	12,90	0,92	0,68	0,041	0,31	0,21	2,25	5,97	0,029	0,88	98,18
Быстринская	Умереннощелочной металекобазальт (г. Коврига), В-022274	46,37	1,95	17,26	2,74	8,61	0,16	5,15	7,09	3,36	0,57	0,50	5,82	99,72
Глушихинский	Лейкогранит (Водораздельный массив), 432703*	74,13	0,23	12,60	1,14	0,80	0,023	0,36	1,20	1,78	5,59	0,15	1,16	99,16
Захребетнинский	Умереннощелочной долерит (верховье р. Гаревки и Тис), 414101*	55,63	0,70	13,80	2,94	4,32	0,13	6,14	7,24	2,04	3,81	0,50	1,57	98,82
	Трахидолерит (верховье р. Гаревки и Тис), 109901	50,76	1,32	18,48	8,83	0,27	0,164	5,37	5,57	6,03	0,38	0,38	5,15	100,57
Гурахтинский	Умереннощелочной лейкогранит (Хребтовый массив), 208001*	75,42	0,084	11,96	1,29	0,27	0,011	0,27	0,61	3,42	5,36	<0,10	0,60	99,40
	Умереннощелочной гранит (Тырадинский массив), Б-1392	70,00	0,55	13,32	1,52	3,08	0,03	0,59	2,21	2,50	6,20	0,13	1,00	100,17
	Сиенит кварцевый (Тырадинский массив), 424603*	64,80	0,68	14,95	1,93	3,45	0,088	0,88	2,20	3,01	6,21	<0,10	1,18	99,48
Чапинский	Пикрит (р. Мал. Алманакан), Д-5	36,43	2,09	6,75	2,87	5,96	0,23	13,41	11,04	0,05	0,41	0,59	19,91	99,74
	Пикрит (р. Мал. Алманакан), Д-20	33,00	3,15	8,53	5,75	9,75	0,45	15,85	7,40	0,32	0,93	-	16,45	101,58
	Эруптивная брекчия (устье р. Мал. Алманакан), Д-52	66,14	0,51	7,99	1,69	3,21	0,07	8,44	3,12	0,08	2,12	0,12	7,12	100,61
	Лимбургит (р. Бол. Алманакан), Д-33	41,82	2,16	9,06	9,74	1,22	0,16	13,63	11,50	1,00	0,64	0,34	9,25	100,52
	Авгитит (р. Чапа), Д-44	40,70	2,70	12,38	5,75	6,47	0,17	9,19	10,92	1,80	1,27	-	8,58	99,93

Примечание: 1 – анализы выполнены в Центральной лаборатории ПГО «Красноярскгеология» и Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка», аналитики Н. А. Свитническая и О. В. Алексева; 2 – В – [118]; К – [127]; Б – [118], Д – [47], * – материалы ГДП-200.

