

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

Серия Минусинская
Лист N-45-XXIV (Балыкса)

МОСКВА
2019

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

Управление по недропользованию по Республике Хакасия
(Хакаснедра)

Томский государственный университет
(ТГУ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Минусинская

Лист N-45-XXIV (Балыкса)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК (55)(084.3М200):528.94.065(470+571.52)
ББК 26
Г72

Авторы

*А. Д. Котельников, А. Г. Дербан, Н. А. Макаренко, И. В. Котельникова, В. А. Кривчиков,
С. В. Максиков*

Научный редактор *Г. А. Бабин*

Рецензент

Н. И. Гусев

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-45-XXIV (Балыкса). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. Д. Котельников, А. Г. Дербан, Н. А. Макаренко и др.; Минприроды России, Роснедра, Хакаснедра, ТГУ. – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (959 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-371-4 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-372-1

Г72

Территория листа N-45-XXIV находится в зоне сочленения восточного склона Кузнецкого Алатау с юго-западными отрогами Батенёвского кряжа. Представлены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения данного района, приведены геоморфологическая, гидрогеологическая и эколого-геологическая характеристики территории. Дана прогнозная оценка перспектив района. По результатам работ и материалам предыдущих исследований создан комплект карт: геологическая, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, четвертичных образований, составленные в среде ArcGIS и сопровождающиеся базами данных.

Для широкого круга специалистов, занимающихся региональной геологией, и студентов геологических специальностей.

Илл. 18, список лит. 173 назв., прил. 11.

УДК (55)(084.3М200):528.94.065(470+571.52)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 29 марта 2013 г.

ISBN 978-5-93761-371-4 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-372-1

© Роснедра, 2019
© ТГУ, 2013
© Коллектив авторов и редакторов, 2013
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	9
СТРАТИГРАФИЯ	16
МАГМАТИЗМ.....	43
ТЕКТОНИКА	67
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	72
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	74
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	79
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	103
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	117
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	122
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	123
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-45-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	130
<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 (ГА) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-45-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	131
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-45-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	154
<i>Приложение 4.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений.....	155
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица запасов и ресурсов полезных ископаемых.....	156
<i>Приложение 6.</i> Таблица впервые выделенных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	157
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов определения абсолютного возраста пород	158
<i>Приложение 8.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе N-45-XXIV	159
<i>Приложение 9.</i> Содержания петрогенных (РФА, мас. %) и редких (ICP-MS, г/т) элементов в магматических породах	160
<i>Приложение 10.</i> Результаты рентгено-флуоресцентного анализа (Анализы выполнены в АЦГПС ТРЦКП Томского госуниверситета)	181
<i>Приложение 11.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на листе N-45-XXIV	186

ВВЕДЕНИЕ

Лист N-45-XXIV ограничен координатами 53°20'–54°00' с. ш., 89°00'–90°00' в. д., располагается в пределах Ширинского, Усть-Абаканского и Аскизского районов Республики Хакасия и Таштагольского района Кемеровской области. Общая площадь составляет 4 905 км² (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная схема размещения площади работ.

Территория изученного района расположена в пределах Кузнецко-Алатауского сводового поднятия, к востоку от Балыксинского грабена, в зоне сочленения восточного склона Кузнецко-Алатау с юго-западными отрогами Батенёвского поднятия. По геологическому строению площадь относится к категории сложных, состоит из трех блоков – Июсского, Азыртальского антиклинориев и северо-восточного окончания Мрасского выступа, которые в СЛ-200 Минусинской серии отражены, как одноименные подзоны в составе Кузнецко-Восточносаянской и

Мрасско-Азыртальской структурно-формационных зон (СФЗ). Обнаженность территории неравномерная. Высокогорная часть представляет собой сплошной крупноглыбовый курумник, обнажения встречаются только в карах. Лучше всего обнажены борта речных долин и гребни водоразделов. Проходимость на большей части площади плохая, а в восточной части, где преобладает средне- и низкогорный рельеф – удовлетворительная.

По морфологическим признакам исследуемый район можно подразделить на высокогорную, среднегорную и низкогорную части. Северо-западная и центральная части представляют собой высокогорную страну, где высоты достигают 2 178 м (г. Верхний Зуб). Хребты Тигертыш, Харатас, Туралыг, Терень-Казыр, Междуказырский, расположенные в центральной части Кузнецкого Алатау, имеют высоты 1 600–2 211 м и преимущественно северо-восточную ориентировку. На остальной площади листа развит расчлененный рельеф с отметками 500–1 500 м, за исключением расположенного в юго-восточной части листа Абаканского горного хребта между реками Томь и Аскиз, где отметки абсолютных высот достигают 1 747 м (г. Карлыган). Минимальные абсолютные отметки приурочены к пойме р. Томь, которая является наиболее крупной водной артерией района. Кроме нее крупными водными артериями являются реки Аскиз, Теренсуг, Харатас, Мал. и Бол. Казыр и др. На северо-восточных склонах хребта Кузнецкого Алатау находится большое количество горных озер. Площадь водных зеркал этих озер колеблется от нескольких десятков квадратных метров до 0,33–0,37 км². Наиболее крупным является озеро Хызыр-Тырен.

Распространенная на всей территории таежная растительность представлена хвойным и лиственным лесом. Климат района континентальный с резкими сезонными колебаниями от +25 до +30 °С в июле, и от –45 до –50 °С в январе. Среднегодовое количество осадков западной высокогорной части превышает 1 500 мм в год, в восточной части площади колеблется от 700 до 1 000 мм в год.

Заселенность и экономическая освоенность района неравномерны: территории северной и центральной части листа являются заброшенными, вдоль южной границы проходит железнодорожная ветка Новокузнецк–Абакан с железнодорожными станциями Балыкса, Бискамжа, Бирикчуль и автомобильная дорога с гравийным покрытием. Грунтовая лесовозная дорога связывает станцию Усть-Бюрь с базой МЧС в месте впадения р. Кашпар в р. Харатас. Основными населенными пунктами на данной площади в настоящее время являются поселки Балыкса, Бискамжа, Бирикчуль и станции Нанхчул и Шора. Полностью исчезли поселки Иней, Ассук, Вершинка и Тамалык.

Население занято на железнодорожном транспорте, в лесной и горнодобывающей промышленности. Сельское хозяйство и животноводство развиты незначительно.

В горах господствует тундровый тип растительности. Среди животного мира наиболее крупными являются лоси, маралы, дикие кабаны, горные бараны и козлы, в большом количестве водятся лисы и зайцы, широко распространены сурки и мелкие грызуны, из пернатых преобладают семейства ястребиных и соколиных. Из хищников в больших количествах встречаются бурый медведь, волк, рысь и россомаха. В реках водятся ценные виды рыб: таймень, ленок, хариус.

Геологическое доизучение площади масштаба 1 : 200 000 листа N-45-XXIV (Усинская площадь) проведено в период с III квартала 2008 г. по IV квартал 2010 г. Для составления комплекта Госгеолкарты-200/2 использованы материалы, полученные в ходе полевых работ 2008–2010 гг. и материалы работ предшественников, а именно Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листа N-45-XXIV [17], Геологическая карта и карта полезных ископаемых Республики Хакасия масштаба 1 : 200 000 [127], Структурно-формационная карта Республики Хакасия масштаба 1 : 500 000 [104], Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 листа N-45 [21], результаты ГДП-50 [75, 76, 125] и материалы полистных геологических съемок масштаба 1 : 50 000 [85, 105, 110, 134, 135, 136, 138, 140, 153, 156], покрывающих всю площадь.

В процессе составления геологической карты проводились полевые работы по увязке с соседним листом Госгеолкарты-200/2 N-45-XVIII (Шира). Имеются два случая несбойки листов. Во-первых, в верховьях р. Пихтерек нестыковка вызвана неувязанностью геологической карты и карты четвертичных отложений листа N-45-XVIII. Во-вторых, в маршруте, пройденном от устья руч. Узунчул в восточном направлении вверх по левому борту р. Пихтерек наблюдались гранитоиды первой фазы тигертышского комплекса, прорванные мелкими телами второй фазы. Выше по водоразделу наблюдались габбро и габбродиориты мартайгинского комплекса. Показанные на карте образования шипилинской свиты ранне-среднекембрийского возраста и гипербазиты терсинского комплекса пользуются распространением севернее рамки листа N-45-XXIV. Второй случай несбойки в нижнем течении р. Хара, где развиты вулканы, относивши-

еся к уленьской толще раннедевонского возраста. На листе N-45-XVIII эти вулканиды отнесены к кошкулакской свите условно средне-позднеордовикского возраста. Проведенный геохимический анализ базальтов нижнематаракской свиты в стратотипе и в Уленьской впадине указывает на их сходство и на отличие от базальтов кошкулакской свиты в районе урочища Сохочул.

Проведены исследования по доизучению интрузивных образований раннего палеозоя, стратиграфических разрезов кембрия и девона, ревизии ряда рудопроявлений Балыксинской и Уйбатской площадей. При подготовке карт учтены новые данные других исследователей этого района, уточнена степень перспективности рудных объектов и структур на различные виды полезных ископаемых. Территория обеспечена МАКС. Категория дешифрируемости третья, элементы рельефа не всегда совпадают с геологическими границами.

Работы выполнялись сотрудниками НИЛ Геокарт, студентами и аспирантами геолого-географического факультета Национального исследовательского Томского государственного университета. Ответственный исполнитель по объекту – заведующий НИЛ Геокарт ГГФ ТГУ А. Д. Котельников. Исследования проводились под руководством сотрудников С. В. Максикова, А. Г. Дербана, И. В. Котельниковой и Н. А. Макаренко. В них принимали участие в качестве штатных сотрудников лаборатории 20 студентов геолого-географического факультета ТГУ и два аспиранта. В соответствии с геологическим заданием составлены геологическая карта, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения, карта четвертичных образований, подготовлен отчет и объяснительная записка. Материалы представлены в соответствии с СЛ-200/2 Минусинской серии и Решениями МСК и СибРМСК.

При выполнении ГДП-200 были использованы карта изолиний аномального магнитного поля и схема гравитационных аномалий в редукции Буге листа N-45-XXIV масштаба 1 : 200 000, полученные в результате работ, проведенных ЗАО «НПП ВИРГ Рудгеофизика» (ответственный исполнитель Д. Е. Зубов). «Центром дистанционных исследований и мониторинга окружающей среды» Национального исследовательского Томского политехнического университета на базе дешифрирования МАКС и АФС и анализа цифровой модели рельефа составлена дистанционная основа Усинской площади (ответственный исполнитель А. А. Поцелуев). Апробация геофизической и дистанционной основ не проводилась, так как это не было предусмотрено Геологическим заданием. В качестве геохимической основы использованы материалы из отчета В. М. Голубева «Геохимическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на Кузнецко-Алатауской площади».

Лабораторные исследования проведены в Аналитическом Центре геохимии природных систем Томского регионального центра коллективного пользования Томского государственного университета (АЦГПС ТРЦКП ТГУ) под руководством П. А. Тишина. Проанализировано 600 проб ICP-MS методом, 900 проб методом РФА. Аналитики: ICP – Ю. В. Аношкина и Е. И. Никитина, РФА – Е. М. Асочакова и Е. Д. Агапова. Изотопное датирование уран-свинцовым методом по цирконам (SHRIMP-II) по 20 пробам выполнено ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) аналитиками Н. Родионовым, С. Пресняковым.

Определения фаунистических остатков выполняли к. г.-м. н. С. Н. Макаренко (Сибирский НПЦ ТГУ), к. г.-м. н. Г. Д. Исаев (ООО НИЦ «СИБГЕОНАФТ»), с. н. с. Л. Г. Перегоедов (ФГУП «СНИИГГиМС»). Проанализировано более 70 образцов и более 100 палеонтологических шлифов. Петрографическое изучение шлифов (>1 000 шт.) проведено кандидатами г.-м. н. В. А. Врублевским и Н. А. Макаренко.

Геологическая карта составлена А. Д. Котельниковым, при участии А. Г. Дербана и И. В. Котельниковой; геологическая карта четвертичных образований – Н. А. Макаренко, при участии И. В. Котельниковой и А. И. Третьяк; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения – С. В. Максиковым и А. Г. Дербаном. Цифровая модель в ArcView GIS 3.2a выполнена С. В. Максиковым, Ф. Р. Сатаевым и А. И. Третьяк. Фактологические базы данных в Microsoft Office Access 2003 созданы А. И. Третьяк. В объяснительной записке «Введение» написано А. Д. Котельниковым; разделы «Геологическая изученность» – И. В. Котельниковой; «Стратиграфия» – А. Д. Котельниковым, Н. А. Макаренко, И. В. Котельниковой и А. Г. Дербаном; «Магматизм» – А. Д. Котельниковым, В. А. Кривчиковым, И. В. Котельниковой и А. Г. Дербаном; «Тектоника» и «История геологического развития» – А. Д. Котельниковым; «Полезные ископаемые» – А. Г. Дербаном и С. В. Максиковым; «Закономерности размещения и оценка перспектив района» – А. Г. Дербаном; «Гидрогеология» – А. Д. Котельниковым; «Геоморфология» и «Эколого-геологическая обстановка» – Н. А. Макаренко; «Заключение» – А. Д. Котельниковым.

Авторы выражают искреннюю благодарность редактору Г. А. Бабину и сотрудникам СНИИГГиМС – И. В. Будникову, Б. Г. Краевскому, В. Л. Хомичеву, В. М. Исакову и В. А. Епифанову за неоценимую помощь и советы в ходе проведения работ и подготовки отчетных материалов; а также В. А. Врублевскому за консультации и помощь в описании шлифов, сотрудникам

Института геологии и минералогии СО РАН А. Э. Изоху и С. Н. Рудневу. За постоянную поддержку и помощь в организации работ авторский коллектив искренне благодарен декану ГГФ ТГУ Г. М. Татьянину.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Результатом изучения территории в рамках Государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенного в 1958–1960 гг. под руководством А. В. Печерского и А. И. Филимонова, стало издание в 1965 г. Государственной геологической карты листа N-45-XXIV [17].

60-е годы–начало 70-х XX века – время проведения полистных геологических съемок масштаба 1 : 50 000, сопровождающихся общими поисками полезных ископаемых (рис. 2). Этим видом работ территория листа охвачена полностью. В 1965 г. редколлегией Красноярского геологического управления утверждена легенда для геологических карт масштаба 1 : 50 000 восточного склона Кузнецкого Алатау. В легенде древние стратифицированные образования разделены на позднепротерозойские белоюсскую, полуденную, тюримскую, кульбюрстюгскую, мартюхинскую свиты. Выделены раннекембрийские усть-кундатская и усинская, среднекембрийская карасугская свиты. Интрузивные образования расчленены на комплексы (от древних к молодым): 1 – плагиогранитный (ϵ_{2-3}); 2 – щелочных габброидов (O_1); 3 – тигертышский (O); 4 – саганахгольский (карлыгановский) (S_2-D_1). Эти схемы явились базой для дальнейших исследований, хотя и претерпели значительные изменения.

В 1968–1969 гг. по материалам крупномасштабных съемок и тематических работ Г. М. Еханиным [106] составлен комплект карт масштаба 1 : 200 000 восточного склона Кузнецкого Алатау в легенде 1965 г. В 1971–1975 гг. по результатам тематических, геофизических исследований, дешифрирования космо- и аэрофотоснимков под руководством Е. В. Широковой [155] составлен комплект карт масштаба 1 : 200 000 восточного склона Кузнецкого Алатау как основы для планирования поисковых и поисково-разведочных работ. Существенных изменений от данных полистных съемок эти работы не внесли. В это же время проведены поисково-оценочные работы, по результатам которых выявлены и оценены Тамалыкское месторождение фосфоритов [115, 135], Казымчинское свинцово-цинковое месторождение [132, 140], Каролиновское [110] и Намштакское проявления апатитов, проявления молибдена Молния, Адырлых, р. Туралыг [130–132, 134].

С 70-х годов XX столетия начинается углубленное изучение геологии региона и оценки открытых ранее рудных объектов. В основных золотоносных районах проводится геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на различные полезные ископаемые.

В 1975–1977 гг. под руководством А. Н. Попова [141] проведены поисково-оценочные работы на свинцово-цинковые руды в Казымчинском рудном районе, в 1977 г. – М. И. Хвостовым – общие поиски апатитовых руд на участке «Намштак» с отрицательной оценкой.

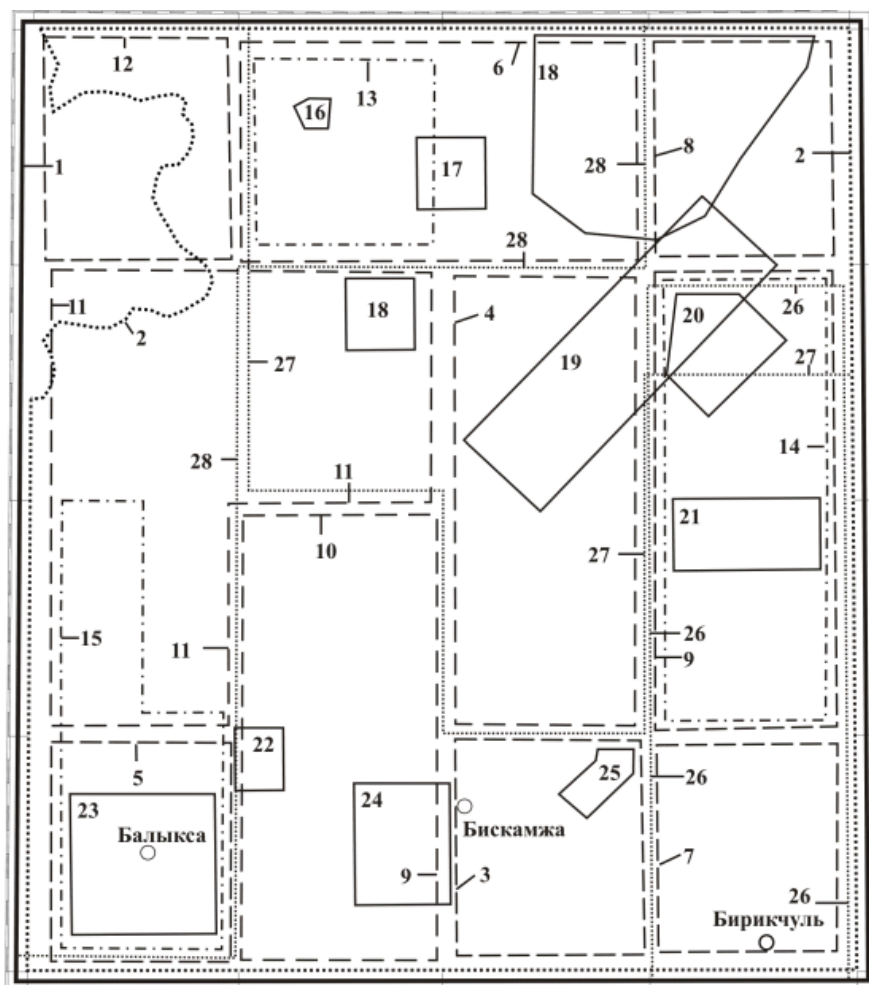
В 1978–1980 гг. составлена прогнозно-металлогеническая карта Уйбатского золоторудного узла масштаба 1 : 50 000 [111], куда вошли листы N-45-84-Г, N-45-96-Б, -Г. На основе тектоно-геохимического районирования выделен Тибек-Бейский блок, перспективный на золотооруденение, расположенный за пределами листа у его восточной рамки.

В 1980–1985 гг. Ю. В. Беспаловым [77] проведено геологическое доизучение с общими поисками масштаба 1 : 50 000 Коммунаровско-Балахчинской площади, захватывающее северную часть листа N-45-XXIV (лист N-45-83-Б). В результате составлены обновленные геологические карты рудных районов масштаба 1 : 50 000 в комплекте с геофизическими, геохимическими и другими картами, выявлены новые перспективные участки и рудопроявления золота.

В 1982–1984 гг. Ф. М. Ананьев, В. С. Кузечный [73] провели поисково-ревизионные работы на молибден и медь в Агаскырском, Теренсинском, Аскизско-Бискалжинском рудных районах. Изучены Адырлыхское проявление, Сатхнинская и Караташская группа проявлений молибдена и золота, выявлено Озерное золото-молибденовое проявление, намечены перспективные участки для проведения поисково-оценочных работ.

В 1984–1988 гг. Красноярской геологосъемочной экспедицией [124] проведено геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 с общими поисками апатитов на Уйбатской площади, охватывающие восточную часть листа N-45-XXIV (листы N-45-84-Г и N-45-96-Б). Работы про-

водились совместно с ИГиГ СО АН СССР и Красноярским государственным педагогическим институтом. Одновременно в 1987–1989 гг. проведены детальные поиски апатитов на Каролинском участке и участке Намштак [128] с подсчетом прогнозных ресурсов и оценкой объектов как не имеющих промышленного значения.



Условные обозначения

- 1 - Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000, Печерский А.В., Филимонов А.И., 1965 г.;
- 2 - Геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1:200 000 Республики Хакасия, Махлаев М.Л., 1995 г.; Структурно-формационная карта масштаба 1:500 000 Республики Хакасия, Дербан А.Г., 2001 г.;
- Геологическая съемка масштаба 1:50 000:
3 - Геря В.И., 1962 г.; 4 - Мкртычян А.К., 1963 г.; 5 - Цапенко В.И., 1964 г.; 6 - Мишко Н.С., 1965 г.; 7 - Широин И.В., 1966 г.; 8 - Отчерцов В.Г., 1966 г.; 9 - Ионин Г.М., 1966 г.; 10 - Польшинцев П.И., 1966 г.; 11 - Единцев Е.С., 1973 г. 12 - Мурзин В.С., 1973 г.;
- Геологическое доизучение площади масштаба 1:50 000: 13- Беспалов Ю.В., 1985 г.; 14 - Липишанов А.П., 1988 г.; 15 - Беспалов Ю.В., 1997 г.;
- Поисково-разведочные работы:
16 - Федотушкин Е.Н., 2002 г.; 17 - Солодянкин М.В., 1953 г.; 18 - Михалев В.Г., 1955 г.; 19 - Макуха В.Ф., 1965 г., Кириллов А.Д., 1967 г., Борисюк Г.А., 1990 г., Кухаренок В.Н., 1996 г.; 20 - Кирич В.И., 1965 г.; Минаков А.Н., 1987 г.; 21 - Адышев В.М., 1992 г.; 22 - Кужелев Г.А., 1957 г.; 23 - Пичугин Н.А., 1953 г., Сазонов П.Т., 1958 г., Гугуев М.П., 1962 г., Беспалов Ю.В., 1999 г.; 24 - Фалейчик А.В., 1965 г., Михалев Ю.М., 1969 г., Попов А.Н., 1977 г.; 25 - Минаков А.Н., 1989 г.;
- Тематические, ревизионные работы: 26 - Каницева В.А., 1980 г.; 27 - Ананьев Ф.М., 1984 г.; 28 - Михалев Ю.М., 1997 г.; весь лист - Гусаров Ю.В., Забияка А.И., 1999 г.;

Рис. 2. Схема геологической изученности листа N-45-XXIV.

В 1990 г. Г. А. Борисюк [78] провел поисково-оценочные работы на вторичные фосфориты в южной части, а в 1996 г. В. Н. Кухаренок [119] – в северной части Тамалыкского месторождения. Выявлены и оценены залежи вторичных фосфоритов, произведен подсчет запасов.

В 1990–1995 гг. на территории Балыксинского района под руководством Ю. В. Беспалова [76] проведено геологическое доизучение с общими поисками масштаба 1 : 50 000. Проведено расчленение рифейско–кембрийских вулканогенно-осадочных отложений с обособлением Мрасской и Азыртальской СФЗ. Интрузивные породы объединены в тебинский, саланский, кундусуольский, габбро-порфиритовый, когтахский, мартайгинский, тигертышский, культайгинский, хайлеольский и субвулканический комплексы с возрастом от раннего рифея? до раннего девона. Подтверждены некоторые геохимические аномалии, вытянутые вдоль контакта эффузивной и карбонатно-сланцевой толщ на соседней территории у южной и западной рамки листа на водоразделе рек Федоровка–Веселая–Кедровка. В продолжение этих работ на Балыксинской площади в 1996–1997 гг. этим же автором [77] выполнены детальные поиски на рудное золото, выделены перспективные участки.

В это же время продолжают поисково-оценочные работы на россыпное золото: в 1992 г. В. М. Адышевым [68] в бассейне р. Ниня, а в 1992–1995 гг. В. Н. Воробьевым [83] в бассейне р. Теренсуг. Сделана переоценка ресурсов золотоносных россыпей.

В 1994–1995 и 1996–1999 гг. Красноярским НИИГГиМС под руководством А. И. Забияки [107] изучены коры химического выветривания. Охарактеризованы их основные морфологические типы, оценена золотоносность линейных кор, дана прогнозная оценка, рекомендованы направления дальнейших исследований.

В период 1960–1990 гг. проводились тематические исследования ПГО «Красноярскгеология», ИГиГ СО АН СССР, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, КНИИГГиМС, ТПИ, КИЦМ по изучению проблемных вопросов стратиграфии и магматизма, закономерности размещения и прогнозирования месторождений полезных ископаемых. В них приняли участие Ю. А. Кузнецов, Д. М. Бондарева, В. И. Богнибов, В. Н. Довгаль, В. А. Широких, В. Л. Хомичев, Б. Г. Краевский, Л. Т. Жирова, Е. Л. Данилин, Л. А. Сазонов, А. П. Кривенко, А. И. Глотов, П. И. Балыкин, В. И. Краснов, В. А. Шипицын, О. В. Сосновская, А. Г. Рублев, М. Л. Махлаев.

В 1993–1995 гг. М. Л. Махлаевым [127] составлена геологическая карта и карта полезных ископаемых Республики Хакасия масштаба 1 : 200 000.

В 1997 г. коллективом авторов ФГУ ГП «Красноярскгеолсъемка» под руководством М. Л. Махлаева подготовлена легенда Минусинской серии Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 [123], куда вошел и лист N-45-XXIV. В ее основу положены Региональные стратиграфические схемы докембрия, палеозоя и четвертичной системы 1979 г., мезозоя и кайнозоя 1978 г.; Региональные рабочие схемы магматизма Кузнецкого Алатау 1978 г. и Восточного Саяна 1985 г.; серийные легенды для карт масштаба 1 : 50 000 Коммунарской, Южно-Минусинской, Азыртальской серий и результаты тематических работ 1989–1992 гг. [146, 147, 154]. В 2007 г. в легенду внесены дополнения и изменения, полученные в ходе геологических работ на территории листов Минусинской серии [144, 148].

На основе геологической карты и карты полезных ископаемых Республики Хакасия масштаба 1 : 200 000, в соответствии с серийными легендами для ГК-200, с учетом материалов геологосъемочных и тематических работ в 1998–2001 гг. А. Г. Дербаном и М. Л. Махлаевым [104] составлена Структурно-формационная карта Республики Хакасия масштаба 1 : 500 000 как основа для дальнейших прогнозно-металлогенических и других региональных построений, определены основные направления дальнейшего совершенствования геологической карты Республики Хакасия.

В 1999–2001 гг. ЗАО ЗДК «Золотая Звезда» под руководством Е. Н. Федотушкина [151] проведены поисковые работы на рудное золото на флангах месторождения Черная Гора. Из-за низкого содержания золота выявленные объекты промышленного значения не имеют, но исключать обнаружение промышленного оруденения нельзя. Тяжелые горнотехнические условия и отдаленность района явились причиной того, что опоскованность района месторождения осталась низкой, не были изучены выявленные литогеохимической и магнитной съемкой перспективные участки.

Следует отметить, что, несмотря на высокую степень геологической изученности, многие вопросы стратиграфии, магматизма и металлогении остаются дискуссионными.

С 2008 по 2010 гг. научно-исследовательской лабораторией геокарт Национального исследовательского Томского государственного университета проведено геологическое доизучение площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200), по материалам которого подготовлено настоящее издание Государственной геологической карты РФ с объяснительной запиской листа N-45-XXIV. НПО ВИРГ «Рудгеофизика» в рамках ГДП-200 подготовлена геофизическая основа листа.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Современное состояние геохимической изученности отражено на рисунке 3. В настоящее время на всей территории проведена литогеохимическая съемка масштаба 1 : 50 000, а на отдельных участках (в пределах рудных полей и ближайших к ним окрестностей) – масштаба 1 : 25 000 и 1 : 10 000 (на небольших площадях – масштаба 1 : 5 000).

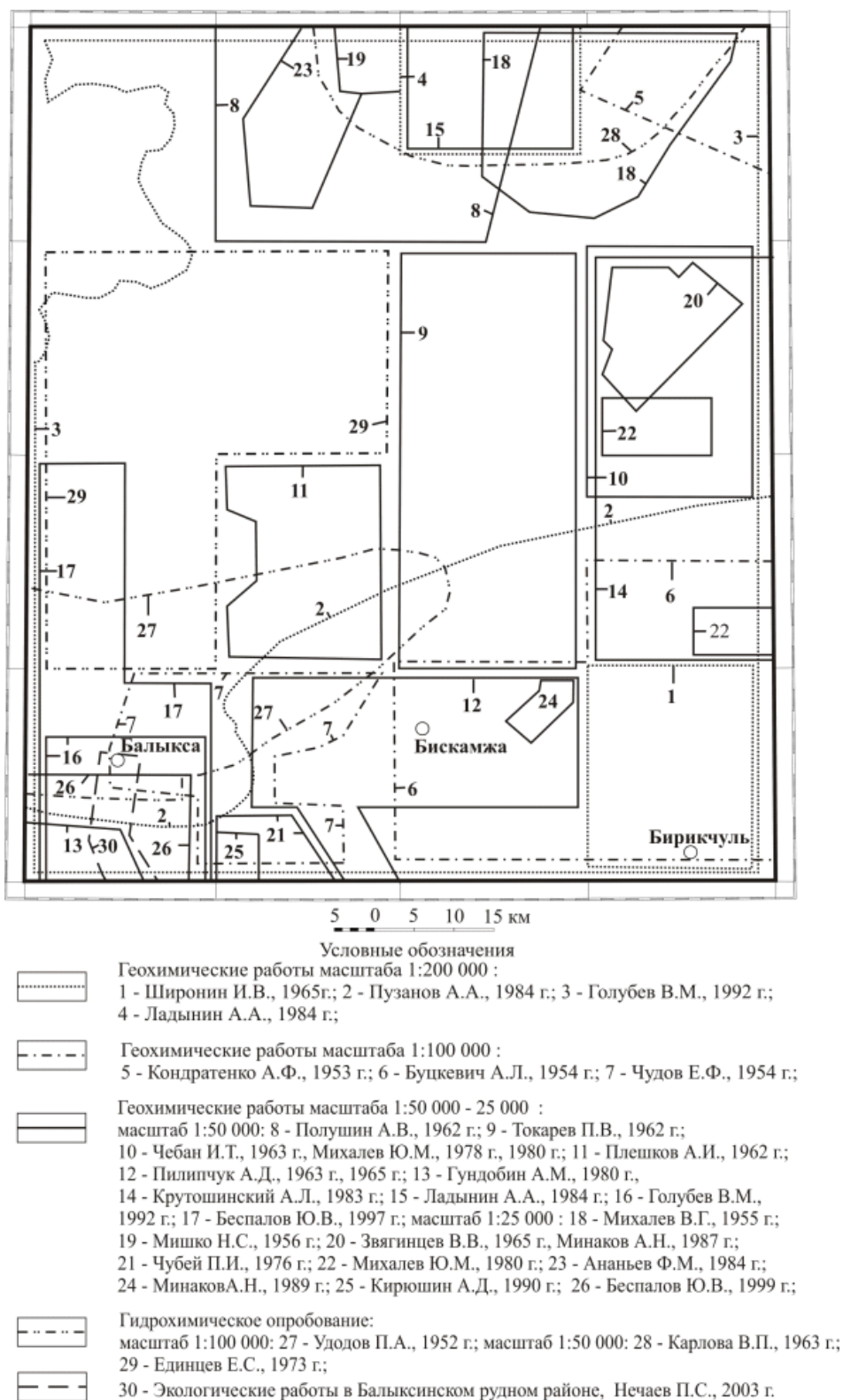


Рис. 3. Схема геохимической и экологической изученности листа N-45-XXIV.

До 1960 г. литохимические поиски проводились в комплексе с геофизическими методами, включали от 4–6 до 10–15, с 1961–1965 гг. 20 элементов: медь, молибден, цинк, свинец, никель,

кобальт, вольфрам, олово, барий, мышьяк, серебро, марганец, сурьма, ванадий, хром, бор, бериллий, висмут, стронций, иттрий, иттербий, ниобий, фосфор и др. В 1961 г. под руководством А. В. Полушина на площади листов N-45-83-Б и N-45-84-А проводились комплексные геохимические и геолого-геофизические исследования. Выявлены геохимические ореолы молибдена на площади, прилегающей к Сатхинской группе рудопроявлений. В 1961–1964 гг. Н. С. Мишко [134] выявлено рудопроявление молибдена Молния. В 1961–1962 гг. П. И. Польшинцевым [140] выявлено свинцово-цинковое Казымчинское месторождение. Золото проведенными исследованиями не фиксировалось. Лишь с начала 1970-х годов, когда стали применяться высокочувствительные методы анализа на золото (спектрохимические, атомно-абсорбционные) и элементы-спутники (спектральные), литогеохимические поиски на золото по первичным и вторичным ореолам рассеяния стали довольно эффективны.

В 1976–1980 гг. в пределах Балыксинского золоторудного узла проведены поиски по потокам рассеяния Институтом геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР (г. Иркутск) под руководством Г. М. Гундобина с опробованием речной сети шагом 250 м. Выявлены непротяженные контрастные потоки золота и слабые потоки элементов-спутников: серебра, меди, свинца, молибдена, бора.

При геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 широко применялись опережающие геохимические поиски по потокам рассеяния с шагом 100–200 м. Для проверки аномалий проводились площадные поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 10 000 по сети 100×20 м с последующей заверкой аномалий горными работами [75, 76, 77, 124].

В 1982–1984 гг. Красноярской тематической экспедицией под руководством А. А. Пузанова, в 1988–1992 гг. Геохимической партией ГП «Красноярскгеолсъемка» под руководством В. М. Голубева [86] в восточной части Кузнецкого Алатау, включая лист N-45-XXIV, проведена площадная геохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000, а в пределах листа N-45-95-В масштаба 1 : 100 000. Водотоки опробованы с шагом 500 и 250 м. Подготовлена геохимическая основа для Госгеолкарты-200 нового поколения и сделана прогнозная оценка территории на золото, серебро, медь, молибден, свинец, цинк и др. Выявлена Теренсинская аномальная зона потоков рассеяния золота площадью около 900 км². Зона является более обширной и контрастной по сравнению с аномалиями, фиксирующими Балыксинский и Саралинский золоторудные узлы. На Балыксинской площади выявлены малопротяженные и слабоконтрастные потоки рассеяния золота, меди, мышьяка, серебра, свинца и цинка.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Гидрогеологическая и экологическая изученность территории слабая (рис. 3). Гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на территории листа не проводилась, также как и работы для целей водоснабжения и мелиорации.

В 1952–1953 гг. П. А. Удодовым [149] поставлены гидрогеохимические поиски полиметаллов в верховьях р. Томь и по ее притокам. Работы носили экспериментальный характер и рекомендованы для поисков полезных ископаемых.

В 1960 г. В. П. Карловой [112] проведены гидрохимические исследования в районе верховьев рек Бел. Июс, Харатас, Улень, выявившие гидрогеохимические аномалии Mn, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, W, Mo и др. элементов.

В 1991 г. составлена геоэкологическая карта юга Центральной Сибири, куда вошла и площадь листа. Выделены районы разного экологического состояния среды: равновесного, деградиционного и с наличием природного экологического резерва.

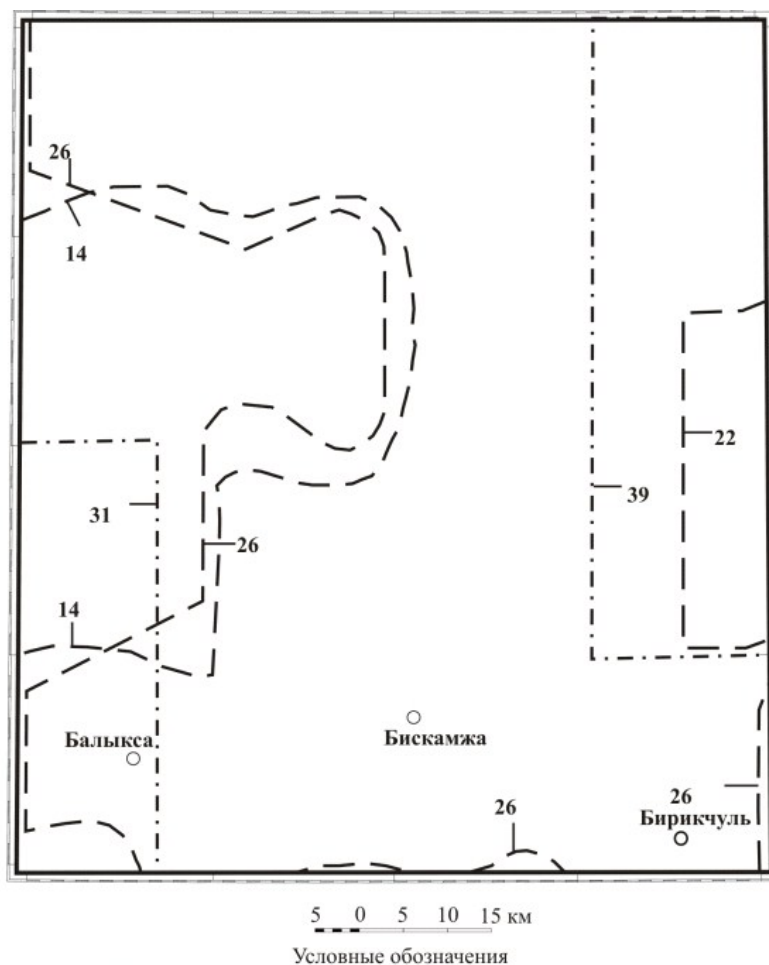
В 2000–2003 гг. в Балыксинском районе под руководством П. С. Нечаева [137] проведена эколого-геологическая оценка воздействия на геологическую среду россыпной золотодобычи. Оценены степень негативного влияния длительной эксплуатации россыпных и рудных месторождений, степень изменения природных ландшафтов.

С конца 1990-х годов и по настоящее время под руководством В. А. Мельниковой ведется мониторинг геологической среды, состояния недр и выявленных экзогенных процессов на территории Республики Хакасия, результаты которого отражены в информационных отчетах 2001–2007 гг.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Состояние геофизической изученности отражено на рисунке 4. Площадь обеспечена гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 (1988 г.) на 100 %. Аэрогеофизической съемкой

площадь листа изучена неравномерно, как по типу выполненных съемок, так и по информативности имеющихся материалов.



Гравиметрическая съемка:
весь лист - Нешумаев В.А., 1965 г., 1:1 000 000; Ключко В.П., 1988 г., 1:200 000;

Аэрогаммаспектрометрическая съемка:
весь лист - Корнилов Ф.М., 1956 г., Березовгеология, 1:25000, АСГМ-25, 75-100 м,
визуальная привязка, АН-2, Тн эпохи 1950 г.;

- Аэромагнитная съемка:
 14 - Холяндра Л.И., 1971 г., ЮГФЭ КГУ (уч. Томский, Кантегирский), 1:25000, АММ-13, 50 м, фотопривязка, АН-2, Тн эпохи 1965 г.; 22 - Холяндра Л.И., 1979 г., ЮГФЭ КГУ (уч. Майнский), 1:25000, АМП-7, 50-70 м, фотопривязка, АН-2, Тн эпохи 1965 г.; 26 - Холяндра Л.И., 1983 г., ЮГФЭ ПГО "Красноярскгеология" (уч. Коммунарковский, Джойский), 1:25000, АМП-7, 50 м, фотопривязка, МИ-8, Тн эпохи 1965 г.;
- Комплексные аэрогеофизические работы:
 31 - Кольчиков И.М., 1991 г., ЮГФЭ ПГО "Красноярскгеология" (уч. Балыксинский), 1:25000, СКАТ-77, 75 м, фотопривязка, МИ-8, Тн эпохи 1965 г.; 39 - Федорова Г.М., 1999 г., ЮГФЭ ОАО "Красноярскгеология" (уч. Уйбатский), 1:25000, СТК-21, 75 м, спутниковая привязка (TNL-1000), МИ-8, Тн эпохи 1965 г.;

Рис. 4. Схема геофизической изученности листа N-45-XXIV.

В 1956 г. Ф. М. Корниловым на большой площади, в которую целиком входит лист N-45-XXIV, проведена аэрогамма-спектрометрическая съемка масштаба 1 : 25 000 с аппаратурой АСГМ-25. Эти работы проведены с целью массовых поисков урана, носили узконаправленный характер и выполнены без фотопривязки съемочных маршрутов. Очевидно, что в настоящее время эта съемка имеет лишь исторический интерес.

С 1970 по 1981 гг. проводятся аэромагнитные съемки масштаба 1 : 25 000 с феррозондовой аппаратурой АММ-13 и АМП-7 [152]. Работы выполнены с фотопривязкой маршрутов на самолете АН-2. Этими съемками покрыта практически вся площадь листа N-45-XXIV, за исключением трапеции N-45-83-А. Полевые материалы по этим съемкам не сохранились, что фактически исключает возможность создания полноценной цифровой базы данных для ее последующего использования при геологическом доизучении. Карты графиков магнитного поля (факти-

ческий материал) в отчетных материалах отсутствуют, в силу чего оцифровке поддаются только карты изолиний магнитного поля, приложенные к геологическим отчетам. Как показывает опыт работ по оцифровке отчетных карт изолиний, последние страдают изрядной долей субъективизма и значительная часть информации в них отсутствует. При этом, следует учесть то обстоятельство, что при аэрогеофизической съемке в самолетном варианте (без обтекания рельефа) сама съемка является разновысотной в силу резкой расчлененности рельефа. Введение поправок за рельеф является мерой чисто условной и не отражает истинной картины магнитного поля.

В 1991 и 1998 гг. Южной геофизической экспедицией ОАО «Красноярскгеология» [117, 150] на площади трапеций N-45-95-A-a, -в; N-45-95-B-a, -в (Балыксинский объект) и N-45-84-B, -Г; N-45-95-B (Уйбатский объект) выполнена аэрогамма-спектрометрическая и аэромагнитная съемки масштаба 1 : 25 000 (общей площадью 1 200 км²) с аппаратурой СКАТ-77 и СТК-21, установленной на вертолете МИ-8. Материалы этих съемок удовлетворяют всем современным требованиям к геофизической основе, как по точности, так и по привязке съемочных маршрутов. Имеются цифровые материалы, позволяющие извлекать из них информацию с помощью современных компьютерных технологий.