Средние содержания микроэлементов в магматических и метаморфических породах листа Р-46-XXXII по данным полуколичественного спектрального анализа

Свита, толща, комплекс	Породы	Кол-во проб	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Ti	Mn	Mo	Sn	Ba	Be	Zr	Nb	P	Y	La	Li
Немтихинский	Плагиогнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые (рр. Гаревка, Верх. Сурниха)	10	5 30,4	3 31,4	8 50,5	0,3 59,8	4 42,3	2 43,4	1 34	200 44,4	20 46,2	0,15 16,5	0,5 51,8	20 31,4	0,1 28,6	10 34,3	3 20,6	60 131	1 51,7	2 43,4	1 58,2
Малогаревский	Амфиболиты (р. Чапа)	6	1,3 28,3	5 101	17,5 20,2	1,8 94,3	17,5 20,2	18 76,2	3 87,5	500 30,3	82,5 115,7	0,35 60,6	0,5 32,5	40 70,7	0,25 28,3	10 46,1	30 47,1	80 82,3	5 28,3	7,5 141,4	3,5 60,6
	Плагиогнейсы (р. Чапа)	12	3 72,9	5,8 40,4	13,2 48,3	2,1 42,9	14,4 41,8	10 25,7	5,3 43,4	300 38,6	70 53,5	0,4 21,8	0,5 19,5	27,1 32,4	0,23 25,3	18,3 12,9	16,7 18,7	69,2 26	3,9 12,6	6,7 106,7	5,1 36,3
	Кристаллосланцы (рр. Гаревка, Оленка, Волоковая)	5	1 89,7	4,7 50,8	8,7 55,2	1,8 46,7	13,3 30,2	11,7 21,2	5 42,8	600 22,7	50 72,3	0,2 26,9	0,4 63,9	33,3 37,6	0,18 35,1	10 32,2	2 18	80 28	4 61	2,7 49,5	4 53
	Кварциты (р. Гаревка)	10	3 52,9	3,13 83,9	3,3 43,3	0,6 43,3	0,6 63,6	10,8 49,5	1,5 64,6	40 93,9	56,3 121,7	0,8 86,6	0,3 57,7	92,5 149,7	0,1 24,7	12,5 17,3	1,1 50	46,7 85,3	0,02 17,3	н/о	2,8 49,5
Ерудинский	Плагиогранитогнейсы (р. Волоковая)	12	2,5 88,7	2,7 21,7	3,3 45,8	0,4 43,3	4,3 48	1,27 31,9	1,8 68,6	200 25	9 72,9	0,6 10,2	0,8 25	15 33,3	0,2 17,3	26,7 21,7	2,7 21,6	80 25	5 20	2,7 35,4	1,7 28,3
Хребта Карпинского	Кристаллосланцы высокоглиноземистые (долина р. Чапы, р. Колоромо, г. Полкан)	18	3 47,1	6 12,9	10,5 60,6	0,9 15,7	17,5 20,2	20 3,6	3 119,7	600 15,7	47,5 96,8	0,3 12,9	0,5 7,4	30 47,1	0,3 28,3	25 28,3	2,5 28,2	80 4,6	4,5 47,1	5 138,6	3,3 76,2
Рязановская, нижняя пачка	Мраморы (устье руч. Листвяжного, устье р. Тырады)	10	2 24	6 60,7	10 22,3	2 25,3	15 65,1	15 74,2	4 92,3	1 264,7	60 97,6	0,2 18,4	0,4 19,7	20 25,8	н/о	20 54,5	н/о	50 81,2	4 21,6	н/о	4 63,2
	Кристаллосланцы биотит-гранатовые (верховья р. Гаревки)	14	3,6 75,9	5,8 35,9	13,3 40,6	1,6 63,2	15 1,7	15,8 36,1	4,3 52,2	600 22,2	42,5 61,9	0,5 39,9	0,4 11,8	22,5 22,2	0,3 40	21,3 29,6	2,4 31,6	72,5 30,6	4,8 20,2	4 10,9	7,3 71,6