При выполнении работ по настоящему проекту был использован отчет О. С. Коцур «Составление сводной карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 на территорию Республики Хакасия по материалам аэромагнитных съемок прошлых лет» (г. Абакан, 2001 г.).

В 2008–2010 гг. при проведении ГДП-200 листа N-45-XXIV ОАО «ВИРГ-Рудгеофизика» создана геофизическая основа листа.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования слагают примерно 40 % площади листа, охватывают интервал от позднего докембрия до квартера. Их стратиграфическое расчленение проведено в соответствии с Легендой Минусинской серии Гостгеолкарты-200/2 [123]. По результатам ГДП-200 [144, 148] и согласно решениям СибРМСК [48, 49, 50], касающихся позднедокембрийских отложений, в нее внесены ряд изменений и дополнений. По результатам ГДП-200 изменена схема структурно-фациального районирования нижнедевонских образований.

Стратиграфия площади представлена образованиями верхнерифейского, вендского, нижне- и нижне-среднекембрийского бассейнов Кузнецко-Восточноаянской, Мрасско-Азыртальской и Алтае-Кузнецкой СФЗ, девонского бассейна АКО (активной континентальной окраины) Минусинской СФЗ и развитыми по ним мел-палеогеновыми корами выветривания (рис. 5).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Верхнерифейские? отложения известны только в Кузнецко-Восточноаянской СФЗ (Тюримско-Беллыкской подзоне), где представлены белоиюсской свитой.

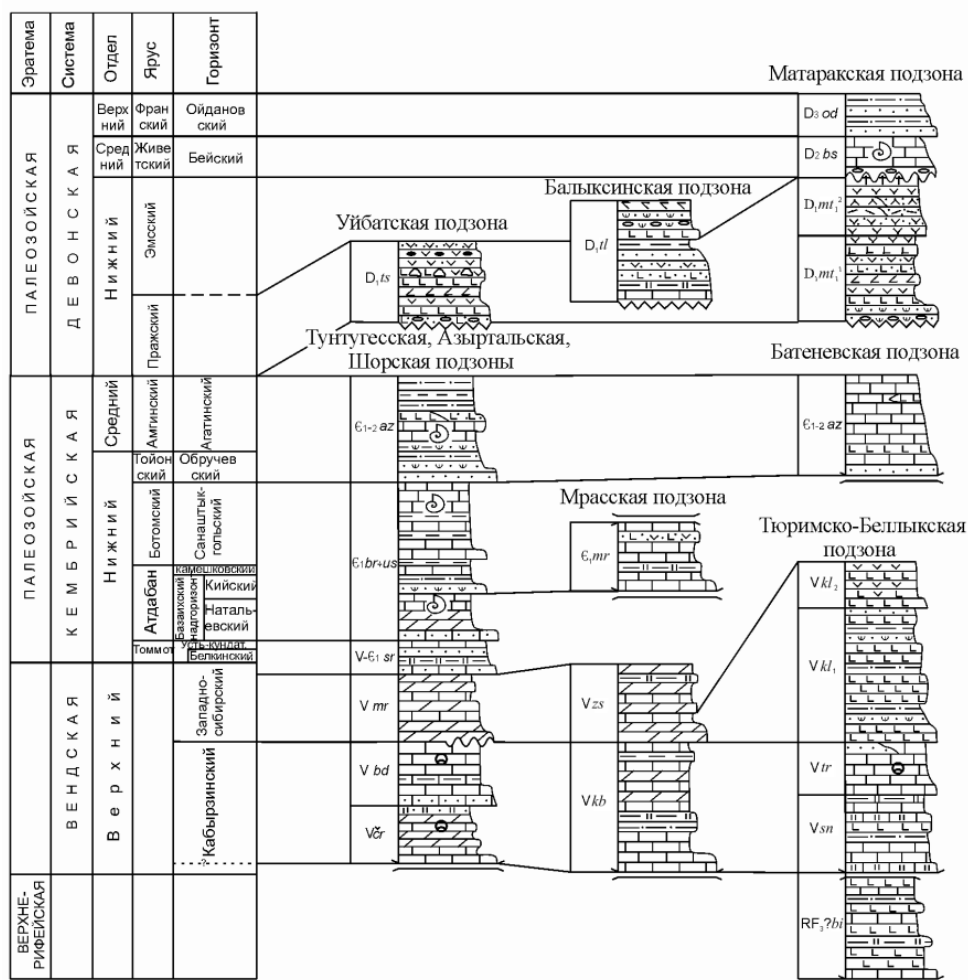
Белоиюсская свита (RF₃?bi) фиксируется в стратотипическом районе в междуречье Белый Июс, Пихтерек, Туралыг, Харатас, Кашпар и Иней по северо-восточному обрамлению Тигертышского гранитоидного плутона. На юго-западе листа метабазами белоиюсской свиты сложена серия тектонических пластин, прослеживающихся в правобережье р. Томь на протяжении от р. Бол. Казыр до п. Балыкса в шовной зоне между Балыксинским и Азыхгольским разломами.

Свита представлена метабазами, часто вариолитовыми, существенную роль играют известняки, доломиты, сланцы, менее характерны алевролиты, песчаники и силициты. Взаимоотношения с другими стратиграфическими подразделениями преимущественно тектонические и лишь в правом борту р. Иней на белоиюсской свите с резким угловым и структурным несогласием залегает нижнематаракская подсвита нижнего девона, но непосредственный контакт между этими образованиями не обнажен.

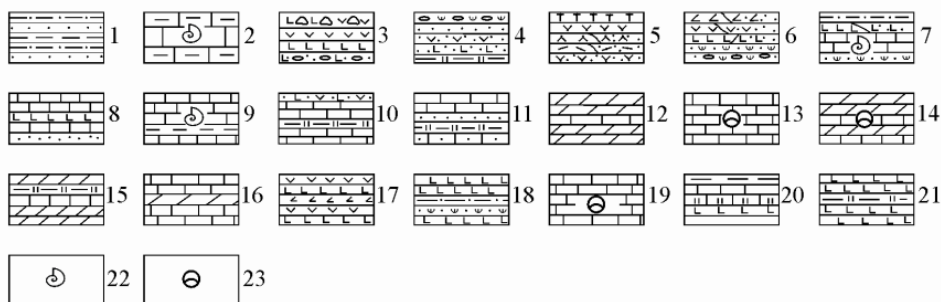
В междуречье Туралыг–Харатас–Кашпар в составе свиты выделяются три пачки. Нижняя пачка (500–600 м) в правом борту р. Кашпар сложена серыми, темно-серыми и светло-серыми, часто полосчатыми мраморизованными мелкозернистыми известняками, иногда с тонкими (до 2 мм) прослоями узорчатых антраконитовых разновидностей. Отмечаются прослои (до 5 м) и линзы белых мелкозернистых доломитов. Основание срезано монцодиоритами Кашпарского массива. Стратиграфически выше по разрезу залегают зеленовато-серые метабазалы средней пачки.

Разрез средней пачки в левом борту р. Харатас включает (снизу вверх):

1. Метабазалы массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	100 м
2. Переслаивание черных углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых, известково-глинистых сланцев	120 м
3. Метабазалы массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	35 м
4. Известняки мраморизованные темно-серые плитчатые.....	10 м
5. Метабазалы массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	60 м
6. Сланцы хлоритовые темно-зеленые.....	25 м
7. Метабазалы массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	75 м
8. Сланцы черные углеродисто-глинистые.....	25 м
9. Мраморизованные известняки темно-серые плитчатые.....	30 м
10. Метабазалы массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	60 м



Условные обозначения:



1 - верхний девон: ойдановская свита (D_3od); 2 - средний девон: бейская свита (D_2bs); 3-6 - нижний девон: 3 - гастрезенская свита (D_1ts), 4 - тарланская свита (D_1tl), 5 - верхняя пачка нижнематаракской подсвиты ($D_1mt_1^3$), 6 - нижняя пачка нижнематаракской подсвиты ($D_1mt_1^1$); 7-8 - нижний-средний кембрий: 7,8 - азырталъская свита ($E_{1-2}az$); 9-10 - нижний кембрий: 9 - бродовская, козгольская и усинская свиты объединенные (E_1br+us), 10 - мрасская свита (E_1mr); 11 - венд-нижний кембрий: сорнинская свита ($V-E_1sr$); 12-20 - венд: 12 - мартюхинская свита (Vmr), 13 - биджинская свита (Vbd), 14 - чарыштагская свита ($V\check{c}r$), 15 - западносибирская свита (Vzs), 16 - кабырзинская свита (Vkb), 17 - верхнекульбюрстюгская подсвита (Vkl_1), 18 - нижнекульбюрстюгская подсвита (Vkl_2), 19 - тюримская свита (Vtr), 20 - сынныгская свита (Vsn); 21 - верхний рифей(?): белоиосская свита ($Rf_3?bi$); 22 - археоциаты, кораллы, брахиоподы; 23 - строматолиты, микрофоссилии, проблематика;

Рис. 5. Схема сопоставления стратиграфических колонок структурно-формационных подзон листа N-45-XXIV.

Суммарная мощность средней пачки составляет 590 м.

Верхняя пачка белоиосской свиты глинисто-карбонатная. Изучена в правом борту кл. Кунхом и левом борту кл. Куба-Кат (водораздел рек Харатас и Туралыг). Ее сводный разрез включает (снизу вверх):

1. Мраморизованные известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые, загрязненные пирокластическим и терригенным материалом.....	15 м
2. Сланцы хлоритовые темно-зеленые.....	5 м
3. Мраморизованные известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые, загрязненные пирокластическим и терригенным материалом.....	10 м
4. Метабазальты массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	10 м
5. Мраморизованные известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые с прослоями углеродисто-кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев.....	200 м
6. Метабазальты массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	30 м
7. Мраморизованные известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые.....	5 м
8. Сланцы черные углеродисто-кремнисто-глинистые.....	20 м
9. Сланцы хлоритовые темно-зеленые.....	70 м
10. Метабазальты массивные темно-зелено-серые мелкозернистые.....	50 м
11. Мраморизованные известняки темно-серые мелкозернистые плитчатые.....	50 м
12. Сланцы черные углеродисто-кремнисто-глинистые.....	20 м

Мощность верхней пачки составляет 485 м.

Эффузивы белоюсской свиты характеризуются массивной и миндалекаменной текстурой (миндалины сложены кальцитом и хлоритом, реже кварцем и альбитом), афировой, реже – порфировой и гломеропорфировой структурой. В выделениях преобладает альбитизированный плагиоклаз, иногда отмечается клинопироксен, почти полностью замещенный буровато-зеленым амфиболом. Основная масса апоинтерсертальная, реже – апопилотакситовая и апогиалопилитовая с новообразованными актинолитом, эпидотом, хлоритом и рудным минералом. Метабазальты идентифицируются как недифференцированные и умеренно дифференцированные (индекс Куно – 36–43; $FeO^*/MgO=1-1,4$) низкокальциевые толеиты ($K_2O - 0,45-0,54\%$; $Na_2O/K_2O=4,2-4,9$) миаскитового ряда (отрицательный нормативный корунд). Для них характерны высокие содержания Sr (до 660 г/т), Cr (до 303 г/т), V (до 380 г/т), низкие содержания высокочargedных катионов с малым ионным радиусом (HFS-элементов): Ti, U, Th, Zr, Hf, Nb, Ta и REE с горизонтальным графиком распределения последних (прил. 9). Предельно низкие содержания TiO_2 (<0,6%), Nb (<0,8 г/т), Ta (0,07–0,08 г/т) при весьма высоком отношении Zr/Nb (~100) и низком – Ti/V (≤ 10) свидетельствует о принадлежности к надсубдукционному типу. Положение фигуративных точек базальтов на дискриминационных диаграммах соответствует полям островодужных базальтов, и, в частности, толеитов (рис. 6, 7, 8). Геохимическая специализация метабазальтов: Cr, V.

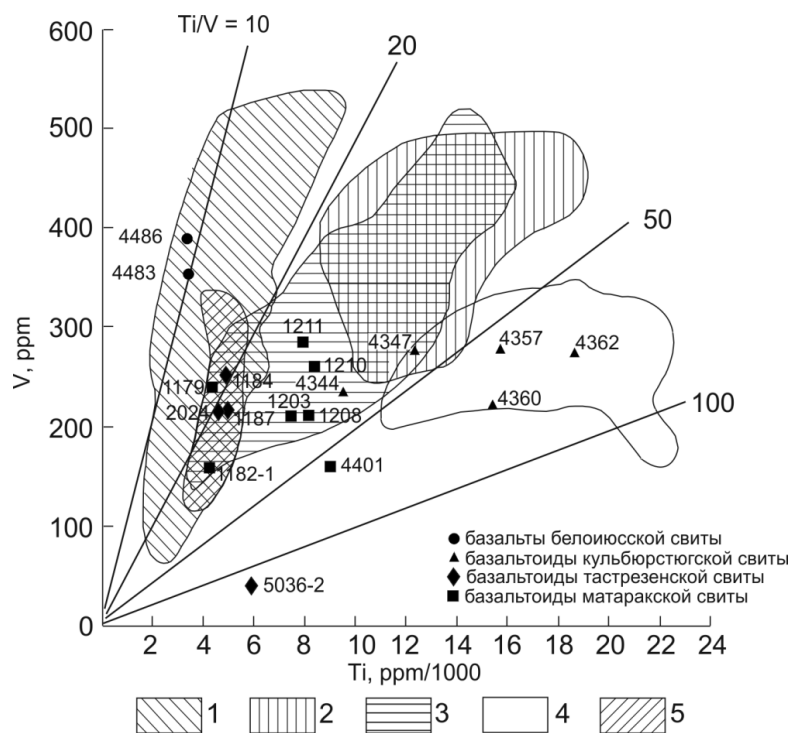


Рис. 6. Дискриминационная диаграмма Ti-V для базальтоидов [168].

Поля на диаграмме: 1 – островодужные толеиты; 2 – покровные континентальные базальты; 3 – базальты срединно-океанических хребтов и базальты задуговых бассейнов; 4 – базальты океанических островов и щелочные базальты; 5 – известково-щелочные базальты.

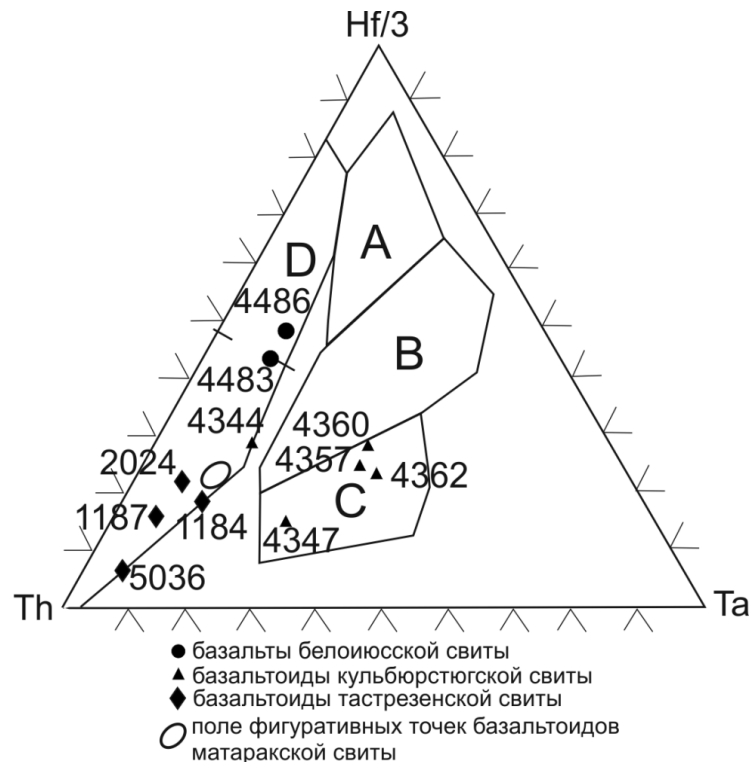


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма Th–Hf–Ta для базальтоидов [173].

Поля на диаграмме: А–N-тип MORB; В–E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг. Пунктирная линия в поле D разделяет толеиты островных дуг и известково-щелочные базальты.

Метаандезибазальты по сравнению с метабазами более железистые ($FeO^*/MgO=2,2-3,6$) и титанистые, содержания HFS-элементов и редких литофилов закономерно увеличиваются, а транзитных сидерофилов – уменьшаются.

Феннеровский тренд дифференциации, наличие в редкоземельном спектре базальтов европиевых аномалий, рост отношения Ti/V (до 18) и слабовыраженное закономерно уменьшение отношения La/Th по мере похлещения пород указывает на их формирование из обводненной восстановленной магмы (преимущественное фракционирование оливина, пироксенов и плагиоклаза при подчиненном – магнетита). В единичном случае андезибазальты (проба 1775) обеднены, в сравнении с базальтами, HFS-элементами и REE. Эти разновидности не являются прямыми комагматами выше охарактеризованных базальтов и, вероятно, представляют дифференциаты самостоятельного базитового или пикритового расплава с более высокой степенью плавления мантийного источника.

Покровные базальты имеют тесную пространственную и генетическую связь с субвулканическими образованиями одноименного комплекса, представленного силлами и дайками зеленокаменноизмененных габбро и долеритов.

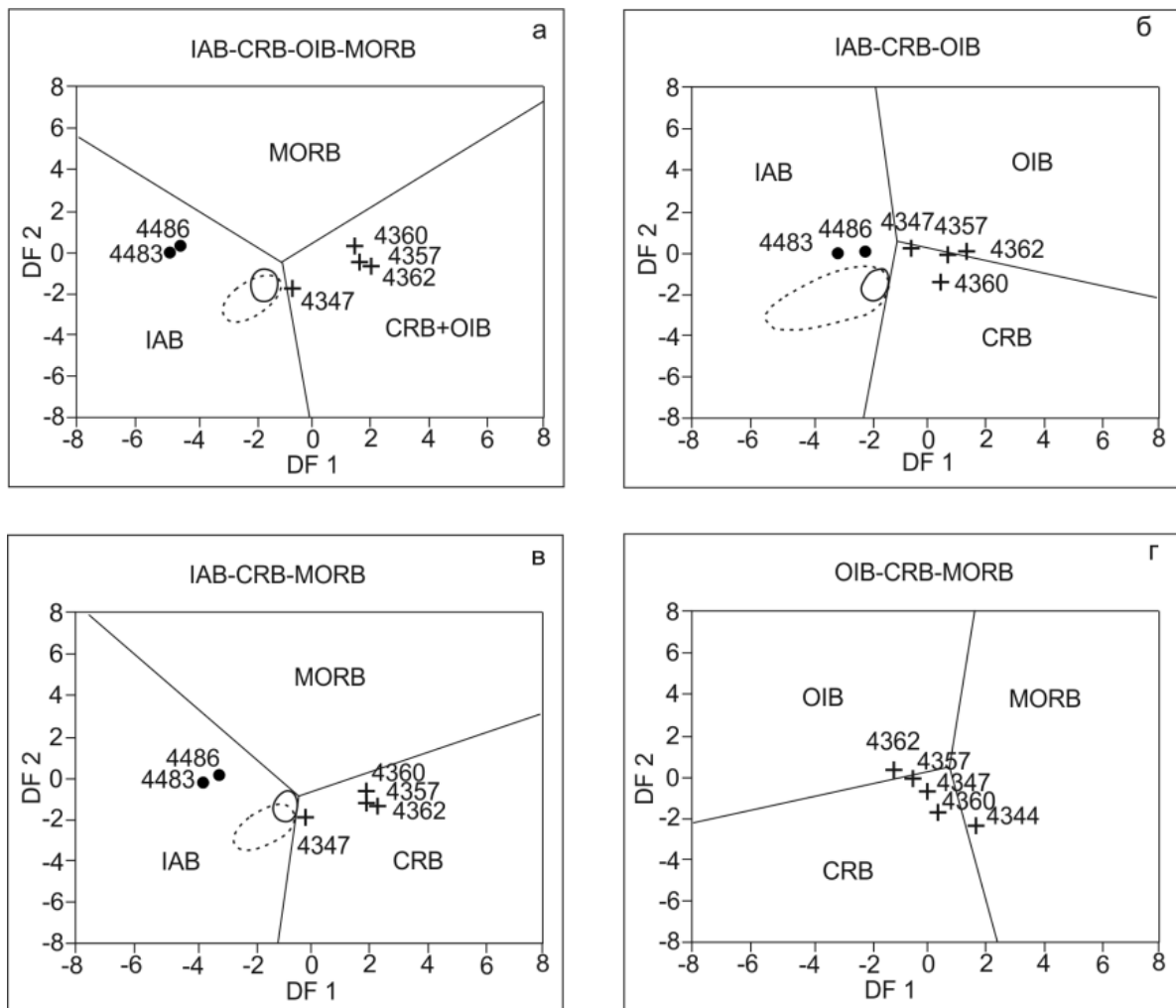
В юго-западной части площади на водоразделе рек Кунзас–Томь свита сложена метабазами, редко – известняками. Мощность отложений составляет 1 600–1 750 м.

Свите соответствуют неспокойное слабодифференцированное отрицательное магнитное и слабое положительное гравитационное поля. Базальтоиды характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости, остаточного намагничивания $12 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ и очень низкими значениями гамма-поля.

Дешифрирование материалов аэрокосмических съемок (МАКС) неэффективно для отрисовки границ и внутренней структуры свиты.

Вторичные изменения приурочены к Амзасско-Балыксинской системе разломов, представлены окварцеванием, карбонатизацией, эпидотизацией, лимонитизацией и др.

По данным площадных поисков в потоках, дренирующих отложения свиты, отмечаются аномальные содержания золота, серебра, цинка, мышьяка, в базальтах – повышенные содержания железа и магния, низкие – титана.



● базальты белоиюсской свиты; + базальтоиды кульбюрстюгской свиты;
 ○ поля фигуративных точек базальтоидов матаракской свиты (пробы 1179, 1208, 1210, 1182-1, 4401);
 ∴ поля фигуративных точек базальтоидов тастрезенской свиты (пробы 1038, 1184, 1186, 1187, 2024, 5036-2, 5040)
 MORB - базальты срединно-океанических хребтов; OIB - базальты океанических островов;
 IAB - островодужные базальты; CRB - базальты континентальных рифтов

Рис. а $DF1 = 0,3518 \log_e(La/Th) + 0,06013 \log_e(Sm/Th) - 1,3450 \log_e(Yb/Th) + 2,1056 \log_e(Nb/Th) - 5,4763$

$DF2 = -0,3050 \log_e(La/Th) - 1,1801 \log_e(Sm/Th) + 1,6189 \log_e(Yb/Th) + 1,2260 \log_e(Nb/Th) - 5,6305$

Рис. б $DF1 = 0,5533 \log_e(La/Th) + 0,21733 \log_e(Sm/Th) - 0,0969 \log_e(Yb/Th) + 2,0454 \log_e(Nb/Th) - 5,4763$

$DF2 = -2,4498 \log_e(La/Th) + 4,8562 \log_e(Sm/Th) - 2,1240 \log_e(Yb/Th) - 0,1567 \log_e(Nb/Th) + 0,94$

Рис. в $DF1 = 0,3305555 \log_e(La/Th) + 0,34843 \log_e(Sm/Th) - 0,9562 \log_e(Yb/Th) + 2,0777 \log_e(Nb/Th) - 4,5628$

$DF2 = -0,1928 \log_e(La/Th) - 1,1989 \log_e(Sm/Th) + 1,7531 \log_e(Yb/Th) + 0,6607 \log_e(Nb/Th) - 0,4384$

Рис. г $DF1 = -0,5558 \log_e(La/Th) - 1,42603 \log_e(Sm/Th) + 2,2935 \log_e(Yb/Th) - 0,6890 \log_e(Nb/Th) + 4,1422$

$DF2 = -0,9207 \log_e(La/Th) + 3,6520 \log_e(Sm/Th) - 1,9866 \log_e(Yb/Th) + 1,0574 \log_e(Nb/Th) - 4,4283$

Рис. 8. Дискриминационные диаграммы для определения тектонической позиции базальтов и ультрамафитов с использованием логарифмически преобразованных отношений неподвижных рассеянных элементов по Agrawal, Guevara, Verma (2008 г.) [157].

Органических остатков, за исключением спор, не обнаружено. В двух пробах тонкозернистых песчаников в железнодорожном карьере выше устья р. Топчул, левого притока р. Томь, палеонтологом ЗСГУ Г. Н. Кузнецовой определены микрофоссилии: *Leiosphaeridia crassa* Naum., *L. minutissima* Naum., *Stenozonosphaera* sp., *Acanthotriletes primigenius* Naum., встречающиеся в возрастном диапазоне от протерозоя до раннего кембрия [76].

При проведении ГДП-200 в левобережье р. Иней в прослое известняков обнаружены органические остатки, напоминающие фрагменты губки *Porifera* подкласса *Silicispongia* (кремневые губки). По заключению С. Н. Макаренко, возраст вмещающих отложений не древнее венда. В соответствии с СЛ-200 Минусинской серии и решениями рабочего совещания [50] белоиюсская свита является частью кувайского (белоиюсского) регионального горизонта и ее возраст принимается условно позднерифейским.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские отложения развиты как в Кузнецко-Восточносаянской СФЗ, так и в Мрасско-Азыртальской СФЗ.

КУЗНЕЦКО-ВОСТОЧНОСАЯНСКАЯ СФЗ

Стратифицированные отложения Тюримско-Беллыкской подзоны Кузнецко-Восточносаянской СФЗ представлены образованиями сынныгской, тюримской и кульбюрстюгской свит.

Сынныгская свита (*Vsn*) на площади работ пользуется очень ограниченным распространением в северо-восточной части в тектоническом блоке в виде узких выходов, зажатых между интрузивными породами. Она характеризуется пестрым литологическим составом: мраморизованные известняки темно-серые, песчаники, алевролиты, черные углеродистые сланцы, полосчатые углеродисто-кремнистые и кремнистые сланцы. На сопредельных площадях в составе свиты отмечаются туфы и туфоконгломераты с обломками кислых эффузивов, а также метабазалы, петрохимически сходные с белоиюскими [122]. В пределах изученной территории эти породы надежно не устанавливаются. Вдоль правобережья р. Кашпар и левобережья р. Харатас предшественниками в шурфах в составе отложений отмечались тела петрохимически не охарактеризованных «сильно развальцованных порфириров», однако последние характеризуются офитовыми, пойкилофитовыми структурами [134] и могут представлять силлы кульбюрстюгского комплекса. Контакты сынныгской свиты с подстилающей ее белоиюской на площади отсутствуют. В стратотипе, севернее площади работ, она залегает с базальными туфоконгломератами в основании без явных признаков несогласия на метавулканитах белоиюской свиты [127]. По данным А. П. Липишанова [144], в районе Коммунарковского рудного поля взаимоотношения между этими подразделениями тектонические. Стратиграфически выше согласно залегают карбонатные образования тюримской свиты венда.

Суммарная мощность свиты на площади составляет 900–1 100 м.

Сынныгской свите соответствуют спокойное гравитационное поле и положительное магнитное поле менее 100 нТл. На МАКС свита имеет светло-серый фототон и тонкополосчатый рисунок поверхности.

Возраст сынныгской свиты в Легенде Минусинской серии к ГК-200 на основании находок невландиевой проблематики (камазииды, саралинскииды, невландииды) предусматривается позднерифейским. Однако, в рабочей стратиграфической схеме позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области (АССО), принятой СибРМСК 27.05.2005 г. [50], отложения отнесены к нижней части кабырзинского горизонта венда. В соответствии с этим, возраст кабырзинского и выше расположенного западносибирского региональных горизонтов, объединяющих отложения сынныгской, тюримской и кульбюрстюгской, биджинской и мартюхинской, кабырзинской и западносибирской свит принят в Легенде Кузбасской серии Гостгеолкарты-200/2 (Протокол № 2 заседания Западно-Сибирского РЭС от 06.12.2006 г.; Протокол № 44 заседания бюро НРС Роснедра от 27.12.2006 г.), Алтае-Саянской серии Гостгеолкарты-1000/3 [121] и в настоящей работе (Протокол заседания докембрийской секции СибРМСК от 03.03.2011 г. по внесению изменений в легенду Минусинской серии листов Гостгеолкарты-200) как вендский. Обоснование поздневендского возраста этих отложений приводится в ряде работ [4, 5, 29, 52, 121] и в выводах коллоквиума по палеонтологическим остаткам докембрийских и переходных венд-кембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области [49, 50].

Тюримская свита (*Vtr*) картируется в правом борту р. Теренсуг и верховьях р. Кискач в северо-восточной части площади, а также в правом борту р. Томь на юго-западе листа. В северо-восточной части свита сложена черными, темно-серыми и серыми мраморизованными известняками с запахом сероводорода, мелкими прослоями доломитов, терригенных и кремнистых пород.

Взаимоотношения тюримской свиты с подстилающей сынныгской и перекрывающей кульбюрстюгской свитами на площади работ не наблюдались, в стратотипической местности они согласные, без признаков перерыва.

На правом берегу р. Томь выше устья р. Бол. Казыр по направлению на север к г. Амзас разрез свиты включает (снизу вверх):

1. Гравелиты полимиктовые зеленовато-серые. Обломки представлены мраморами, кремнями, полевыми шпатами и кварцем. Сортировка обломков отсутствует. Размер их достигает 1 см. Окатанность слабая. Цемент песчанистый кварц-карбонатный. Породы в значительной степени рассланцованы.....25 м
2. Известняки мраморизованные черные тонкозернистые, сложены кальцитом с примесью доломита и со значительной примесью гранобластов кварца и плагиоклаза, часто массивные, параллельнослоистые и плитча-

тые, и тонкослоистые	90 м
3. Гравелиты полимиктовые зеленовато-серые.....	50 м
4. Песчаники тонкозернистые полимиктовые желтовато-серые	2 м
5. Известняки мраморизованные черные.....	97 м
6. Песчаники полимиктовые среднезернистые зеленовато-серые. Размер обломков от 0,05 до 1 мм	20 м
7. Известняки мраморизованные черные.....	8 м
8. Доломиты светло-серые массивные. Макроскопически похожи на вышеописанные известняки. В шлифах характеризуются мозаичной структурой. Основная масса породы (65–75 %) сложена изометричными, реже ромбическими зернами доломита и кальцита (15–20 %). В виде примеси присутствует кварц (7–10 %), тонкодисперсное углеродистое вещество (5 %) и пелитоморфный материал (3–5 %)	7 м
9. Песчаники полимиктовые среднезернистые. Обломочный материал составляет от 40 до 80 % от всей массы породы. Обломки представлены кварцем, плагиоклазом, эффузивами, кремнями, форма остроугольная, сортировка отсутствует. Цемент базальный карбонатный и карбонатно-кремнистый	7 м
10. Известняки мраморизованные черные	28 м
11. Песчаники полимиктовые среднезернистые зеленовато-серые.....	8 м
12. Известняки мраморизованные черные.....	7 м
13. Песчаники полимиктовые крупнозернистые желто-серые	15 м
14. Известняки мраморизованные темно-серые.....	5 м
15. Песчаники полимиктовые крупнозернистые желтовато-серые	105 м
16. Гравелиты полимиктовые зеленовато-серые.....	35 м
17. Переслаивание среднезернистых песчаников и черных мраморизованных известняков. Мощность отдельных прослоев не превышает 20 м	285 м

Мощность отложений фрагмента разреза 786 м. Далее по хребту отложения согласно открыты образованиями кульбюрстюгской свиты. Общая мощность тюримской свиты составляет 800 м.

В геофизических полях ей соответствуют спокойное гравитационное поле и слабое отрицательное магнитное поле. На МАКС участки развития тюримской свиты отличаются от сопряженных с ними образований сынныгской свиты более светлым фототонном.

По составу и строению тюримская свита существенно отличается от типовой в стратотипическом разрезе присутствием терригенной составляющей и идентифицирована по материалам работ ГДП-50 [76].

По возрасту тюримская свита сопоставляется с биджинской в Азыртальской подзоне, с кабырзинской в Мрасской подзоне и входит в состав кабырзинского горизонта, слагая его верхнюю часть, вендский возраст которого обоснован выше. В верховьях руч. Сарлых-Маймах и на северо-западном склоне хребта Казанных свита содержит остатки невландиевой биоты *Newlandia cf. concentrica* Walc., *Saralinskia*, биогенные конкреции *Jussenia* [138]. В стратотипическом районе она содержит многочисленные остатки невландий, камазиид, микрофитолитов и др. [154].

Кульбюрстюгская свита ограничено развита в бассейне рр. Бол. и Мал. Казыр, Бельсу в западном экзоконтакте Тигертышского плутона. Представлена эффузивами базальт-пикробазальтового состава, их кластолавами, лавобрекчиями, реже – туфами, углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами, мраморизованными известняками и доломитами. Согласно залегают на тюримских известняках, согласно, с перерывом в осадконакоплении перекрывается доломитами таржувской свиты позднего венда. На площади работ взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями не наблюдались и приняты в соответствии с серийной легендой.

В верхнем течении р. Бельсу и в бассейне рр. Бол. и Мал. Казыр свита по составу подразделяется на две подсвиты: нижнюю – сланцево-карбонатную и верхнюю – вулканогенную.

Нижняя подсвита (Vkl_1) сложена сланцами плагиоклаз-серицит-хлоритовыми и углеродисто-глинисто-кремнистыми, тонкоплитчатыми; доломитами черными средне-мелкозернистыми; углеродистыми мраморизованными известняками и содержит в своем составе маломощный (около 20 м) горизонт метабазальтов интенсивно рассланцованных и имеющих зеленовато-серую окраску. Фрагмент разреза, который расположен в 650 м на юг от устья р. Мал. Казыр, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Сланцы темно-серые плагиоклаз-серицит-хлоритовые, в значительной степени обогащены ильменитом (около 30 % от массы), характеризуются линзовидно-полосчатой (обусловлена неравномерным распределением углеродистого материала), сланцеватой текстурами, тонкокриптозернистой, чешуйчато-тонкозернистой и микролепидогранобластовой структурами. Чешуйчатые минералы представлены серицитом, хлоритом, гидрослюдой	175 м
2. Сланцы кварц-плагиоклаз-серицит-хлоритовые зеленовато-серые, лепидогранобластовой структуры, рудные.....	70 м
3. Метабазальты зеленовато-серые рассланцованные, часто миндалекаменные с порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом и пироксеном, миндалины заполнены альбитом, эпидо-	

том, халцедоном и кальцитом. Породы нередко преобразованы в актинолит-биотитовые и актинолитовые сланцы с нематобластовыми или лепидонематобластовыми структурами20 м
 4. Сланцы зеленовато-серые плагиоклаз-серицит-хлоритовые лепидогранобластовые500 м

Полная мощность нижней подсвиты оценивается в 2 000 м.

Нижней подсвите отвечают спокойное отрицательное магнитное и спокойное низкое гравитационное поля. На аэрофотоснимках различных масштабов площади ее распространения характеризуются серым фототонем и среди окружающих образований не выделяются.

Верхняя подсвита (*Vkl₂*) распространена на лево- и правобережье р. Бол. Казыр, сложена лавами и туфами метабазальтов с маломощными прослоями углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и черных мраморизованных известняков.

В разрезе на склоне правого борта долины р. Бол. Казыр, в 850 м от высоты 662,8 по аз. 320°, выделяются (снизу вверх):

1. Метабазальты темно-зеленые до черных, часто миндалекаменные с порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом и пироксеном, миндалины заполнены альбитом, эпидотом, халцедоном и кальцитом. Породы нередко преобразованы в актинолит-биотитовые и актинолитовые сланцы с нематобластовыми и лепидонематобластовыми структурами200 м
2. Сланцы хлорито-глинистые2 м
3. Метабазальты темно-зеленые пироксен-порфировые50 м
4. Туфы зеленовато-серые, темно-зеленые до черных миндалекаменные псаммитовые и алевитовые литокристаллокластические. Кристаллокласты представлены плагиоклазом и пироксеном, миндалины заполнены альбитом, эпидотом, халцедоном и кальцитом. Породы нередко преобразованы в актинолит-биотитовые и актинолитовые сланцы с нематобластовыми или лепидонематобластовыми структурами50 м
5. Метабазальты темно-зеленые пироксенпорфировые.....100 м
6. Туфы зеленовато-серые псаммитовые50 м

Мощность отложений верхней подсвиты оценивается нами в 650–700 м. Суммарная мощность свиты достигает 2 700 м.

Вулканиды кульбюрстюгской свиты в большинстве случаев представляют собой мелко-скуднопорфировые зеленокаменно измененные породы с апоинтерсертальной основной массой в составе которой постоянно присутствуют новообразованные игольчатый актинолит и лейкоксен (более 15 % в сумме). Вкрапленники представлены соссюритизированным плагиоклазом и (или) авгитом с псевдоморфозами уралитовой роговой обманки, реже – хлорита и эпидота.

Значительная часть эффузивов характеризуется специфическим химическим составом, не позволяющим их однозначно идентифицировать. В частности, по содержанию SiO₂ (40,5–44,3 %) и общей щелочности (K₂O+Na₂O=0,9–3 %) эти породы близки ультраосновным пикробазальтам, однако при этом содержания MgO в большинстве случаев ниже предельно допустимых для данного типа (<11 %) и только в некоторых разновидностях, обогащенных вкрапленниками авгита, они составляют 15–20 % (прил. 9). Железистые разности (FeO* – 14–23 %, FeO*/MgO=1,4–3,2) характеризуются весьма высокими титанистостью (TiO₂ – до 4,3 %) и фосфатностью (P₂O₅ – до 1,2 %). Для всех разновидностей отмечаются повышенные содержания хрома, никеля, низкие содержания малозарядных крупноионных литофилов (Li, Cs, Rb, Ba, Sr), отдельных HFS-элементов (U, Th, Zr, Hf), дефицит тяжелых REE (прил. 9).

Другая часть вулканидов представлена железистыми (FeO*/MgO=2,2–2,8) титанистыми (TiO₂ – 1,6–2,5 %) базальтами и трахибазальтами (SiO₂ – 47–51 %, K₂O – 0,7–2,9 %) среди которых выделяются две группы. Базальтоиды первой группы характеризуются весьма высоким содержанием HFS-элементов (г/т): Th – 5,5–7,3, U – 1,2–2,1, Hf – 9,2–16,3, Zr – 400–700, Nb – 60–100 при отношении Zr/Nb~7. По характеру распределения REE они аналогичны ультраосновным пикробазальтам. Базальтоиды второй группы (пробы 4344, 4347) относительно обеднены HFS-элементами (г/т): Th – 2,5–2,8, U – 1–1,1, Zr – 156–172, Nb – 10–12 при отношении Zr/Nb~15. Для этих пород характерен более пологий график распределения REE, чем в железистых разностях ультраосновных пикробазальтов (рис. 6), в связи с чем, они, вероятно, являются производными самостоятельного родоначального расплава. В сравнении с базальтами белоиюсской свиты базальтоиды обеих групп обеднены транзитными сидерофильными элементами (Cr, V, Co, Ni), стронцием, резко обогащены барием (Ba>Sr), HFS-элементами и легкими REE. По геохимическим особенностям они соответствуют щелочным базальтам типа OIB (рис. 6, 7, 8).

Вулканиды основного состава кульбюрстюгской свиты характеризуются высокоаномальным магнитным полем интенсивностью до +2 000 нТл, что резко отличает их от эффузивов белоиюсской свиты, в гравитационных полях они также выражены положительными аномалиями. Интенсивность гамма-поля над эффузивами низкая, не превышает 3–4,5 ед. экв. урана. На МАКС свита имеет серый фототон и грубополосчатый характер поверхности рельефа.

С вулканитами кульбюрстюгской свиты тесно связаны субвулканические образования одноименного вулканического комплекса, пользующиеся на площади весьма ограниченным распространением и представленные мелкими телами силлов и даек.

Возраст свиты и генетически связанных с нею субвулканических образований принимается вендским, поскольку она согласно залегает на отложениях тюримской свиты верхнего венда и перекрывается, на смежных площадях, таржувльской свитой верхнего венда–нижнего кембрия. В схеме корреляции, принятой СибРМСК, кульбюрстюгская свита сопоставляется с нижней частью западносибирского горизонта.

МРАССКО-АЗЫРТАЛЬСКАЯ СФЗ

Стратифицированные отложения Тунтугесской подзоны Мрасско-Азыртальской СФЗ представлены образованиями чарыштагской свиты, Саксырской подзоны – саксырской толщи, Азыртальской подзоны – биджинской, мартюхинской свит, Мрасской подзоны – кабырзинской, западносибирской свит.

Чарыштагская свита (*Včr*) является самым древним образованием Мрасско-Азыртальской СФЗ, распространена в южной половине листа на водоразделах рр. Казымча–Тузахсуг, Юю–Свиной Лог, в бассейне р. Салат, на г. Хабзас. Основание свиты не вскрыто, с перекрывающимися отложениями биджинской свиты взаимоотношения согласные.

Свита сложена светло-серыми, голубовато-серыми, с прослоями черных, доломитами, известняками и переходными между ними разностями. Разрез венчает мощная (250 м) пачка черных микрокварцитов.

Суммарная мощность отложений чарыштагской свиты на изученной площади более 1 800 м.

В верховьях р. Томи (рр. Тузахсуг, Бол. Шора, Змейка) обнаружена проблематика *Kabyrsinia* sp., *Siberiphycus* sp., *Hydrophycus* sp., известковые водоросли *Obruchevella ditissima* Ship. et Yaksch., микрофоссилии *Oscillatoryopsis tomica* Yaksch., *Catenuata articulosa* Yaksch. [31, 153].

В геофизических полях свита выражена спокойным гравитационным полем и слабым отрицательным магнитным полем. Участки ее развития характеризуются на МАКС одинаковыми формами мезо- и микрорельефа, однородным фототонном. Исключение составляют завершающие разрез кварциты, которые выделяются тонким линейно-полосчатым рисунком.

Комплекс органических остатков чарыштагской свиты отличается обилием и разнообразием микрофитоцитов, водорослей и цианобактерий. Водоросли в подавляющем количестве представлены эндемичными формами, впервые описанными В. А. Шипицыным [62] в Тунтугесском опорном разрезе. По органическим остаткам устанавливается принадлежность отложений к кабырзинскому горизонту венда.

Саксырская толща (*Vsk*) пользуется ограниченным распространением в юго-восточной части площади в бассейне р. Аскиз, где прорывается образованиями Аскизского массива.