Рязановская, верхняя пачка	Амфиболиты (верховья р. Гаревки, среднее течение р. Еловки, приустьевая часть р. Тырады)	13	3,3 69,3	7 51,5	15 33,3	3,7 31,5	16,7 17,3	11,7 24,7	8 76	667 43,3	70 74,2	0,3 43,3	0,4 35,3	30 33,3	0,12 24,7	21,7 35,3	1,8 15,8	216,7 66,6	3,3 17,3	2,7 15,8	2,5 34,6
	Кварциты (верховья р. Гаревки, среднее течение р. Еловки, приустьевая часть р. Тырады)	11	10 145,5	2 58,3	30 90,3	4 109,6	10 108,5	10 52	8 116,5	500 42,5	200 113,4	0,3 54,6	0,8 55,7	10 54,1	н/о	15 43,3	1,5 29,4	50 66,4	4 67,4	3 32,3	2 15,6
Гаревский (I фаза)	Гранитогнейсы (Малогаревская группа массивов)	12	1,5 36,3	5 85	6 64,8	0,8 80,2	3 65,3	8 75,6	2 45,2	400 125,4	50 51,2	0,4 72,5	1 27,3	30 28	0,3 19,8	30 37,2	3 52	60 15,4	8 84,3	20 49,1	20 61,8
Гаревский (II фаза)	Граниты пегматоидные (междуречье Верх. Сурнихи и Гаревки)	14	2,13 47,2	4,3 20,5	5,5 84,8	0,46 30,1	1,4 48,1	37,1 30,7	3,3 32,5	383 33,1	22,1 55	0,45 11,6	2,6 53,3	16,7 32,2	0,3 22,9	20,4 24,4	2,2 24,7	47,5 15,5	5,33 21,7	3,3 23,7	3 23,6

Свита, толща, комплекс	Породы	Кол-во проб	Pb	Cu	Zn	Co	V	Cr	Ni	Ti	Mn	Mo	Sn	Ba	Be	Zr	Nb	P	Y	La	Li
Кординская	Сланцы биотит-хлорит-серицит-кварцевые (бассейны р. Чапы, Гаревки, Тис, Волоковой, Алманаган, в верховьях руч. Девятки)	123	4 88,8	5,2 29,8	9,8 66,8	1,3 66,3	13,6 36,1	16,8 52,7	3,8 42,2	550 33,8	56,2 52	0,2 41,9	0,4 27,1	33,7 37,5	0,2 26,7	21,4 29,6	2,2 31,3	82,2 73,6	3,8 19,4	2,6 53,5	2,5 35,1
	Метапесчаники (бассейны р. Чапы, Гаревки, Тис, Волоковой, Алманаган, верховья руч. Девятка)	164	2,9 74,6	4,2 24,8	7,5 28,2	0,8 80,6	13,2 34,8	14,9 38,3	3 42,6	500 28,2	39,6 61,9	0,2 45,5	0,4 23,3	37 35,3	0,2 27,9	22,8 24,8	2,2 25,5	40,5 77,2	3,8 16,2	2,2 26	2,1 31,6
Горбилочская	Сланцы серицит-хлоритовые (верховья р. Мал. Алманаган и р. Волоковая)	25	2,5 56,2	4,8 26,1	8 48,2	1,2 93,5	13,5 28,5	16 51,1	3,4 32,2	700 28,3	42,1 40,2	0,3 46,4	0,4 15,6	36,7 30,8	0,2 26,2	20,6 27,9	2 24,5	59,6 53,6	3,7 22,3	2,3 20,9	2,3 34,8
Удережская, нижняя подсвита	Сланцы серицитовые, ритмиты (среднее течение р. Волоковой)	10	2,5 12,9	4,8 12,8	10,3 26,3	1,1 21,8	16,3 5,9	18,8 43,2	3,5 25	500 9,4	70 51,4	0,3 28,3	0,43 5,1	27,5 26,2	0,2 20,2	25 12,9	2,13 4,5	65 14,6	3,5 10,9	2,5 32,6	2,5 12,9
Среднетырадинский	Гранодиориты (Среднетырадинский массив)	11	3,2 49,2	4,4 31,8	10,4 32,7	1,1 86,2	11,8 37,4	19,6 42	3 53	577 35,9	70 48,8	0,4 74	0,4 78,2	34,6 37,5	0,2 237	22,5 28,1	1,9 230	108,2 39,3	3,3 206,7	2,2 265	2,6 322