Низы толщи сложены алевролитами зелеными и бурыми с прослоями серых известняков и кварцитов с онколитами. Выше залегает пачка темно-серых известняков с прослоями доломитов. Завершается разрез эффузивами основного и среднего состава, осадочно-вулканогенными породами с прослоями и линзами известняков и доломитов, загрязненных обломочным материалом.

Взаимоотношения с подстилающими образованиями на площади не установлены.

На водоразделе рр. Юю–Свиной Лог в разрезе толщи выделяются (снизу вверх):

1. Известняки онколитовые мраморизованные слоистые, тонкослоистые, реже – массивные, белого, светло-серого, зеленоватого, желтоватого, но чаще серого цвета. Нередко содержат мелкие овальные кремнистые, кремнисто-карбонатные включения органогенной природы. Структура мелко- и крупнозернистая, гранобластовая, мозаичная, гетерогранобластовая. В шлифах, кроме кальцита, наблюдаются зерна кварца (0,4–0,6 мм), распределенные неравномерно, магнетита, лейкоксена, чешуйки хлорита. Иногда присутствуют округлые и овальные органические остатки, реже – их фрагменты серповидного облика размером 0,2–0,8 мм, выполненные крипточешуйчатым карбонатом, либо концентрически зональным агрегатом с переслаиванием криптокристаллических и зернистых оболочек. В некоторых случаях они имеют радиально-лучистое строение. В переходных к доломитам разностях между зерен кальцита развиваются ромбоэдры доломита размером до 0,6 мм 200 м

2. Доломиты известковистые массивные, реже – слоистые, светло-серого, белого цвета. Характеризуются мелкокристаллической гранобластовой с элементами мозаичной структурой, массивной и слоистой текстурой. Характерны биогенные слоистые и крустификационные текстуры, причудливо-узорчатые водорослевые, крустификационно-слоистые, волнисто-слоистые и т. д. Постоянно присутствует переменное (5–40 %) количество кварца в виде неправильных, округлых и изометричных зерен размером 0,02–0,5 мм среди ромбоэдрических кристаллов (0,06–0,6 мм) доломита 100 м

3. Известняки мраморизованные тонкослоистые белого, светло-серого, но чаще серого цвета с прослоями черных антраконитов 400 м

4. Известняки доломитистые мраморизованные массивные белого, светло-серого, но чаще серого цвета	100 м
5. Известняки мраморизованные тонкослоистые белого, светло-серого, но чаще серого цвета	290 м
6. Алевролиты и глинистые сланцы темно-зеленые, темно-серые	30 м
7. Микрокварциты массивные черные и темно-серые с микрозернистой (микрогранобластовой) структурой. Чешуйчатые агрегаты серицита развиваются по субпараллельным направлениям, подчеркивая сланцеватость	250 м

Верхняя часть разреза с резким угловым несогласием перекрыта образованиями тастрезенской свиты раннедевонского возраста. Мощность отложений саксырской толщи на данном участке составляет 1 370 м, суммарная мощность отложений достигает 1 500 м.

В геофизических полях толща выражена спокойным гравитационным полем и слабым положительным магнитным полем. Участки ее развития характеризуются на МАКС одинаковыми формами мезо- и микрорельефа и однородным фототонном. Органические остатки представлены микрофитолитами *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *Ambigolamellatus horridus* Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* Krasn., *Vermiculites* sp. и др., что не противоречит вендскому возрасту свиты, сопоставляющейся с чарыштагской.

Биджинская свита (Vbd) пользуется широким распространением в северо-восточной половине листа в верховьях рр. Кискач, Уйбат и Теренсуг. Южнее, в бассейнах рр. Салат, Хабзас, Шора и Бискамжа она обрамляет ядра антиклиналей, сложенные образованиями чарыштагской свиты.

Свита представлена чередованием пачек известняков, реже – доломитов и переходных между ними разностей, согласно залегает на отложениях чарыштагской свиты с горизонтом пестрых (серые, розовые, кремовые) тонкослоистых и тонкоплитчатых глинистых известняков, известных в литературе как «помадка» или «литографские» известняки. Согласно перекрывается доломитами мартюхинской свиты, однако описаны случаи локального размыва на их границе.

Наиболее полный объем свиты вскрыт в стратотипическом разрезе в районе г. Чарыштаг за пределами листа, где установлено пять согласно залегающих пачек [124].

В разрезе биджинской свиты в бассейне р. Шора, выделяются (снизу вверх):

1. Известняки мраморизованные кремовые, розовато-серого цвета, различаются оттенками цвета и степенью кристалличности, варьирующей от тонко- до мелкозернистой. Текстура слоистая или массивная, слоистые разности имеют плитчатую отдельность (от тонко- до грубоплитчатой). Слоистость прямолинейная или слабо-волнистая, обусловлена чередованием слойков, отличающихся оттенками цвета (от серого до темно-серого) и зернистостью кальцита, слагающего слойки. В верхней части свиты встречаются антраконитовые известняки с характерной пятнисто-ленточной текстурой. Составляющие основной фон породы серые пятна и ленты известняка мощностью 8–15 мм имеют тонко- и мелкозернистую (от 0,05 до 0,25 мм) структуру	25 м
2. Сланцы глинистые серые	10 м
3. Известняки черные антраконитовые мраморизованные, сложены мелко- и среднекристаллическим кальцитом, обильно пропитанным пылеватым углеродистым материалом	45 м
4. Доломиты серые массивные мраморизованные, имеют более светлую, чем известняки, окраску, хотя среди них также нередки темноокрашенные разности. Преобладают массивные доломиты, образующие переходы к слоистым разновидностям. Часты прослой пород с крустификационными узорчатыми текстурами. Слоистые текстуры более характерны для известняковых доломитов	50 м
5. Известняки мраморизованные сероводородистые темно-серые, черные плитчатые	380 м
6. Известняки серые песчаные мраморизованные	50 м
7. Доломиты темно-серые окремненные с раковистым изломом	100 м
8. Доломиты светло-серые строматолитовые	100 м
9. Известняки серые тонкоплитчатые рассланцованные мраморизованные	20 м
10. Доломиты черные плотные, известняки доломитизированные	150 м

Мощность отложений 930 м, общая мощность свиты около 2 500 м.

В геофизических полях свита выражена слабыми отрицательными аномалиями магнитного поля и спокойным гравитационным фоном. На МАКС залегание толщи не расшифровывается. Возможно лишь общее оконтуривание полей распространения карбонатных пород в целом по пятнистому или линейно-полосчатому рисунку поверхности, белому фототону осыпей на склонах южных экспозиций.

Органические остатки многочисленны. Среди микрофитоцитов преобладают пузырчатые формы (*Vesicularites bothrydioformis*, *V. compositus* и др.), характерные для верхнерифейских отложений Сибири и Урала. Группы *Ambigolamellatus*, *Volvatella*, *Globosites* имеют более широкое стратиграфическое распространение. *Vesicularites ovatus*, *V. immensus* и др. фиксируются и в подстилающих отложениях. Строматолиты *Conophyton garganicum* известны в отложениях нижнего, среднего и верхнего рифея. Микропроблематика *Archaeosphaera perforata*, *Vicinisphaera anfecessor* и др. относится к родам предполагаемых фораминифер, известных в отло-

жениях кембрия и девона. Вид *Vicinisphaera anfeccessor* впервые описан из рифейских отложений Восточно-Европейской платформы.

По р. Тузахсуг в биджинской свите найдены микрофитолиты *Vesicularites kurtunicus* Yaksch., *V. reticulatus* Nag., *V. lobatus* Reitl., *V. miscellus* M. Step., *V. consuetus* Yaksch., *V. flexuosus*; известковые водоросли *Sinzasophyton* sp. [31, 85]; в районе Тамалыкского месторождения фосфоритов в лево- и правобережье р. Теренсуг в черных кристаллических известняках проблематика *Newlandia concentrica* Walc., *Archaeospongia radiata* Krasn., *Jussenia* cf. *edelsteini* Krasn. [46, 135].

Вендский возраст биджинской свиты принимается по палеонтологическим остаткам в соответствии с СЛ-200 Минусинской серии.

Мартюхинская свита (*Vmr*) распространена в бассейнах рр. Теренсуг, Томь, Аскиз, Уйбат и Хара.

Свита сложена светлыми доломитами, реже – известняками, еще реже – кремнистыми породами, без видимого несогласия залегает на известняках биджинской свиты. В стратотипическом разрезе к ее основанию приурочен горизонт (3–5 м) конглобрекчий, сложенных угловатыми и полуокатанными обломками (0,5–2,5 см), являющимися продуктами размыва биджинских известняков [20]. Верхняя граница с сорнинской свитой согласная. По данным Г. М. Еханина [106], только в вершине р. Сорной и районе пос. Карьеры, за пределами описываемой территории, в основании сорнинской свиты отмечены кластические породы, указывающие на местный размыв.

Разрез свиты в бассейне р. Теренсуг (центральная часть листа) включает (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые, серые мраморизованные разномзернистые (0,1–0,5 мм) с массивными и слоистыми текстурами. Слоистость от тонкой до грубой, параллельная, волнистая и водорослевая (строматолитовая). Органические остатки в доломитах наблюдаются в виде слоек с темными хлопьевидными скоплениями. Постоянно присутствуют хлорит, лейкоксен, актинолит, кварц, полевые шпаты, возникшие в результате перекристаллизации глинистого вещества, редко тонко распыленный пирит, углеродистое вещество. По данным термических исследований, степень графитизации ограниченного вещества незначительная и соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма 90 м
2. Доломиты серые мелкокристаллические с многочисленными прослоями (2–3 см) серо-черных кремнистых пород. Отмечен лишь один горизонт кремней (до 2 м) неравномерноокрашенных тонкокристаллических плотных 110 м
3. Доломитовые известняки серые, светлой окраски тонкокристаллические плотные 70 м
4. Доломиты светло-серые однообразные тонко- и мелкокристаллические массивные. Местами наблюдается узорчатая водорослевая текстура 120 м

Неполная мощность свиты по разрезу 390 м, на изученной территории общая мощность мартюхинской свиты достигает 1 000 м. Состав отложений свиты на площади выдержан.

На карте аномального магнитного поля образования мартюхинской свиты от подстилающих и перекрывающих стратифицированных образований не отделяются, им отвечает устойчивое отрицательное поле незначительной интенсивности и спокойный гравитационный фон. Дешифрируемость слабая, исключение составляет блок вдоль р. Теренсуг, где доломиты свиты уверенно прослеживаются на МАКС по белому и светло-серому фототону и тонкополосчатому рисунку.

На правом берегу р. Теренсуг напротив устья р. Тамалык в доломитах найдена проблематика *Algotactis* cf. *sinzasiensis* Posp., *A.* cf. *ignotus* Posp., *Stromatactis* sp. [46]. Кроме того, по данным А. К. Мкртычяна, в том же районе в левобережье р. Теренсуг доломиты содержат микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., проблематику *Kabyrsinia* sp. и *Siberiphycus* sp. [46, 135].

Органические остатки мартюхинской свиты, представленные в стратотипе микрофитолитами *Vesicularites consuetus*, *V.* aff. *lobatus*, *Oncostroma vesiculosa*, *Globosites gentilis* и водорослями *Penomnina laxa* и др., однозначно свидетельствует о принадлежности отложений к западносибирскому горизонту позднего венда. Аналогом мартюхинской свиты в Мрасской подзоне является западносибирская свита.

Кабырзинская свита (*Vkb*) откартирована в нижнем течении р. Балыксу и правобережье р. Томь. Ее выходы протягиваются от устья р. Камзас до верховьев р. Чарыш в виде узкой 1–2,5 км полосы северо-северо-западного простирания. Основание отложений достоверно не установлено.

На площади работ к кабырзинской свите отнесены темноокрашенные мраморизованные карбонатные отложения. С запада они ограничены Восточно-Ортонским и Назасским интрузивными массивами, с востока – Терсинской зоной смятия. Кабырзинская свита сложена серыми, темно-серыми и черными известняками с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев и силицитов, а также темно-серыми или светло-серыми доломитами, в разной степени мрамори-

зованными и осветленными под воздействием интрузий вплоть до образования тремолитсодержащих (до 10–20 % тремолита) мраморов, а в непосредственном экзоконтакте – скарнов. В тектонических зонах породы интенсивно дислоцированы, катаклазированы, рассланцованы, имеют облик сланцеватых мраморов. Мощность отложений 1 940 м [153]. Граница с вышележащей западносибирской свитой тектоническая.

Вендский возраст свиты обоснован сборами микрофитоцитов и фитодериватов на сопредельных площадях [4, 5].

Западносибирская свита (Vzs) распространена весьма ограниченно в левобережье Балыксы. Границы с вышележащими образованиями тектонические.

На площади ГДП-200 к западносибирской свите отнесены светлоокрашенные доломиты, слагающие небольшой тектонический блок в нижнем течении р. Камзас на протяжении от устья р. Магызы до правого борта долины р. Балыкса и узкий шириной 1–2 км, линейно вытянутый в широтном направлении, останец среди интрузивных пород, протягивающийся на 6 км от западной рамки площади вдоль левобережья р. Изас через ее устьевую часть до правого борта р. Томь. В первом случае отложения имеют тектонические границы, во втором – с севера, юга и востока ограничены породами Назасского и Восточно-Ортонаского массивов мартайгинского комплекса, с запада за пределами площади – разломом.

Отложения представлены светло-серыми, серыми, серовато-белыми с желтоватым оттенком тонко-мелкозернистыми фитогенными доломитами, известковистыми доломитами, иногда известняками с массивными, реже – полосчатыми и неравномерно-пятнистыми текстурами, прослоями силицитов. Вблизи контактов с интрузиями породы мраморизованы, осветлены, в непосредственном экзоконтакте наблюдаются скарновые оторочки различного состава. В приустьевой части р. Камзас к отложениям свиты приурочено одноименное месторождение доломитов.

На карте магнитного поля образованиям свиты соответствует спокойное отрицательное поле напряженностью 200–250 нТл. В гравитационном поле им соответствуют слабые отрицательные аномалии. Радиоактивность доломитов характеризуется значениями 3,5–4,5 ед. экв. урана [76].

Мощность 1 030 м. На сопредельной территории отложения содержат остатки водорослей *Kabyrsinia* sp., *Siberiphyucus* sp., *Hydrophyucus* sp. [153].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА, ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Данные отложения известны только в Кузнецко-Востоносаянской СФЗ, где представлены сорнинской свитой в Батенёвской подзоне и сорнинской и тамалыкской свитой объединенными в Шорской подзоне.

Сорнинская свита (V–C_{1sr}) картируется в бассейнах рек Теренсуг и Уйбат. Она представлена мраморизованными известняками, доломитами, силицитами и содержит пласты и линзы фосфоритов. Породы отличаются слоистым обликом и сероводородистостью. В нижней половине разрезов доминируют известняки, в верхней – кремнистые и углеродисто-кремнистые породы.

Полные разрезы сорнинской свиты на территории проведенных работ отсутствуют. Задокументированные части разрезов между собой плохо коррелируются в связи с разобщенностью выходов.

В верховьях р. Теренсуг в разрезе свиты преобладают известняки. Здесь выделяются (снизу вверх):

1. Сланцы углеродисто-кремнистые черные слоистые (основание не вскрыто), представляют собой черные слоистые, иногда тонкоплитчатые породы. Иногда содержат кремнистые конкреции размером до 0,5 м, под микроскопом обнаруживается микрогранобластовая структура.....20 м
2. Пачка известняков грубослоистых черных и темно-серых с параллельно-волнистой, волнистой, часто линзовидной слоистостью. Сложены мелко- или среднезернистым гранобластовым агрегатом зерен кальцита, между которыми наблюдаются более мелкозернистые участки, образовавшиеся за счет дробления. В породе отмечается пелитоморфное пигментное вещество, распыленное в кальцитовых зернах. В средней части разреза свиты встречаются маломощные прослои плотных доломитизированных известняков желтовато-серого цвета, иногда – брекчиевидных. Наблюдающаяся в них реликтовая слоистость, линзовидно-сланцеватая и полосчатая текстуры, подчеркнуты нитевидными слойками, обогащенными рудной и графитовой примесью (1–2 %)55 м

3. Пачка доломитов с частыми слойками кремней, углеродисто-кремнистых сланцев, серых известняков. Доломиты характеризуются светло-серой, серой, реже темно-серой окраской, параллельной слоистостью, часто содержит прослой и линзы известняков, иногда кремнистых сланцев. Под микроскопом обнаруживают равномернозернистую гранобластовую структуру (0,05–0,1 мм). Состоят из доломита (99 %), тонкой рудной (графитовой) пыли (1 %) распределенной в интерстициях и в доломитовых зернах.....	40 м
4. Известняки темно-серые и серые параллельнослоистые.....	77 м
5. Пачка углеродисто-кремнистых сланцев плитчатых темно-серых	20 м
6. Переслаивание серых известняков и углеродистых сланцев	13 м
7. Чередование известняков слоистых и массивных, серых и черных.....	116 м

Неполная мощность по разрезу 341 м, на изученной территории – до 500 м.

Основными литологическими разностями сорнинской свиты являются известняки, кремнистые, углеродисто-кремнистые сланцы и доломиты. Особый интерес представляют фосфорсодержащие карбонатные породы.

Карбонатные фосфориты представляют собой светло-серые массивные мелкозернистые породы. В выветрелом состоянии очень похожи на окварцованные известняки. Состоят из зерен карбоната, скоплений анизотропного фосфатного вещества и терригенного материала. Кремнистые фосфориты представляют собой серые до темно-серых слоистые, реже массивные породы, очень похожие на силициты.

Породы сорнинской свиты, подобно доломитам подстилающей мартюхинской свиты, не магнитны. На карте магнитного поля им соответствуют отрицательные значения интенсивностью от 0 до 200 нТл с редкими, локальными аномалиями до 100–200 нТл, ориентированными согласно общему простиранию структур. На МАКС отложения свиты не выделяются. На крупномасштабных снимках залегание пород определяется фрагментарно, главным образом, на южных, наиболее обнаженных склонах. Здесь по тонкополосчатому рисунку и гребнеобразным формам мезорельефа иногда удается проследить общее направление структур. Исключением являются верховья р. Теренсуг, где отложения сорнинской свиты образуют пластовые треугольники, позволяющие определить направление падения слоев.

Взаимоотношения с подстилающими отложениями мартюхинской и перекрывающими объединенными образованиями бродовской, козгольской и усинской свит согласны.

Многие исследователи этой части региона [20, 65, 106] указывали на зараженность образований свиты фосфатным материалом. Содержание пятиоксида фосфора, как правило, низкое (1–2 %, местами достигает 6 %), в единичных пробах, по данным А. К. Мкртычяна [135], – до 15–17,2 %. Сейчас известны более десятка проявлений и Тамалыкское месторождение фосфоритов [78, 115, 116, 119, 125].

Венд–раннекембрийский возраст принят на основании отпечатков организмов эдиакарского типа венда и находок микрофитоцитов, известковых водорослей, мелкораковинной фауны верхнего венда–томмота в стратотипе и на сопредельных площадях [53].

На карте также показаны сорнинская и тамалыкская свиты объединенные (V–Є₁sr+tm).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне- и нижне-среднекембрийские отложения на площади принадлежат Кузнецко-Восточносаянской и Алтае-Кузнецкой СФЗ. Алтае-Кузнецкая СФЗ представлена Мрасской фациальной подзоной, Кузнецко-Восточносаянская включает Батенёвскую и Шорскую подзоны.

АЛТАЕ-КУЗНЕЦКАЯ СФЗ

Мрасская свита (Є₁mr) территории листа N-45-XXIV распространена весьма ограниченно, слагая междуречья рек Камзас–Магызы и Магызы–Балыксу на крайнем юго-западе площади в Мрасской подзоне. В стратотипическом разрезе за пределами площади она залегает на венд–кембрийских образованиях усть-анзасской свиты с перерывом в осадконакоплении, размывом и валунными конгломератами в основании.

В пределах площади работ мрасская свита имеет тектонические ограничения. Она представлена серыми и темно-серыми грубослоистыми известняками с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев и лидитов, горизонтами туфов основного и среднего состава. Отложения про-

рваны субвулканическими образованиями мрасской вулканогенно-осадочной ассоциации, сложенными габбро, микрогаббро, реже – габбродолеритами, которые могут быть ошибочно приняты за эффузивы. Нашими наблюдениями достоверных эффузивных пород в составе свиты на изученной территории не установлено. Мощность отложений свиты достигает 1 000 м.

Породам мрасской свиты соответствует мозаичное отрицательное магнитное поле со значениями от –175 до –25 нТл, гамма-поле интенсивностью – 3–5 ед. экв. урана [76].

Раннекембрийский возраст отложений обосновывается единичными находками остатков радиолярий и спикул губок в лидитах на сопредельной площади [76].

КУЗНЕЦКО-ВОСТОЧНОСАЯНСКАЯ СФЗ

Тамалыкская свита (Є₁tm) распространена локально в междуречье Теренсуг и Ассуг [37, 135] и принадлежит Батенёвской подзоне. На подстилающей сорнинской свите, она залегает с перерывом, с перекрывающей усинской свитой признаков несогласия не отмечалось.

Нижняя часть тамалыкской свиты сложена черными и темно-серыми силицитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, известковистыми доломитами и известняками с прослоями силицитов; верхняя – существенно карбонатная, сложенная слоистыми известняками с прослоями вулканогенных пород основного состава, черными силицитами, углеродисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, с которыми связаны кремнистые и кремнисто-карбонатные фосфориты с содержанием 7–26 % P₂O₅ [20, 46].

На водоразделе рр. Ассуг–Теренсуг свита представлена [37] осадочно-эффузивными образованиями включающими (снизу вверх):

1. Силициты темно-серые до черных, сливные массивные, реже – кремнисто-углеродистые сланцы слоистые черные с прослоями и линзами грязно-зеленых «порфиринов». В верхней части пласты марганцовистых известняков мощностью 2,5–3,5 м, фосфоритов – до 9–10 м и фосфатизированных карбонатов.....90–100 м

2. Переслаивание сланцев грязно-зеленоватых хлорито-глинистых и кремнисто-слюдистых, темно-серых со слоистыми туфами андезитов и вулканокластитов, представляющих собой грязно-зеленовато-серые породы, состоящие из обломков серых доломитов, доломитовых известняков и грязно-зеленых туфов и туффитов. Обломки в породах несортированы, размером от нескольких мм до 25 см. Форма угловатая, полуокатанная, реже – окатанная. Цемент базальный, грязно-зеленый эффузивный или туфовый метаморфизованный. Количество обломков в породе от 30 до 50 %60 м

3. Доломитовые известняки черные битуминозные от мелко- до тонкозернистых, массивные с гетерогранобластовой структурой, пятнисто-такситовой текстурой, сложены кальцитом и доломитом (75 %), содержат примеси зерен клинопироксена (8–10 %), скаполита (5–6 %), кварца (5–6 %), рудных (4 %) и аксессуарных (рутил, циркон, сфен) минералов80 м

4. Сланцы углеродисто-глинистые черные с прослоями силицитов, слоистые, иногда – тонкоплитчатые. Иногда содержат кремнистые конкреции размером до 0,5 м. Конкрекции скорлуповатого (концентрически-зонального) строения. Формы их округлые, караваяеобразные. При изучении под микроскопом обнаруживается микрогранобластовая структура, обусловленная перекристаллизованным кремнистым веществом. Породы неравномерно обогащены углеродистым, иногда углеродисто-фосфатным материалом, образующим прерывистые линзовидные образования, вытянутые по слоистости пород. Содержание фосфора в углеродисто-кремнистых разностях достигают 1–2 %20 м

Мощность отложений в разрезе 260 м. Мощность свиты на территории работ не более 750 м.

В районе Тамалыкского месторождения фосфоритов найдены известковые водоросли *Epi-phyton* sp., *Girvanella sibirica* Masl., *G.* sp., *Palaeomicrocytis cambrica* Reitl., *Obruchevella* sp., *Glomovertella* sp., *Algotactis ignotus* Posp., *A.* sp., спикулы губок, радиолярии (?), а также в шлифах фрагменты скелетных организмов: трилобитов, гиолитов (?), брахиопод (?) [37, 46]. Возраст свиты определяется как раннекембрийский.

Бродовская (?), козгольская и усинская свиты объединенные (Є₁br?+us) распространены в центральной, южной и восточной частях площади. В бассейнах рр. Ниня, Бол. Со, левобережье р. Теренсуг и на Абаканском хребте при небольшой мощности отложений, блоковом строении и интенсивном контактовом метаморфизме раздельное отображение бродовской, козгольской и усинской свит в масштабе карты невозможно. В бассейне р. Уйбат в разрозненных останцах карбонатных отложений, большей частью подвергшихся сильному контактовому метаморфизму, точная стратиграфическая идентификация фрагментов разреза исключена. Последние представлены переслаивающимися алевролитами, алевросланцами и темно-серыми мраморизованными известняками, иногда слоистыми, плитчатыми с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев. Характерна изменчивость состава отложений по вертикали и латерали, неравномерно проявленный метаморфизм. В контактах с интрузиями породы превращены в роговики.

Бродовская свита является нижним членом карбонатных массивов хребтов Азыр-Тал и Сак-

сыр. Свита сложена преимущественно светло-серыми массивными и плитчатыми известняками, нередко доломитистыми или содержащими мелкие доломитовые включения, доломитами; части разрезов свиты свойственно присутствие прослоев песчаных и глинистых известняков, силицитов, алевролитов, мергелей. Мощность в стратотипе 1 140 м, в большинстве других разрезов существенно сокращена, вплоть до 200 м. Южнее площади работ в бассейне р. Шоры к бродовской свите условно отнесена толща, подстилающая козгольскую свиту, массивных темно-серых известняков с черными антраконитовыми известняками в нижней части. Мощность этих отложений до 700 м. Основание либо срезано разрывными нарушениями, либо ограничено интрузивными телами. Бродовская свита залегает на сорнинской свите параллельно, хотя В. А. Шипицын допускает возможность размыва в ее основании. Органические остатки представлены многочисленными водорослями и микрофитолитами атдабанского яруса. Идентификация этих образований, вследствие указанных выше причин, крайне затруднена.

Козгольская свита распространена в бассейне рр. Шора и Тузахсуг. Стратиграфический объем свиты принят в соответствии с легендой Азыртальской серии [146], согласно которой к ней отнесен интервал разреза, сложенный кремнистыми, глинисто-кремнистыми и глинистыми сланцами с прослоями известняков. По простирацию они замещаются существенно терригенными отложениями – песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и др. Мощность свиты до 500 м. Она без признаков несогласия залегает на толще серых известняков, условно отнесенных к бродовской свите, и перекрывается существенно карбонатной толщей, сопоставляемой с усинской свитой. Органические остатки в отложениях свиты представлены спикулами губок, радиоляриями, известковыми водорослями. В верховьях р. Тузахсуг в них обнаружены археоциаты, определявшие возраст отложений в интервале от кийского до низов санаштыкгольского горизонтов. Возраст нерасчлененных отложений бродовской, козгольской и усинской свит соответствует нательевскому, кийскому, камешковскому и санаштыкгольскому региональным горизонтам.

Усинская свита (\mathcal{C}_{1us}) распространена в центральной части в левобережье р. Теренсуг в виде узкой полосы вдоль Верхнетомского разлома. Состав свиты существенно карбонатный. Главным образом, это серые, темно-серые до черных слоистые известняки, серые массивные доломиты, черные антраконитовые известняки с прослоями кремнистых сланцев и силицитов.

Взаимоотношения с подстилающей сорнинской свитой согласные. Более молодые образования азыртальской свиты с размывом в основании, но без видимого несогласия с постепенным замещением карбонатных отложений терригенными перекрывают отложения усинской свиты.

В строении свиты выделяются три пачки [135]. Нижняя пачка представлена темно-серыми слоистыми известняками. Слоистость обусловлена неравномерным распределением углеродистого вещества. Тонкослоистые известняки выше по разрезу сменяются черными массивными антраконитовыми средне- и крупнозернистыми разновидностями. В прослоях серых, темно-серых пятнистых рифогенных известняков отмечена фауна археоциат: *Archaeolynthus nalivkini*, *A. unimurus*, *A. sibiricus*, *A. tubexternus*, *Ajacicyathus* cf. *arteintervallum*, *A. speranskii*, *A. amplus*, *A. javorskii*, *Archaeocyathellus* sp., *Robustocyathus tomicus*, *R. spinosus*, *R.* cf. *monokenais*, *R.* sp., *Ethmophyllum vermiculatum*, *Coscinocyathus dianthus*, *C. compositus*, *Dictyocyathus* sp., *Orbicyathus mongolicus*, *Protopharetra* cf. *grandicaveata*, *P.* sp., *Ethmophyllum disparvallum*, *E.* cf. *pseudotichum*, *Szeczyathus cylindricus*, *Retecyathus* sp. и др.; водорослей *Epiphyton*, *Bija*, *Osagia*. Серые археоциатовые известняки иногда могут полностью слагать пачку. На отдельных участках в ее низах отмечаются темно-серые доломитовые известняки, известковистые доломиты и линзы кремнистых сланцев. Мощность отложений достигает 250 м.

Средняя пачка представлена светлыми до темно-серых массивными, сменяющимися вверх по разрезу тонкослоистыми, известняками с прослоями массивных, реже слоистых доломитов и доломитистых известняков. Мощность отложений невыдержанная и достигает 150 м.

Верхняя пачка сложена серыми, темно-серыми тонкозернистыми полосчатыми известняками. Полосчатость обусловлена распределением углеродистого материала в виде тонких субпараллельных полос и линз с нерезкими границами. По простирацию полосчатые известняки замещаются массивными однородными черными антраконитовыми разновидностями, среди которых встречаются линзы и горизонты кремнисто-углеродистых сланцев. Мощность пачки достигает 700 м. Общая мощность свиты 1 100 м. На смежной площади [76] свита подразделяется на две подсвиты общей мощностью около 1 700 м.

На карте магнитных аномалий отложениям свиты соответствует спокойное магнитное поле с отрицательными значениями 100–150 нТл. На МАКС они выделяются светлым фототонном.

По остаткам археоциат и в соответствии с Легендой Минусинской серии [123] возраст усинской свиты соответствует средней и верхней частям санаштыкгольского горизонта нижнего кембрия.

Общая мощность объединенных свит составляет 2 400 м.

Азырталъская свита ($\text{Є}_{1-2}\text{az}$) пользуется широким распространением на Абаканском хребте в верховьях рр. Тузахсуг и Бискамжа, на водоразделе рр. Салат–Иттю и ограниченным распространением в северо-восточной части площади на водоразделе рр. Иней–Хара в рамках двух небольших тектонических блоков. Сложена серо-зелеными разномасштабными известковистыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, сланцами и характеризуется фациальной изменчивостью. С размывом в основании, но без видимого несогласия, иногда с постепенным замещением карбонатных отложений терригенными, залегают на усинской свите. Перекрывающие отложения на площади работ отсутствуют.

Авторами изучен разрез азырталъской свиты в левом борту р. Тузахсуг, где установлены (снизу вверх):

1. Переслаивание известковистых серо-зеленых алевролитов с зелеными и ярко-зелеными аргиллитами 400 м
2. Алевролиты и аргиллиты известковистые плитчатые вишневые с редкими маломощными (до 1 м) прослоями серых мраморизованных известняков. В делювии обломки имеют характерный «костыльчатый» облик 870 м
3. Алевролиты и аргиллиты зеленые, зелено-серые, темно-серые с тонкими (до нескольких см) прослоями вишневых, часто известковистые 380 м

Мощность отложений азырталъской свиты составляет 1 500–1 650 м.

Северо-восточнее, в районе ж.-д. станции Восточный Портал, свита сложена грязно-зелено-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями вулканогенно-осадочных пород, реже массивных серых известняков, а также углеродисто-глинистых, кремнисто-карбонатно-глинистых сланцев темно-серого и черного цвета. Наблюдаются подводно-оползневые текстуры, представляющие собой дислокации с подворотами, разрывами, будинированием слоев.

На карте магнитных аномалий азырталъская свита характеризуется, в основном, спокойным отрицательным магнитным полем интенсивностью 50–100 нТл. На МАКС ей отвечают слабо-расчлененный рельеф, серый, беловато-серый фототон и дендритовидный характер рисунка гидросети.

При проведении ГС-50 [85] в бассейнах рр. Тузахсуг, Портал, Хабзас среди отложений обнаружены остатки археоциат: *Coscinocyathus compositus*, *C. sp.*, *Ajacycyathus sp.*, *Loculocyathus tolli*, *Ethmophyllum sp.*, *Archaeocyathus sp.*, *Aptocyathus sp.*, *Asterosphaeroides forma*, *Dokidacyathus sp.*, *Talamocyathus sp.*, *Archaeolynthus sp.*; водоросли *Renaicis sp.*, *Bija sp.*, *Epiphyton*, возраст которых соответствует обручевскому времени раннего кембрия. Возраст азырталъской свиты характеризуется находками на смежных площадях археоциат обручевского и трилобитов обручевского и агатинского горизонтов нижнего–среднего кембрия [124].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа девонская система представлена ниже-, средне- и верхнедевонскими отложениями в рамках Минусинской СФЗ. Верхний девон представлен ойдановской, средний – бейской свитами. Нижнедевонские вулканогенно-осадочные образования принадлежат Матаракской (одноименная свита), Балыксинской (тарланская свита) и Убатской (тастрезенская свита) подзонам. Отнесение образований, слагающих Уленьскую впадину, к матаракской свите остается дискуссионным.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В связи с упразднением Уленьской подзоны в варианте легенды Минусинской серии 2007 г. [123], авторы вынуждены расширить границы Матаракской подзоны, чтобы охватить ареал распространения вулканогенных образований нижнего девона в пределах Уленьской впадины. Эта точка зрения обосновывается петро- и геохимическими данными, полученными при проведении работ (прил. 9).

Матаракская свита на изученной территории представлена только нижней частью, сопоставляемой с нижнематаракской подсвитой. Она сложена осадочно-вулканогенными отложениями на юго-западном окончании Уленьской впадины в междуречье Иней–Хара, с размывом, резким угловым и структурным несогласием залегающими на белоюсской свите, с размывом, но без видимого несогласия трансгрессивно перекрывающимися известняками бейской

свиты среднего девона. В составе отложений преобладают базальты и андезибазальты, в подчиненном количестве отмечаются трахибазальты, трахиандезибазальты, шошониты, латиты, трахидациты (прил. 9, 10), кластолавы и туфы среднего состава, туфоконгломераты, песчаники, аргиллиты, известняки. По составу вулканитов нижнематаракская подсвита подразделяется на нижнюю, существенно базальтоидную, и верхнюю, существенно латитовую, пачки.

Нижняя пачка ($D_1mt_1^1$) закартирована в правом борту р. Иней, залегает с резким угловым несогласием и базальными туфоконгломератами и туфогравелитами на мраморизованных известняках и метабазалятах белоиюсской свиты. Туфоконгломераты имеют невыдержанную мощность, сложены обломками метабазалятов, метадолеритов, мраморов, гранитоидов [134], кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев в глинистом и пепловом цементе. Сводный разрез пачки, составленный на площади, ограниченной с запада р. Иней, с юга логом Угольным, с востока урочищем Отсапчан и с севера р. Хара включает (снизу вверх):

1. Туфоконгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу и по латерали гравелитами, песчаниками и аргиллитами. Отмечаются маломощные прослои и линзы известняков и кремнистых пород35 м
2. Андезибазальты, плагиобазальты, кластолавы плагиобазальтового состава – серые и темно-серые породы с порфировыми выделениями плагиоклаза, лейсты которых располагаясь субпараллельно, придают породе трахитоидный облик.....45 м
3. Покров оливиновых базальтов, характеризующихся темно-серой до черной окраской, порфировой, реже афировой структурой с апоинтерсертальной основной массой. Порфиновые выделения, представленные оливином, пироксенами и плагиоклазом, часто замещены серпентином, хлоритом и кальцитом20 м
4. Андезибазальты с порфировой структурой. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, роговой обманкой и пироксеном. Последние полностью замещены хлоритом, сидеритом, магнетитом. Основная масса ближе к микропиклитоидной, интенсивно хлоритизирована25 м
5. Плагиобазальты с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой115 м
6. Андезибазальты с порфировой структурой. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, авгитом и очень редко – единичными зернами оливина.....100 м
7. Андезиты с сериальнопорфировой структурой, микролиты плагиоклаза основной массы постепенно увеличиваются до размеров вкрапленников – зонального андезина. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза в хлорит-магнетитовом базисе. Отмечаются миндалины, заполненные хлоритом и сидеритом...170 м
8. Андезибазальты с порфировой структурой. Вкрапленники представлены андезин-лабрадором, роговой обманкой и пироксенами50 м
9. Латиты с порфировой структурой и трахитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, калишпатом и опациитизированными темноцветами.....20 м
10. Андезибазальты с подчиненным количеством мелких базальтовых покровов50 м

Мощность нижней пачки 630 м.

Верхняя пачка ($D_1mt_1^2$) обнажена в правом и левом бортах безымянного ручья (левого притока р. Хара) в урочище Отсапчан, контрастно отделяется от подстилающих образований вишневой, лиловой и розовой окраской пород, представлена латитами и их флюидальными кластолавами с маломощными прослоями оливиновых и лабрадоровых базальтов. В верхней части пачки отмечаются литокристаллокластические туфы латитов. Латиты часто альбитизированы, обладают порфировой структурой с фенокристаллами альбит-олигоклаза, в которых отмечены вросстки калиевого полевого шпата; реже в выделениях встречаются калишпат, роговая обманка и биотит, замещенные хлоритом. Пачка имеет мощность около 450 м. Общая мощность свиты составляет 1 080 м.

Среди вулканогенных пород матаракской свиты существенно преобладают миндалекаменные порфировые базальтоиды. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Во вкрапленниках постоянно присутствует лабрадор, обычно – оливин (замещен серпентином, частично тальком и брейнеритом), изредка – авгит с псевдоморфозами хлорита, кальцита и эпидота. Основная масса апоинтерсертальная, реже – апопилотакситовая и апогиалопилитовая с новообразованными хлоритом, эпидотом, кальцитом и лейкоксеном. По петрохимическим особенностям базальтоиды относятся к дифференцированным (индекс Куно – 9–31, $FeO^*/MgO=1,6–5,6$) умереннокалиевым базальтам и трахибазальтам ($K_2O – 0,4–1,3$) миаскитового ряда (отрицательный нормативный корунд). Содержание TiO_2 варьирует от 1,6 % в меланократовых разностях до 0,7 % в лейкократовых. Умереннотитанистые базальты характеризуются повышенной фосфатностью (до 0,6 % P_2O_5) и уклоняются к континентальным толеитам. В низкотитанистых базальтах и трахибазальтах содержание P_2O_5 более низкое (0,12–0,26 %), характерное для надсубдукционных образований. Для всех базальтоидов отмечаются повышенные, относительно кларка для основных пород, содержания Ва (до 782 г/т), Sr (до 827 г/т), легких REE (La – 17–27 г/т); пониженные – транзитных сидерофильных элементов (Cr, V, Ni), Cu; околосларковские – HFS-элементов (г/т): Nb – 8–11, Ta – 0,5–0,8, Zr – 120–166, Hf – 2,7–3,5, U – 0,6–1,6, Th – 2,5–4. В сравнении со сходными по геохимии кульбюрстюгскими базальтоидами второй группы, мата-

ракские базальты резко обогащены Sr, обеднены – TiO₂, P₂O₅; наблюдается более высокий уровень дифференциации REE (La/Yb=8–13,5), наличие отрицательных европиевых аномалий и относительное деплетирование средними REE (вогнутый к низу график распределения REE. Отношения Ti/V (18–21) в низкотитанистых разностях типичны для надсубдукционных базальтов, а в умереннотитанистых – более высокие (до 56) (рис. 6). На ряде дискриминационных диаграмм с участием рассеянных элементов базальтоиды попадают в поля надсубдукционных (рис. 6, 7, 8), тогда как минералогические особенности (преобладание оливина и плагиоклаза во вкрапленниках), форма залегания тел (покровы) более характерны для базальтов рифтогенных обстановок. В. Л. Хомичевым происхождение вулканитов связывается с зоной тылового рифтогенеза в пределах активной континентальной окраины [40].

Магнитное поле в области распространения пород нижнематаракской подсвиты характеризуется спокойными отрицательными значениями. На МАКС им отвечает серый фототон, куэстово-мелкогрядовый, холмистый микрорельеф.

Органические остатки на площади работ не обнаружены. На смежных площадях возраст свиты устанавливается как раннедевонский на основании находок псилофитовой флоры.

Тастрезенская свита (D_{1ts}) в Уйбатской подзоне традиционно картировалась предшественниками [156] только в юго-восточной части площади, слагая Сыгымскую мульду севернее пос. Бирикчуль. Авторами в ходе ГДП-200 аналогичные образования обнаружены в центральной части листа на горе Кызель, и на основании сходства петрографического и петрохимического состава, отнесены к тастрезенской свите.

Образования Сыгымской мульды при проведении ГСР-50 [156] описаны в качестве чиланской свиты раннедевонского возраста и сопоставлены с низами быскарской серии.

Свита представлена преимущественно трахибазальтами и трахиандезибазальтами. В подчиненном количестве развиты латиты, трахиты, трахидациты, их кластолавы, туфы и туфоконгломераты; изредка отмечаются базальты и андезибазальты нормального ряда. Вулканогенные породы с резким угловым и структурным несогласием залегают на кембрийских и докембрийских. Свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью и отсутствием маркирующих горизонтов. Перекрывающие образования не обнаружены. В основании разреза прослеживается горизонт базальных конгломератов с хорошо окатанными гальками и валунами (до 1,5 м в диаметре) интрузивных пород, светло-серых известняков, метаандезитов и metabазальтов, вишневых и темно-серых алевролитов. Выше по разрезу наблюдаются агломератовые туфы базальтов, андезибазальтов, латитов и трахитов с маломощными покровами лав и кластолав того же состава. Мощность нижней части свиты колеблется в пределах от 250 до 500 м, севернее горы Сыгым достигает 700 м.

Средняя часть свиты характеризуется выдержанным по простиранию составом, сложена покровами трахибазальтов, латитов и трахитов мощность которых изменяется в пределах от 150 до 500 м. Фрагмент средней части разреза свиты вскрыт в левом борту р. Аскиз в районе ст. Хабзас и имеет вид (снизу вверх):

1. Переслаивание покровов базальтоидов с латитами. Базальтоиды темно-серые до черного цвета, с порфировой структурой. Латиты темно-серые с зеленоватым оттенком 120 м
2. Кластолавы и лавы латитов и андезибазальтов 30 м
3. Переслаивание литокластических и литокристаллокластических псефитовых и псаммитовых туфов андезибазальтов, латитов и трахитов. В основании покров глыбового агломератового туфа мощностью до 10 м. 80 м
4. Кластолавы трахитов и латитов, переслаивающиеся с туфами трахиандезибазальтов. В основании глыбовая кластолава трахитового состава мощностью до 8 м 50 м

Мощность отложений 280 м.

Верхняя часть свиты представлена туфами с невыдержанными по простиранию покровами эффузивов и кластолав, состав которых изменяется от базальтов и андезибазальтов до латитов и трахитов. Эти образования выполняют центральную часть Сыгымской мульды. Их мощность достигает 600 м. Общая мощность свиты составляет от 1 000 до 1 200 м.

Эффузивы основного и среднеосновного состава представлены преимущественно порфировыми разностями массивной и миндалекаменной (хлорит, кальцит, сидерит) текстуры. По составу вкрапленников выделяются авгит-оливинпорфировые, авгит-лабрадорпорфировые и оливин-лабрадорпорфировые разновидности (оливин во всех разностях почти полностью замещен серпентином или агрегатом талька и брейнерита), реже отмечаются породы с сериальнопорфировой структурой без выделений темноцветных минералов, в которых лейсты плагиоклаза постепенно увеличиваются до размеров вкрапленников. Основная масса апоинтерсертальная, реже апопилотакситовая, интерстиции между лейстами плагиоклаза выполнены агрегатом хлори-

та и магнетита. Среди базальтоидов преобладают трахибазальты ($K_2O - 1,3-2,7\%$, $Na_2O - 2,9-5,7\%$), сравнительно редко отмечаются низкокальциевые базальты ($K_2O - 0,5\%$, $Na_2O - 4\%$). Порода слабо и умеренно дифференцированы (индекс Куно $- 21-36$, $FeO^*/MgO=1-2,3$), относятся к миаскитовому ряду (отрицательный нормативный корунд), характеризуются низкой и умеренной титанистостью ($TiO_2 - 0,7-1$). В целом, по петрогеохимическим особенностям (прил. 9, рис. 6, 7, 8) базальтоиды тастрезенской свиты сходны с базальтоидами нижнематаракской подсвиты, а отличия носят статистический характер – среди тастрезенских вулканитов более развиты породы умереннощелочной серии, не характерны титанистые разности, в порфировых выделениях более часто встречается авгит, в редкоземельном спектре преобладают слабые положительные европиевые аномалии, возможно обусловленные преобладающим фракционированием амфибола.

На МАКС свите отвечает серый фототон, куэстово-мелкогрядовый микрорельеф. На отдельных участках возможно прослеживание горизонтов по простиранию и замеры элементов залегания.

На площади листа образования свиты органических остатков не содержат. К пражскому ярусу нижнего девона отнесены условно на основании того, что на смежных площадях перекрыты уйбатской свитой с остатками рыб и псилофитовой флоры верхов пражского яруса.

Тарланская свита (D_{1tl}) в качестве вулканогенно-осадочной толщи, завершающей девонский разрез Балыксинского грабена, сопоставлялась В. И. Герей с абаканской свитой Южно-Минусинской впадины [84]. На площади работ к ней отнесены отложения в правом борту р. Балыксу, выполняющие северное окончание грабена шириной $1,5-2,0$ км.

В ходе ГСР-50 [153] установлено, что нижняя часть разреза («песчано-сланцевая толща») мощностью $1\ 080$ м сложена красноцветными песчаниками, шоколадно-коричневыми алевролитами, глинистыми известняками, горизонтами эффузивов и туфов кислого состава, реже – базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахириолитов (прил. 10). В алевролитах и песчаниках иногда наблюдаются знаки ряби, трещины усыхания, косая слоистость, маломощные прослои мелкогалечных конгломератов. Верхняя часть разреза («осадочно-эффузивная толща») мощностью 420 м представлена порфировыми и миндалефирными базальтами, метадолеритами с прослоями полимиктовых конгломератов, туфопесчаников, туфобрекчий и единичным горизонтом (20 м) порфировых риодацитов. Граница между толщами согласная. Суммарная мощность тарланской свиты составляет $1\ 500$ м. Нижняя граница тектоническая, перекрывающие образования не установлены.

Базальты и трахибазальты тарланской свиты представляют собой плагиоклазпорфировые и афировые породы, относятся к сильно дифференцированным ($FeO/MgO=1,4-5,5$; индекс Куно $- 5,2-30$) умереннотитанистым ($0,9-1,5$) разностям миаскитового ряда (отрицательный нормативный корунд) и наиболее близки по составу плагиобазальтоидам матаракской свиты. Андезиты и трахиандезиты отличаются повышенной титанистостью ($TiO_2 - 1,1-1,6\%$) и фосфатностью ($P_2O_5 -$ до $0,53\%$); при этом породы основного–среднеосновного состава нормальнощелочной и умереннощелочной серий дискретно отличаются по уровню калиевости (прил. 10). Более кислые разности относятся к умереннощелочной серии. В магнитном поле породам тарланской свиты отвечает мозаичное знакопеременное поле напряженностью от -100 до $+100$ нТл, редко – до $+200$ нТл. Над участками преобладания терригенных пород поле спокойное отрицательное интенсивностью от -100 до -200 нТл. В гравитационном поле отложения выделяются субмеридиональной зоной пониженных значений Δg , западный борт грабена выражен градиентной ступенью.

Органических остатков в отложениях Балыксинского грабена достоверно не установлено. Их возраст принимается раннедевонским на основании корреляции с аналогичными образованиями Южно-Минусинской впадины, охарактеризованными органическими остатками пражского и эмского ярусов [127]. Ю. В. Беспаловым [76] тарланская свита по положению в разрезе и литологическому составу сопоставляется с тимиртасской свитой позднего эмса (Хараджульская подзона), хотя не исключается присутствие в северной части Балыксинского грабена среднедевонских отложений аскизского уровня.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Бейская свита (D_{2bs}) в пределах листа пользуется ограниченным распространением, занимая площадь около 3 км^2 , закартирована в Уленьской впадине у северной рамки планшета, где совместно с ойдановской свитой верхнего девона слагает ядро Большеуленьской мульды.

Свита представлена ритмичным переслаиванием карбонатных и терригенных отложений мощностью от 150 до 300 м, трансгрессивно без видимого несогласия залегает на вулканоген-

ных образованиях нижнематаракской подсвиты нижнего девона и согласно перекрывается отложениями ойдановской свиты верхнедевонского возраста. На смежных площадях она залегает на отложениях илеморовской свиты живета.

В разрезе урочища Отсапчан, в правом борту безымянного ручья (левого притока р. Хара) стратиграфически выше вулканических пород верхней пачки нижнематаракской подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Известняки органогенно-шламовые серые с коричневатым оттенком мелкозернистые с массивной текстурой.....30 м
2. Известняки мергелистые полосчатые серые, коричневатые мелкозернистые, содержащие обломки органогенного материала плохой сохранности. Отмечаются мелкие (несколько см) прослой известковистых песчаников.....65 м
3. Известняки тонкослоистые, загрязненные глинистым материалом, с остатками брахиопод, кораллов и мшанок.....30 м

Мощность разреза около 125 м.

В верхнем горизонте известняков авторами обнаружен комплекс органических остатков (т. н. 4425), представленный переработанным брахиоподовым ракушняком с присутствием табулят, мшанок, криноидей, редких трилобитов.

Комплекс брахиопод включает: *Xistostrophia cf. umbraculum* (Schlotheim, 1820), *Euryspirifer cf. pseudocheehiel* (Hou-Hunfe, 1959), *Mucrospirifer sp.*, *Spinocyrtia martianovi* (Stuckenbergh, 1886), *Athyris concentrica* (Buch, 1834), *Atrypa (?) sp.* (определения Л. Г. Перегеедова, ФГУП «СНИИГГиМС»). Коллекция табулят представлена полипняками хорошей сохранности *Thecostegites firmus* Sokolov, *Thecostegites parvus* Tchern., *Thecostegites sp. nov.* – очень близкий к *T. livnensis* Sok. и *T. rossicus* Sok. (определения Г. Д. Исаева, ФГУП «СНИИГГиМС»). Возраст вмещающих отложений по заключениям Л. Г. Перегеедова и Г. Д. Исаева – живетский, возможно, позднеживетский.

Позднеживетский возраст бейской свиты установлен также на сопредельных площадях благодаря многочисленным находкам остатков ругоз, мшанок, криноидей, пелеципод, гастропод, трилобитов, остракод, филлопод, рыб и миоспор.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ойдановская свита (D_3od) в пределах листа венчает разрез палеозоя, представлена только своей нижней частью, распространена на площади 4 км² в Уленьской впадине у северной рамки планшета, где выполняет ядро Большеуленьской мульды. Свита полностью перекрыта четвертичными отложениями мощностью до 20 м, в связи с чем ее характеристика приведена по материалам ГСР-50 [138].

Свита согласно залегает на бейских известняках, сложена красноцветными алевролитами и аргиллитами, существенно преобладающими над косослоистыми песчаниками, с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Среди красноцветных пород изредка встречаются мелкие прослой и линзы серых или зеленовато-серых известковистых песчаников. Мощность отложений на площади не превышает 200 м. За ее пределами описаны дельтовые фации, в составе четырех регрессивных циклов. Тонкослоистые глинистые отложения авандельты основания циклов вверх по разрезу сменяются песчаниками проксимальной части бара с оползневыми текстурами, еще выше – косослоистыми песчаниками фронтальной части бара и параллельно-слоистыми песчаниками гребня бара [18].

Породы характеризуются плохой сортированностью и окатанностью обломков, представлены кварцевыми лититовыми (известняковыми) граувакками, сложены обломками кварца (до 40 %), карбонатных пород (около 25 %), полевых шпатов (до 15 %), единичными чешуйками мусковита и биотита в красноватом цементе (20 %) из гидроокислов железа.

Позднедевонский возраст свиты принят на основании ее положения выше позднеживетских отложений бейской свиты. За пределами площади известны находки рыб, макрофлоры и миоспор франского яруса верхнего девона.

МЕЗОЗОЙСКАЯ–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМЫ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ЭОЦЕН

Образования мел–палеогенового возраста представлены **площадной** и **линейной** корами

выветривания (K_2-P_2). Последние из-за малых размеров на геологической карте не отображены.

Площадные коры выветривания распространены в юго-западной части площади, где наиболее крупные их фрагменты сохранились на уровне 600–700 м [107]. Максимальная мощность установлена при проведении ГС-50 в начале 1960-х годов [153] на площади 6 км² на водоразделе рр. Крестьянка–Балыксу на интервале абсолютных отметок 600–700 м и составляет первые десятки метров. Здесь в гранитоидах мартайгинского комплекса, прорывающих карбонатные отложения венда, фиксируются мощная зона дезинтеграции и светлые сапролиты, представленные галлуазитом каолинитом, нонтронитом, монтмориллонитом и бейделлитизированными гидрослюдами. Известняки повсеместно закарстованы, доломиты превращены в песчанистую доломитовую «муку» серого цвета. В глинах кор выветривания присутствуют споры папоротников *Polypodiaceae* и *Osmunda*, споропыльца голосеменных: *Pinus*, *Hyploxylon*, *Abies* и *Pinaceae*, распространенных в позднем мезозое и кайнозое [67, 107].

Севернее, на междуречье Изас–Бол. Назас, на том же гипсометрическом уровне, описаны образования площадной коры химического выветривания по диоритам. Выше зоны дезинтеграции развиваются глины, состоящие из галлуазита, гидрослюда и бейделлитизированной гидрослюда.

В бассейне р. Теренсуг, южнее горы Бандит, в верховьях руч. Багзас, буровыми работами [115] на площади 4 км² зафиксированы площадные и линейные коры и карстовые западины, выполненные переотложенными продуктами кор химического выветривания. По геохимическому типу коры каолиновые. По углеродисто-кремнистым сланцам развиты монтмориллонит-каолиновые глины с примесью гидроокислов железа и марганца, кварц-каолиновая и кварц-гетит-каолиновая глина. Мощность площадных кор достигает 9–16 м. Аналогичная ситуация наблюдается на водоразделе рр. Салат–Аскиз, где развиты площадные коры каолинового геохимического типа

Линейные коры выветривания наибольшей мощности достигают в горной части территории на участках долин тектонического заложения или на пересечении с разломами на абсолютных отметках 500–1 000 м. Столь значительный интервал их развития, по мнению Ю. В. Гусарова и А. И. Забияки [103], связан с образованием «грабен-долин», широко развитых в Кузнецком Алатау, но еще слабоизученных. В частности, исследованная ими долина р. Магызы сформирована системой ступенчатых сбросов, в связи с которыми в сброшенных блоках сохранились фрагменты линейной коры выветривания. Самый крупный из них приурочен к подрусловой части долины и совпадает с Центрально-Магызинской золоторудной зоной, в левом борту долины. Другие фиксируются в правобережье р. Магызы и в Федоровско-Кедровской тектонической зоне. В линейных корах развиваются вторичные фосфориты, часто заполняющие карстовые полости. Фосфориты брекчиевые, глиноподобные, сыпучие и опоковидные. Субстратом являются карбонатные, кремнистые и вулканогенные породы.

Нижнюю часть кор выветривания составляют сапролиты светлого желтовато-коричневого, палевого цвета, полностью сохранившие текстуру и структуру материнской породы. Выше они сменяются бесструктурными пестрыми глинами, окрашенными в яркие оранжевые, желтые и красноватые тона. Аналогичная зональность отмечается также и в направлении от периферии кор к центру. Позднемеловой–эоценовый возраст коры выветривания принят по аналогии с сопредельными площадями.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижнее звено представлено *погребенным аллювием* (al), развитым в днищах долин крупных рек – Теренсуг, Туралыг, Харатас, Балыксу, тяготеющих к средне-высокогорной части района. На поверхности он вскрыт лишь старательскими работами в техногенно переработанных участках россыпной золотодобычи. Перекрыт более молодым аллювием надпойменных террас, а также отложениями русел и пойм. В гляциальной области (р. Харатас) погребенный аллювий перекрыт моренными и флювиогляциальными образованиями, переработанными более позд-

ними водными потоками. В каньонобразных участках среднегорья с обвально-осыпными склонами (р. Теренсуг) долины частично перекрыты более молодыми покровными отложениями склонового ряда (коллювиально-десерпционными, делювиально-пролювиальными и др.).

За пределами гляциальной области в условиях низкогорья (рр. Балыксу, Иней) характер погребенного аллювия меняется. Здесь преобладают мелкообломочные хорошо окатанные образования, пропитанные мелкоземом и глинами (констративная стадия аккумулятивного цикла). Нередко поверхность аллювиальных отложений перекрыта солифлюкционными образованиями и интенсивно заболочена (р. Иней).

Мощность погребенного аллювия изменчива (5–35 м) и зависит от строения «плотика». Карбонатный состав ложа приводит к появлению карстовых западин, что значительно повышает мощность аллювиального чехла, интрузивные породы способствуют сохранению постоянной относительно небольшой мощности аллювия врезанных в них долин. В погребенном аллювии известны месторождения россыпного золота (рр. Балыксу, Теренсуг, Бейка, Каролиновка и др.).

Приведем несколько типичных разрезов.

В верховьях р. Теренсуг скважинами вскрыт следующий разрез (прил. 11, № 5):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,5 м
2. Ил зеленовато-серый (70 %) с гравийно-галечниковым материалом (20 %) и валунами (10 %) ..	0,5–2,0 м
3. Гравийно-галечниковые отложения (70 %) с валунами (30 %) ..	2,0–8,0 м
4. Валунник (30 %) с гравием и галькой (20 %) в глине (40 %) с песком (10 %).....	8,0–20,0 м
5. Глина (50 %) с гравийно-галечниковым материалом (40 %) и валунами (10 %).....	20,0–24,0 м
6. Валунник (30 %) с гравийно-галечниковым материалом (20 %), песком (10 %) и глиной (40 %).....	24,0–34,0 м

Плотик известняковый.

Разрез по р. Каролиновка (левый приток р. Теренсуг) имеет следующий вид (прил. 11, № 6):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,5 м
2. Пролувиально-делювиальные образования – глыбы (20–30 %) со щебнем (20 %) и дресвой (10–20 %) в глине (40 %).....	0,5–5,0 м
3. Валунник (50 %) с галькой (10–20 %), гравием (10–20 %) и глиной (20–40 %).....	5,0–7,0 м
4. Гравийно (40 %)-галечниковые (20 %) отложения с валунами (20 %) и глиной (20 %)	7,0–8,0 м
5. Глина (70 %) с гравием (20 %) и галькой (10 %).....	8,0–9,0 м

Плотик представлен диоритами и гранитами.

Разрез аллювиальной толщи долины р. Балыксу в 2 км южнее пос. Николаевка представлен в следующем виде (прил. 11, № 7):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,5 м
2. Чередование тонких пластов песка и глин непостоянной мощности	0,5–5,0 м
3. Песок с галькой и валунами.....	5,0–20,0 м
4. Глина с небольшим количеством гальки и валунов	20,0–28,0 м

Плотик представлен известняками с неровной ребристой поверхностью.

Спорово-пыльцевой комплекс погребенного аллювия представлен пыльцой темнохвойных, светлохвойных, берез. Отмечены споры мхов, плаунов, папоротников, грибоподобных образований характерных для досреднеплейстоценового уровня образования аллювия. На соседнем (к северу) листе N-45-XVIII в дельте р. Тюрим были обнаружены два верхнекоренных зуба лошади *Equus orientalis* Russ. среднего неоплейстоцена (определения А. В. Шпанского, ТГУ). В золотоносных галечно-глинистых песках выше прииска Веселого (за пределами южной рамки планшета) обнаружен предпоследний нижний коренной зуб слона *Mammuthus cf. trogontherii* (Pohl.) (определения Э. А. Вангенгейм, ГИН РАН) [67]. Геологический возраст этой находки по современной стратиграфической шкале квартера может быть отнесен к соусканихинскому горизонту нижней части среднего звена неоплейстоцена. С учетом находок ископаемых остатков на сопредельных площадях и по положению в разрезе возраст погребенного аллювия принят ранним неоплейстоценом.

Верхнее звено

Чибитский горизонт. *Ледниковые отложения* (gIII₂cb). Следы деятельности древнего оледенения горно-долинного типа обнаруживаются на относительно низких гипсометрических уровнях (700–900 м) в долинах горных рек, в их верхнем, даже среднем течении (Мал. и Бол. Казыр,

Бельсу, Харатас и др.). Моренные гряды и холмы этого этапа не сохранились, они повсеместно перекрыты более молодыми пролювиальными и делювиальными, гляциофлювиальными, аллювиальными отложениями. Границы ледниковых отложений проведены нами условно по находкам крупных глыб с характерной штриховкой, скоплениям эрратических валунов и бараньих лбов. В работах предшественников есть сведения о присутствии реликтовых следов обработки коренных пород в левом склоне долины р. Туралыг, на высоте до 200 м от современного уреза воды, что дало возможность оценить мощность долинных ледников в первые сотни метров [134]. Общая площадь ледниковых отложений, реконструируемая по выявленным фрагментам не превышает 20 км². Мощность ледниковых накоплений принята по аналогии с сопредельным листом N-45-XVIII (до 30 м), а возраст – по положению в разрезе. Состав отложений грубообломочный (глыбы с валунами, глины).

Бельтирский горизонт. *Вторая надпойменная терраса* (a²III₃bl) закартирована в право- и левобережье р. Томь напротив устья р. Балыксу, на рр. Бискамжа, Теренсуг, Харатас. В виде фрагментов небольших размеров (10–30 м длины, 5–10 м ширины) терраса отмечена на многих реках района. В отдельных случаях (рр. Харатас, Теренсуг) длина террасы может достигать 5 км, ширина площадки – 150–500 м, высота – 8–10 м.

Аллювиальные отложения либо врезаются в погребенный аллювий нижнего неоплейстоцена, либо формируют самостоятельные эрозионно-аккумулятивные террасы цокольного типа. В составе отложений преобладают пески, галечники с песчано-глинистым заполнением, с небольшой примесью щебня. Мощность аллювия не превышает 8–15 м. Разрез отложений второй надпойменной террасы составлен в железнодорожном карьере на левом берегу р. Тузахсуг в 400 м ниже устья р. Бискамжа [153]:

- | | |
|---|-------------|
| 1. Почвенно-растительный слой..... | 0,0–0,5 м |
| 2. Переслаивание линз песчано-глинистого состава с пропластками бурых погребенных почв | 0,5–10,0 м |
| 3. Хорошо отсортированный галечник с песчано-гравийным связующим материалом | 10,0–13,0 м |

Цоколь террасы сложен магматическими породами.

Возраст второй надпойменной террасы точно не установлен, но есть сведения о том, что в 2,5 км от устья р. Балыксу в устье кл. Золотого в рыхлых террасовых отложениях на глубине 4,5 м в галечно-глинистых песках обнаружена лучевая кость носорога *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) (определения Э. А. Вангенгейм, ГИН РАН) [67], что позволяет нам отнести фаунистически охарактеризованные аллювиальные отложения к бельтирскому горизонту верхнего звена неоплейстоцена.

В аллювии данной террасы известно малое месторождение кирпичных глин.

Аккемский горизонт представлен ледниковыми отложениями более молодого второго этапа оледенения и аллювием первой надпойменной террасы.

Ледниковые образования (gIII₄ak) картируются в днищах троговых долин (Шир. Березовая, Ниж. Тайжасу, верховья р. Харатас и др.) в условиях высокогорного, в меньшей степени, среднегорного рельефа. Наиболее ярко они выражены в многочисленных (более 30) карах и цирках, на днищах которых развиты высокогорные озера (Харатас, Харлыгхоль, Хунухузук, Хызыр-Тырен и др.), питающиеся за счет таяния снежников и современных ледников и дающие начало многочисленным рекам и ручьям. Кары и цирки располагаются в интервале высот от 1 200 до 2 000 м и их диаметр достигает 2–2,5 км. Конечные и береговые морены сохранились почти во всех карах и троговых долинах в виде коротких серповидных и вытянутых вдоль долин валов высотой до 20–30 м и сложенных неотсортированным крупным плохоскатанным материалом – глыбами, валунами, промежутки между которыми заполнены песчано-глинистыми образованиями. Мощность ледниковых отложений – до 30 м. Морены каров частично перекрыты разнообразным склоновым материалом – курумником, обвальными осипными отложениями, перекрыты более поздним гляциофлювиалом и аллювием. На выходе из каров в долины морены размываются многочисленными ветвящимися ручьями.

Органические остатки на листе отсутствуют. Возраст принят по положению в разрезе. Общая площадь, занятая отложениями второго этапа оледенения, достигает 60 км².

Первая надпойменная терраса (a¹III₄ak) распространена в долинах рр. Томь, Балыксу, Харатас, Бол. и Мал. Казыр и ряда других. Высота террасы 3–5 метра, ширина площадки – от первых метров до первых сотен метров, местами площадки заболочены. Аллювий врезан в отложения второй надпойменной террасы и срезан пойменным аллювием, либо формируется на цокольном основании. Часто отложения террасы перекрыты аллювиально-пролювиальными, делювиально-аллювиальными и другими склоновыми образованиями.

Наиболее протяженные террасы этого уровня зафиксированы на р. Харатас в устье

р. Кашпар (длина – 4 км, ширина – до 350 м, высота – 3,0 м); а также на р. Теренсуг в устье р. Каролиновка (длина – 1,8 км, ширина – от 100 до 700 м, высота – 3,5 м), тыловой шов перекрыт десерпционно-солифлюкционными образованиями. Хорошо сохранившиеся террасы картируются по лево- и правобережью р. Томи, в устьях рр. Мал. и Бол. Назас, Кунзас, Бальксу и др. Длина некоторых из них достигает 4 км при ширине 200–300 м. В виде отдельных немасштабных фрагментов первая надпойменная терраса фиксируется практически вдоль всех крупных водотоков района. Мощность отложений не превышает 10 м, чаще – от 3 до 5 м. Констративный аллювий состоит из чередования линз галечников и песков, часто пропитанных илистым материалом. Разрез отложений первой надпойменной террасы составлен по р. Шора в 90 м вверх по течению от устья руч. Гаевского и имеет следующее строение [140]:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,2 м
2. Грязно-бурый суглинок с галькой известняков размером до 5 см.....	0,20–0,60 м
3. Валунный размер до 0,2 м и галька известняков в буром суглинке.....	0,60–1,60 м
4. Слой темно-бурого среднезернистого песка.....	1,60–1,75 м
5. Галечники и валуны в буром суглинке.....	1,75–3,25 м

Возраст отложений определяется положением в разрезе и находкой по р. Камзас в 3 км вверх по течению от пос. Неожиданный в устье кл. Владимирский на уровне цоколя террасы (глубина – 7,5 м) в песках, лежащих на коренных породах плотика, фрагментов рогового стержня зуба *Bison priscus* Воj. (определения Э. А. Вангенгейм, ГИН РАН) [67], что соответствует аккемскому горизонту верхнего звена неоплейстоцена.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Гляциофлювиальные отложения (fIII–H; fQ_{III–H}*) приурочены к широким корытообразным троговым долинам. Закартированы в верховьях рр. Туралыг, Бельсу, Харатас, Ниж. Тайжасу, Шир. Березовой, руч. Ханнойгой, Алтыазыр. В отдельных случаях эти отложения наблюдаются вдоль узких очень крутых каньонообразных долин ручьев, питающихся водами карово-долинных ледников (руч. Высокогорный). Общая площадь гляциофлювиальных образований оценивается нами в 54 км². В составе отложений доминируют суглинки с включениями валунов и гальки, мощностью до 15 м. Перекрываются и размываются аллювием временных и постоянных водотоков. Время формирования этих отложений совпадает с периодом жизни древних и современных ледников, т. е. в диапазоне от верхнего неоплейстоцена до голоцена включительно.

ГОЛОЦЕН

В составе голоцена выделены аллювий русел и пойм, современные ледники, ледниковые, болотные и техногенные отложения.

Аллювий русел и пойм (aH; aQ_H) пользуется широким распространением в долинах всех рек площади. Русловые отложения накапливаются на плесах, перекатах и отмелях. Пойменный аллювий формируется в пределах низкой и высокой поймы высотой 1–3 м в контурах пойменных террас, ширина которых на крупных реках (Томь, Теренсуг, Харатас) достигает 700 м. На менее крупных водотоках ширина террас заметно меньше – от первых десятков до 150–200 м. Состав аллювиальных отложений в руслах грубо- и среднеобломочный со значительным содержанием валунно-галечникового материала. В поймах преобладает песчано-галечниково-глинистый материал с горизонтами погребенных почв. Мощность – до 8 м.

Приведем 2 разреза, составленных нами в 2010 г. на левом берегу р. Иней. Разрез русловых отложений (сверху вниз) (прил. 11, № 3):

1. Супесь черная.....	0,0–0,3 м
2. Суглинки желто-коричневые с корнями растений.....	0,3–0,7 м
3. Аллювий русла. Валун, галька, гравий, щебень, дресва. Максимальный размер обломков средней окатанности – 0,3 м. Заполнитель – разнозернистый песок, в нижней части – серо-коричневая глина. Два глинистых прослоя мощностью в 0,2 и 0,1 м.....	0,7–5,1 м

Второй разрез составлен на склоне долины р. Иней в шурфе для отложений высокой поймы (сверху вниз) (прил. 11, № 4):

* Индекс подразделения на геологической карте здесь и далее.

1. Щебень, дресва, суглинки	0,0–0,3 м
2. Галька, дресва, щебень. Заполнитель – разнозернистый песок светло-желтого цвета	0,3–0,5 м
3. Погребенный почвенный горизонт (серо-черный суглинок)	0,5–0,68 м
4. Галька, щебень, дресва. Окатанность средняя, размер обломков – до 0,1 м. Заполнитель – глинистый песок	0,68–0,86 м
5. Погребенный почвенный горизонт (серо-черный суглинок)	0,86–0,96 м
6. Галька, дресва, щебень. Заполнитель – разнозернистый глинистый песок	0,96–1,41 м
7. Погребенный почвенный горизонт	1,41–1,51 м
8. Галька, щебень, дресва. Заполнитель – разнозернистый песок	1,51–2,18 м
9. Погребенный почвенный горизонт	2,18–2,40 м
10. Галька, дресва, щебень. Заполнитель – серо-коричневый суглинок	2,40–2,63 м
11. Гравийно-галечный осадочный материал с отдельными валунами. Максимальный размер обломков – 0,15 м. Заполнитель – темно-коричневый суглинок	2,63–3,30 м

Возраст аллювиальных отложений русел и пойм принят как голоценовый по их положению в разрезе – они перекрывают (срезают) моренные отложения и более древний аллювий и в свою очередь перекрыты болотными образованиями голоцена. В аллювиальных отложениях известны мелкие непромышленные месторождения россыпного золота. Аллювий перспективен на песчано-гравийные материалы и кирпичные глины.

Современные ледники и ледниковые отложения (gH) распространены в высокогорной интенсивно расчлененной части района тяготея к карам, нивальным нишам, каровым лестницам.

На этой территории выделено 37 ледников [64], которые мы объединяем в четыре изолированных ареала – в верховьях рр. Бельсу, Шир. Березовая, Харатас, северо-восточных склонов гг. Мал. Зуб и Одинокая. Площади современных ледников небольшие – от 0,02 до 0,28 км², суммарная площадь – 3,2 км². Морфологические типы ледников, по данным П. С. Шпиня [64], различны – наряду с каровыми ледниками выделены присклоновые, висячие, карово-присклоновые. Мощности ледников колеблются от 12–15 до 50 м (ледник Караташ). Кроме собственно ледников, можно выделить снежники, они порой полностью перекрывают фирновые поля, создавая иллюзию отсутствия «настоящих» ледников.

Проходка шурфов в 70-е годы прошлого столетия показала, что до глубины 7–8 м ледники сложены снегом и влажным мелкозернистым фирном и лишь после 8 м появляется толща серого, темно-серого и реже бурого льда. Скорость движения ледников оценивается в 6–8 м в год, при этом ледник транспортирует ощутимую массу обломков, скатившихся со склонов и формирующую поверхностную морену. Фронтальные части ледников образуют моренные гряды высотой до 10 м протяженностью от первых сотен м до одного км, состоящие из глыб, валунов и супеси. Мощность моренных отложений не превышает 10 м. Размеры глыб – первые метры, валунов – 0,5–0,75 м. Сортировка отсутствует, некоторые обломки слабоокатанные с характерной ледниковой штриховкой. Конечноморенные гряды сильно разубожены склоновыми образованиями. Состав ледниковых отложений однообразен и состоит из магматических пород тигертышского и когтахского комплексов. В настоящее время наблюдается сокращение количества ледников [54].

Болотные (палюстринные) отложения (pH; pQ_H) отмечены по долинам рек, ключей, ложбин в районах с широким развитием солифлюкционных и гляциофлювиальных процессов. Обширные низовые болота картируются в верховьях р. Иней, а также в ее среднем течении. Практически все выходы гляциофлювиала в той или иной степени заболочены. Низовые болота кочкарниковые с густыми кустарниковыми зарослями, верховые сложены сфагновыми мхами. Верховые болота зафиксированы в верховьях рр. Верх. Тайжасу, Бол. Казыр, на водоразделе рр. Аскиз–Салат. Состав отложений – глины, суглинки, торф суммарной мощностью до 5 м.

Техногенные отложения (tH; tQ_H) накапливаются в отвалах, гидравлических канавах, выемках (районы золотодобычи), в карьерах при добыче неметаллических полезных ископаемых, в дорожных и железнодорожных насыпях, при производстве строительных работ и лесозаготовок. Состав пестрый – галечник, глина, щебень, песок, суглинок, строительный мусор, отходы лесопромышленного комплекса и др. Мощность этих образований достигает 10 м. Они содержат россыпное золото и могут служить источником песчано-гравийных материалов.

КВАРТЕР НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Представлены отложениями склонов, водоразделов и речных долин. Выделены следующие генетические типы и парагенезисы.

Аллювиально-пролювиальные отложения (ap) широко распространены в среднегорно-высокогорной части района в бассейне рр. Мал. и Бол. Казыр, где они занимают большую часть

речных долин. Состав – суглинки со щебнем, галька, песок, речные илы. Мощность отложений до 10 м.

Делювиально-аллювиальные отложения (da) формируются на присклоновых частях пойм с ветвистым характером боковых притоков и с пологими наклонами широких водосборных воронок. Здесь в половодье аккумулируются аллювиальные отложения, а в межень – в результате плоскостного смыва поступает делювиальный материал, в дальнейшем перерабатываемый водными потоками. Такие образования отмечены в верховьях рр. Бол. Каинзас, Каролиновка, Уйбат, Катык, в районе резкого коленообразного изгиба р. Харатас, в боковых притоках руч. Улугчул. Состав отложений смешанный – наряду с неокатанным щебнем, в значительных количествах присутствует галька и песок с суглинковым заполнителем. Мощность до 10 м.

Солифлюкционные отложения (s) закартированы на очень пологих склонах (до 5°), примыкающих к широким долинам рр. Иней, Ассуг, Бол. Каинзас и др. Кроме того, отмечены солифлюкционные отложения на плоских водоразделах Батенёвского кряжа и в районе горы Крыстаг. Состав солифлюксия простой – это суглинки со щебнем мощностью до 25 м.

Проллювиальные и делювиальные отложения (p,d) слагают конусы выноса в сухих долинах и временных водотоках низкогорья. Кроме того, они проявлены в средне- и высокогорье в боковых притоках рр. Мал. и Бол. Казыр, Сургас, Харатас. Они формируют шлейфы смешанного состава (чередование грубообломочных глыбово-щебнистых слоев, цементированных суглинками с мелкообломочными скоплениями дресвяно-щебенчатого характера, погруженных в суглинистую связующую матрицу). Мощность проллювиальных и делювиальных образований достигает 10 м.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,s) проявлены на умеренно крутых (до 25°) склонах, лишенных растительности. Распространены преимущественно на юге района в условиях низкогорья и дробно-расчлененного высокого холмогорья. В высокогорных и среднегорных районах делювий не характерен и встречается редко в парагенезисе с коллювиальными и десерпционными образованиями. Состав отложений трехкомпонентный – суглинки, щебень, дресва. Мощность изменчива – на склонах до 5 м, у подножья – до 20 м.

Делювиальные и десерпционные отложения (d,dr) развиты незначительно. Отмечены на севере района по левому притоку р. Пихтерек и в верховьях р. Хара в районе впадения в нее двух левых (рр. Орошталк, Коензу) и одного правого (р. Казанных) притоков, создающих в данном месте оригинальный «паукообразный» гидрографический узор. Отложения состоят из щебня, дресвы, суглинка с дресвой мощностью до 10 м, развитых в условиях редколесья.

Коллювиальные и делювиальные отложения (c,d) отмечены на водоразделе рр. Иней и Харатас, также на юге района на крутых (более 30°) незалесенных бортах рек. Состав – глыбы, щебень, суглинки, супесь, дресва. Мощность до 15 м.

Десерпционные и солифлюкционные отложения (dr,s) широко распространены на всей территории района, тяготея к пологим (5–15°) залесенным склонам. Состоят из глыб, щебня, дресвы, цементированных суглинистым мелкоземом. Мощность до 18 м.

Коллювиальные и десерпционные отложения (c,dr) широко проявлены на крутых ступенчатых склонах, углы наклона которых колеблются в пределах 15–40°. На крутых обрывистых уступах доминируют коллювиальные, на менее крутых – десерпционные образования. Состав преимущественно трехкомпонентный – глыбы, щебень, дресва. Мощность изменчива – у подшвы склонов до 15 м, на склонах – до 5 м.

Коллювиальные и солифлюкционные отложения (c,s) отмечены только в высокогорье на поверхностях выравнивания, переработанных морозно-нивальными процессами и ограниченными с нескольких сторон крутыми боковыми стенками, поставляющими крупноглыбовый коллювиальный материал. Этот материал на пологих «террасированных» площадках подвергается воздействию мерзлотной солифлюкции, что приводит к медленному течению вязких продуктов с формированием солифлюкционных террас. При этом крупные обломки остаются на месте и окружены дресвяными суглинками с щебнем и песком. Мощность до 10 м.

Коллювиальные отложения (c) формируются на крутых (более 35°) склонах в районе альпийского рельефа с широким развитием ледниковых форм, а также по крутым, обрывистым бортам рек с каньонообразной V-образной долиной. Образуют обвальное-осыпные шлейфы. Состоят из отломников со щебнем, глыбами и дресвой. Мощность возрастает у подножья шлейфов до 20 м, выше по склону сокращается до нескольких метров.

Коллювиальные, десерпционные, солифлюкционные отложения (DR) встречаются лишь в высокогорье, выше линии леса в участках горной тундры с широко развитыми морозно-мерзлотными, гляциально-нивальными процессами. Этот трехчленный парагенезис занимает свою «нишу» в соответствии с различной крутизной склонов – на склонах крутизной более 45° (стенки каров, тектонические уступы, отпрепарированные гребни) развиваются обвальное-осыпные

дерупционно-десперсные гравитационные отложения с формированием крупных обвально-осыпных шлейфов. На участках с более пологими склонами возникают крупные по площади поля курумников. Состав отложений – глыбы, суглинки, щебень, дресва. Мощность до 15 м.

Элювиальные и солифлюкционные отложения (e,s) развиты повсеместно на всех водораздельных пространствах и состоят из маломощного (до 5 м) чехла обломочных пород – глыб, щебня, дресвы.

Возраст всех вышеперечисленных нерасчлененных отложений датируется нами как нижне-неоплейстоцен–голоценовый (I–H).

МАГМАТИЗМ

Магматические породы занимают около 60 % площади листа, большей частью входят в состав Уйбатского и Тигертышского полихронных и полиформационных плутонов (рис. 9), на расчленение которых до сих пор нет единой точки зрения (рис. 10). В соответствии с Легендой Минусинской серии листов ГК-200/2 (с изменениями и дополнениями) магматические образования объединены в терсинский гипербазитовый и белоиюсский базальтовый (RF₃?), кульбюрстюгский базальтовый (V), мрасский андезибазальт-базальтовый (С₁), когтахский габбро-монцодиорит-сиенитовый и мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый (С₂), тигертышский гранитоидный (С₃-O₁) комплексы, ассоциацию раннесилурийских кварцевых монцодиоритов, сиенит-, граносиенит-, умереннощелочных гранит-порфиров, патынский сиенит-габбровый и карлыгановский гранитоидный (D₁) комплексы, раннедевонские субвулканические образования нерасчлененные.

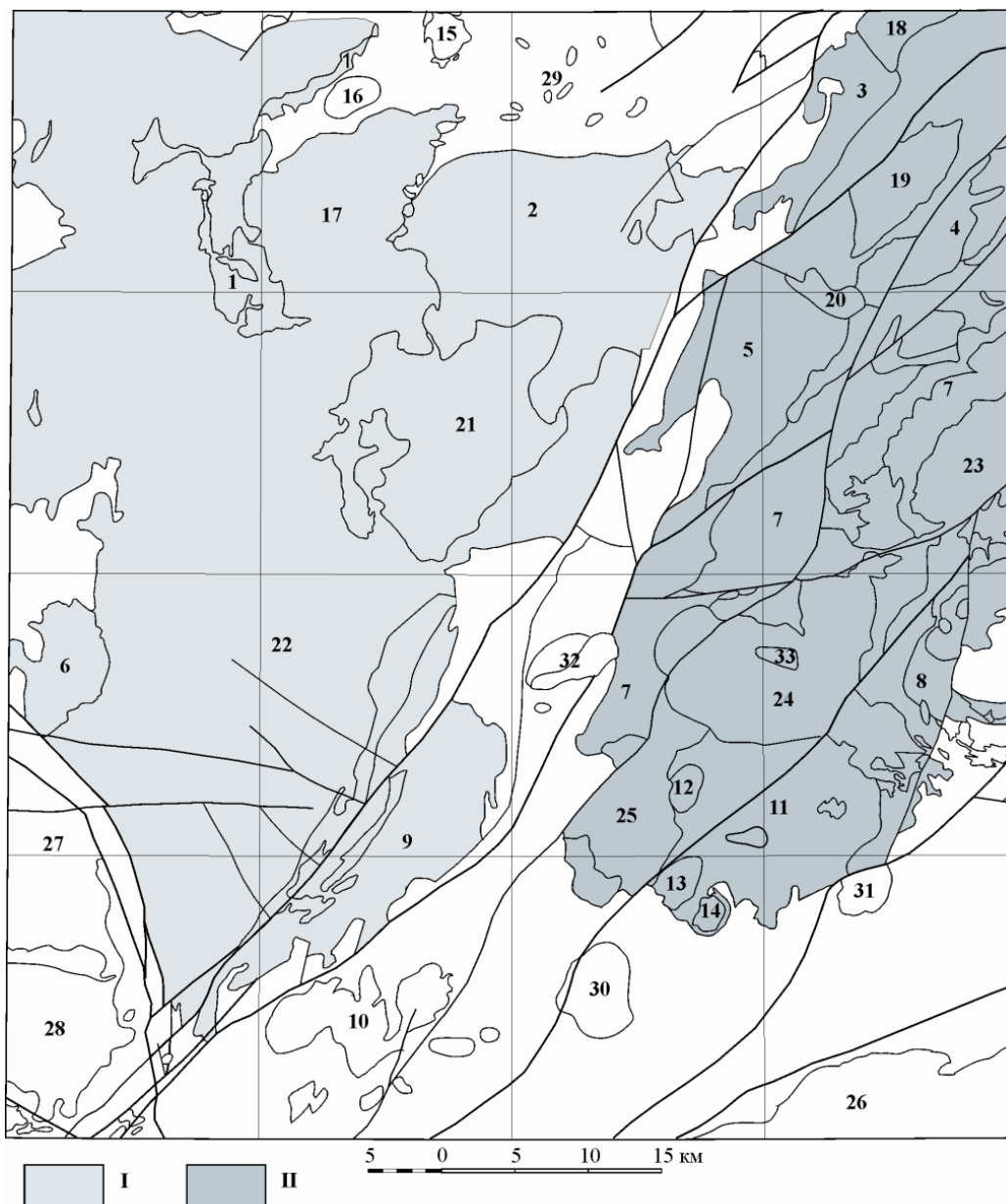
ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ? МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Терсинский комплекс альпинотипных гипербазитов ($\Sigma RF_3?t$). К терсинскому гипербазитовому комплексу отнесены образования дунит-гарцбургитовой формации Кузнецкого Алатау, известные также как «альпинотипные гипербазиты» или «метаморфические (тектонизированные) перидотиты» реститового основания офиолитовых ассоциаций.

Г. В. Пинус и В. А. Кузнецов (1958 г.) объединяли все проявления «альпинотипных» гипербазитов Кузнецкого Алатау в одноименный гипербазитовый пояс в составе Алтае-Саянской гипербазитовой провинции. Пояс прослеживается в субмеридиональном направлении с севера на юг, его размещение грубо контролируется шовной зоной Кузнецко-Алатауского разлома. На юге пояс разделяется на две ветви – Саланскую (Александровскую) и Горношорскую (Балыксинскую).