	Плагиограниты (Среднетырадинский массив)	11	2,7 49,4	4,3 28,5	10,4 23,7	0,8 22,4	8,9 42,4	23,2 36,4	2,7 36,1	455 33,2	49,1 30,8	0,3 26,7	0,5 28,5	35,5 52,6	0,2 12,5	21,4 21,2	2 37	81,8 20,3	3,4 27,5	н/о	2,6 28,4
	Кварцевые диориты (Среднетырадинский массив)	13	2,3 47,1	2,5 84,9	10 62,3	1,8 20,2	15 15,3	17,5 20,2	4 35,4	350 32,6	75 47,1	0,4 20,2	0,4 35,4	55 64,3	0,3 64,3	30 47,1	2 32,1	125 84,9	3 47,1	н/о	н/о
Конкинская	Метаалевролиты (бассейн р. Чапы, Девятки, Ниж. Ведуги, верховья р. Оленьей)	8	0,8 49,5	5 44,1	15 39,1	2 79,6	8 25,6	10 23,3	4 46,8	500 30,8	60 142,2	0,3 8,4	0,4 22,4	30 32,5	0,2 26,1	20 43,5	2 21,9	80 24,3	3 40,5	3 27,6	н/о
Иончихинская	Сланцы кварц-хлорит-серицитовые (верховья р. Тис, бассейн руч. Большого, Углового, верховья р. Оленьей и Вороговки)	14	3,5 115,4	5 54,6	10 18,5	1,3 67,7	13,4 69,7	16,9 50,6	4,2 77,9	613 40	50 105,8	0,3 37,3	0,5 23,7	50,4 53,6	0,2 15,1	16,9 42	1,8 31,1	130 32,8	2,8 38,5	3,1 10,7	3 28,4
Ковригинская	Метапесчаники (междуречье р. Вороговки и Оленьей)	7	2 51,4	4 25,5	10 41	1,2 76,5	18,5 75,8	15,3 43,9	4,2 74,3	400 38,6	40 86,9	0,2 14,6	0,5 59,8	52,5 57,2	0,2 17,4	20 40,4	3,8 29,1	100 78,4	4,5 48,4	5 12,3	1,2 6,2
Быстринская	Сланцы серицитовые, хлоритовидные (г. Коврига, верховья р. Оленьей)	11	2,6 52,1	4,3 48,6	10 40,7	1,5 52,6	10,3 28,6	17 16,4	6,3 41,4	300 23,4	77,5 91,1	0,3 13	0,5 20,6	31,3 19,2	0,2 24,3	16,3 18,9	1,5 13,5	130,5 30	3,3 40,6	3,3 34,2	3,3 53,3
Глушихинский	Лейкограниты (Водораздельный, Славкинский, Гаревский массивы)	21	2,7 53,4	3,2 47,3	7,05 29,2	0,5 62,2	4,2 72	24,2 40	2,4 42,2	150 39,6	31,4 63,7	0,6 29,7	0,8 135,5	22,6 41,1	0,2 30,6	25 30,9	3,6 34,9	58,1 29,6	4,7 21,8	3,8 35	2,6 23,3
Гурахтинский	Умереннощелочные граниты (Верхневороговский, Хребтовый, Тырадинский массивы)	24	3,06 44,5	3,3 43,4	5,9 43,9	0,5 77,1	2,5 53,8	2 32,3	2,6 46	281 35,7	27,6 59,7	0,5 35,1	0,6 91,5	14,6 35	0,2 33,4	19,8 35,2	3,5 28,3	50 22,4	4,4 22,7	4,3 59,1	3,1 55,4

Примечание: содержания элементов в $\text{п} \cdot 10^{-3} \%$; н/о – не обнаружено; числитель – среднее содержание, знаменатель – коэффициент вариации в %; анализы выполнены в Центральной лаборатории ОАО «Красноярскгеолсъемка», аналитик В. Ф. Августинович.