На площади работ образования терсинского комплекса картируются в пределах одноименной зоны смятия, являющейся южным продолжением Кузнецко-Алатауского разлома, и относятся к Балыксинской ветви гипербазитового пояса. Массивы серпентинитов находятся в тесной пространственной ассоциации с низкотитанистыми метабаазальтами белоиюсской свиты позднего рифея? и будинированными телами метагабброидов одноименного вулканического комплекса. Отдельные тела в плане линзовидные и пластинообразные, протяженностью до 5 км и шириной до 1 км, залегают в виде цепочки в узкой (1–2 км) полосе север-северо-западного простирания в правобережье р. Томь. Площадь наиболее крупных тел варьирует от 0,3 до 4,5 км², вертикальная мощность небольшая, глубина залегания нижних кромок непостоянна и не превышает 700 м. Область их распространения на юге ограничена Теренсинским разломом, где Терсинская зона смятия сменяется Балыксинским грабеном, на северо-западе – выходит за пределы площади. Ориентировка тел по удлинению аналогична простиранию зоны, границы прямолинейные, либо слабо изогнутые, имеют северо-западное простирание, падение под углами 75–90°, преимущественно юго-западное. Торцовые окончания тел клиновидные, зубчатые, реже – прямолинейные. Характер границ тектонический, залегание определяется как протрузивное. В породах на контактах проявлены дробление, расланцевание, милонитизация, будинаж [76], а также метасоматические изменения – оталькование, карбонатизация, листовитизация.

На картах магнитного поля ΔT_a тела серпентинитов четко выражены цепочкой линейно вытянутых высокоградиентных аномальных зон напряженностью от 300 до 1 500 нТл, в гравитационном поле – слабыми отрицательными аномалиями до –8 мГал. Радиоактивность очень низкая (3–5 мкР/ч), на картах гамма-поля тела серпентинитов выражены пониженными значениями интенсивности до 1,5–3 экв. ед. урана [76].



I, II - интрузивные плутоны: I - Тигертышский, II - Уйбатский;
 1-33 - массивы:
 когтахского комплекса: 1-Туралыгский, 2-Кашпарский, 3-Казаныхский, 4-Катыкский, 5-Инейский, 6-Казырский, 7-Каролиновский, 8-Карабашский, 9-Теренсинский, 10-Казынашский, 11-Частайгинский, 12-Куйсугский, 13-Бискамжинский, 14-Намштакский, 32-горы Кызель;
 тигертышского комплекса: 15-Кайвинский, 16-Черная Гора, 16-горы Молния, 18-Козий, 19-Маймахский, 20-Изыкский, 21-Гольцовый; 22-Тигертышский, 23-Туралыкский, 24-Карлыганский, 25-Каразасский, 26-Аскизский; 29-Адырлыхский;
 мартайгинского комплекса: 26-Аскизский, 27-Назасский, 28-Восточно-Ортонский;
 карлыгановского комплекса: 24 - горы Карлыган;
 патынского комплекса: 30-Улугзасский, 31-Салатский
 раннесилурийских образований: 32-горы Кызель, 33-горы Малый Карлыган;

Рис. 9. Схема расположения массивов листа N-45-XXIV.

В составе терсинского комплекса резко преобладают апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, как правило, интенсивно тектонизированные, реже отмечаются реликты серпентинизированных перидотитов, либо дунитов.

Серпентиниты аподунитовые – темно-зеленовато-серые до темно-зеленых и почти черных, тонкозернистые породы массивной или брекчиевой текстуры. Сложены преимущественно тонковолокнистым антигоритом тонковолокнистым со спутанно-волокнистой, либо петельчатой структурой, полости петель выполнены хризотилом. В участках соприкосновения петель развиваются агрегаты лизардита. По всей породе равномерно распределяется землистый агрегат магнетита. Иногда отмечаются тонкие прожилки хризотил-асбеста.

Полюсная геологическая съемка
масштаба 1:50 000,
1962-1973 г.г.

Дайковый микрогаббровый-габбровый комплекс D ₁	
Культайгинский сиенит-габбровый комплекс S ₂ -D ₂	3 фаза граносиениты, граниты
	2 фаза сиениты, кварцевые сиениты
	1 фаза габбро, габбродиориты
Саганахольский (карлыгановский) комплекс S ₂ -D ₁ (E ₁ - по Мусатову)	2 фаза мелко и среднезернистые лейкократовые и аплитовидные граниты; штоки и дайки гранитов
	1 фаза порфиридные биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты
Комплекс щелочных габброидов O	3 фаза сиениты
	2 фаза пироксеновое габбро, щелочное габбро, монцониты, монцодиориты
	1 фаза пироксениты, габбро, горнblendиты
	3 фаза (гранит-аплитовая) мелкозернистые лейкократовые граниты, гранит-аплиты
Тигертышский комплекс E ₁ -O	2 фаза (гранодиоритовая) порфиридные гранодиориты, граниты, плагииграниты
	1 фаза (диоритовая) диориты, кварцевые диориты
	3 фаза плагииграниты
Габбро-плагиигранитный комплекс E _{2,3}	2 фаза диориты, кварцевые диориты, монцодиориты
	1 фаза габбро, габбро-пироксениты
	Саланский гипербазитовый комплекс E ₂
Бюйский комплекс основных пород E ₂ (габбро, диориты, диабазы)	
Тумская интрузия E ₁ (силлы кератофиров)	
Тюримская интрузия PR ₁ (габбро, диабазы)	

N-45-83-B
Коммунарская площадь
Беспалов Ю.В., 1985 г. (ГДП 50)

Дайковая ассоциация после D ₁ (дайки долеритов)	
Дайковая ассоциация D _{1,2} (роговообманковые габбро, габбро-порфириты)	
Диорит-гранит-граносиенитовая ассоциация (саганахольский комплекс) S ₂ -D ₁	3 фаза граниты, аляскитовые граниты, гранит-порфиры, нордмаркиты, граносиениты
	2 фаза гранодиориты, кварцевые монцодиориты, монцодиориты, диориты
Гранитоидная ассоциация (тигертышский комплекс) E ₁ -O ₁	3 фаза граниты, лейкограниты, гранит-порфиры и пегматиты
	2 фаза адамеллиты и граниты, гранодиориты
	1 фаза кварцевые монцодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты и диориты
Дайковая ассоциация E _{2,3}	
Габбро-монцодиоритовая ассоциация (когтахский комплекс) E _{2,3}	2 фаза кварцевые и безкварцевые монцодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты
	1 фаза габбро, габбродиориты, горнblendиты
Габбро-диорит-диабазовая ассоциация (коммунарский комплекс) E ₁	
Гипербазитовая ассоциация (саланский комплекс) RF ₁ -E ₁ анопарцбургитовые серпентиниты	
Плагиигранит-габбровая ассоциация (изыхский комплекс) RF ₁ ?	

N-45-84-Г и N-45-96-B
Уйбатская площадь
Липишанов А.П., 1988 г. (ГДП 50)

Субвулканический комплекс D ₁ дайки сиенит-порфиров, плагиигранитовых долеритов	
Тигертышский комплекс E ₁ -O	2 фаза мелко и среднезернистые лейкократовые и аплитовидные граниты; штоки и дайки гранитов
	1 фаза порфиридные биотитовые граниты, граносиениты, гранодиориты
	Частайгинский комплекс субщелочных габброидов E ₃ монцодиориты, эссекситы, диориты, меланоидиориты
Мартайгинский комплекс E ₃	2 фаза кварцсодержащие и кварцевые диориты, диориты, гранодиориты
	1 фаза роговообманковые габбро, габбродиориты, горнblendиты

N-45-95-A и N-45-95-B
Балыксинская площадь
Беспалов Ю.В., 1997 г. (ГДП 50)

Раннедевонский субвулканический комплекс D ₁ микрогаббро, габбро-порфириты, микродиориты, диорит-порфириты	
Хайлеольский габбро-альбитовый комплекс S ₂ -D ₁	
Культайгинский сиенит-габбровый комплекс S ₂ -D ₁	
Тигертышский гранодиорит-гранитовый комплекс E ₁ -O	2 фаза мелкозернистые и аплитовидные биотитовые лейкограниты умеренно-щелочные лейкограниты
	1 фаза средне-крупнозернистые биотитовые, амфибол-биотитовые граниты, умеренно-щелочные граниты, гранодиориты, тоналиты
	3 фаза роговообманково-биотитовые плагииграниты, низкощелочные граниты, лейкограниты
Мартайгинский габбро-диорит-плагиигранитовый комплекс E ₂	2 фаза кварцевые диориты, тоналиты
	1 фаза габбро, диориты
	2 фаза кварцевые монцодиориты, умеренно-щелочные кварцевые диориты, кварцевые диориты
Когтахский габбро-монцодиоритовый комплекс E ₂	1 фаза габбро, габбродиориты, диориты
	Среднекембрийский? Габбро-порфириновый E ₂ ?
Кундусуольский габбро-диоритовый комплекс E ₁	
Саланский гипербазитовый комплекс RF ₁ ?	
Тебинский габбро-амфиболит-гнейсдиоритовый комплекс RF ₁ ?	

Легенда Минусинской серии Гостеолкарты-200, Махлаев М.Л. и др., 1997 г.; редакция 2007 г. (Тюримско-Беллыкская, Батеневская, Коммунарская, Кошкулакско-Юлинская подзоны)

Раннедевонский дайковый комплекс D ₁ долериты, трахиты, трахириолиты, риолиты	
Юлинский сиенит-граносиенитовый комплекс O _{2,3} ? сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, умеренно-щелочные граниты, лейкограниты, дайки микросиенитов и микрограносиенитов, медно-молибденовое оруденение	
Тигертышский гранитоидный комплекс E ₁ -O	2 фаза лейкограниты, микрограниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты
	1 фаза граниты, гранодиориты, гибридные диориты, кварцевые диориты, габбродиориты
Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс E ₂	3 фаза граниты аляскитовые, дайки аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов
	2 фаза гранодиориты, меланограниты
	1 фаза лейкогаббро, диориты, монцодиориты, диорит-порфириты
Когтахский габбро-монцодиорит-сиенитовый комплекс E ₂	3 фаза сиениты, щелочные сиениты, альбитизация, нефелинизация
	2 фаза монцодиориты, диориты, монцониты
	1 фаза габбро, амфиболовое габбро, лейкогаббро, эссекситы, габбро-пироксениты, горнblendиты, апатитовые и магнетитовые руды
Бюйский комплекс габбродиоритов E ₂ ?b зеленокаменноизмененные габбро, габбродиориты	
Кульберстовский базальтовый комплекс RF ₁ ? Субвулканическая фашия габбро, оливиновое габбро, габбро-порфириты	
Салынская вулканогенно-осадочная ассоциация RF ₁ ? Салынская субвулканические образования диорит-порфиры, риодит-порфиры, диорит-порфириты	
Белоносский базальтовый комплекс RF ₁ ? Субвулканическая фашия зеленокаменноизмененные мелкозернистые габброиды	
Терсинский комплекс альпийотипных гипербазитов RF ₁ ?	
серпентиниты, серпентинизированные перидотиты	

Рис. 10. Сопоставление схем магматизма листа N-45-XXIV.

Серпентиниты апогарцбургитовые – темно-зеленые до черных со светлой серовато-зеленой корочкой выветривания тонкозернистые породы псевдопорфировой структуры, часто с зеркалами скольжения, разбиты тонкими (до 2 мм) ветвящимися прожилками хризотил-асбеста. Под микроскопом имеют порфирокластовую структуру, образованную крупными (до 4–6 мм) линзовидными зернами бастита, развивающегося по энстатиту. Внутренние части порфирокласт имеют хризотилловый состав, а периферические – лизардитовый. Порфирокласты ориентированы по удлинению параллельно расщеплению. Основная масса мелкозернистая, сложенная субизометричными и удлиненными индивидами хризотила, часто имеет петельчатую и ленточно-петельчатую структуру. Петельчатые жилки имеют поперечно-волокнутое строение и сложены лизардитом, внутри петель наблюдается полуизотропный до изотропного серпентин, либо антигорит, представленный шестоватыми индивидами, часто с веерным погасанием. Также наблюдаются короткие поперечно-волокнуемые прожилки лизардита и хризотила с тонкими просечками магнетита в центральных частях, неравномерная вкрапленность и прожилки магнетита, образовавшегося при серпентинизации исходных пород, и редкие зерна хромшпинелидов неправильной формы размером до 1,5–2 мм. Окраска зерен красно-бурая, а по краям – черная, вследствие замещения их магнетитом. В зонах трещиноватости зерна хромшпинелидов часто дезинтегрированы и растащены на отдельные фрагменты.

В петрохимическом отношении (прил. 10) ультрабазиты комплекса высокомагнезиальные ($MgO - 32-34\%$) с пониженным содержанием железа ($FeO+Fe_2O_3 < 10\%$) и титана ($TiO_2 < 0,1\%$), что, наряду с петрографическими особенностями, позволяет предполагать их реститовую природу и определяет принадлежность к гипербазитовой (дунит-гарцбургитовой) формации.

По данным спектрального анализа [153] серпентиниты характеризуются околокларковыми содержаниями: кобальта – 0,01 %, никеля – до 0,22 %, хрома – 0,1 %, цинка – 0,003 %, олова – 0,003 %, в повышенных концентрациях отмечена медь и ванадий (в 3–10 раз выше кларка ультраосновных пород).

При проведении геологосъемочных работ [76, 153] тела серпентинитов Терсинской зоны смятия относились к саланскому комплексу. В настоящее время установлена принадлежность петротипического для данного комплекса Белосаланского массива к группе расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габбрового типа [63, 104]. В связи с этим в 1985 г. В. С. Куртигешев предложил объединить альпинотипные гипербазиты Кузнецкого Алатау в единый терсинский гипербазитовый комплекс, утвержденный в современной легенде Минусинской серии для ГК-200/2. По своим петрографическим и петрохимическим параметрам развитые на площади работ ультрабазиты отвечают дунит-гарцбургитовому формационному типу, чем и обусловлено отнесение их к терсинскому комплексу [76].

Особую группу представляют собой небольшие тела гипербазитов в северной части листа, залегающие в правом борту р. Кашпар и в левобережье р. Пихтерек среди отложений белоиюсской свиты. Тела имеют удлиненную в плане форму, размеры от $(2-5) \times 100$ до $(10-20) \times 500$ м, приурочены к разрывным нарушениям субширотной ориентировки и оперяющим их дизъюнктивам. При ГК-50 [134] эти образования рассматривались в составе среднекембрийского гипербазитового комплекса. Они сложены серпентинизированными перидотитами без признаков контактового воздействия на вмещающие породы. По данным Н. С. Мишко, серпентинизированные перидотиты внешне представляют собой зеленовато-черные массивные мелкозернистые породы. Под микроскопом имеют друзитовую панидиоморфнозернистую структуру, состоят из оливина (10–30 %), авгита, иногда с бронзитом (20–40 %), серпентина (хризотил) (40–50 %) и магнетита (3–5 %). Оливин представлен зернами размером 1–2 мм, часто замещается хризотилом, а также авгитом, нередко образующим каемки. Кроме того, отмечается призматический авгит ($c:Ng=40-42^\circ$) с величиной зерен 1–2 мм по удлинению.

Петрохимический состав серпентинизированных перидотитов из тела в приустьевой части р. Кашпар аналогичен приведенному выше для серпентинитов Терсинской зоны смятия. Для данной группы тел гипербазитов также характерны повышенная магнитность и очень низкая (1–4 мкР/ч) радиоактивность.

На изученной территории с гипербазитами терсинского комплекса связаны незначительные по масштабам пункты хризотил-асбестовой минерализации, а также повышенные содержания хрома и никеля [76]. За пределами площади работ к образованиям терсинского комплекса приурочены проявления асбеста, талька и осмистого иридия [77].

Возраст терсинского гипербазитового комплекса остается дискуссионным, поскольку прямые датировки отсутствуют, а обычные геологические методы малоэффективны вследствие протрузивного характера залегания ультрабазитовых тел. Тесная пространственная ассоциация гипербазитов терсинского комплекса с образованиями белоиюсской свиты и одноименного базальтового комплекса, ограничивает верхний возрастной предел гипербазитов, независимо от

генезиса (реститовые, кумулятивные океанической стадии или кумулятивные примитивнодужные? бассейна р. Кашпар), поздним рифеем и позволяет рассматривать их в составе единой офиолитовой ассоциации предположительно позднерифейского возраста.

Белоиусский базальтовый комплекс. Субвулканическая фация ($vRF_3?bi$). Покровные фации белоиусского комплекса охарактеризованы в главе «Стратиграфия» совместно с сопутствующими осадочными породами. Субвулканические образования представляют собой мелкие силлы, реже – дайки тонко-мелкозернистых зеленокаменноизмененных долеритов и габбро. Ранее рассматривались в составе буйского габбро-диорит-диабазового комплекса [134]. Наибольшим распространением они пользуются в междуречье Харатас–Кашпар–Иней, где залегают среди метабазальтов белоиусской свиты и являются их подводящими каналами. Так как состав и степень метаморфизма вмещающих пород и пород комплекса очень близки, границы массивов проводились условно, многие тела из-за малых размеров на карте не показаны. В плане тела имеют овальную форму площадью до $0,8 \text{ км}^2$, при протяженности от сотен метров до 1,5 км. Контакты с вмещающими образованиями не резкие, затушеванные процессами метаморфизма.

Минералогический состав габброидов исключительно выдержанный: плагиоклаз (50–60 %), уралитовая роговая обманка (40–45 %), акцессорные магнетит, реже – апатит. Структура габбровая, офитовая. Плагиоклаз зональный, в центре зерен андезин № 30–35, края более кислые до альбит-олигоклаза, центральные участки зерен интенсивно сосюритизированы. Роговая обманка в большинстве случаев хлоритизирована, иногда сохраняет реликты пироксена. Породы комплекса характеризуются низкими содержаниями кремнезема, титана, калия, преобладанием магния над кальцием (прил. 9), в повышенных концентрациях отмечаются Ni, Co, Cr, V, Mn, Cu, Zn.

Габброиды характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости, остаточного намагничивания $12 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ и очень низкими значениями гамма-поля.

Позднерифейский возраст белоиусских субвулканических образований определяется структурным положением и генетической связью с вулканитами белоиусской свиты.

ВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Кульбюрстюгский базальтовый комплекс. Субвулканическая фация ($v\beta Vkl$). Покровные фации кульбюрстюгского комплекса охарактеризованы в главе «Стратиграфия» совместно с сопутствующими осадочными породами. Субвулканические породы пользуются весьма ограниченным распространением в бассейнах рр. Бол. и Мал. Казыр, Бельсу, представлены мало мощными (до сотен метров в длину и первые метры по мощности) силлами и дайками зеленокаменноизмененных габбродолеритов и долеритов в полях распространения эффузивов одноименной свиты. В масштабе карты тела часто не выражаются, контактовые изменения не проявлены. Макроскопически породы темно-зеленые тонкозернистые массивные и сланцеватые. Под микроскопом характеризуются порфировой структурой. Во вкраплениях наблюдаются идиоморфные зерна авгита, обычно замещенные актинолитом. Основная масса аподолеритовая, также актинолитизирована с обилием ильменита и лейкоксена. Породы характеризуются повышенной железистостью и титанистостью, петрогеохимически сходны с базальтоидами покровной фации (прил. 9, 10).

На МАКС, как и покровные фации, имеют серый фототон и не отличаются от окружающих отложений.

Вендский возраст комплекса устанавливается по его пространственной и генетической связи с эффузивами кульбюрстюгской свиты.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мрасский андезибазальт-базальтовый комплекс. Субвулканическая фация ($vC,mg?$). На площади работ мрасская свита представлена своей верхней подсвитой существенно карбонатного состава, для которой эффузивные породы не характерны и в пределах отчетной территории достоверно не откартированы. Поэтому выделение здесь соответствующих субвулканических образований условно. К ним отнесены небольшие конкордантные тела и дайки габбро, микрогаббро, микродиоритов и кварцевых микродиоритов, распространенные западнее Балык-синского грабена в бассейне р. Камзас и приуроченные, как правило, к осевым частям водоразделов. Ранее они рассматривались в составе буйского комплекса [153], позднее были выделены в кундусуюльский комплекс [76]. В настоящее время в легенде Минусинской серии для данной

подзоны ни тот, ни другой комплекс не предусмотрены, нет и адекватной замены.

Субвулканические образования представлены трещинными или силлообразными интрузивными телами, линейно вытянутыми в северо-восточном направлении согласно вмещающей структуре, реже – имеющими овальную или близкую к изометричной форму. Размеры линейновытянутых тел варьируют по мощности от первых десятков метров до 1,5 км, по протяженности – от 300 м до 4 км. На рассматриваемой площади большинство тел имеют небольшие размеры, в масштабе карты не выражающиеся, и при отображении условно увеличены (водораздел рр. Камзас–Балыксу).

Тела габброидов нередко приурочены к осевым частям зон динамометаморфизма северо-восточной ориентировки, пересекающим вмещающие вулканогенно-карбонатные образования мрасской свиты. Для них характерны отчетливые пологосекущие магматические контакты с динамосланцами, а также обилие ксенолитов вмещающих пород различных размеров. В свою очередь, они прорываются субмеридиональными дайками долеритов и микрогаббро раннего девона, от которых отличаются более высокой степенью динамометаморфизма и слабой магнитностью.

Характерной особенностью рассматриваемых образований является, выдержанный состав пород в пределах каждого отдельного массива, а также их интенсивные динамометаморфические изменения – катаклаз и милонитизация, сопровождаемые развитием вторичных минералов: актинолита, хлорита, эпидота, альбита и кварца.

Габбро – зеленовато-серые до темно-серых, мелко-, редко – до среднезернистых, с массивной или сланцеватой текстурой. Под микроскопом структура габбровая, редко – офитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин) – 35–60 %, амфибол (роговая обманка, актинолит) – 40–65 %, титан-авгит – до 3 %. Плагиоклаз интенсивно сосюритизирован, по периферии часто замещен альбитом. Клинопироксен наблюдается в виде реликтов в уралитовой роговой обманке, которая обычно замещается хлоритом. Микрогаббро – обычно зеленовато-серые массивные тонкозернистые породы, слагающие большую часть даек и эндоконтактовые фации более крупных тел. Сланцеватые разности имеют, как правило, более светлую окраску, и представлены катаклазитами и милонитами, иногда полевошпат-эпидот-актинолитовыми бластомилонитами. Минеральный состав и характер вторичных изменений аналогичен габбро, отличие в меньшей степени раскристаллизации. В микродиоритах и кварцевых микродиоритах уменьшается содержание амфибола, появляется кварц.

В петрохимическом отношении габброиды и более кислые разности характеризуются низкой общей щелочностью, резковыраженным натровым уклоном, низкой магнезиальностью и титанистостью (прил. 10). Петрофизические свойства пород довольно выдержаны, габброиды характеризуются высокой плотностью (2,83–2,98 г/см³), слабой магнитной восприимчивостью ((66–105)·10⁻⁵ ед. СИ) и низкой радиоактивностью (5–8 мкР/ч). На МАКС не дешифрируются.

По набору формационных признаков субвулканические образования соответствуют габбродиорит-диабазовой (по Ю. А. Кузнецову) или габбро-диабазовой формации («Магматические формации СССР» под ред. В. Л. Масайтиса). В Коммунарском районе и на Мрасском выступе с аналогичными по составу и формационной принадлежности телами буйского и кундусульского комплекса парагенетически связаны золоторудные кварцевые жилы и штокерки. В пределах Федоровско-Кедровского рудного поля, непосредственно примыкающего к отчетной территории с юга, отмечается тесная пространственная связь габбродиоритовых интрузий с золоторудными проявлениями и литохимическими ореолами рассеяния золота [76, 77]. В отношении золотоносности этих интрузий констатируется их рудовмещающая роль [74, 153].

Раннекембрийский возраст субвулканических образований определяется на основе их предполагаемой комагматичности эффузивам мрасской свиты нижнего кембрия. В пределах изученной территории, тела габброидов залегают среди карбонатных отложений верхней подсвиты мрасской свиты и прорываются дайками долеритов раннедевонского субвулканического комплекса; нигде не отмечено фактов прорыва ими образований среднекембрийского мартайгинского комплекса. Несмотря на приуроченность к зонам динамометаморфизма, эти интрузивы нередко не несут на себе следов сколько-нибудь заметного проявления регионального метаморфизма. Наложенная на них деформация имеет хрупкий либо квазихрупкий характер и проявляется в виде локальных зон трещиноватости и рассланцевания. Это свидетельствует о внедрении основной магмы в конце этапа складкообразования и формирования зон динамометаморфитов [74]. Данное обстоятельство свидетельствует о позднекинематическом характере рассматриваемых образований и более позднем, предположительно, ранне-среднекембрийском их возрасте.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Когтахский габбро-монцодиорит-сиенитовый комплекс. В качестве габбро-монцодиоритовой формации когтахский комплекс подробно охарактеризован А. П. Кривенко, Г. В. Поляковым и др. [33]. Петротип комплекса детально описан С. Л. Халфиным [58] на листе N-45-XVIII. В СЛ-200/2 Минусинской серии принято трехфазное строение комплекса.

На рассматриваемой площади комплекс представлен останцовыми массивами в Тигертышском (Туралыгский, Кашпарский, Казанныхский, Казырский) и Уйбатском (Катыкский, Инейский, Каролиновский, Карабашский Теренсинский, Казынашский, Частайгинский, Куйсугский, Бискамжинский, массивы верховьев р. Аскиз, горы Намштак) полиформационных плутонах (рис. 9). Наиболее крупные и лучше изученные массивы – Кашпарский [75], Каролиновский [124], Частайгинский [33, 124].

Первая фаза внедрения представлена габбро, оливиновыми габбро, плагиоклазовыми и роговообманковыми пироксенитами, роговообманковыми габбро, горнблендитами, монцогаббро и эссекситами ($v, \nu\delta, EvC_2k_1$); *вторая* – кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами, монцодиоритами и монцонитами ($\mu\delta C_2k_2$); *третья* – кварцсодержащими сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами (в масштабе карты не выражаются) и щелочными сиенитами (ξC_2k_3). Условно к когтахскому комплексу отнесены мелкие тела тералитов (первая фаза) в Бискамжинском массиве и нефелиновых сиенитов (третья фаза) среди монцодиоритов г. Каскылах в Каролиновском массиве [135]. Основной объем комплекса составляют породы второй фазы внедрения, среди которых преобладают кварцевые монцодиориты.

Кашпарский массив размером 10×16 км расположен в междуречье Харатас–Кашпар–Иней. На западе, юге и востоке прорывается гранитоидами тигертышского комплекса, на севере и северо-западе – прорывает карбонатные отложения белоиюсской свиты. Ориентировка трахитоидности по периферии массива совпадает с ориентировкой слоистости во вмещающих породах белоиюсской свиты. Мелкие останцы и ксенолиты вмещающих пород внутри Кашпарского массива отмечены в бассейнах руч. Паглах, Улугчул и Сарагат. По форме Кашпарский массив представляет собой пластину мощностью 2,5–3 км, полого погружающуюся на юго-восток под углом около 20° .

На карте аномального магнитного поля массив хорошо выражен положительной аномалией, поскольку по физическим свойствам это высокомагнитные породы с магнитной восприимчивостью (в среднем – $3 \cdot 241 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), в гравитационном поле ему отвечает положительная аномалия до 20 мГал. На аэрофотоснимках массив выделяется своим характерным микрорельефом с мягкими формами и светлым мелкопятнистым фототонном, обусловленным распределением растительности. Особенно хорошо эти признаки проявлены в северо-западной и северной частях интрузии.

Известняки белоиюсской свиты вдоль северного контакта Кашпарского массива интенсивно мраморизованы, на отдельных участках отмечаются гранатовые скарны. Монцодиориты, вблизи контактов с карбонатными породами, содержат шлиры габброидного состава, являющиеся результатом контаминации. На левобережье р. Харатас в верховьях руч. Сатхны вмещающие породы представлены кварцитами и мраморами, контакт с интрузией резкий. С гранитоидами тигертышского плутона контакты закурумлены, поскольку приурочены к высокогорной части хребта Кузнецкий Алатау.

Кашпарский массив представлен первой и второй фазами внедрения. К первой фазе относятся небольшие тела роговообманковых и оливиновых габбро, монцогаббро в верховьях и в устье руч. Паглах бассейна р. Харатас, а также у западного контакта с гранитоидами Тигертышского плутона, воздействие которого наблюдается довольно отчетливо [33]. Ксенолиты габброидов в гранитах имеют разнообразные размеры, но чаще встречаются мелкие, размерами до первых десятков сантиметров в поперечнике.

В строении тел габброидов наблюдается зональность, связанная со сложным характером контакта с образованиями второй фазы. В правом борту р. Харатас, по данным Н. С. Мишко [134] в устье руч. Паглах выделяются три зоны.

Первая, шириной 200 м, представлена сплошными скальными выходами темно-серых, почти черных полосчатых и такситовых биотит-роговообманковых габбро. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин) – 80–85 %, зеленая роговая обманка с реликтами клинопироксена – 7–8 %, кварц – до 2 %, биотит – 4–7 %, магнетит – до 2 %, калишпат – 0–5 %. Породы имеют катаклатическую или криптовую структуру, характеризующуюся наличием крупных зерен плагиоклаза, реже – роговой обманки длиной 3–5 мм, все промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом (до 0,2 мм) плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, реже – калишпата; последний чаще выполняет трещинки в крупных зернах плагиоклаза. Габброиды со-

держат линзовидные включения длиной до 0,5 м и шириной – до 15 см амфиболовых меланогаббро – черных блестящих пород с многочисленными выделениями биотита. Минеральный состав: сильно сосюритизированный плагиоклаз (андезин) – 25 %, бесцветный клинопироксен – 5 %, буро-зеленая роговая обманка – более 55 %, биотит – 10 %, эпидот – 2 %, магнетит. Структура – порфириовидная, основной массы – габбровая. Размеры зерен плагиоклаза – 2–7 мм, роговой обманки – около 2 мм.

Вторая зона имеет ширину около 350 м, представлена горнblendитами, пронизанными инъекциями светло-серых монцодиоритов второй фазы внедрения. Минеральный состав: плагиоклаз – 1 %, буро-зеленая роговая обманка – более 95 %, клинопироксен – 1–2 %, магнетит. Размер зерен роговой обманки – 3 мм. Структура панидиоморфнозернистая.

Третья зона, шириной около 200 м, представлена черными пятнистыми порфириовидными габбро. Минеральный состав: кварц – до 3 %, плагиоклаз – 50–60 %, буро-зеленая роговая обманка – 35–50 %, магнетит и сфен. Порфириовидная структура обусловлена наличием относительно крупных (6 мм) призм плагиоклаза среди мелких зерен других минералов.

Ко второй фазе, слагающей 95 % Кашпарского массива, относится основная масса пород, представленных розовато-серыми монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, серыми диоритами и кварцевыми диоритами. Минеральный состав монцодиоритов: плагиоклаз – 50–55 %, роговая обманка – 10–15 %, калиевый полевой шпат – 5–20 %, биотит – 5–10 %, кварц – 2,5–4 %. В кварцевых монцодиоритах увеличивается содержание кварца (до 7 %), калиевого полевого шпата (до 25 %), уменьшается содержание роговой обманки (5–10 %). Минеральный состав диоритов: плагиоклаз – 65–75 %, роговая обманка – 20–30 %, биотит – 10–15 %, кварц – 0–5 %, калиевый полевой шпат – 0–5 %. В кварцевых диоритах увеличивается содержание кварца (до 10 %), уменьшается содержание плагиоклаза (60–65 %), роговой обманки (15–20 %).

Бискалжинский массив занимает площадь около 7 км² и имеет концентрически-зональное строение. Детально изучен В. Н. Кяргиним в 1960-х гг. и подробно описан В. И. Герей [19]. Центральную часть массива слагают габбро, монцогаббро, плагиоклазовые пироксениты и горнblendиты первой фазы внедрения. В периферической юго-западной части массив сложен монцодиоритами второй фазы с мелкими останцами и шлирами тералитов, и монцодиорит-порфирами эндоконтактной фации. Кварцсодержащие сиениты и щелочные сиениты третьей фазы внедрения представлены многочисленными секущими телами мощностью до 200 м и протяженностью до 2,5 км.

Ниже приводится петрографическое описание главных породных разновидностей Бискалжинского массива.

Габбро – породы темно-серого оттенка со слабовыраженной трахитоидной текстурой. Минеральный состав: плагиоклаз (битовнит), клинопироксен, бурая роговая обманка, актинолит, ильменит, биотит. В оливиновых габбро добавляется оливин, в монцогаббро – плагиоклаз представлен лабрадором, присутствуют калишпат-пертит, моноклинный и ромбический пироксен, биотит, актинолит, ильменит. Структура габбровая, иногда пойкилитовая с фрагментами венцовой.

Тералит макроскопически сходен с габбро. Структура гипидиоморфнозернистая, несколько напоминает порфириовидную из-за кучных скоплений зерен моноклинного пироксена. Минеральный состав: основной плагиоклаз – 40 %, авгит (фассаит) – 30 %, нефелин (в сростках с плагиоклазом) – 15 %, баркевикит, титанистый биотит (в сумме 10 %), единичные зерна оливина, скаполит, титаномагнетит, апатит и др. (5 %).

Монцодиорит – порода светло-серого цвета с розоватым оттенком массивной текстуры. Структура полнокристаллическая мелко-среднезернистая, под микроскопом гипидиоморфнозернистая (диоритовая) с элементами мирмекитовой. Минеральный состав: андезин, отчетливо зональный, полисинтетически сдвойникованный (60 %), решетчатый микроклин-пертит, на границе с плагиоклазом часто образует мирмекитовые образования (20 %), роговая обманка с реликтами клинопироксена в крупных зернах (15 %), кварц (5 %); аксессуарные сфен, апатит; вторичные эпидот, скаполит. Монцодиорит-порфирит эндоконтактной фации отличается порфириовой структурой. Вкрапленники представлены андезином, биотитом, роговой обманкой и редко – калишпатом. Последний в этом случае образует монцонитовую структуру. Основная масса гипидиоморфная, состоит из плагиоклаза, небольшого количества кварца, калишпата, вторичного хлорита, аксессуарных ильменита, апатита, сфена.

Сиенит – порода розовато-красного, кирпично-красного оттенка массивной текстуры. Структура гипидиоморфная, участками венцовая. Минеральный состав: роговая обманка гастингситового типа, клинопироксен (чаще – в ядрах зерен роговой обманки), плагиоклаз, микроклин, кварц (до 5 %); аксессуарные титаномагнетит, сфен, апатит. Соотношение темноцветов со светлоокрашенными минералами – 40×60 % или примерно равное.

Щелочной сиенит (пуласкит) – порода кирпично-красного оттенка массивной текстуры. Структура панидиоморфнозернистая, образованная главным компонентом – калишпат-пертитом. В небольшом количестве (2–3 %) присутствует эгирин-авгит, изредка встречается альбит, часто – акцессорные апатит и сфен.

Частайгинский интрузив площадью более 90 км² расположен в юго-восточной части площади, ограничиваясь прорывающими его с севера Карлыганским, а с запада – Карзасским массивами. На юге он прорывает осадочные терригенно-карбонатные образования кембрия, с востока, в верховьях р. Аскиз, ограничен прорывающими его гранитоидами тигертышского комплекса. Форма в плане близка к изометричной. Интрузив характеризуется положительным дифференцированным магнитным полем интенсивностью от 200 до 2 000 нТл и положительным гравитационным полем средней интенсивности в районе верховья р. Аскиз. Мощность тела по геофизическому моделированию равна 1–1,5 км. В пределах Частайгинского интрузива в качестве самостоятельных выделяют Куйсугский, Бискалжинский и Намштакский массивы сложного строения, сложенные преимущественно породами первой фазы внедрения.

Образования первой фазы представлены габбро со шлирами и останцами плагиоклазовых пироксенитов, эссекситами и тералитами, слагающими около 20 % площади интрузива и образующими крупные ксенолиты среди пород второй фазы – диоритов и монцодиоритов, занимающих более 70 % площади. Взаимоотношения между визуально неотличимыми тералитами, эссекситами и габбро не наблюдались. Породы первой и второй фаз в большинстве случаев имеют первично-магматические трахитоидные, полосчатые текстуры со встречными углами падения трахитоидности от 40 до 65°.

Кварцосодержащие сиениты и щелочные сиениты третьей фазы внедрения занимают менее 10 % площади массива и обычно представлены мелкими дайкообразными телами. Это розоватого, кирпично-красного оттенка массивные мелкозернистые неравномернозернистые, порфирированные породы, часто с миароловыми пустотами.

Значительная часть пород массива изменена метасоматическими и гидротермальными процессами. В западном эндоконтакте массива наблюдаются щелочнополевошпатовые метасоматиты, изученные А. К. Мкртычяном [135], В. И. Герей [85]. Гранитизация, связанная со становлением гранитоидов тигертышского комплекса, изменяет габброиды до образования амфиболовых, пироксен-амфиболовых «диоритов», для которых характерны неоднородный состав, гнейсовидный облик, присутствие зеленого амфибола, кварца, микроклина, сфена, тонкоиглочатого апатита.

Намштакский массив площадью около 5 км² расположен на западном склоне Абаканского хребта. Он характеризуется концентрическим строением. По периферии сложен монцодиоритами второй фазы когтахского комплекса, центральная часть массива представлена габбро и габбро-пироксенитами первой фазы, за счет которых в результате метасоматоза образовалось Намштакское проявление апатита [36].

Каролиновский массив площадью более 200 км², вытянут в северо-восточном направлении вдоль р. Теренсуг (левобережье) до верховьев р. Уйбат, приурочен к Верхнетомскому разлому, с юго-востока прорывается гранитоидами туралыкского и Карлыгановского массивов. Сложен габброидами, монцодиоритами, нефелиновыми и нефелиносодержащими сиенитами, взаимоотношения между которыми не установлены.

Нефелиносодержащие сиениты г. Каскылах представляют собой светло-серые плотные породы, сходные по облику с кварцевыми диоритами или тоналитами. Минеральный состав (в порядке убывания): калишпат-пертит, олигоклаз, нефелин (единичные зерна с либнеритом), эгирин-авгит, гастингсит; акцессорные – сфен, апатит, ильменит. Структура панидиоморфнозернистая, с участками пойкилитовой.

Нефелиновые сиениты отличаются порфирированной структурой и повышенным содержанием нефелина (до 15 %). Вкрапленники представлены плагиоклазом и калишпат-пертитом, который чаще образует каймы вокруг крупных зерен плагиоклаза. Основная масса аллотриоморфная, состоит из полевых шпатов нефелина, эгирин-авгита, гастингсита, канкринита; вторичных – хлорита, либнерита, эпидота, скаполита и акцессорных – циркона, сфена.

В соответствии с диаграммой TAS (рис. 11) породы когтахского комплекса относятся к нормальнощелочной, умереннощелочной (резко преобладают) и щелочной магматическим сериям. При этом фигуративные точки бесфельдшпатоидных габбро ограничены полем умереннощелочных пород, тогда как содержания К₂О в них существенно ниже предельно допустимых для монцогаббро (видимо, за счет увеличения содержания Na₂O при зеленокаменном метаморфизме). Для всех габброидов характерны низкие (1,2–1,5 раза ниже кларка основных пород) содержания транзитных сидерофильных элементов (Ni, Co, Cr, V), устойчиво повышенные титаносодержания (TiO₂ – 1,3–1,8 %) и фосфатность (P₂O₅ – 0,3–1,2 %); в амфиболовых пироксенитах со-

держания титана и фосфора еще более высокие ($\text{TiO}_2 - 2,2\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 1,8\%$). Содержания других HFS-элементов закономерно увеличиваются от нижекларковых (в 1,2–10 раз ниже кларка для основных пород) в габбро ($\text{Zr} - 28-130$ г/т, $\text{Nb} - 3-9$ г/т, $\text{U} - 0,1-0,5$ г/т, $\text{Th} - 0,3-1,4$ г/т) до кларковых и вышекларковых – в щелочных разностях ($\text{Zr} - 253$ г/т, $\text{Nb} - 19$ г/т, $\text{U} - 2,7$ г/т, $\text{Th} - 6,2$ г/т). Сходным образом наблюдается рост содержаний низкозарядных крупноионных литофилов (LILE) и REE (прил. 9). В то же время, прямой корреляции между уровнем общей щелочности, калиевости и содержанием HFSE, REE и LILE в габбро не наблюдается. Степень дифференциации габброидов также существенно не влияет на содержание LILE, HFSE и REE. В частности, богатые акцессорным апатитом, сфеном энстатитсодержащие роговообманковые пироксениты с индексом Куно – 42 и отношением $\text{FeO}/\text{MgO}=0,96$ (проба 4454), содержат в 3–5 раза больше фосфора, циркония, урана, тория, лантана, в сравнении с относительно низкощелочными габбро с индексом Куно – 39 и $\text{FeO}/\text{MgO}=1,15$ (проба 3262), при этом, уровень дифференциации REE в последних ниже (La/Yb , соответственно – 40 и 18). Таким образом, пироксениты, по крайней мере, частично не являются комагматами габбро, но могут являться комагматами тералитов (прил. 9), либо производными щелочноультраосновных расплавов с более низкой степенью плавления мантийного источника (судя по характеру дифференциации REE – гранатового лерцолита); в отдельных случаях, в частности в габбро Катыкского массива отмечены шпильеры якупирангита.