Физические свойства пород площади листа Р-46-XXXII

Свита, толща, комплекс	Название пород	Кол-во обр.	Плотность, г/см ³			Магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^{-5}$ ед. СИ			Остаточная намагниченность, $n \cdot 10^{-3}$ А/м		
			сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max
Подъемская	Доломиты, известняки	22	2,82	2,74	2,84	0,5	0,5	1,3	0,5	0,5	7,5
Суворовская	Песчаники	10	2,57	2,41	2,78	0,5	0,5	25	0,5	0,5	15
	Известняки	7	2,66	2,33	2,85	0,5	0,5	112	0,5	0,5	12
Чивидинская	Песчаники	15	2,56	2,35	2,70	23	16	43	23	0,5	8,6
Карьерная	Песчаники	39	2,60	2,55	2,65	-	0,5	139	-	0,5	667
Лопатинская	Песчаники, конгломераты	21	2,63	2,50	2,74	37,3	16	39,3	10,7	1,9	67,5
Северореченская	Песчаники, конгломераты	19	2,52	2,29	2,71	1,93	1	4,3	2,77	0,5	16
Быстринская	Сланцы	16	2,80	2,70	2,96	-	-	-	-	-	-
Ковригинская	Метапесчаники, метатуфопесчаники	7	2,71	2,62	2,87	-	12	2625	-	-	-
Иончихинская	Сланцы карбонатные	11	2,64	2,35	2,89	18	8,3	542	5,6	2,7	670
	Сланцы серицит-хлоритовые	41	2,69	2,56	2,98	-	39	4036	-	0	265
Конкинская	Метаалевролиты, метапелиты	19	2,69	2,62	2,80	55	17,2	102	7,5	2,6	48
	Метапесчаники	28	2,65	2,53	2,76	35	1,5	2184	8,3	2,1	9,66
	Сланцы серицит-хлоритовые	9	2,72	2,67	2,78	51	34,6	76	5,8	2,2	13,1
	Метагравелиты	17	2,64	2,58	2,71	33	8,7	76	5,6	2	18
	Метаконгломераты	12	2,70	2,64	2,75	41	18,8	122	11	1,9	362
Шунтарская	Сланцы хлоритоидные	2	-	2,85	2,96	-	11,7	77,8	-	4,9	16,7
Удере́йская, нижняя подсвита	Сланцы серицитовые	15	2,70	-	-	63,0	-	-	2,5	-	-
Горбилоская	Сланцы серицит-хлорит-кварцевые	7	2,65	2,62	2,73	-	35,6	589	-	3,7	579
Кординская	Сланцы биотит-серицит-кварцевые	238	2,74	2,61	2,96	39	1,6	2299	31	1,9	11428
Торжихинская	Сланцы серицит-биотитовые	52	2,72	2,47	3,00	7,2	0,5	480	2	0,5	437
Рязановская	Амфиболиты	48	2,79	2,60	2,99	80	4,3	2627	19	2	3223
	Сланцы биотит-гранатовые	54	2,77	2,56	3,06	65	7,6	721	14	3,3	9976
	Мраморы	13	2,75	2,61	2,87	312	2,1	636	11	1	2673
	Кальцифиры	16	2,85	2,67	3,11	50	30	121	6,5	2,3	12,7
Хребта Карпинского	Кристаллические сланцы	21	2,83	2,69	3,02	117	63	492	15	6	296
Малогаревский	Сланцы кристаллические и гнейсы	21	2,72	2,6	2,95	53,5	5,4	109	5,7	2,4	40
	Амфиболиты	18	2,88	2,63	3,4	99	70	236	8,7	2,6	168
	Кварциты	5	-	2,61	3,13	29	21	796	4,5	4,5	42
	Мраморы	15	2,75	2,66	3,04	0,5	0	40	8,6	3,9	64
Немтихинский	Плагиогнейсы	47	2,64	2,54	2,74	38	16	67,6	4,8	2,3	17,4
	Плагиогнейсы биотитовые	19	2,68	2,61	2,86	9	6,6	25	0,5	0,5	2,4
Чапинский	Щелочные пикриты	44	2,65	2,12	2,83	1825	51	7957	586	27	10368

Окончание прил. 10

Свита, толща, комплекс	Название пород	Кол-во обр.	Плотность, г/см ³			Магнитная восприимчи- вость, п·10 ⁻⁵ ед. СИ			Остаточная намагни- ченность, п·10 ⁻³ А/м		
			сред.	min	max	сред.	min	max	сред.	min	max
Гурахтинский	Умереннощелочные лейкограниты (Хребтовый массив)	10	2,60	2,57	2,63	65	14,9	2528	9,5	1,9	149
	Умереннощелочные лейкограниты (Тырадинский массив)	23	2,65	2,60	2,69	0,5	-	-	0,5	-	-
Захребетнинский	Трахидолериты	32	2,9	2,74	3,02	-	40	5012	-	87	12830
Ковригинский	Метадолериты	5	2,68	2,59	2,80	-	52	16780	-	2	409
	Метариолиты	11	2,62	2,56	2,71	1845	67	3106	390	0	446
Глушихинский	Лейкограниты (Верхнетырадинский массив)	9	2,58	2,47	2,62	34	6,6	131	5,1	2,1	13,5