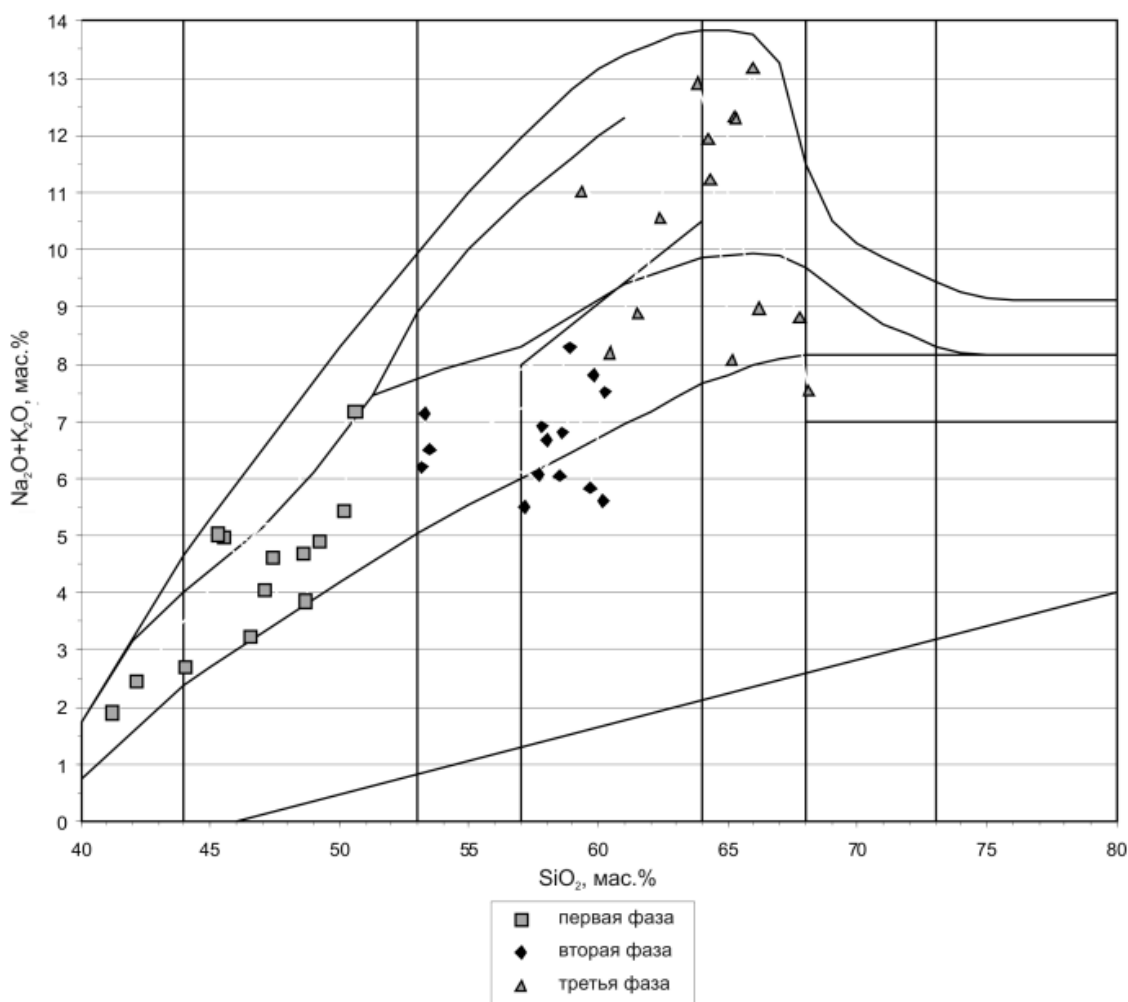


Рис. 11. Положение составов пород разных фаз когтахского комплекса на классификационной диаграмме сумма щелочей-кремнезем (TAS).

В целом, распределение редких элементов в габброидах сопоставимо с таковым в OIB-эталоне внутриплитного магматизма. Вместе с тем, наличие отчетливо выраженных Nb–Ta- и Zr–Hf-минимумов, повышенные содержания LILE (Rb, Ba, Sr) позволяют предполагать становление комплекса в условиях взаимодействия внутриплитного магматического источника с надсубдукционным. Наблюдаемая геохимическая конвергентность проявляется на дискриминационных диаграмме $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Y}$ (рис. 12).

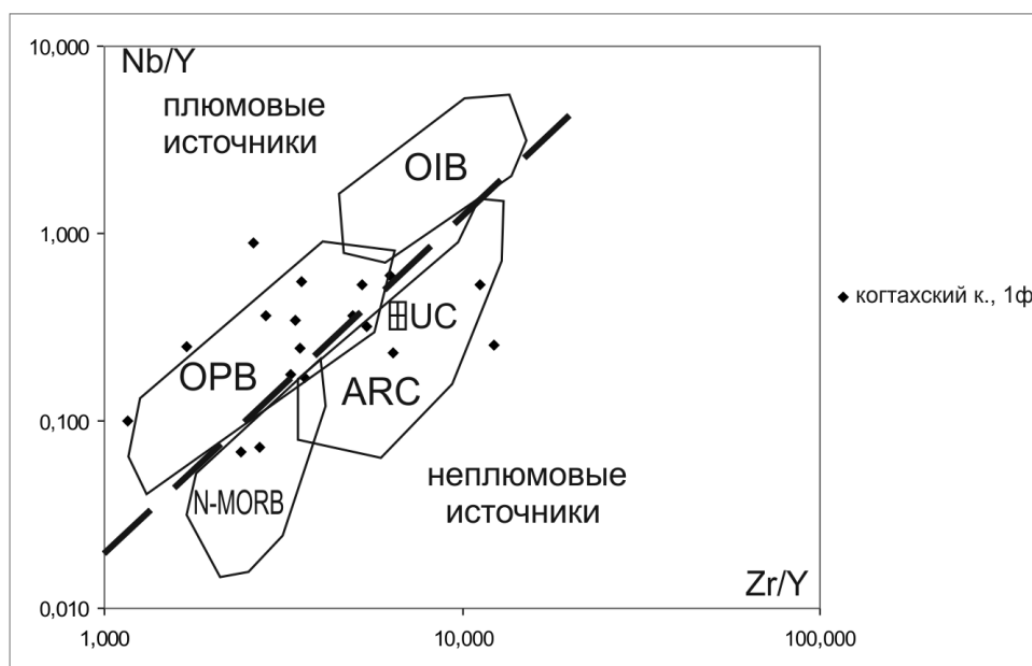


Рис. 12. Положение составов пород первой фазы когтахского комплекса на дискриминационной диаграмме по Condie (2005 г.) [160].

На диаграмме дискриминационные поля: N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов нормальные (деплетированные), OIB – базальты океанических островов, OPB – базальты океанических плато, ARC – островодужные базальты, UC – верхняя континентальная кора.

Интрузивные образования второй фазы внедрения на диаграмме TAS образуют два обособленных от габбро композиционных поля, одно из которых соответствует умереннощелочной серии, а другое – пересекает поля умереннощелочной и нормальнощелочной серий (рис. 11). Кварцевые диориты (SiO_2 – 57,1–60,1 %, K_2O – 1,7–2,4 %) и кварцевые монцодиориты (SiO_2 – 57,8–60,3 %, K_2O – 2,3–3,4 %) относятся к миаскитовому ряду (отрицательный нормативный корунд), характеризуются повышенной (относительно кларка для пород среднего состава) титанистостью (TiO_2 – 0,8–1,2 %) и фосфатностью (P_2O_5 – до 0,75 %), в сравнении с габбро более железистые ($\text{FeO}/\text{MgO}=1,7\text{--}2,1$, средняя магниальность $\text{mg}=0,38$ против 0,43 в породах первой фазы), обогащены редкими щелочами, ниобием, ураном, торием и REE (в 1,5–2,5 раза), обеднены титаном, фосфором и транзитными элементами. Содержания бария, стронция, циркония, гафния титана и REE варьируют в широких пределах и контролируются, с одной стороны, процентным соотношением пироксена (транзитные элементы) биотита (Ba, легкие REE), роговой обманки (Zr, Hf, средние и тяжелые REE), плагиоклаза (Sr), ильменита и магнетита (V, Cr, Ti, Zr, Hf, легкие REE), а с другой – характером фракционирования. В целом, наиболее обогащены всеми этими элементами меланократовые монцониты и монцодиориты ($\text{SiO}_2 \sim 53$ %) краевой фации, содержащие выделения микроклина с реликтовым битовнитом, значительное количество титанистого биотита и ильменита; при этом в них наблюдается более высокий уровень дифференциации REE в сравнении с кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами. Учитывая обособленное положение монцонитов на диаграмме TAS, их можно рассматривать в качестве продуктов ранней фазы кристаллизации в апикальных частях магматических тел, сложенных породами второй фазы внедрения (отток щелочей и железа в верхние части магматической камеры может иметь место при повышенной фугитивности хлора в расплаве [57]; последняя также способствует фракционированию плагиоклаза [164] – всплыванию в верхние части магматической камеры, что объясняет наличие отрицательных европиевых аномалий в наиболее лейкократовых разностях второй фазы и их отсутствие в стронций-обогащенных меланократовых монцонитах).

Интрузивные образования третьей фазы внедрения на диаграмме TAS группируются в два обособленных по уровню щелочности композиционных поля в пределах умереннощелочной серии (рис. 11). Первое из них (верхнее) образуют щелочные сиениты и кварцевые сиениты с содержанием $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – более 10,5 %. Для этих пород характерно деплетирование железом, магнием (при весьма высокой железистости – $\text{FeO}^*/\text{MgO}=10,7\text{--}57$) и другими транзитными сидерофилами; в составе темноцветов здесь нередко присутствуют щелочные амфиболы и пироксены, часто отсутствует кварц, устанавливается нормативный нефелин. Второе поле обра-

зуют роговообманково-биотитовые кварцевые сиениты, граносиениты и ограниченно развитые меланограниты с содержанием $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – менее 9 %. Для этих пород характерно повышенное содержание железа, магния (при более низкой железистости – $\text{FeO}^*/\text{MgO}=2,9-8,2$) и транзитных сидерофилов в целом.

Геохимические особенности сиенитов и кварцевых сиенитов первой группы крайне не выдержаны и зависят от характера фракционирования вторичных расплавов среднего-умеренно-кислого состава в конечных магматических камерах. В свою очередь, последовательность фракционирования во многом определяется соотношением фугитивностей фтора и хлора в расплаве (фракционирование плагиоклаза при $f\text{Cl}>f\text{F}$ или амфибола при $f\text{F}>f\text{Cl}$ [164]), и фугитивностью кислорода (фракционирование магнетита при повышенной $f\text{O}_2$). В частности, наименее железистые, обедненные транзитными элементами, REE и обогащенные LILE (Rb, Cs, Ba, Sr) лейкократовые кварцевые сиениты обусловлены преимущественным фракционированием пироксена и магнетита. Сходные по распределению REE, но с отчетливым минимумом по европию, Sr-деплементированные гастингсит-содержащие лейкократовые сиениты с высокой железистостью можно рассматривать как производные остаточного расплава после удаления пироксена, плагиоклаза и частично амфибола при смене флюидного режима ($f\text{F}>f\text{Cl}$). Обогащенные редкими землями пироксен-роговообманковые сиениты с европиевым максимумом в редкоземельном спектре и повышенном содержании тяжелых REE относительно средних – вероятно, обязаны фракционированию амфибола.

Кварцевые сиениты, граносиениты и меланограниты второй группы отличаются более выдержанными содержаниями HFSE, REE и LILE в пределах диапазона значений первой группы. По классификации Г. Эби граносиениты и меланограниты соответствуют A_1 -типу гранитоидов с источником, подобным OIB ($\text{Y/Nb}=0,7-0,9$).

Приведенные выше петрогеохимические особенности позволяют сделать следующие выводы:

1. Фазовое деление когтахского комплекса носит условный характер – для щелочной и умереннощелочной серий устанавливаются три самостоятельные ветви дифференциатов со своими фазами внедрения: якупирангиты–тералиты–нефелиновые сиениты; богатые апатитом, HFSE и REE; амфиболовые пироксениты–эссекситы–сиениты с нормативным нефелином, щелочными пироксенами и амфиболами, лейкократовые кварцевые сиениты; габбро–кварцевые диориты и монцодиориты–кварцевые сиениты, граносиениты и меланограниты с повышенной щелочностью. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ в габброидах первой фазы внедрения (0,70403 – в тералитах Бискалжинского массива; 0,70471 – в габбро Когтахского массива), монцодиоритах второй фазы (0,70403 – в Когтахском массиве) и гастингситовых сиенитах третьей фазы (0,70387 – в Уйбатском массиве) указывают на отсутствие значимого влияния коровой компоненты в генезисе рассматриваемой ассоциации [16].

2. Учитывая ограниченное распространение пород щелочной серии (как правило, не картируются в масштабе 1 : 200 000) и визуальную неотличимость от умереннощелочных разновидностей аналогичной основности, на данной стадии изученности целесообразно рассматривать всю совокупность образований в составе габбро-монцодиорит-щелочносиенит-граносиенитовой ассоциации, сочетающей признаки монцогаббро-монцодиорит-сиенитовой формации и формации нефелиновых сиенитов.

Формирование ассоциации, учитывая несколько более древний возраст щелочных дифференциатов, можно связать с прогрессивным плавлением мантийного источника, сходного с OIB (или PREMA+EM+MORB по изотопным данным [16]) при его взаимодействии со слэбовой компонентой.

По результатам проведенного уран-свинцового датирования (SHRIMP-II) петротипа когтахского комплекса (прил. 7) по двум пробам цирконов из второй фазы установлен средне-поздне-кембрийский возраст – $500,8\pm 4,6$ и $500,0\pm 4,3$ млн лет. Для тералитов первой фазы когтахского комплекса Частайгинского (Бискалжинского) массива получен близкий возраст – 489 ± 10 млн лет. Датировка по цирконам из габбро Кашпарского массива соответствует границе позднего кембрия и раннего ордовика – $487,4\pm 3,8$ млн лет, из монцодиоритов второй фазы – $483,1\pm 4,8$ млн лет. В то же время в пределах массива Молния, сложенного гранитоидами тигертышского комплекса с возрастом $494,9\pm 5,1$ млн лет, в левом борту р. Харатас зафиксирован ряд крупных ксенолитов габброидов первой фазы. Такие взаимоотношения свидетельствуют о более древнем возрасте становления Кашпарского массива по сравнению с тигертышскими гранитоидами. Датировка третьей фазы когтахского комплекса, полученная по кварцевым сиенитам горы Каскылах Каролиновского массива, сходного по строению с Частайгинским, соответствует раннему ордовика – $483,4\pm 3,7$ млн лет. В юго-восточной части Каролиновский массив прорывается гранитоидами тигертышского комплекса. Характер контакта однозначно свиде-

тельствует о более древнем возрасте габброидов по сравнению с гранитами, которые на контакте изменяют структуру габбро и проникают в него в виде инъекций.

Роговообманковые габбро в правом борту р. Теренсуг датированы ранним ордовиком – $482,4 \pm 4,8$ млн лет. По габбро Катыкского массива получена датировка, соответствующая среднеордовикскому возрасту – $469,7 \pm 4,1$ млн лет.

Полученные по ряду массивов изотопные датировки (прил. 7) отличаются от петротипических и противоречат прямым геологическим наблюдениям (взаимоотношения с тигертышскими гранитоидами). Зерна цирконов, по которым проводился анализ, имеют зональное строение, свидетельствующее о неоднократном проявлении наложенных процессов, что привело к нарушению U-Pb изотопных систем и, соответственно, к «омоложению» пород.

С Намштакским и Каролиновским массивами связаны проявления апатита [36, 128] в зонах метасоматической переработки габброидов первой фазы в связи с внедрением гранитоидов тигертышского комплекса. Геолого-промышленный тип этих проявлений по формационной принадлежности, морфологии рудных тел и составу руд определяется как апатитовый в метагабброидах.

Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс ($\gamma\delta, \rho\gamma C_2 m_2$) представлен гранитоидами, диоритами и монцодиоритами *второй фазы* внедрения, слагающими Назасский, Восточно-Ортонский массивы в юго-западной части листа и Аскизский – в юго-восточной.

Первые два массива в структурном отношении приурочены к Балыксинской ветви Кузнецко-Алатауского глубинного разлома, залегают конкордантно относительно вмещающей структуры, протягиваясь вдоль западной периферии Терсинской зоны смятия за пределы площади в виде полосы протяженностью – 24 км и шириной – 6–8 км, прорывая карбонатные отложения кабырзинской и западносибирской свит. Массивы сообщаются между собой на глубине, а полоса карбонатных пород между ними – останец кровли над единым крупным батолитом [153]. С метавулканитами белоюсской свиты и серпентинитами терсинского комплекса контакты тектонические. Оба массива сложены биотит-роговообманковыми плагиогранитами, тоналитами, гранодиоритами и подчиненными кварцевыми диоритами. Отмечается тенденция увеличения основности пород в северном направлении от Восточно-Ортонского массива к Назасскому, выражающаяся в увеличении доли кварцевых диоритов и появлении в приконтактной зоне диоритов и монцодиоритов [153]. При ГК-50 [105, 153] породы обоих массивов рассматривались в составе второй фазы габбро-плагиогранитного комплекса. Ю. В. Беспаловым [76] они были отнесены к мартайгинскому комплексу с выделением приконтактных диоритов в первую фазу, а остальных пород – во вторую. Нами выделение первой фазы не производится, поскольку повышение основности пород наблюдается на контакте с вмещающими карбонатными отложениями и обусловлено их контаминацией. Габброиды первой фазы мартайгинского комплекса выделяются на смежных территориях.

Назасский массив расположен по бортам долины р. Томь, протягиваясь в северо-северо-западном направлении от устья р. Изас до западной рамки листа на 12 км. В пределах рассматриваемой территории его площадь составляет около 70 км^2 , форма – близкая к овальной. Длинная ось массива проходит вдоль долины р. Томь, ориентирована субпараллельно простиранию Терсинской зоны смятия. Согласно данным В. И. Цапенко, контакты с вмещающими мраморами крутые ($80\text{--}85^\circ$) с погружением в запад-северо-западном направлении в сторону вмещающих пород, что подтверждается широким развитием скарнов в западном экзоконтакте и наличием многочисленных ксенолитов габбро в западной части массива (за пределами отчетной площади).

На карте магнитных аномалий ΔT_a породам массива соответствует ровное отрицательное поле интенсивностью от -250 до -50 нТл, в эндоконтактных зонах интенсивность повышается (от -50 до $+250$ нТл, редко – до 500 нТл), гравитационное поле положительное интенсивностью до 25 мГал. Интенсивность гамма-поля составляет преимущественно 4–5 экв. ед. урана, лишь в северной части массива достигает 6–8 экв. ед. урана [76].

Массив сложен преимущественно мелко-среднезернистыми порфириовидными биотит-роговообманковыми тоналитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Отмечается слабая зональность, выраженная в приуроченности тоналитов и гранодиоритов к центральной, а кварцевых диоритов – к периферическим частям массива. Ограниченное распространение имеют меланократовые биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты, развитые в южной части массива на контакте с карбонатными отложениями западносибирской свиты. По данным В. И. Цапенко [153], Е. С. Единцева [105] и нашим наблюдениям они являются гибридными, они являются контаминированными породами, образовались за счет реакционного взаимодействия расплава с вмещающими карбонатами. Характерным для массива является широкое развитие гнейсовидных текстур с обособлением однообразно ориентированных по удлинению

темноцветных минералов. Преобладающим является восток-северо-восточное простирание гнейсовидности с падением на северо-запад под углами 50–80° [76, 105]. Среди гранитоидов эндоконтактной фации нередко наблюдаются более меланократовые шпироподобные обособления округлой, овальной, удлиненной, редко – неправильной формы, размером от первых сантиметров до 0,4 м по длинной оси, с размытыми либо достаточно отчетливыми границами. Эти обособления, сложенные мелкозернистым агрегатом роговой обманки, биотита (в сумме около 40 %), плагиоклаза, кварца и микроклина, образовались они за счет переработки ксенолитов вмещающих пород – диоритов и габбро ранней фазы внедрения [76, 153].

Восточно-Ортонский массив локализован в междуречье Томь–Изас–Камзас–Балыксу, имеет почти изометричную в плане форму (8×8 км) и занимает в пределах листа N-45-XXIV площадь около 60 км². С севера, востока и юга массив окружен карбонатными отложениями кабырзинской и западносибирской свит, на западе, за рамкой листа, прорывается гранитами Ортонского массива [76].

Породы представлены мелко-среднезернистыми порфировидными биотит-роговообманковыми плагиогранитами, тоналитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Здесь также наблюдается слабовыраженная зональность – кварцевые диориты приурочены к периферии массива, особенно в его северной части. Иногда отмечаются меланократовые шпироподобные обособления округлой и линзовидной формы, размером 5–20 см по длинной оси, аналогичные таковым в Назасском массиве. Гнейсовидность проявлена в меньшей степени, и, как правило, связана с проявлением динамометаморфизма в тектонических зонах.

Аскизский массив представлен в пределах рассматриваемой площади своим северным фрагментом, прорывает отложения чарыштагской свиты венда. Он сложен средне- и крупнозернистыми биотит-роговообманковыми плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами и их калишпатизированными разностями. Наряду с образованиями мартайгинского комплекса, в его составе наблюдаются многочисленные мелкие тела гранитов тигертышского комплекса и дайки умереннощелочных гранитов и граносиенит-порфиоров, свидетельствующие о полихронности и полиформационности массива.

Общим для массивов, наряду с близостью минералогического состава и структурно-текстурных особенностей, является наличие первичных директивных (гнейсовидных) текстур, развитие процессов контактовой контаминации и калиевого метасоматоза (прожилковидные выделения калишпата), а также интенсивные динамометаморфические изменения в тектонических зонах. Жильных и дайковых образований, достоверно связанных с массивами мартайгинского комплекса, в пределах изученной территории предшественниками и нами не установлено, что, с одной стороны, может объясняться плохой обнаженностью, а с другой – может быть вызвано достаточно глубоким эрозионным срезом массивов.

На карте магнитных аномалий ΔT_a породам мартайгинского комплекса соответствует знакопеременное поле напряженностью от –150 до +800 нТл. Интенсивность гравитационного поля – до 25 мГал. Интенсивность гамма-поля – 5–6 экв. ед. урана.

Экзоконтактовое воздействие пород мартайгинского комплекса выражено в мраморизации и скарнировании вмещающих карбонатных отложений. Наиболее интенсивно мраморизация проявилась в полосе пород западносибирской свиты, разделяющей Назасский и Восточно-Ортонский массивы, где наблюдается зона мраморов и мраморизованных известняков шириной до 1 км, а также в южном и восточном экзоконтакте Восточно-Ортонского массива. Скарнирование развито локально в виде маломощных скарновых зон и оторочек непосредственно в экзоконтактах массивов.

Ниже приводится петрографическое описание главных породных разновидностей второй фазы внедрения.

Тоналиты – светло-серые, до серых мезократовые гнейсовидные, реже массивные породы. Минеральный состав: олигоклаз-андезин – 50 %, кварц – 10–20 %, калишпат – 0–10 %, темноцветы – 30 % (роговая обманка с реликтами клинопироксена, биотит); вторичные – хлорит, сосюрит; акцессорные – сфен, апатит, магнетит. Под микроскопом структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены зональным андезином, реже – роговой обманкой.

Гранодиориты – светло-серые с розоватым оттенком массивные, реже гнейсовидные породы. Минеральный состав: олигоклаз-андезин – 40–45 %, калишпат – 10–25 %, кварц – 15–25 %, биотит и роговая обманка – 15–20 %; вторичные – хлорит, сосюрит, серицит; акцессорные – магнетит, сфен, циркон, апатит, магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами монцонитовой.

Плагиограниты – светло-серые и розовато-серые массивные мелкозернистые породы. Минеральный состав: олигоклаз-андезин – 35–45 %, калишпат – 5–10 %, кварц – 25–30 %, биотит и

роговая обманка в различных соотношениях – 15–20 %; вторичные – хлорит, соссюрит, серицит; аксессуарные – магнетит, сфен, ортит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Кварцевые диориты – серые мезократовые гнейсовидные, реже массивные породы. Минеральный состав: андезин – 40–60 %, роговая обманка с реликтами клинопироксена и биотит – 40–50 %, кварц – 5–10 %; аксессуарные – магнетит, сфен, апатит, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая, диоритовая

Диориты и монцодиориты – темно-серые, темно-зелено-серые массивные, такситовые и гнейсовидные мелко-среднезернистые порфириовидные породы. Минеральный состав неустойчивый: суммарное содержание темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка, биотит) – 40–70 %, интенсивно соссюритизированный плагиоклаз – 30–50 %, микроклин – 5–35 %. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом. В отдельных случаях наблюдаются трещинки, заполненные цеолитом. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, клинопироксеном, биотитом, часто в кучных скоплениях. В монцодиоритах, кроме того, присутствуют выделения микроклина, нередко с вростками плагиоклаза и пироксена. Основная масса мелкозернистая гипидиоморфная, сложена плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и клинопироксеном.

Гранитоиды мартайгинского комплекса характеризуются натриевым и калиево-натриевым ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 4,0\text{--}8,6$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1,3\text{--}5,8$) типами щелочности, низкой титанистостью, повышенной анортитовостью. Петрогеохимические особенности пород индивидуальны для каждой разновидности и каждого конкретного массива в целом (прил. 9). Плагиограниты Аскизского массива характеризуются высокими глиноземистостью ($\text{Shand} = 1,1\text{--}1,3$, нормативный корунд – 3–4,5 %) и магнезиальностью ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,8\text{--}1,1$, индекс Куно – 15–20). Для них характерен максимальный уровень дифференциации REE ($\text{La}/\text{Yb} = 28\text{--}80$), низкое содержание HFSE (Zr, Nb, Hf, Ta), преобладание бария над стронцием и отчетливый европиевый минимум в редкоземельном спектре. Тоналиты Аскизского и Назасского массивов сходны с аскизскими плагиогранитами по уровню магнезиальности ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,9\text{--}1,2$, индекс Куно – 20–25), но менее глиноземистые (нормативный корунд – 1,4–1,7 %), с более высоким содержанием стронция ($\text{Sr} > \text{Ba}$); эти образования можно рассматривать как апикальные фации плагиогранитных интрузий, обогащенные кумулятивным плагиоклазом. Гранодиориты Назасского и Восточно-Ортонского массивов – слабозелезистые ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,7\text{--}2,9$, индекс Куно – 11,7–14,4) низкоглиноземистые разности (отрицательный нормативный корунд) с более высоким содержанием HFSE и более низким уровнем дифференциации REE ($\text{La}/\text{Yb} \sim 14$); характерно наличие европиевого минимума и преобладание бария над стронцием. В сравнении с ними, кварцевые диориты менее железистые, обладают европиевым максимумом, обогащены стронцием и представляют апикальные фации гранодиоритовых интрузий. Обогащенные биотитом меланократовые габбродиориты эндоконтактной фации Верхне-Ортонского массива характеризуются максимальной железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 4,3$), агпайтовостью и поэтому рассматриваются нами как контаминированные карбонатным материалом породы.

По геохимическим особенностям гранитоиды мартайгинского комплекса более всего соответствуют гранитам М-типа (рис. 13). Плагиограниты и тоналиты сопоставимы с гранитами вулканических дуг и субдукционными адакитами современных островодужных систем (рис. 14). Высокая глиноземистость, магнезиальность и деплетирование тяжелыми REE может быть обусловлена вовлечением в зону магмогенерации гранатсодержащего субстрата (эклогитового материала?).

Формационная принадлежность образований мартайгинского комплекса интерпретируется неоднозначно. В. И. Цапенко [153] и Е. С. Единцев [105] охарактеризованные выше гранитоиды относили к габбро-плагиогранитной формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных областей. Ю. В. Беспалов [76] сопоставлял их с формацией гранодиорит-тоналитовых батолитов Ю. А. Кузнецова. По классификации ВСЕГЕИ («Магматические...», 1979 г.) породы мартайгинского комплекса отвечают тоналит-плагиогранит-гранодиоритовому формационному типу.

В смежных структурах возрастными аналогами мартайгинских гранитоидов являются породы садринского диорит-гранодиорит-меланогранитового комплекса Горной Шории и ольховского тоналит-гранодиоритового комплекса Восточного Саяна.

Металлогеническая специализация мартайгинского комплекса определяется, прежде всего, приуроченностью к его массивам золоторудных месторождений и проявлений золото-скарнового и золото-сульфидно-кварцевого типов.

На изученной территории в поле развития пород мартайгинского комплекса по данным шлихового и литогеохимического опробования установлено наличие содержаний золота от 0,1 до 3 г/т в бассейне руч. Чарыш и Изас, а также десятки знаков киновари в верховьях

руч. Крестьянка [153]. Ю. В. Беспаловым [76] отмечается парагенетическая связь с породами вышеописанных массивов проявлений золота Пелерского, Назасского и др. Нами в правобережье р. Камзас шлиховым опробованием установлено наличие тонкого неокатанного золота в структурном элювии гранодиоритов южного эндоконтакта Восточно-Ортонского массива.

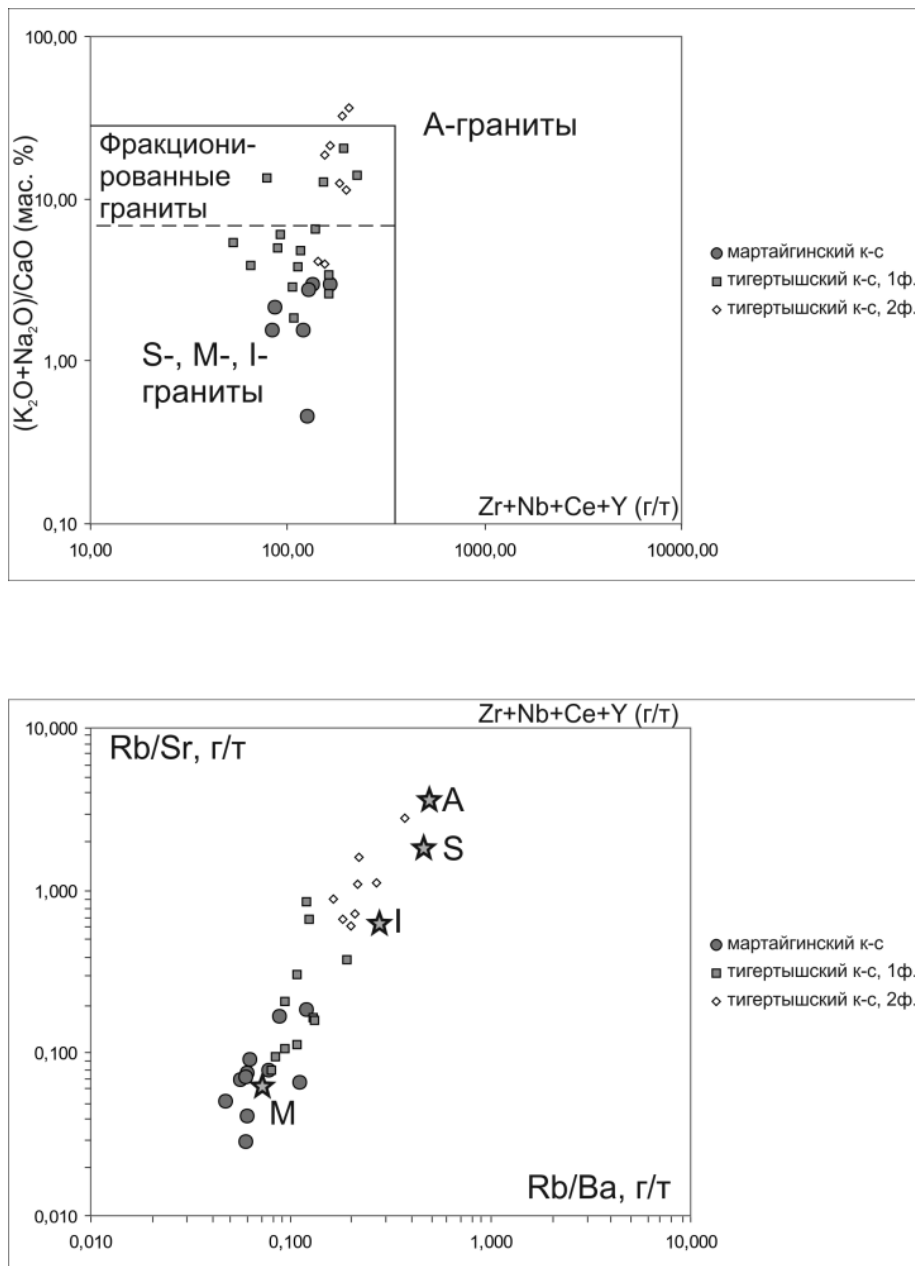


Рис. 13. Дискриминационные диаграммы для пород мартайгинского и тигертышского (две фазы) комплексов по Whalen (1987 г.) [172].

Нижняя возрастная граница образований мартайгинского комплекса на площади работ определяется прорыванием ими отложений кабырзинской и западносибирской свит венда. Нами проведено уран-свинцовое датирование по цирконам (SHRIMP-II) пород Восточно-Ортонского и Назасского массивов. Возраст гранодиоритов Восточно-Ортонского массива составил 510 ± 7 млн лет (прил. 7). Для габбродиоритов из юго-восточной части Назасского массива получено два значения: $505,9 \pm 4,1$ и $473,4 \pm 5,4$ млн лет (ранний ордовик) (прил. 7). Две первые датировки соответствуют возрасту мартайгинского комплекса, принятому в серийной легенде – средний кембрий. Последняя раннеордовикская датировка противоречит прямым геологическим данным, так как возраст прорывающего тигертышского комплекса, принятый в СЛ-200 и подтвержденный материалами ГДП-200, соответствует позднему кембрию–раннему ордовику; вероятно она фиксирует возраст метасоматических изменений.

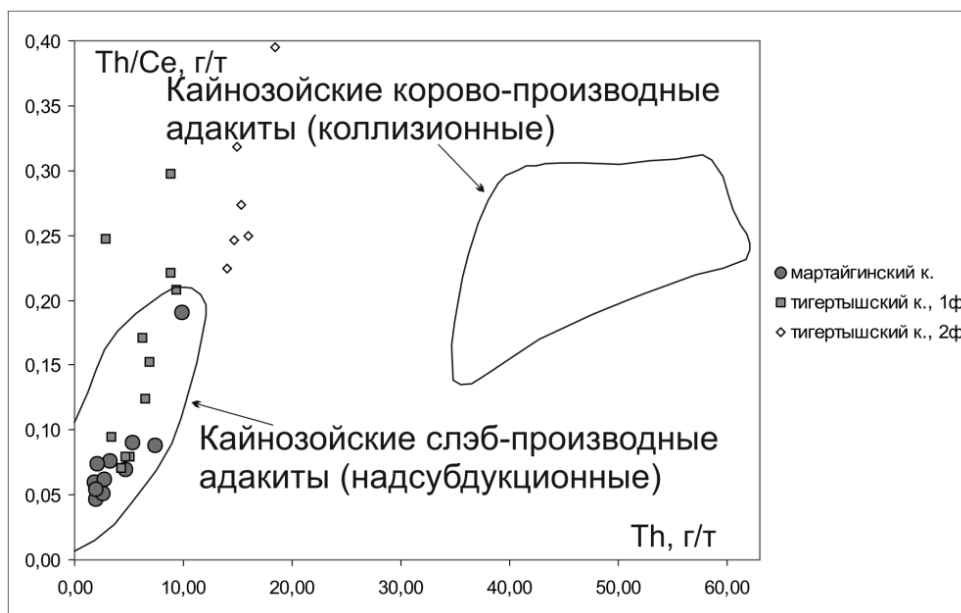


Рис. 14. Дискриминационная диаграмма по Wang et al. (2008 г.) [171] для пород мартайгинского и тигертышского (две фазы) комплексов.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО–РАННЕОРДОВИКСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Тигертышский гранитоидный комплекс широко развит на площади листа, занимает большую часть Тигертышского полихронного плутона в Белоюсском антиклинории (петротипический Тигертышский, Гольцовый, Кайвинский, горы Молния массивы) и значительную часть Уйбатского полихронного плутона в Азыртальском антиклинории (массивы г. Карлыган, Карзасский, Маймахский, Туралыкский). Впервые комплекс как улень-туимский выделил В. А. Тимофеевский (1934 г.), как тигертышский – А. Л. Додин (1948 г.) на хребте Тигертыш. Ю. А. Кузнецов и др. [34] рассматривали данные образования под названием улень-туимского комплекса в составе формации гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Вопросы валидности комплекса, определения его объема, возраста, формационной принадлежности и металлогении продолжают оставаться дискуссионными.

В легенде Минусинской серии принято двухфазное строение комплекса. *Первая фаза* в пределах изученной площади сложена диоритами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенитами, биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, часто порфиридовидными ($\gamma, \gamma\delta, \gamma\pi; \varrho\delta\epsilon_3 - O_1t_1$). *Вторая фаза* представлена дополнительными интрузиями – мелкими штоками и дайкообразными телами лейкогранитов ($l\gamma\epsilon_3 - O_1t_2$). К жильной серии относятся дайки аплитов, микрогранитов и порфировых риолитов.

Массивы Гольцовый и г. Карлыган картировались в составе саганахольского (карлыгановского) комплекса [105, 110, 136]. В ходе ГДП-200 установлен их полигенный и полихронный характер.

Петротипический Тигертышский массив площадью 500 км² расположен в междуречье Томь–Теренсуг–Бол. Казыр, слагает центральную и южную части Тигертышского плутона, общая площадь которого около 2 000 км². Абсолютные отметки близ крайней южной оконечности плутона в приустьевой части р. Теренсуг составляют 500 м, в северном направлении они повышаются до 2 211 м.

Форма массива сложная лополитообразная, обусловленная внедрением в межформационное пространство. Долины всех крупных рек сложены эффузивно-терригенно-карбонатными отложениями, а водораздельные пространства – интрузивными породами, прорывающими осадочные толщи. При больших латеральных размерах мощность вблизи прикорневой части составляет около 10 км, а в периферических, сильно эродированных частях, уменьшается до 1,5–2 км [117]. Кровля неровная с выступами и провалами, очертания контактов очень причудливые. В плане массив имеет клиновидную форму, резко сужающуюся в южном направлении. Она предопределена приуроченностью интрузии к сочленению Кузнецко-Алатауской и Теренсинской зон разломов. Кузнецко-Алатауская зона северо-западного простирания на значительном (около 17 км) расстоянии срезает юго-западный контакт массива, приводя гранитоиды в соприкос-

новение с интенсивно деформированными и милонитизированными вулканогенно-осадочными образованиями белоюсской свиты. Теренсинский разлом ограничивает тигертышские гранитоиды с юго-востока, отделяя их от интрузивных образований когтахского комплекса и карбонатных отложений биджинской свиты. Вмещающие образования в экзоконтактовой зоне 200–500 м ороговикованы, мраморизованы, участками скарнированы, отмечаются мелкие тела метасоматических кварцитов и полосы окварцевания [105]. Роговики в зависимости от состава исходных пород представлены биотит-кварцевыми, биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, либо плагиоклаз-амфиболовыми разностями.

Основное поле интрузии (60–65 %) сложено породами первой (главной) фазы – биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. С ними постепенными переходами связаны роговообманковые кварцевые диориты и диориты, слагающие внешние зоны массива. Такие породы образуют периферическую оторочку шириной от 1,5–2 до 5 км по правобережью р. Теренсуг, протяженные поля на хребте Тигертыш и в центральной части хребта Междукзырского, до верховьев рр. Харатас (на северо-восток) и Иссух (на юго-восток). В эндоконтактах с карбонатными породами часто развиты контаминированные кварцевые сиениты, фациально замещающие гранодиориты.

Макроскопически граниты и гранодиориты первой фазы внедрения представляют собой розовато-серые средне-крупнозернистые порфирированные породы с вкрапленниками микроклина размером 0,5–4,0 см (до 15 % объема породы). Иногда отмечаются шпироподобные скопления темноцветов, придающие породе такситовую текстуру. Минеральный состав: микроклин и плагиоклаз примерно в равных соотношениях – 60–70 %, кварц – 25–35 %, биотит и роговая обманка – 1–5 %; акцессорные магнетит, сфен, апатит, циркон, иногда ортит – 0,5 %. В эндоконтактовых диоритах и кварцевых диоритах содержание кварца уменьшается до 3–6 %, калишпата – до 4 %, роговой обманки – увеличивается до 25–40 %, плагиоклаза – до 60 %. Лейкократовые кварцевые сиениты отличаются обилием крупных выделений микроклина, низким содержанием или отсутствием темноцветов.

Плагиоклаз представлен зональным андезин-олигоклазом № 20–40, реже – олигоклазом № 15–20. Центральные части кристаллов сосюритизированы, периферические – корродируются ксеноморфным кварцем, либо замещаются пертитовым микроклином. Последний наблюдается также в виде порфирированных размером от 1,0 до 6 см, переполненных включениями плагиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца, и в гранофировых сростках с кварцем. Обыкновенная роговая обманка наблюдается в виде кучных скоплений, реже – отдельных призматических зерен, корродируемых микроклином и кварцем. Замещается биотитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом. Буровато-коричневый биотит образует мелкие и крупные чешуйки, сростки, скопления, нередко псевдоморфно замещает роговую обманку и сам замещается хлоритом, редко – мусковитом.

Вторая фаза тигертышского комплекса (около 20 % от общего объема) представлена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, реже – гранит-порфирами с микропегматитовой основной массой. Непосредственные контакты с вмещающими биотитовыми порфирированными гранитами наблюдались в мелких прожилках, где на контакте развита полоска пегматита до 1 см, а внутренняя часть представлена аплитом. Лейкограниты слагают штокообразные тела площадью от 10–15 до 120 км² в пределах массивов Гольцовый, г. Молния и ряд мелких крутопадающих дайкообразных тел в верховьях р. Амзас, р. Караташ, на правобережье р. Теренсуг среди гранодиоритов тигертышского комплекса, габброидов и монцодиоритов когтахского комплекса, скарнированных известняков биджинской свиты.

Широко развитые в северо-восточной части Уйбатского плутона дайковые тела лейкогранитов рассматривались Д. И. Мусатовым в составе самостоятельного сорского комплекса, а Ю. Ф. Погоня-Стефанович и В. Г. Переломова выделяли их под названием «каркасная интрузия». Макроскопически лейкограниты представляют собой розовато-светло-серые массивные мелко-, тонкозернистые породы. Под микроскопом состоят из альбит-олигоклаза (33–38 %), ксеноморфного микроклин-пертита, нередко корродирующего плагиоклаз (30–35 %), интерстициального кварца (32–35 %), хлоритизированного биотита (не более 1 %), акцессорных магнетита, апатита, сфена, циркона, иногда алмадина [105].