	Лейкограниты (Гаревский массив)	69	2,57	2,50	2,63	20	0,5	3741	52	1,1	796
	Лейкограниты (Славкинский, Водораздельный массивы)	10	2,55	2,47	2,61	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Орловский	Метадолериты	27	2,89	2,72	3,0	1505	47	7739	12	2,7	1587
	Метариодациты	8	2,65	2,6	2,69	18,8	5,7	79	6,2	2,5	12,6
Среднетырадинский	Плагиограниты	20	2,67	2,64	2,73	55	18	99	8,4	2	13,7
	Гранодиориты (Среднетырадинский массив)	15	2,67	2,55	2,75	8,3	3,5	15	2,2	0,5	4,6
	Гранодиориты (Серия мелких тел в устье р. Тырады)	15	2,75	2,70	2,84	42	26	54	1,2	0,5	20
Гаревский	Граниты, гранитогнейсы	18	2,6	2,52	2,68	26	2,5	98,5	5,36	0,6	14,7
Шумихинский	Ортоамфиболиты	4	-	2,68	2,88	-	7776	14794	-	86	12956
Ерудинский	Плагиогранитогнейсы	129	2,57	2,46	2,7	0,5	0,5	136	0,5	0,5	69
Метасоматически измененные породы	Березиты	15	2,70	2,67	2,75	-	0,5	335	-	2,1	63
	Графитизированные породы	29	2,75	2,63	2,89	-	0,5	2258	-	0,5	17719
	Скарны диопсидовые	14	2,92	-	-	-	0,5	49	-	0,5	191
	Скарны с магнетитом	10	3,52	3,03	4,24	-	156	110383	-	717	34863 0
	Бластомилониты по сланцам	7	2,76	2,72	2,78	-	0,5	559	-	10,5	2378
	Бластомилониты по гнейсам	12	2,66	2,43	2,72	12	0,5	40,8	5,5	0,5	13,6

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	6
СТРАТИГРАФИЯ	12
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ	31
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ	42
ТЕКТОНИКА	56
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	65
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	67
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	70
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	90
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	101
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	103
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	105
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	107
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-46-XXXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	114
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), геофизических аномалий (ГФА), показанных на карте полезных ископаемых листа Р-46-XXXII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	115
<i>Приложение 3.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых и прогнозные ресурсы	129
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица ресурсов полезных ископаемых на листе Р-46-XXXII	131
<i>Приложение 5.</i> Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-46-XXXII прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы	132
<i>Приложение 6.</i> Список петротипов, стратотипических разрезов, опорных обнажений, эталонных массивов, показанных на геологической карте и карте четвертичных образований	133
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	135
<i>Приложение 8.</i> Химический состав типичных представителей магматических и метаморфических пород листа Р-46-XXXII	137
<i>Приложение 9.</i> Средние содержания микроэлементов в магматических и метаморфических породах листа Р-46-XXXII по данным полуколичественного спектрального анализа	139
<i>Приложение 10.</i> Физические свойства пород площади листа Р-46-XXXII	141