По соотношению щелочей и кремнезема гранитоиды тигертышского комплекса относятся к нормальнощелочным и умереннощелочным кислым породам ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,1\text{--}8,8\%$, $\text{SiO}_2 = 65,8\text{--}76,2\%$), отмечается незначительное преобладание K_2O над Na_2O в породах нормальнощелочной серии, и Na_2O над K_2O – в умереннощелочных разностях. Для пород характерны умеренная глиноземистость (нормативный корунд – от $-1,9\%$ в умереннощелочных разностях до $+1,3\%$ – в нормальнощелочных), повышенные алкаитность ($K_{\text{ар}} = 0,8$) и магнезиальность ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2,7\text{--}3,5$). Контаминированные кварцевые сиениты эндоконтактовой фации отличаются высоким со-

держанием щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=10-10,8\%$), повышенной железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=6,6-7,2$), низкой глиноземистостью (отрицательный нормативный корунд – до -4%) и высокой аспаитностью ($K_{\text{ап}}=0,91$). Повышенные щелочность и аспаитность сближают граниты тигертышского комплекса с гранитами А-типа, тогда как повышенная магнезиальность и геохимические особенности более соответствуют гранитам I-типа (распределение транзитных элементов, высокие содержания бария, стронция, низкие – рубидия) и, по отдельным параметрам, М-типа (крайне низкие содержания циркония, $\text{Rb}/\text{Sr}=0,08-0,6$, $\text{Ba}/\text{Sr}=0,08-0,2$ (рис. 13). Влияние надсубдукционного источника в генезисе гранитов тигертышского комплекса устанавливается на ряде дискриминационных диаграмм (рис. 14). Rb/Sr -изотопия порфиридных гранитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70514$) [16] указывает на заметное влияние коровой компоненты – в том числе ассимиляция карбонатных пород, и как следствие, повышение щелочности гранитов. В сравнении со всеми типами гранитоидов породы первой фазы обеднены цирконием, иттрием скандием и ванадием, обогащены молибденом (в 1,5–2,5 раза выше кларка).

Лейкократовые разновидности второй фазы внедрения, в сравнении с гранитоидами первой фазы обеднены транзитными элементами, REE, HFSE и стронцием. Наличие более отчетливого европиевого минимума при росте отношений Ba/Sr , Ba/CaO , деплетирование средними REE и повышенная магнезиальность свидетельствует об устойчивом фракционировании плагиоклаза, роговой обманки и магнетита при формировании остаточного расплава. Характер распределения REE в некоторых лейкогранитах указывает на проявление тетрадного эффекта фракционирования, имеющего место на заключительной стадии эволюции гранитных магм в условиях присутствия флюидной фазы, содержащей H_2O , F, Cl [22].

На картах магнитных аномалий тигертышским гранитоидам отвечает неоднородное знакопеременное поле напряженностью от -400 до $+500$ нТл с локальными повышениями до $+800$ нТл. Положительной аномалией, напряженностью от $+300$ до $+800$ нТл выражены юго-западная и юго-восточная периферические части интрузии, сложенные преимущественно гранитоидами первой фазы. В гравитационном поле тигертышские гранитоиды выделяются четко выраженной высокоградиентной отрицательной аномалией силы тяжести от 3 до 9 мГал. На МАКС породы имеют светло-серый фототон и мягкий сглаженный микрорельеф.

Металлогения гранитоидов тигертышского комплекса определяется парагенетической связью с ними ряда вольфрам-молибденовых проявлений кварцево-жильного типа (Сатхнинская группа месторождений, г. Молния), медно-молибденового проявления Брусничный Плес, относящегося к типу минерализованных скарноидов, золоторудных проявлений Черная Гора, Поднебесное.

Вопрос о возрасте тигертышских гранитоидов в настоящее время однозначно не решен. Общепризнано, что они прорывают все известные в регионе стратифицированные и интрузивные образования рифея, венда, нижнего и среднего кембрия, исключая гранитоиды мартайгинского комплекса. Верхний их возрастной предел определяется прорыванием дайками и мелкими штоками сиенитов раннесилурийским субвулканическим комплексом. Галька тигертышских гранитов содержится в базальных конгломератах нижнего девона [134].

Радиологические датировки тигертышских гранитоидов Улень-Туимского массива и Солгонского выступа Тигертышского плутона [142] указывают на наиболее вероятный среднепозднекембрийский их возраст: уран-свинцовый метод – 500–527 млн лет, K-Ar определения биотитов и амфиболов – 483–515 млн лет. Это привело к возрождению тенденции синхронизации по геологическим и радиологическим данным интрузий тигертышского, когтахского и мартайгинского комплексов [40].

В результате проведенного авторами уран-свинцового датирования по цирконам (SHRIMP-II) получены две датировки для первой и одна для второй фаз тигертышского комплекса. Умереннощелочные порфиридные граниты Тигертышского массива северо-восточнее пос. Балыксу датированы поздним кембрием – $494,9 \pm 5,1$ млн лет. Кварцевые сиениты Каразасского массива бассейна р. Бискамжа датированы также поздним кембрием – $493,3 \pm 7,8$ млн лет. Умереннощелочные лейкограниты второй фазы северной части массива г. Карлыган в верховьях р. Ниня датированы поздним кембрием – $494,7 \pm 8,4$ млн лет (прил. 7).

Тектоническая позиция, строение и состав тигертышских образований позволяют рассматривать их в качестве типичного представителя гранодиорит-гранитовой формации.

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннесилурийские кварцевые монцодиориты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, умереннощелочные гранит-порфиры ($\epsilon\gamma\pi; \mu\delta, \xi\pi, \gamma\xi\pi, \epsilon\gamma\pi S_1$) выделены впервые авторами

комплекта по результатам ГДП-200 листа, пользуются ограниченным распространением, представлены кварцевыми монцодиоритами, сиенит-, граносиенит- и умереннощелочными гранит-порфирами. Ими сложен массив г. Кызель, дайки и небольшие трещинные тела среди гранитоидов Гольцового (тигертышский комплекс) и Карлыгановского (одноименный комплекс) интрузивов, в северном экзоконтакте последнего и в бассейне р. Кискачи. В Карлыгановском массиве, кроме того, отмечаются их ксенолиты и останцы общей площадью 1×2 км. Мощность даек варьирует от первых метров до 100 м при протяженности – до 0,5 км. Наиболее крупная из них (1×4 км) приурочена к Гольцовому массиву. Породы прорывают интрузии когтахского и тигертышского комплексов, осадочные отложения венда и кембрия.

Кварцевые монцодиориты образуют массив г. Кызель, ксенолиты и останцы среди гранитоидов Карлыгановского интрузива, представляют собой породы розовато-серого оттенка массивной текстуры, мелко-среднезернистые, обычно порфировидные. Характеризуются гипидиоморфнозернистой, монцонитовой (в порфировидных разностях) структурами, сложены лабрадором (40–50 %), калишпатом (пертит) (30–40 %), кварцем (5–10 %). Присутствуют клинопироксен, роговая обманка, вторичные хлорит, актинолит, эпидот, серицит, агрегат соссюрита, акцессорный апатит.

Сиенит-порфиры – породы розовато-серого оттенка с лейстовидными вкрапленниками плагиоклаза с каемками калишпата. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая, состоит из калишпата, подчиненного альбита и редких зерен кварца. В породе довольно много хлорита, среди акцессориев преобладает магнетит, встречается апатит.

Граносиенит-порфиры отличаются повышенным содержанием кварца (до 25 %), преобладанием калишпат-пертита над плагиоклазом (андезин-олигоклаз).

Гранит-порфиры – породы серовато-розового и сиреневого оттенка, содержит вкрапленники олигоклаза, калишпат-пертита с карлсбадскими двойниками и кварца. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая, участками микропегматитовая, того же состава с примесью хлорита. Из акцессорных минералов присутствуют сфен и ортит. В наиболее раскристаллизованных разностях в составе вкрапленников отмечаются биотит и роговая обманка с реликтами пироксена.

Монцодиориты, в сравнении с аналогичными породами когтахского комплекса более железистые ($FeO^*/MgO=2,5-3,5$), обеднены барием, стронцием и молибденом (в 2,5–4 раза), обогащены цирконием (в 1,3–3,2 раза) при более высоком отношении Zr/Nb (13 против 2–3). Уровень дифференциации REE заметно ниже ($La/Yb=14$ против 18–29).

Граносиенит-порфиры, по отношению к когтахским граносиенитам обеднены редкими щелочами, вольфрамом, молибденом, медью (в 2,5–4 раза), торием и цирконием (1,5–2 раза), в то же время сходны с ними по распределению REE и отношению Y/Nb (0,5–0,9). Для них характерны низкие содержания литофильных элементов, высокие содержания редких щелочных элементов (Li, Cs, Rb) и Zr (137–151 г/т). Геохимические особенности свидетельствуют об их принадлежности к переходным образованиям между гранитами А- и I-типов. Сопряженные с ними и близкие по составу и возрасту граниты тигертышского комплекса принадлежат М- и I-типам, характеризуются высокими содержаниями литофильных элементов (Ba и особенно Sr), устойчиво низкими содержаниями (менее 70 г/т) Zr во всех разностях и низкими – редких щелочных элементов (Li, Cs, Rb).

На дискриминационных диаграммах граносиениты занимают промежуточное положение между внутриплитными и надсубдукционными (рис. 15).

По результатам U-Pb изотопного датирования (SHRIMP-II) цирконов, возраст кварцевых монцодиоритов г. Кызель (Черная гора) составляет $432,7\pm 4,4$ млн лет, граносиенит-порфиров в Гольцовом массиве – $429\pm 5,6$ млн лет, граносиенит-порфиров горы Малый Карлыган (севернее г. Карлыган) – $424,6\pm 3,6$ млн лет, биотит-роговообманковых умереннощелочных гранит-порфиров в верховьях р. Ниня, севернее г. Карлыган – $431\pm 5,6$ млн лет (прил. 7).

Аналогичные по составу возрасту породы отмечаются на смежной к юго-востоку территории, где мелкозернистых порфировидных гранитов Саксырского полихронного массива установлен изотопный возраст 432 ± 4 млн лет (U-Pb-метод, монофракция циркона)*, а для лейкогранитов – 424 ± 3 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II) [3].

РАННЕДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Девонские магматические образования, кроме субвулканических, в СЛ-200 Минусинской серии ранее не выделялись. В процессе ГДП-200 получены новые материалы, позволившие

* Электронный ресурс: elibrary.ru/item.asp?id=17352467 (дата обращения 25.04.2013 г.).

внести в легенду патынский сиенит-габбровый комплекс, предусмотренный для Кузбасской серии и широко развитый на смежной площади юго-западнее, и карлыгановский гранитоидный комплекс с петротипическим массивом г. Карлыган.

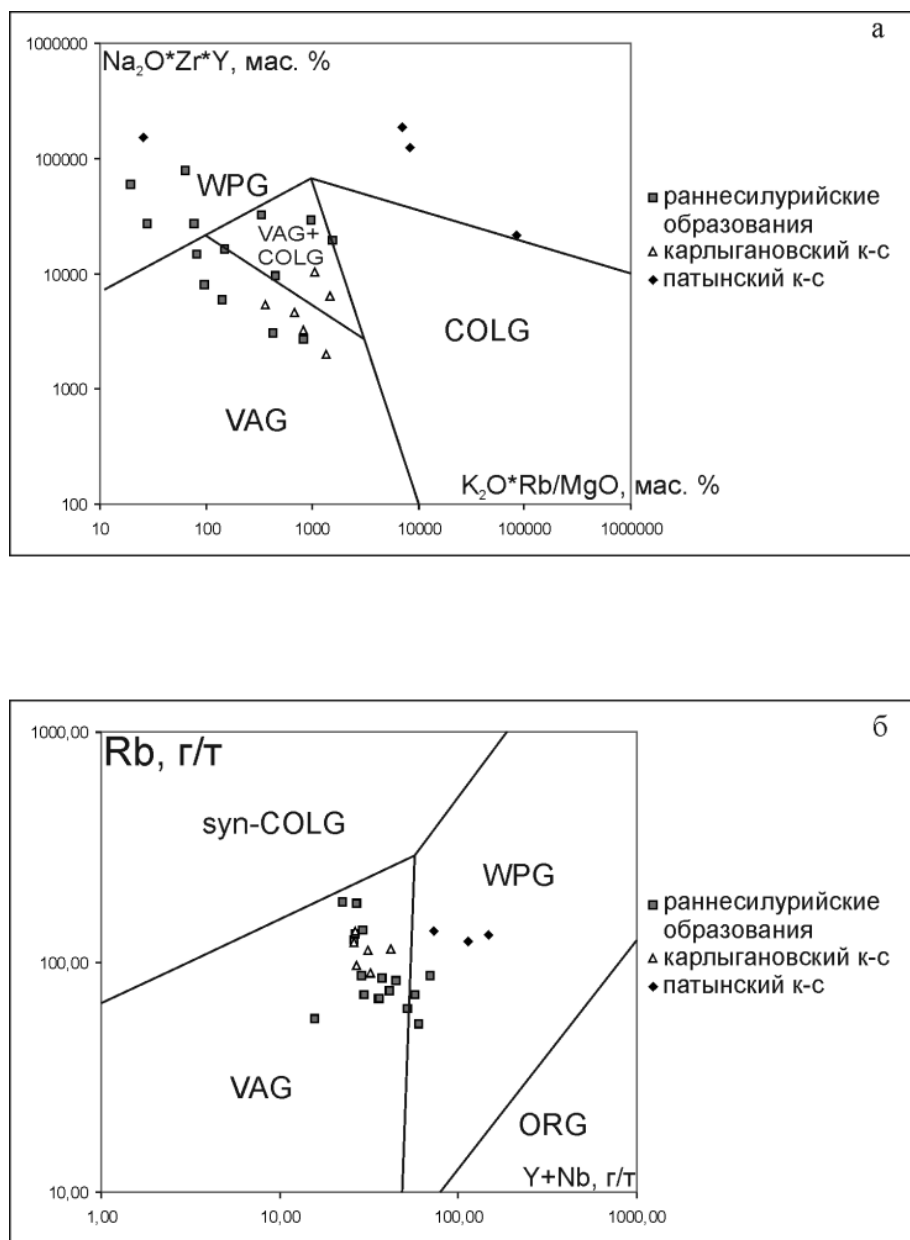


Рис. 15. Дискриминационные диаграммы для раннесилурийских образований, патынского и карлыгановского комплексов.

а – диаграмма по Tischendorf, Forster (1992 г.) [170] с дискриминационными полями: WPG – внутриплитных гранитов, VAG – гранитов вулканических дуг, COLG – коллизионных гранитов; б – диаграмма по Pearce et al. (1984 г.) [167] с дискриминационными полями: ORG – гранитов океанических хребтов, WPG – внутриплитных гранитов, VAG – гранитов вулканических дуг, syn-COLG – коллизионных гранитов.

Патынский сиенит-габбровый комплекс ($\xi, \gamma \xi \pi D, pt_2$) представлен интрузиями среднего и кислого состава. Наиболее крупный из массивов – Улугзасский, площадью около 30 км², имеет форму штока, залегает в ядре крупной синклиальной складки среди вулканогенно-терригенно-карбонатных пород нижнего–среднего кембрия и известняков чарыштагской свиты венда. Южная и юго-восточная части массива сложены граносиенит-порфирами и умереннощелочными гранит-порфирами, а центральная и северные части – крупно-грубозернистыми сиенитами и кварцевыми сиенитами. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами, секутся дайками щелочногранитового, щелочнограносиенитового и долеритового составов. Контактные изменения вмещающих пород выражены скарнированием, с образованием гроссуляр-диопсидовых скарнов, и ороговикованием. Ширина контактового ореола достигает 1,5 км [85].

Сиениты – красно-бурые или розовато-белые массивные средне-крупнозернистые породы. Красно-бурые разновидности состоят из пелитизированного полевого шпата пертитового и антипертитового строения (в ядрах кристаллов часто встречается свежий олигоклаз или более основной сосюртитизированный плагиоклаз) (68–70 %), кварца (5–10 %), густо-зеленой роговой обманки, светло-зеленого салита (в сумме 3–18 %); аксессуарных магнетита, сфена, циркона, апатита, пироклора. Розовато-белые, до белых, разновидности состоят из альбита, бесцветного пироксена, иногда сильно хлоритизированной роговой обманки (в сумме не более 18 %) и кварца (до 8 %). Эти породы беспорядочно распределены среди красноватых разновидностей первого типа и связаны с ними взаимопереходами.

Граносиенит- и гранит-порфиры – породы розовой окраски порфировидной структуры. Вкрапленники размером 0,5–1,5 см в количестве 15–20 % обладают зональным строением. Центральная часть сложена альбит-олигоклазом (до № 20) с редкими вростками калишпата, окаймляется сильно серицитизированным тонкодвойникованным альбитом, а последний в свою очередь – каемкой пертита или однородного ортоклаза. Основная масса гипидиоморфнозернистая или микрографическая, сложена полевым шпатом (66–78 %), кварцем (16–29 %), роговой обманкой с вторичным биотитом (5–13 %), редко – пироксеном, редкоземельным цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом.

Дайковые граносиениты и щелочные граниты обладают средне- и мелкозернистой равнозернистой или порфировидной структурой, состоят из калинатрового полевого шпата, альбита, кварца, арфведсонита или рибекита, эгирина или эгирин-авгита, бурой роговой обманки, биотита и богатого комплекса аксессуарных минералов: магнетита, ортита, сфена, циркона, пироклора, ксенотима, апатита, флюорита.

Породы Улугзасского массива характеризуются натриевым и калиево-натриевым ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}\sim 8,3\text{--}14,6$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}\sim 0,5\text{--}18,0$) типами щелочности, высокими железистостью ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=12,8\text{--}27,8$) и агпаитностью ($K_{\text{ар}}$ – от 0,94 в кварцевых сиенитах до 1,5 в граносиенитах) низкой глиноземистостью (отрицательный нормативный корунд от –1,7 % в сиенитах до –6,7 % в умереннощелочных гранит-порфирах). В сравнении с одноименными раннесилурийскими породами патынские граносиенит-порфиры и гранит-порфиры обеднены LILE (Cs, Ba, Sr), обогащены HFSE (Zr, Nb, U, Th), тяжелыми REE (прил. 9) более отчетливо выражен европиевый минимум (в обогащенных альбитом кварцевых сиенитах минимум слабо проявлен). По ряду геохимических критериев (рис. 15) гранитоиды соответствуют внутриплитным; отношения Y/Nb варьируют в пределах 0,8–1,2 (A_1 тип по Г. Эби). Поскольку в составе патынского комплекса широко развиты габброиды (за пределами площади), он рассматривается нами в составе габбро-сиенитовой формации.

По результатам проведенного U-Pb изотопного датирования (SHRIMP-II) цирконов из кварцевых сиенитов Улугзасского массива установлен раннедевонский ($412\pm 2,8$ млн лет) возраст их формирования (прил. 7).

Карлыгановский гранитоидный комплекс (γD_k) представлен единственным крупным (более 100 км²) штокообразным петротипическим массивом, слагающим Карлыгановский голец в юго-западной части Уйбатского плутона. Массив сложен серыми с сиреневым оттенком однородными мелкозернистыми гранитами, переходящими в гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Породы сложены зональным плагиоклазом (андезин-олигоклаз в ядре и альбит-олигоклаз в кайме) (34–48 %), пертитовым калишпатом, часто корродирующим плагиоклаз (29–33 %), ксеноморфным кварцем (15–26 %), хлоритизированным биотитом (1,8–5 %), редко бледно-зеленой роговой обманкой с реликтами клинопироксена (до 3,6 %), аксессуарными минералами (1–3,9 %) [8]. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, в гранит-порфирах – гломеропорфировая (выделения темноцветных минералов и плагиоклаза) с микрографической или аплитовой основной массой.

Граниты Карлыгановского массива характеризуются невысокой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,6\text{--}7,8$ %) при сближенных значениях Na_2O и K_2O ; вблизи контактов с раннесилурийскими граносиенитами щелочность несколько возрастает (до 8,2 %). Характерны умеренные железистость ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=2,6\text{--}8,1$), глиноземистость (нормативный корунд – 0,2–2,8 %) и агпаитность ($K_{\text{ар}}=0,67\text{--}0,78$). В сравнении с гранитоидами патынского комплекса карлыгановские породы обогащены в 1,5–3 раза барием, стронцием, цинком, свинцом, молибденом, в 8–17 раз – ванадием существенно обеднены HFSE. По своим геохимическим особенностям и характеру редкоземельного спектра граниты близки субвулканическим граносиенит-порфирам раннего силура (прил. 9), занимают промежуточное положение между гранитами вулканических дуг и внутриплитными гранитами (рис. 15). Образования карлыгановского комплекса рассматриваются нами в составе гранитовой формации.

На картах магнитных аномалий карлыгановским гранитоидам отвечает слабое знакопере-

менное поле напряженностью от -250 до $+100$ нТл, в гравитационном поле они выражаются отрицательной аномалией силы тяжести от -3 до 4 мГал.

Возраст гранитов г. Карлыган, по результатам проведенного U-Pb изотопного датирования (SHRIMP-II) определяется как раннедевонский – $408,9 \pm 2$, и $403,9 \pm 3,2$ млн лет (прил. 7).

Раннедевонские субвулканические образования нерасчлененные ($\tau, {}^m\xi, \tau\lambda, \tau\alpha; \beta; \tau\lambda; \nu\beta, \nu D_1$) пользуются довольно широким распространением по всей площади. Как правило, это маломощные (от нескольких десятков сантиметров до первых метров) дайки, нередко группирующиеся в рои, приуроченные к зонам интенсивной трещиноватости северо-западного простирания. В других случаях они образуют линейновытянутые тела мощностью от нескольких десятков до первых сотен метров, протяженностью – несколько сотен метров, приуроченные к массивам раннедевонских вулканитов. Состав пород разнообразный: габбродолериты, долериты и трахидолериты, лабрадорпорфиновые и оливинпорфиновые базальты и трахибазальты, микросиениты, сельвсбергиты, монцодиориты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты. Большая часть тел в масштабе карты не отражается. В юго-западной части Сыгымской мульды откартирована серия даек и штоков [156]. Наиболее крупное штокообразное тело в центральной части сложено крупнозернистыми кварцсодержащими габбродолеритами, которые постепенно переходят в розовато-серые крупнозернистые монцодиориты, а затем в мелкозернистые кварцевые монцодиориты. В эндоконтакте породы мелко- и мелкозернистые, со шлирами переработанных боковых пород. В двух километрах восточнее и в центральной части мульды располагаются субмеридиональные тела габброидного состава. Дайки порфировых базальтов и сельвсбергитов прорывают образования чарыштагской свиты и гранитоиды Аскизкого массива, часто наблюдаются среди образований Уйбатского и Тигертышского плутонов. От более древних субвулканических тел они отличаются свежим обликом. В Уленьской мульде закартированы субвулканические тела долеритов и оливин-порфировых базальтов. Подавляющая часть тел имеет северо-западное простирание.

Долериты и трахидолериты – темно-серые массивные равномернозернистые породы офитовой структуры. Сложены лабрадором (70 %), клинопироксеном (15 %), кварцем (2–3 %), вторичными хлоритом по пироксену (до 10 %), серицитом, соссюритом, эпидотом, рудными минералами.

Лабрадорпорфиновые базальты и трахибазальты – породы зеленовато-серого оттенка, порфировые с неразлично зернистой основной массой. Вкрапленники лабрадора имеют вытянутую форму ((20–25)×(1–2) мм), субпараллельно ориентированы. Основная масса образована микролитами плагиоклаза (также сохраняют субпараллельную ориентировку), интерстиции заполнены авгитом, тонкочешуйчатым хлоритом и магнетитом.

Оливин-порфиновые базальты и трахибазальты – породы черного цвета порфировой структуры с апопироксеновой основной массой. Микролиты плагиоклаза довольно крупные и повсеместно субпараллельно ориентированы. На этом фоне хорошо выделяются округлые, как бы оплавленные вкрапленники оливина (?), нацело замещенные хлоритом и кальцитом. Основная масса карбонатизирована, с большим количеством магнетита.

Сельвсбергиты – породы розоватого оттенка, мелкозернистые с массивной текстурой. Под микроскопом порода обнаруживает гипидиоморфнозернистую структуру и лишь иногда более крупные зерна калишпата напоминают порфировидные выделения. Минералогический состав: калишпат-пертит, альбит, роговая обманка гастингситового типа; вторичные эпидот, хлорит; аксессуарные сфен, ортит, рудный минерал. Преобладают альбит и калишпат-пертит, придающие породе розоватую окраску.

Сиенит-порфиры – породы розового цвета массивной текстуры, порфировидной структуры. Вкрапленники представлены калишпатом, альбитом и незначительным количеством сильно резорбированного кварца. Основная масса графическая, состоит из альбита, калишпата (последний часто образует псевдосферолитовые агрегаты) и кварца.

Риолиты – породы светло-серого, желтовато-серого оттенка массивной текстуры, порфировой, гломеропорфировой структуры. Вкрапленники представлены кварцем, серицитизированным олигоклаз-андезином и опацитизированным биотитом. Основная масса фельзитовая, переходящая в микросферолитовую.

По петрохимическим особенностям среди субвулканических образований резко преобладают породы умереннощелочной серии (прил. 10) и только среди базитов встречаются нормальнощелочные разновидности. Все разновидности относятся к миаскитовому ряду (отрицательный нормативный корунд), характеризуются умеренной агпаитностью ($K_{ar}=0,55-0,75$) и широкими вариациями по соотношению Na_2O и K_2O , особенно породы базитовой группы. Долериты и трахидолериты в различной степени дифференцированы ($FeO^*/MgO=1,1-2,4$, индекс Куно – 24–38), характеризуются повышенной фосфатностью (P_2O_5 – до 0,51 %) и ростом титанистости от

наименее дифференцированных разностей (1,1 %) к более дифференцированным (2,2 %). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 1,5–2,7 в трахидолеритах до 8 в низкокалиевых разностях. Оливинпорфировые базальты и трахибазальты характеризуются повышенной магниальностью ($\text{FeO}/\text{MgO}=0,8-1$, $\text{MgO} - 10-12,3$) и падением титанистости от меланократовых разностей к лейкократовым. Лабрадорпорфировые базальтоиды – менее титанистые ($\text{TiO}_2 < 1$), с пониженным содержанием P_2O_5 ; отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ варьирует от 2–4 в трахибазальтах до 6,5–9 в низкокалиевых разностях. Наблюдаемая в слабодифференцированных базитах дискретность по соотношению щелочей указывает на существование двух автономных родоначальных магматических очагов. По петрогеохимическим особенностям базиты наиболее близки базальтоидам матаракской свиты.

Возраст субвулканических образований принимается как раннедевонский на основании близости составов и структур с эффузивными аналогами и их пространственной сопряженности.

ТЕКТОНИКА

Территория расположена в пределах Алтае-Саянской складчатой области и представляет собой область сопряжения восточного склона Кузнецкого Алатау и Батенёвского кряжа. Количество и объем структурно-формационных зон (СФЗ) на разных этапах тектонического развития территории различается в зависимости от состава входящих в них блоков, разделенных двумя главными разрывными нарушениями – Терсинско-Абаканским и Теренсинским глубинными разломами. В юго-западной части территории расположен Мрасский блок, северо-западную половину листа занимает Тигертышский, а юго-восточную Азырталский блоки. На докембрийском этапе выделяются Кузнецко-Востоносаянская СФЗ, включающая Тигертышский блок (Тюримско-Беллыкская подзона), и Мрасско-Азырталская СФЗ, в состав которой входят Азырталский (Тунтугесская и Азырталская подзоны) и Мрасский (Мрасская подзона) блоки. В раннем и начале среднего кембрия Кузнецко-Востоносаянская СФЗ включает Тигертышский (Батенёвская подзона) и Азырталский (Шорская подзона) блоки, в состав Алтае-Кузнецкой СФЗ входит Мрасский блок (Мрасская подзона). В среднем и позднем кембрии вся территория входит в состав Кузнецко-Алатауской СФЗ, а с раннего девона – в состав Минусинской СФЗ.

В строении территории принимают участие два структурных этажа: верхнерифейско–нижнесилурийский и девонский, резко отличающиеся характером складчато-разрывных структур [2, 76, 77].

Верхнерифейско–нижнесилурийский структурный этаж занимает около 95 % площади. Основание структурного этажа представлено распространенной в пределах Кузнецко-Востоносаянской СФЗ офиолитовой ассоциацией, включающей дунит-гарцбургитовую (терсинский комплекс альпинотипных гипербазитов) и базальтоидную IAB-типа (белоиюсский базальтовый комплекс) формации [40, 63]. Апогарцбургитовые, аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные верлиты наблюдаются в виде тектонически разобщенных пластин, погруженных в раздробленную и интенсивно рассланцованную метабазальтовую массу с линзами мраморизованных известняков и субвулканическими телами метагаббро.

Отложения смяты в дисгармоничные, иногда изоклинальные складки с опрокинутым залеганием крыльев. Оси складок ориентированы параллельно Терсинской зоне смятия вдоль глубинного Терсинско-Абаканского разлома, а в Белоиюсском блоке – меняют простирание от субширотного на юге до север-северо-восточного на севере. Пликативные структуры осложнены складками более высоких порядков, плейчатостью и многочисленными дизъюнктивными нарушениями, выражаемыми зонами дробления, милонитизации и окварцевания.

Вышележащие венд–кембрийские отложения без признаков несогласия наращивают рифейские (?) вулканиты и представлены рядом последовательно сменяющихся в разрезе формаций. Нижняя часть венд–кембрийского разреза сложена кремнисто-известняково-доломитовой формацией венда (сынныгская и тюримская свиты в Тюримско-Беллыкской подзоне, чарыштагская свита в Тунтугесской подзоне, биджинская свита в Азырталской подзоне, кабырзинская свита в мрасской подзоне) и локально проявленной базальтовой (OIB-типа) формацией (культюрстюгская свита в Тюримско-Беллыкской подзоне). Верхняя часть разреза сложена рифогенной карбонатной формацией венда–нижнего кембрия (мартюхинская и сорнинская свиты в Азырталской подзоне, бродовская, козгольская и усинская свиты в Шорской подзоне, западно-сибирская и мрасская свиты в Мрасской подзоне) и ограниченно развитой вулканогенно-карбонатно-терригенной формацией нижнего–среднего кембрия (азырталская свита в Шорской и Батенёвской подзонах). Широким распространением пользуются интрузивные образования салаирского цикла тектогенеза, занимающие около 60 % всей площади листа и представленные габбро-монцодиорит-сиенитовой (когдахский комплекс), тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (мартайгинский комплекс) и гранодиорит-гранитовой (тигертышский комплекс) формациями, ограниченно развиты раннесилурийские гипабиссальные тела граносиенит-гранитовой формации.

В пределах Азыртальского блока венд–кембрийские образования смяты в дисгармоничные складки двух или более генераций с фрагментами сжатых линейных складок северо-восточного простирания с размахом крыльев более 5 км, осложненных мелкой многопорядковой складчатостью. Простирание осевых поверхностей линейных фрагментов совпадает с простиранием главных разрывных нарушений, шарниры ундулируют под углами до 30°, что предполагает более раннюю складчатость иного структурного плана. По положению осевой поверхности и крыльев наиболее широко распространены косые остроугольные складки. Осложняющая мелкая складчатость более разнообразна [85].

Шорская антиклиналь в ядре сложена интенсивно дислоцированными образованиями чарыштагской свиты, на крыльях – отложениями биджинской свиты. Юго-восточное крыло осложняют три сжатые синклинали и разделяющие их антиклинальные складки и северо-восточного простирания с погружающимися на северо-восток шарнирами. Северо-западное крыло, разбитое разрывными нарушениями, у южной рамки листа осложнено двумя синклинали и антиклинальной складкой, оси которых расположены веерообразно и меняют простирание на север-северо-западное. Углы падения крыльев составляют 65–75°. По морфологии складки косые остроугольные концентрические, реже – подобные с размахом крыльев 1–2 км.

Тейско-Хабзасская синклиналь расположена в пределах Аянской грабен-синклинали, ее ядро сложено вулканогенно-терригенными образованиями азыртальской свиты, а крылья – рифогенными известняками усинской свиты. Юго-восточное крыло осложнено антиклинальной и синклинали складками с размахом крыльев 1–1,5 км, северо-западное – прорывается Улугзасским массивом. Углы падения крыльев варьируют в широких пределах – от 30 до 80°. По морфологии складки косые остроугольные или опрокинутые, осложнены более мелкими складками разнообразной морфологии – открытыми остроугольными, закрытыми веерообразными и изоклинальными с размахом крыльев первые десятки метров.

Девонский структурный этаж сложен рифтогенно-депрессивным комплексом, включающим вулканогенную трахит-трахибазальтовую формацию (тарланская свита в Балыксинской подзоне, гастрезенская свита в Уйбатской подзоне, нижнематаракская подзона в Матаракской подзоне), интрузивные – сиенит-габбровую (патынский комплекс) и гранитовую (карлыгановский комплекс) формации раннедевонского возраста, среднедевонскую рифогенную (бейская свита) и позднедевонскую континентальную терригенную (ойдановская свита) формации. Стратифицированные образования на рассматриваемой площади пользуются ограниченным распространением, слагают Большеуленьскую, Сыгымскую, Кызельскую мульды и Балыксинский грабен [76, 134, 156].

Рифтогенно-депрессивный комплекс с резким угловым и структурным несогласием залегает на сложнодислоцированных, интродированных породах позднерифейско–силурийского структурного этажа. Отложения трахит-трахибазальтовой формации «запечатывают» древние разрывные нарушения, часто залегает субгоризонтально или слабонаклонно с углами падения до 20°; в некоторых случаях в Большеуленьской мульде отмечались осложняющие структуры – флексуры и мелкие складки второго порядка с углами падения до 50°. Субвулканические интрузии и дайки, часть из которых, вероятно, являлась подводящими каналами, имеют более широкий ареал распространения, приурочены к бортам грабенов и депрессий. Дайки часто группируются в рой северо-западного простирания в ослабленных зонах растяжения, особенно вблизи крупных разрывных нарушений.

Среднедевонские отложения рифогенной формации залегают со стратиграфическим перерывом, но без признаков углового несогласия на вулканогенном комплексе девона. Перекрывающая континентальная терригенная формация согласно наращивает девонский разрез. Для всех отложений девона характерен единый структурный план – они образуют пологие линейные, с переходом в брахиформные, складки восток-северо-восточного простирания, осевые поверхности которых развернуты под острым углом относительно складчато-разрывных структур позднерифейско–силурийского структурного этажа.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Система разрывных нарушений северо-восточного направления заложилась в позднем рифее [123] или позднем кембрии–ордовике [21] и активизировалась в процессе эволюции структур Кузнецкого Алатау в каледонский и герцинский этапы тектогенеза. Л. В. Алабиным разломы северо-восточного простирания рассматриваются как оперяющие «главную зону сдвига и надвига Кузнецко-Алтайского глубинного разлома» правосдвиговой кинематики [2]. Для них характерна закономерная смена простираний (от 30 до 70°) по мере изменения простирания

глубинного разлома с юго-восточного на юго-западное при сохранении угла между ними около 60° . В силурийское время разломы активизировались как сбросы (в северо-восточной части площади они контролируют размещение силурийских даек аналогичного простирания), а в раннем девоне (судя по ориентировке оперяющих трещин отрыва, выполненных кварцевыми жилами и дайками) имели левосдвиговую компоненту.

Типичным представителем этой системы долгоживущих разрывных нарушений является Теренсинский правосторонний сбросо-сдвиг. По нему проводится граница, разделяющая с позднего рифея Кузнецко-Востоносаянскую и Мрасско-Азыртальскую СФЗ. На поверхности разлом представляет собой зону субпараллельных разрывных нарушений, известную как Теренсинско-Камзасская тектоническая зона [76, 77]. В нижнем течении р. Камзас она фиксируется полосой рассланцованных хлоритизированных пород мощностью 300 м с зеркалами скольжения. К Теренсинскому разлому приурочены золоторудные кварцевые жилы Горные, Камзасские, Прощальная, медно-молибденовое проявление Брусничный Плес [76, 77]. По данным Е. К. Мелиоранской [76, 77], на последнем развиты две системы даек: первая – дайки среднего и основного состава простиранием $345\text{--}350^\circ$ с падением на восток-северо-восток под углами $60\text{--}85^\circ$; вторая – дайки сиенит-порфиров субширотного простирания с падением на север под углами $30\text{--}50^\circ$. Со второй системой совпадает ориентировка ветвящихся рудоносных кварцевых, кварц-баритовых и кварц-кальцитовых жил, выполняющих трещины отрыва. С учетом крутого падения сместителя Терсинского разлома на юго-восток, на момент формирования проявления он определяется как правый сбросо-сдвиг с преобладанием сбросовой компоненты.

Разрывные нарушения более низкого ранга с аналогичной ориентировкой разбивают Мрасско-Азыртальскую СФЗ на систему грабен-синклиналей и горст-антиклиналей. Восточнее Теренсинского разлома расположена система сбросов: Верхнетомский, ограничивающий с юго-востока Теренсугскую грабен-синклиналь и отделяющий Шорско-Карлыганскую горст-антиклиналь; Хосхольско-Кольгазинский, ограничивающий Аянскую грабен-синклиналь с северо-запада, и Хабзасско-Изыхчульский, отделяющий Аскизско-Хабзасскую горст-антиклиналь.

Терсинско-Абаканский разлом является наиболее крупным разрывным нарушением и представлен его ветвью – Амзасско-Балыксинской зоной разломов. Это субмеридионально ориентированная долгоживущая структура со значительными правосдвиговыми перемещениями, сформировавшаяся в позднем рифее [76] или кембро–ордовике [21], и активизировавшаяся в девоне [21]. К нему приурочена Терсинская зона смятия шириной 1–3 км, состоящая из большого числа мелких дизъюнктивов, фиксирующихся участками интенсивного дробления, милонитизации, протрузиями гипербазитов и зонами серпентинит-терригенного меланжа. Формирование Балыксинского грабена в условиях континентального рифтогенеза также связано с активизацией Амзасско-Балыксинской зоны в раннем девоне. Южное продолжение Амзасско-Балыксинской зоны разломов, ограничивающее Балыксинский грабен с запада, картируется как Балыксинский разлом, с востока – Азыхгольский.

Балыксинский долгоживущий глубинный разлом характеризуется серией сближенных тектонических зон дробления и смятия мощностью от 300 до 500 м. Угол падения плоскости сместителя около 70° на запад. Азыхгольский разлом отчетливо выражен в рельефе и представлен зоной мощностью до нескольких десятков метров интенсивно раздробленных и развальцованных пород. Плоскость сместителя круто падает на запад-юго-запад под углом около 80° .

Система разрывных нарушений северо-западного направления выделенная в 1962 г. А. Н. Кеном на «Металлогенической карте Центральной части Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1 : 500 000», трассирует зону скрытого глубинного разлома, контролирующего золотое оруденение. Простирание зоны – 320° , ширина – около 45 км, в рельефе она фиксируется ориентировкой речных долин. Нарушения имеют характер сбросо-сдвигов, трассируются линейными зонами смятия, дайковыми поясами и многочисленными кварцевыми жилами. В ряде случаев зона скрытого глубинного разлома характеризуется повышенным метаморфизмом пород (до амфиболитовой фации).

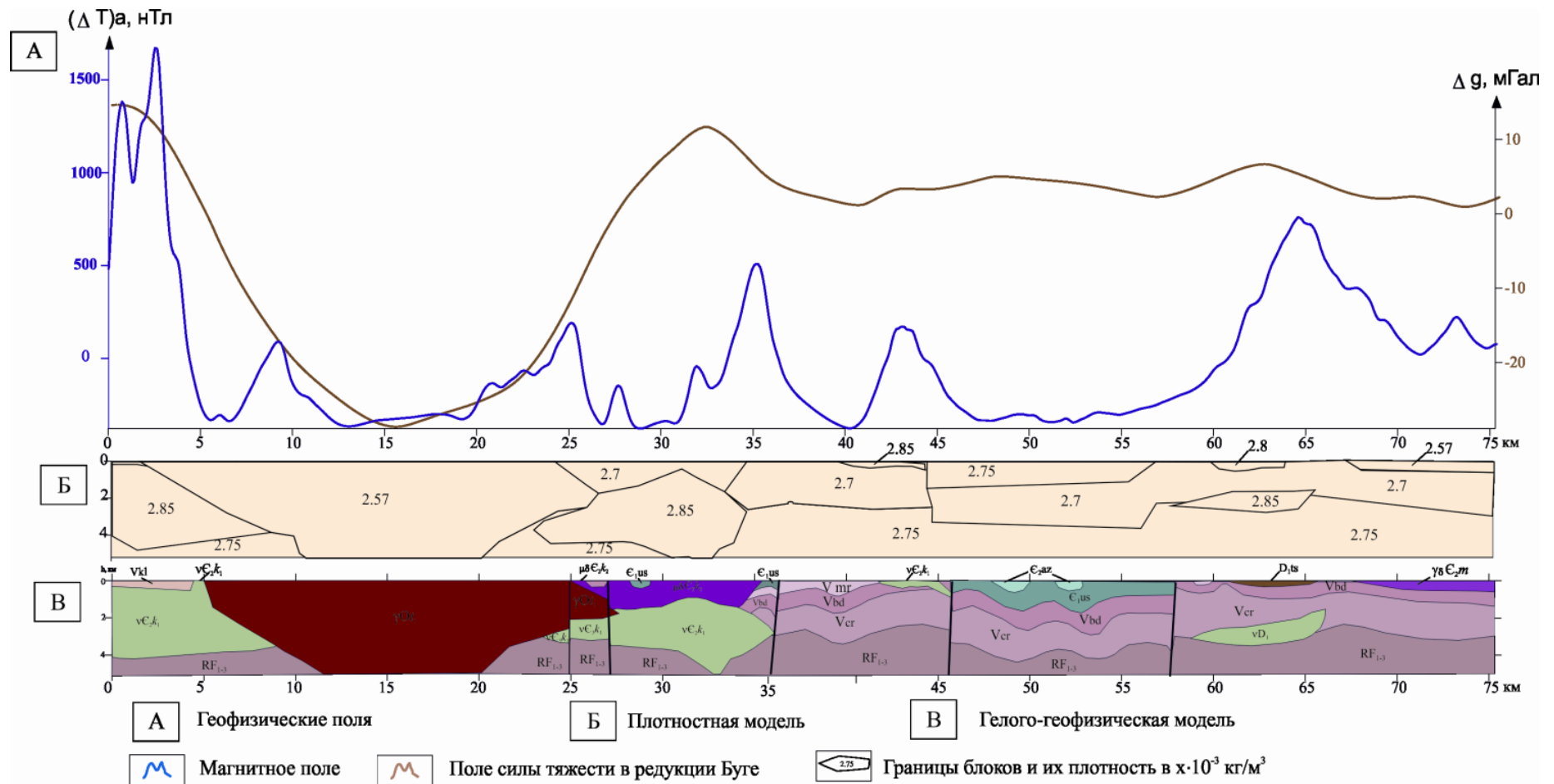
Системы зон трещиноватости субширотного и субмеридионального направлений отчетливо дешифрируются на МАКС, подчеркиваются ориентировкой долин рек, их притоков и неотектонических уступов в высокогорных частях площади. Их генезис связан с неотектоническими движениями.

Разрывные нарушения в пределах девонского структурного этажа являются преимущественно активизированными дизъюнктивами более раннего этапа тектонического развития. В то же время часть разломов и зон дробления заложилась в процессе формирования и развития рифтогенных депрессий. Они ограничивают области распространения каледонид и разбивают на отдельные блоки сформированные герцинские структуры.

По данным Л. В. Алабина, для Кузнецкого Алатау мощность земной коры оценивается в

пределах 35–40 км при мощности «гранитно-метаморфического» слоя – 8–10 км, что сопоставляется с мощностью коры и «гранитно-метаморфического» слоя современных зрелых дуг; состав магматических пород зрелоостроводужного СВК соответствует «гранитно-метаморфическому слою» [2]. На отсутствие под образованиями салаирид достоверно установленного сиалического основания указывают материалы Ю. В. Беспалова [76, 77]. По результатам моделирования (рис. 16) на глубине около 4 км почти на всем протяжении геологического разреза существенно карбонатные отложения венда подстилаются нерасчлененными породами верхнего протерозоя (аналогичны по плотности базальтам белоирусской свиты – $2,75 \text{ кг/м}^3$), которые на западном фланге прорываются гранитоидами тигертышского комплекса. При этом гранитоиды (коллизийные, по Л. В. Алабину [2]) характеризуются повышенными значениями ϵNd_T (от +2,3 до +4,6) и низкими – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ (от +0,70478 до +0,70514), свидетельствующими о резком доминировании мантийного источника в генезисе пород. Еще более высокие значения ϵNd_T и низкие – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T$ установлены в кварцевых сиенитах третьей фазы когтахского комплекса (соответственно +3,85 и +0,70387) и гранитоидах мартайгинского комплекса (+4,83 и +0,70478), также относимых многими исследователями к аккреционно-коллизийному этапу [121]. Таким образом, представляется, что гранитно-метаморфический слой в значительной степени может быть сложен ортогнейсами и ортоамфиболитами существенно мантийного генезиса, а древняя (допозднерифейская) континентальная кора на начальном этапе формирования аккреционного орогена попросту отсутствовала.

Глубинная часть разреза на всей территории сложена образованиями верхнего протерозоя (рис. 16). Западная часть представлена преимущественно интрузивными образованиями. Под маломощной толщей образований кульбюрстюгской свиты здесь фиксируется мощный массив габброидов Казырского массива когтахского комплекса, характеризующийся повышенной плотностью ($2,85 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$) и высокими положительными значениями магнитного поля, монцодиоритовая фаза которого обнажается в левом борту р. Казыр. Тигертышский плутон, прорывающий когтахские образования, характеризуется пониженной плотностью ($2,57 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$) и отрицательным магнитным полем, сужается к корневой части. Грабен, ограниченный Теренсинским и Верхнетомским разломами и представленный на поверхности монцодиоритами второй фазы когтахского комплекса, в глубинной части сложен габброидами первой фазы. Центральная и восточная части разреза представлены, в основном, терригенно-карбонатными образованиями со средними плотностями ($(2,7-2,75) \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$) и отрицательным магнитным полем. Вулканиты гастрезенской свиты и скрытые на глубине их корневые части, представленные основными гипабиссальными породами, отражены в разрезе повышением плотности и высокими положительными значениями магнитного поля. В восточной части разреза фиксируется маломощная пологозалегающая бескорневая пластина интрузивных пород мартайгинского комплекса, слагающих Аскизский массив.



Геологические комплексы и принятые значения плотности ($\rho \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$): 1- Тастрезенская свита. вулканыты и туфы основного, среднего и кислого состава (2.8); 2 - Азыргальская свита. Эффузивы и туфы основного и среднего состава (2.75); 3 - Усинская свита. Известняки (2.75); 4-Мартюхинская свита. Известняки (2.7); 5 - Биджинская свита. Известняки с прослоями глинистых сланцев (2.7); 6 - Чарыштагская свита. Известняки с прослоями и линзами силицитолитов (2.7); 7 - Белоюнская свита. Метавулканыты основного состава (2.75); 8 - Нерасчлененные породы верхнего протерозоя (2.75); 9 - Тигертышский гранитоидный комплекс: граниты (2,57); 10 - Когтахский габбро-монцодиоритовый комплекс: первая фаза, габбро (2,85); вторая фаза, монцодиориты (2,7); 11 - Мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс (2,57); 12 - Субвулканические образования девона; 13 - Тектонические нарушения (а-основные, б-второстепенные)

Рис. 16. Схема глубинного строения.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития складчатой системы Кузнецкого Алатау достаточно сложна и представлена широким спектром взглядов ее исследователей с различных позиций. В ней выделяются несколько последовательно сменяющих друг друга этапов: океанический, островодужный, аккреционно-коллизийный, активно-континентально-окраинный и внутриплитный континентальный. Образования океанического этапа на площади достоверно не установлены. К ним могут относиться часть позднерифейских (?) образований Терсинской зоны смятия и Белоиюсского блока, в частности протрузии альпинотипных гипербазитов среди примитивнодужных образований белоиюсской свиты.

Островодужный этап (поздний рифей?–амгинский ярус среднего кембрия) условно подразделяется на пять стадий. Начальная стадия характеризуется заложением на коре океанического типа примитивной океанической дуги, фрагменты которой сохранились в Белоиюсском блоке и Терсинской зоне смятия. Низкотитанистые толеитовые metabазальты и субвулканические образования белоиюсского базальтового комплекса в сочетании с протрузиями дунит-гарцбургитовой формации и глубоководными глинисто-кремнистыми и карбонатными отложениями белоиюсской свиты формируют офиолитовую ассоциацию цоколя островной дуги [26, 63, 144]. С серпентинитами связаны проявления осмистого иридия, хризотил-асбеста, талька.

Вторая стадия (ранний венд) характеризуется сменой характера вулканической деятельности. В составе вулканогенных фаций сынныгской свиты в стратотипической местности преобладают туфы и туфоконгломераты с обилием обломков кислых лав, лавы кислого состава, а породы основного и среднего состава имеют ограниченное распространение. Таким образом, островодужная система вступает в зрелую стадию. К востоку от островной дуги (в современных координатах) формируется задуговой бассейн (междуговой, с учетом положения Алтае-Северосаянской островодужной системы), СВК которого включает кремнисто-известняково-доломитовую формацию со значительной латеральной изменчивостью [144]. В Кузнецко-Восточносаянской СФЗ она представлена тюримской свитой, в Мрасской подзоне Мрасско-Азыртальской СФЗ – кабырзинской свитой, в Тунтугесской подзоне – саксырской толщей, в Азыртальской подзоне – чарыштагской и биджинской свитами, сформированными в условиях преобладающего растяжения. Эта стадия развития территории завершается рассеянным рифтогенезом в пределах зрелой дуги (появление высокотитанистых базальтоидов кульбюрстюгской свиты и габброидов одноименного комплекса), тектоническим скупиванием с появлением локальных несогласий на сопряженных северных территориях [144]. С данной стадией связывается формирование повышенных содержаний молибдена и ванадия – в углеродисто-кремнистых сланцах и повышенные содержания титана.

Третья стадия (венд–ранний кембрий) проявилась на фоне затухания островодужных процессов и характеризуется формированием в мелководных условиях мощных доломитовых толщ, представленных в Азыртальской подзоне мартюхинской, а в Мрасской – западносибирской свитами (известняково-доломитовая формация). Доломитообразование, в связи с эволюцией процессов осадконакопления в результате изменения аридного на влажный гумидный климат, сменилось формированием в пределах обширной пенепленизированной области известняков и терригенно-кремнисто-карбонатных осадков. Эти отложения представлены в Шорской подзоне – бродовской и козгольской, а в Азыртальской – сорнинской и тамалыкской свитами (терригенно-кремнисто-карбонатная формация). С данной стадией связывается формирование стратиформных месторождений и проявлений фосфоритов, барита и марганца в кремнисто-карбонатных отложениях.

Четвертая стадия (ранний кембрий) характеризуется формированием рифогенных известняков усинской свиты (рифогенная карбонатная формация), а в Мрасской подзоне – кремнисто-карбонатных отложений мрасской свиты.

Пятая стадия (вторая половина раннего кембрия–начало среднего кембрия) характеризуется

накоплением в окраинно-морских условиях отложений карбонатно-терригенной формации, состав которых, в зависимости от фациальной обстановки, варьирует от карбонатного до карбонатно-терригенного с незначительными проявлениями вулканизма трахириолит-андезибазальтовой формации (азыртальская свита) [40]. Затухание вулканизма к концу амгинского века сменилось орогеническими движениями, которые связывают с началом аккреции Алтае-Монгольского микроконтинента [7].

Аккреционно-коллизионный этап (средний кембрий–ранний силур) фиксируется проявлением салаирской фазы тектогенеза и формированием аккреционного орогена. На фоне преобладающего сучивания островодужных и задуговых комплексов оставались зоны локального растяжения. В зонах сжатия при этом формировалась дифференцированная интрузивная формация с участием гранитоидов М- и I-типов (тоналит-плагิโอгранит-гранодиоритовая – мартайгинский комплекс), а в унаследованных зонах растяжения – габбро-монцодиорит-сиенитовая формация (когдахский комплекс, в котором щелочность возрастает в направлении от островной дуги к задуговому бассейну) [23]. Коллизионная стадия сопровождалась внедрением гранитоидов гранодиорит-гранитовой формации (тигертышский комплекс) смешанного мантийно-корового генезиса, с вероятным участием слэбовой компоненты (отсутствие широко проявленных в коллизионных обстановках S-гранитов объясняется отсутствием в составе гранито-метаморфического слоя глиноземистых метapelитов континентального происхождения). Постколлизионный рассеянный рифтогенез сопровождался внедрением мелких интрузий и даек сиенит-порфи́ров и граносиенит-порфи́ров раннесилурийского возраста по всей площади. В дальнейшем область салаирской складчатости испытывает общее региональное поднятие, сопровождающееся интенсивной денудацией.

Аккреционно-коллизионный этап наиболее продуктивен в отношении металлических полезных ископаемых. С породами когдахского и мартайгинского комплексов парагенетически связано гидротермальное жильное и штокверковое золотое оруденение, полиметаллическая минерализация. С породами тигертышского комплекса связано гидротермальное оруденение молибден-медно-порфи́ровой и молибден-порфи́ровой рудных формаций.

Активно-окраинно-континентальный этап (ранний девон) характеризуется проявлением вулканической активности, внедрением сопутствующих интрузий сиенит-габбровой (патынский комплекс) и гранитовой (карлыгановский комплекс) формаций [7]. Особенности вещественного состава магматических образований (преобладание пород умереннощелочной серии, наличие щелочных пород среднего и кислого состава, базитов с повышенным содержанием титана и фосфора), покровные формы залегания эффузивов трахит-трахибазальтовой формации (матаракская свита в Уленьской впадине, тастрезенская свита в Сыгымской мульде и на горе Кызель, тарланская свита в Балыксинском грабене) при подчиненном развитии пирокластических фаций, свидетельствует о широко проявленном надсубдукционном рифтогенезе. Сочетание в нижнедевонских базальтоидах рифтогенно-депресссионного комплекса петрогеохимических и минералогических признаков надсубдукционного и рифтогенного происхождения характерно для активной окраины калифорнийского типа [57]. К концу раннего девона вулканическая деятельность прекращается, борта рифтогенных структур, сложенные салаиридами, подвергаются кратковременной денудации. С раннедевонским этапом связывается формирование проявлений редких земель, урана, золота, меди и ртути, не имеющих промышленного значения.

Внутриплитный континентальный этап начинается с живета и продолжается по настоящее время. В составе этапа выделяются несколько стадий. Начало этапа знаменуется позднеживетской трансгрессией (ингрессией) в расчлененный ороген. Состав галек в базальных конгломератах бейской свиты (преимущественно известняки докембрийского и кембрийского облика, реже – фтаниты, сиениты и граносиениты) и отсутствие углового несогласия между последней и нижнедевонскими вулканитами, свидетельствуют о размыве бортов раннедевонских рифтогенных структур и унаследованном типе внутриконтинентального бассейна. В позднем девоне в результате регрессии, вызванной региональными восходящими движениями, на обширных прибрежных озерно-аллювиальных равнинах происходит формирование красноцветной терригенной континентальной формации (ойдановская свита). С этого момента на площади окончательно устанавливаются континентальные условия.

В мелу–раннем палеогене происходит процесс пенеппенизации территории, формирование площадных и линейных кор химического выветривания. В олигоцен–плиоценовое время проявляется эпиплатформенный орогенез; с неотектоническими движениями связано формирование современных форм рельефа и золотоносных россыпей.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

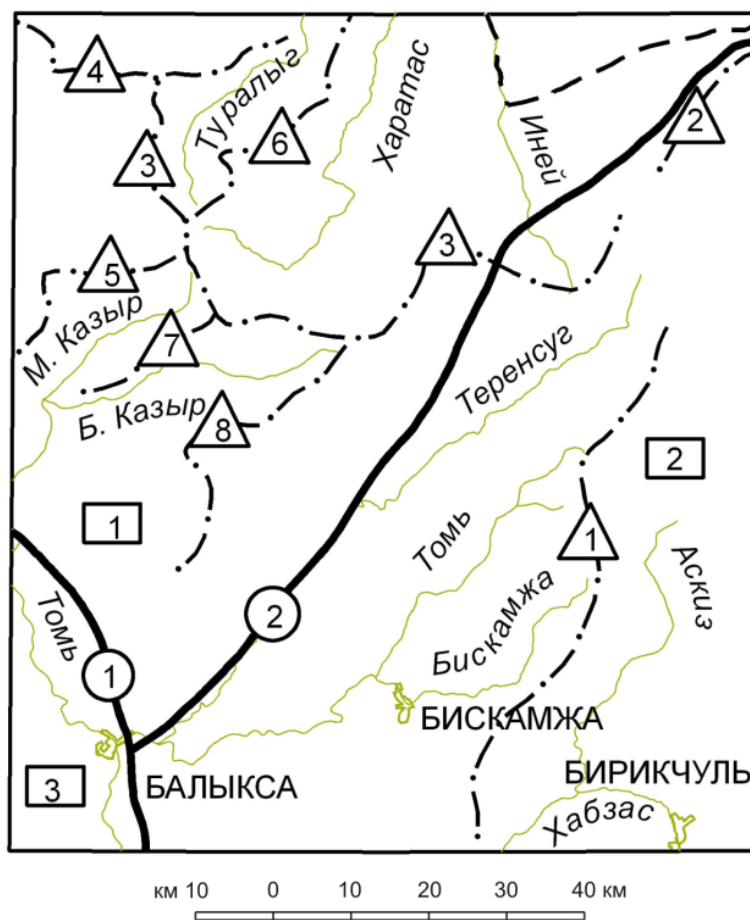
Территория изученного района расположена в пределах Кузнецко-Алатауского сводового поднятия в зоне сочленения восточного склона Кузнецкого Алатау с юго-западными отрогами Батенёвского поднятия. Эти структуры представляют собой возрожденные горы, слагающие системы разноориентированных хребтов. Главная осевая линия Кузнецкого Алатау имеет субширотное и северо-западное простирание, пересекая территорию листа от крайнего северо-западного угла до центральной части. Хребет является водораздельным между бассейнами рек систем Томи и Чулыма. С севера и юга к главному хребту примыкают короткие (от 14 до 40 км) отроги второго порядка (Харатасский, Туралыгский, Тигертышский, Междуказырский, Терень-Казырский). На крайнем северо-востоке фиксируется короткое южное окончание Батенёвского кряжа, на юго-востоке – фрагмент Абаканского хребта, разделяющего бассейны рр. Обь и Енисей. Средняя высота главного хребта – 1 700–1 800 м, максимальная отметка – 2 178 м (г. Верхний Зуб). Хребты второго порядка расположены гипсометрически ниже, за исключением Харатасского, в контурах которого зафиксирована максимальная (для горной системы Кузнецкого Алатау отметка – 2 211 м). Туралыгский хребет имеет максимальную отметку в 1 649 м, Тигертышский – 2 046 м (г. Большой Зуб); Междуказырский – 1 836 м; Терень-Казырский – 1 933 м. Максимальная отметка Батенёвского кряжа в пределах листа не превышает 1 229 м, Абаканского – 1 747 м (г. Карлыган).

В региональном плане изученный район представляет собой геологическую структуру, разбитую на ряд тектонических блоков, контролируемых двумя пересекающимися глубинными разломами северо-западного и северо-восточного простираний – Кузнецко-Алатауским и Теренсинским. Эти разломы относятся к категории долгоживущих и вдоль них, начиная с позднего палеогена, происходили активные неотектонические движения, сформировавшие современный облик макрорельефа. В пределах площади выделены три морфоструктурные единицы (рис. 17): Тигертышский и Карлыганский морфоструктурные районы и северо-восточный район Горношорской морфоструктурной области [103], границы которых на современном эрозионном срезе подчеркнуты фрагментами неотектонических уступов высотой до 10 м, которые созданы препарированием разрывных нарушений.

Тигертышский морфоструктурный блок сформирован в условиях активных восходящих неотектонических движений, суммарная амплитуда которых достигала 1 000–1 200 м. Они создали сильно расчлененный средне- и высокогорный рельефы (абс. отм. 1 200–2 200 м) на интрузивном субстрате с узкими, гребневидными водоразделами, изрезанными карами, цирками, с комплексом ледниковых форм, с многочисленными горными озерами, с поверхностями гольцового выравнивания, с тектоническими уступами, с реликтами древнего пенеппена, интенсивно закурумленными склонами.

Радиальной системой речных долин этот блок расчленен на значительную глубину (до 1 200 м). Долины имеют V-образную и ящикообразную (в преобразованных троговых долинах) форму и заполнены моренными, флювиогляциальными, гравитационными отложениями. Реки типично горные с многочисленными порогами и перекатами.

Карлыганский морфоструктурный блок сформировался на сложно построенном грабен-горстовом сооружении с мозаично-клавишным строением, в пределах которого неотектонические движения были не только относительно малоамплитудными, но и вероятно, имели разную направленность. Это в итоге привело к формированию низкогорного рельефа (абс. отм. 800–1 200 м) на гетерогенном геологическом фундаменте с широким участием карбонатных пород. На низкогорном морфологическом фоне отчетливо выделяются отдельные вершины (монадки), сложенные прочными породами интрузивного состава (гг. Карлыган, Бандит, Крыстаг и др.). Глубина расчленения рельефа в Карлыганском блоке относительно небольшая – до 400 м, долины рек широкие, ящикообразные, асимметричные, с плавным профилем, заполнены аллювиальным материалом, водоразделы широкие, уплощенные.



1- Кузнецко-Алатауский глубинный разлом; 2 - Теренсинский глубинный разлом; 3 - Тигертышский морфоструктурный блок; 4 - Карлыганский морфоструктурный блок; 5 - Северо-восточная часть Горношорской морфоструктурной области; 6 - Контуры Уленьской впадины и её обрамления; 7- Горные хребты и их номера: 1 - Абаканский хребет, 2 - Батенёвский хребет, 3 - Хребет Кузнецкий Алатау, 4 - Туралыгский хребет, 5 - Хребет Тигиртыш, 6 - Хребет Харатас, 7 - Междуказырский хребет, 8 - Терень-Казырский хребет

Рис. 17. Схема геоморфологического районирования.

В северо-восточной части Горношорской морфоструктурной области на интрузивном и карбонатном субстрате сформирован дробно-расчлененный низкогорный рельеф (абс. отм. 500–800 м; относительные превышения – до 200–300 м) с корами выветривания площадного и линейного типа, с обилием сухих логов, балок и ложбин.

Рельеф в описанных морфоструктурах разделен на структурно-денудационный, эрозионно-денудационный и аккумулятивный.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф развит на крайнем северо-востоке в пределах южного окончания Уленьской впадины и тесно связан с геологическим строением данной территории. Это холмы и увалы без определенной ориентировки на препарированных эффузивно-осадочных породах девона в районе развития крупной синклиальной структуры (мульды), оконтуренной фрагментарно развитыми *тектоническими уступами* (15).

К этому же рельефу можно отнести и крутосклонные, покрытые курумами *монадники* (16) – продукты селективной препарировки магматических пород различных интрузивных комплексов. Эти останцы гг. Карлыган (1 747 м), Бандит (1 400 м), Улугзас (1 409 м), Крыстаг (1 511 м) отчетливо возвышаются над окружающим более низкогорным фоном в виде отдельных вер-

шин, часто поднимающихся выше границы леса.

Возраст структурно-денудационного рельефа условно принят как мел-палеогеновый ($K_2-P_2^2$) по аналогии с соседним листом (N-45-XVIII) [144].

ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Эрозионно-денудационный рельеф является доминирующим. Он разделен нами на 9 подтипов.

Пологоволнистая поверхность нагорных террас средне-высокогорной зоны (14) наиболее распространена в Тигертышском блоке в привершинном (гольцовом) поясе, площадью от 1 до 14 км² с углами падения 0–8° (в среднем – 4–5°) в диапазоне высот 1 500–1 900 м. Эти поверхности по периферии часто окаймляются ступеньками нагорных террас. Возраст, с известной долей условности, принят нами как мел-палеогеновый ($K_2-P_2^2$), а разница в гипсометрических уровнях связывается, главным образом, с различными амплитудами неотектонических движений в разных блоках и участках внутри блоков.

Субгоризонтальные плоские водоразделы (13) в Карлыганском и Горношорском блоках с погребенной корой выветривания мел-палеогенового возраста ($K_2-P_2^2$). Нами выявлены три фрагмента на гипсометрических уровнях 600, 900 и 1 000 м площадью в 6, 12 и 4 км² соответственно.

Разновысотный средне-высокогорный рельеф (12) со склонами средней (15–35°) и большой (более 35° крутизны) с элементами альпийского рельефа, с участками выположенных водоразделов, с карами, троговыми долинами, скалистыми обрывами, полями курумников, нагорными террасами. Абсолютные отметки – 1 200–2 200 м, глубина расчленения – до 1 200 м. Рельеф выражен отчетливо и картируется вдоль западной рамки планшета от правобережья р. Томь на юге до р. Пихтерек на севере. Он интенсивно расчленен рр. Кунзас, Сургас, Чабылпут, Бол. и Мал. Казырами (на западе) и рр. Туралыг, Харатас, Каинзас (на востоке).

Низкогорный расчлененный рельеф (11) с пологими склонами (5–15°) с абсолютными отметками 800–1 200 м при относительных превышениях до 400 м. Это доминирующий рельеф в Карлыганском блоке. Картируется вдоль рр. Теренсуг, Томь, Иней, Уйбат и занимает обширные водораздельные пространства между главными водными артериями данного блока. В Тигертышском блоке отмечен в междуречье Теренсуг–Ассуг–Каинзас, а также в верховьях рр. Бельсу и Туралыг.

Среднегорный расчлененный рельеф (10) с пологими склонами (5–20°) с абсолютными отметками 1 200–1 600 м и с относительными превышениями до 600 м развит незначительно в центральных частях Тигертышского и Карлыганского блоков.

Низкогорный дробно расчлененный рельеф (9) с пологими склонами (5–15°) с абсолютными отметками 500–800 м и относительными превышениями до 200–300 м картируется на водоразделе рр. Балыксу–Томь, а также вдоль обоих бортов р. Томь ниже устья р. Балыксу. Характерен только для Горношорского блока, представляя собой типичный пример широкого развития высокого холмогорья.

Среднегорный сильно расчлененный рельеф (8) со склонами средней (15–40°) крутизны с абсолютными отметками 1 200–1 700 м при относительных превышениях до 800 м. Проявлен в основном на северо-восточном окончании разновысотного рельефа в междуречье Харатас–Туралыг, Харатас–Ассуг, а также в истоках р. Уйбат.

Низкогорный интенсивно расчлененный рельеф (7) со склонами средней крутизны (15–35°) с абсолютными отметками 800–1 200 м при относительных превышениях до 400 м встречается во всех морфоструктурных блоках. В Тигертышском блоке он окаймляет с юга и севера разновысотный подтип рельефа, в Горношорском встречен в виде локальных пятен, в Карлыганском прослеживается вдоль бортов многих рек.

Интенсивно развитые обвально-осыпные процессы приводят к появлению *крутых эрозионных склонов среднегорья и низкогорья* (6) как вдоль крупных рек Теренсуг, Томь, Пихтерек, так и в закурумленных средне-высокогорных участках с широким развитием гляциально-экарационных процессов.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф представлен солифлюкционными субравнинами, моренно-грядово-холмистым рельефом ледниковых отложений, гляциофлювиальными пологонаклонными субравнинами, речными долинами с аллювиальными и аллювиально-пролювиальными отложениями.

ями, речными террасами.

Солифлюкционные субравнины (5) отмечены на очень пологих склонах (до 5°), примыкающих к широким долинам рр. Иней, Ассуг, Бол. Каинзас и др. Реже встречаются на плоских водоразделах Батенёвского кряжа и Абаканского хребта. Интенсивно заболочены, обладают следующими типоморфными признаками: очень пологим наклоном, появлением в тыловых частях относительно крутых склонов, протягивающихся вдоль берегов рек, приуроченностью к зоне перехода от областей интенсивных неотектонических поднятий (Тигертышский блок) к областям чередования поднятий и опусканий (Карлыганский блок). Этих признаков достаточно для аттестации солифлюкционных субравнин в качестве долинных педиментов в понимании Д. А. Тимофеева [16].

Моренный грядово-холмистый рельеф (3) сформирован благодаря деятельности ледников в течение неоплейстоцена (горно-долинное и каровое оледенения) и голоцена (каровое оледенение). Следы самого древнего моренного рельефа (Q_{III}) встречены на низких гипсометрических уровнях (700–900 м) в долинах горных рек (Мал. и Бол. Казыр, Бельсу, Харатас). Площадь реликтовых моренных отложений, активно трансформированных более поздними процессами, оценивается нами в 20 км^2 . Ледниковые отложения второго этапа (Q_{IIIa}), общей площадью в 60 км^2 встречены в гольцовом поясе на гипсометрических уровнях 1 000–2 000 м, в виде участков с характерным холмисто-западинным и грядово-холмистым рельефом, созданном совокупностью моренных гряд высотой в 20–30 м, протяженностью – до 0,7 км. Современные ледники и снежники (Q_{II}) пространственно сопряжены с карами и цирками на абсолютных отметках от 1 400 до 2 000 м, в днищах которых расположены многочисленные горные озера. Они формируют моренные гряды высотой до 10 м, протяженностью – до 1 км. Для каров и цирков изученного района характерны следующие типоморфные признаки: исключительно «свежий» облик каров; внушительные размеры (до 2–2,5 км в диаметре), при глубине расчленения до 300–400 м; присутствие «сросшихся» каров с формированием карлингов (г. Бол. Зуб); появление каровых лестниц, состоящих из сочетания крупных (1,5–2 км в диаметре) привершинных каров с мелкими сателлитами (диаметром в 100–300 м), на более низких гипсометрических уровнях; отчетливый тектонический контроль, выраженный в цепочечном расположении каров вдоль неотектонических уступов и разломов, выявленных по набору геоморфологических признаков; присутствие двух типов каров – с крутыми, почти вертикальными, боковыми стенками и с относительно пологими ($30\text{--}40^\circ$).

Гляциофлювиальные пологонаклонные субравнины (2) приурочены к низкогорному и среднегорному пологосклонному рельефу в широких боковых притоках рр. Бельсу, Туралыг, Харатас. Они преобразуют реликтовые троговые долины, в верховьях которых находятся моренные отложения древних и современных ледников и возникли за счет активного стока ледниковых вод. Всего закартировано 6 субравнин, общей площадью в 54 км^2 с наклоном в сторону главной реки под углами в $1\text{--}9^\circ$, в среднем – $3\text{--}5^\circ$, отмечается их интенсивная заболоченность.

Речные долины (1) ориентируются вдоль главных геологических структур и тектонических нарушений (северо-восточное и субмеридиональное простирание). В Тигертышском блоке (рр. Бельсу, Туралыг, Харатас, Бол. и Мал. Казыр и др.) имеют типичный горный облик и характеризуются невыработанным ступенчатым продольным профилем с преобладанием донной (русловой) эрозии над боковой; бурным течением, наличием порогов и водопадов (до 3–5 м в высоту); V-образным общим профилем, врезанным в коренные интрузивные породы с характерным сочленением с бортовыми склонами по схеме: долина–широкий пологий склон–крутой склон; присутствием в долинах «постороннего» материала – ледниковых морен, обвальнo-осыпных масс, пролювия; развитием лентовидных и серповидных *надпойменных террас* (4) позднечетвертичного возраста (Q_{III}); с нечеткими тыловыми швами, залеченными обломочным склоновым материалом (длина террас – до 5 км, ширина – 150–500 м, высота – 6–7 м); относительно небольшой шириной долин – первые десятки и сотни метров.

В переходной между Тигертышским и Карлыганским блоками характер главных рек (верхнее течение рр. Томь, Теренсуг и др.) несколько иной, а именно: долины рек более широкие (до 500–700 м) с ящикообразным поперечным профилем в тех участках, где развиты осадочные породы и где доминирует пологосклонный рельеф и узкие (50–100 м) V-образные (каньонообразные) в интрузивных породах; течение рек менее бурное, порогов немного, водопады отсутствуют; наряду с русловой широко развита боковая эрозия; схема характерных соотношений с бортами следующая: долина–крутой склон–пологий склон–крутой склон; хорошо развиты 2 надпойменные террасы четвертичного возраста (Q_{III}) с четкими тыловыми швами (длина первой надпойменной террасы достигает 4 км при ширине 200–300 м).

В Карлыганском морфоструктурном блоке реки имеют спокойный характер, продольный и поперечный профили хорошо выработаны; течение рек медленное; долины часто заболочены,

их ширина иногда достигает 2 км (р. Иней). Надпойменные террасы отсутствуют, борта рек часто асимметричные.

Кроме описанных крупных типов рельефа встречены следующие более мелкие формы: 1) отпрепарированные гребни устойчивых пород (дайки, тонкозернистые гранитоиды, окварцованные породы), длиной до 3 км, при высоте стенок уступов от одного до 30 м; 2) нагорные террасы, формирующие лестницы (эрозионные уступы) в гольцовом поясе – ширина площадок – первые десятки и сотни метров, высота стенок – 7–15 м; 3) конусы выноса в сухих логах низкогорья и среднегорья – длина – первые десятки, реже – сотни метров, ширина – от 10 до 200 м; 4) каменные моря, реки (курумы) на крутых, реже пологих склонах гольцов и на закурумленных монадноках с глыбами до 10–15 м в поперечнике; 5) реликты троговых долин в верховьях горных рек, протяженностью до 5 км при ширине – до 2 км, глубине – 600 м; 6) карстовые поверхностные формы: воронки (диаметр – 2–10 м, глубина – 0,5–10 м), поля, ниши (1,5–2 м в сечении, 1–2 м глубины). Подземные формы карста представлены горизонтальными и вертикальными пещерами, некоторые из них относятся к категории крупных (Аккорд, Веселая, Тузуксу, Хабзасская-2, Николаевская, Королёва) протяженностью до 5 км, глубиной – до 172 м*; 7) неотектонические разрывы, выделенные по комплексу геоморфологических признаков. В гольцовом поясе они контролируют размещение цепочки каров, зон препарировки хребтов и гряд, в низкогорном – пространственную ориентировку рек, ручьев, узких водоразделов; 8) тектонические уступы, созданные препарировкой долгоживущих разломов; 9) останцы морозного выветривания (кигиляхи); 10) водопады; 11) бараньи лбы; 12) техногенные отвалы и карьеры, созданные в результате хозяйственной деятельности при добыче полезных ископаемых, при производстве строительных работ, лесозаготовок, прокладке автомобильных и железнодорожных магистралей.

Историю развития рельефа можно представить в виде следующей схемы:

1. В мел–палеогене изученный район представлял собой пенепленизированную равнину с корами химического выветривания площадного и линейного типов.

2. В результате эпиплатформенного орогенеза в районе происходит активизация неотектонических процессов положительного знака вдоль глубинных разломов с обособлением трех морфоструктурных блоков с разными амплитудами неотектонических подвижек, что сопровождается интенсификацией эрозионно-денудационных процессов, приводящих к заложению древней речной сети (P_3).

3. Дальнейшее формирование рельефа на фоне активной неотектоники. Облик рельефа становится близким к современному ($K_2-P_2^2$).

4. Углубление речных долин, накопление мощного (десятки метров) аллювия, содержащего россыпное золото за счет частичного размыва коренных рудных источников и кор химического выветривания (Q_I).

5. В раннем–среднем неоплейстоцене в пределах рассматриваемой территории, по-видимому (судя по имеющимся данным по смежным районам), неоднократно имело место полупокровное оледенение. Однако следов его в пределах листа N-45-XXIV до сих пор не обнаружено.

6. Эпоха климатических изменений, приводящая к образованию горно-долинного оледенения. Начало формирования каров и цирков (Q_{IIa}).

7. Эпоха межледниковья. Появление «молодого» аллювия, перекрывающего «древний» и формирующего надпойменные террасы. Аллювий содержит небольшие количества россыпного золота вторичного происхождения (размыв древнего аллювия, кор выветривания, коренных рудных объектов) (Q_{IIb}).

8. Эпоха второго оледенения. Дальнейшее формирование каров и цирков, образование низких террас. Усиление склоновых процессов, активизированных ледниково-нивальными явлениями (Q_{IIIa}).

9. Регрессия ледников. Образование моренно-грядового рельефа, сопровождающегося гляциофлювиальными и солифлюкционными процессами. Дальнейший размыв рыхлых продуктов и их переотложение в золотоносном аллювии современных русел и пойм (Q_H).

Таким образом, современная пластика рельефа является интегральным отражением неотектонических и палеоклиматических факторов, преобразующих геологическую среду и формирующих взаимосвязанные генетические ряды геоморфологических объектов.

* Электронный ресурс: aks.m-ten.ru (дата обращения 02.05.2012 г.).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади работ имеется 6 коренных и 28 россыпных месторождений, 102 проявления, 237 пунктов минерализации, 14 площадных шлиховых ореолов и 12 шлиховых потоков, 7 вторичных геохимических потоков, 6 литохимических ореолов в коренных породах, 24 литохимических ореолов в рыхлых отложениях, 4 площадные магнитные и 3 радиоактивные аномалии.

Ведущее значение для изученной территории имеет россыпное золото, известны также Казымчинское месторождение свинца и цинка, небольшие по масштабам проявления коренного золота, меди, молибдена, вольфрама и др. Дальнейшие перспективы могут быть связаны с коренным золотом и молибденом.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

В пределах изученной территории известно 5 проявлений, 18 пунктов минерализации и 4 магнитных аномалии. Большинство проявлений относится к железорудной скарново-магнетитовой формации и лишь одно условно может быть отнесено к формации титаномагнетитовой. Железорудных объектов, имеющих промышленное значение, на площади работ не установлено.

Оруденение **железорудной скарново-магнетитовой формации** представлено двумя генетическими типами: гидротермальным жильным и контактово-метасоматическим в скарнах и метасоматических кварцитах.

Представителем первого типа является *Амзасское проявление* железа (III-1-10). Оруденение приурочено к экзоконтакту массива диоритов второй фазы когтахского комплекса с зеленоватосерыми мелкозернистыми рассланцованными песчаниками кульбюрстюгской свиты. Рудное тело имеет линзовидную форму и залегает согласно с песчаниками; видимая его мощность 5 м, длина – 12 м (на северо-западе оно выклинивается, юго-восточный его фланг срезан тектоническим нарушением). Рудное тело почти полностью представлено магнетитом. Песчаники в приконтактной части рудного тела осветлены и пропитаны медной зеленью. Среднее содержание железа по данным химического анализа 8 бороздовых проб составляет 47,2 % [105].

Незначительные по масштабам *пункты магнетитовой минерализации* в скарнах выявлены на водоразделе рр. Шора–Казынаша (IV-2-24, 25, 26). Тела магнетит-гранат-пироксен-эпидотовых скарнов приурочены к ксенолитам мраморов чарыштагской свиты в экзоконтакте габбровой интрузии первой фазы когтахского комплекса. Наиболее крупное из них имеет размеры 40×5 м (IV-2-24), содержание магнетита участками достигает 60 %. В магнитном поле тела магнетитовых скарнов не выражены [140].

Железосодержащие метасоматические кварциты отмечаются в левом борту среднего течения р. Каинзас (*проявление* III-2-7) и на южном склоне хр. Киргеликсын (*проявление* III-3-10). По данным ГК-200 [17], оба проявления представлены пластообразными залежами железистых кварцитов мощностью до 100–300 м, протяженностью – до 1 км, залегающими среди мраморов на контакте с гранитоидами, соответственно, Тигертышского и Карлыгановского массивов. В материалах ГК-50 [140] в левобережье р. Каинзас (*проявление* III-2-7) описаны брекчии темно-серых кварцитов с гематитовым цементом. Данные о содержании рудных минералов и полезных компонентов отсутствуют.

Брекчии кварцитов и вмещающих известняков с гематитовым цементом установлены также по р. Камзас в 1,5 км выше пос. Неожиданный (*проявление* IV-1-41). Гематитовое оруденение

приурочено к тектонической зоне запад-северо-западного простирания и залегает в виде жиллоподобного тела сложной ветвящейся формы мощностью 1–1,5 м. Вероятное продолжение этого тела было вскрыто в 1 км выше по р. Камзас в золотодобывающем карьере. В отвалах карьера обнаружено несколько тонн гальки почти чистого гематита, размером преимущественно до 3–5 см. Выше этого карьера на левом склоне р. Камзас в коренном выходе наблюдается неправильная жиллоподобная гематитовая залежь мощностью до 0,5 м на контакте гранодиоритов с известняками. Руда представляет собой известняковую брекчию с гематитовым цементом. Гематит тонкозернистый землистый, имеет красную окраску, сильно пачкающий [71].

Проявление, условно отнесенное к **титаномагнетитовой формации**, выявлено при ГК-200 [17] и находится в верховьях р. Бискамжа (III-3-30). Здесь на протяжении около 1,5 км в прото-лочках из габбродиоритов когтахского комплекса установлено содержание магнетита до 11 %.

Пункты минерализации представлены прожилками и вкрапленностью магнетита в метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложениях (III-4-11; IV-4-2; IV-4-4, 6), гематитизированными породами (II-3-23, 34) и брекчиями с лимонитовым цементом (II-3-39), а также делювиальными и аллювиальными обломками магнетита и гематита (II-4-23, 44, 45; III-3-6, 20; IV-2-11).

В ряде случаев на проявлениях скарново-магнетитовой формации отмечаются признаки наличия зоны окисления, выражающиеся в замещении магнетита и гематита гетитом и лимонитом, формировании «железных шляп».

Магнитные аномалии в междуречье рр. Бискамжа–Аскиз (IV-3-11, 44, 54) имеют интенсивность ΔZ от 2 500 до 5 000 гамм с отдельными локальными повышениями до 10–11 тыс. гамм. При ГК-50 [85, 110] установлено, что повышенная магнитность вызвана наличием во вмещающих породах рассеянной вкрапленности магнетита, реже – пирротина и пирита. Практического интереса не имеют. С аномалией в верховьях р. Бол. Казыр (II-2-1), имеющей интенсивность до 6 000 гамм, связывают вероятность обнаружения на глубине титан-железородного тела [17].

МАРГАНЕЦ

На площади работ выявлено 5 проявлений, 5 пунктов минерализации и 4 вторичных геохимических ореола рассеяния марганца. Практически все они относятся к **марганценосной кремнисто-карбонатной рудной формации** и пространственно приурочены к полям развития венд–кембрийских отложений тамалыкской и, в меньшей степени, сорнинской, мартюхинской и тюримской свит.

Первичные карбонатные руды в ряде случаев подверглись контактовому метаморфизму с переходом в карбонатно-силикатные, что привело к существенному ухудшению их качества. В гипергенных условиях происходило превращение первичных руд в окисленные и образование корок выветривания в марганцовистых известняках и кремнистых сланцах. Выделение гипергенного марганцевого оруденения в самостоятельный формационный тип не представляется возможным, поскольку масштабы его невелики и, как правило, наблюдается тесная связь вторичных марганцевых руд с первичными.

Наиболее значимые проявления марганца – *Багзасское* (II-3-10), *Крысское* (II-3-4) и более мелкие – *Первый Ключ* (II-3-25), *Томское* (III-3-26) непосредственно связаны с кремнисто-карбонатными отложениями тамалыкской свиты раннего кембрия. Промышленного значения они не имеют.

Багзасское проявление (II-3-10) расположено на водоразделе рр. Багзас–Кузькузюр [113, 135]. Выявлено в 1960 г. при проведении металлометрической съемки масштаба 1 : 50 000. Относится к марганценосной кремнисто-карбонатной формации, генетический тип – метаморфизованный вулканогенно-осадочный. Вулканогенно-осадочные отложения тамалыкской свиты слагают западное крыло антиклинальной складки, имеющей субмеридиональное простирание, с общим падением на запад под углом 65–75°. С севера и востока рудовмещающая толща прорвана монцодиоритами второй фазы когтахского комплекса, с которыми связаны процессы контактового метаморфизма – ороговикование и скарнирование пород участка.

Марганцевое оруденение представлено пластообразными залежами, залегающими согласно с вмещающими породами. Выделяются два основных пласта. Первый (нижний) пласт вскрыт канавами и глубокими шурфами до глубины 8–9,5 м и прослежен на 2,5 км при мощности 7–36 м (средняя – 15,4 м). Второй пласт расположен в 150 м западнее, имеет протяженность около 400 м и максимальную мощность 24 м. Содержание марганца в первом пласте варьирует от 7 до 14 % (среднее – 9 %), во втором – 7–10 % (среднее – 7,65 %). Строение рудных залежей слоистое, обусловлено чередованием марганцевых руд со слабо оруденелыми прослоями. Текстура руд тонкослоистая. Первичные руды – плотные серые, темно-серые с голубоватым оттенком

мелко-тонкозернистые породы. В окисленном состоянии приобретают буровато-черную окраску. Первичные рудные минералы представлены родохрозитом и манганокальцитом. Вследствие процессов контактового метаморфизма они частично замещены силикатами марганца – марганцовистым гранатом и пироксеном. Окисленные руды сложены псиломеланом и пиролюзитом. В результате изучения технологической пробы весом 500 кг установлена непригодность марганцовистых пород Багзасского проявления для промышленного использования. Фазовым анализом определено содержание общего марганца – 8,22 %, манганокальцита – 5,6 %, родохрозита – 9 %, окислов марганца – 10 %, силикатов марганца – 75,6 %. Установлена повышенная фосфатность марганцовистых пород: P_2O_5 – 0,17–1,10 % [113].

Крысское проявление (Инейское) (II-3-4) расположено в 6 км северо-западнее Багзасского участка, в 5 км вверх по р. Крыс от бывшего пос. Иней [113, 135]. Генетический и формационный тип проявления аналогичны Багзасскому. Участок проявления сложен метаморфизованными породами тамалыкской свиты: роговиками, ороговикованными сланцами, эффузивами основного состава с прослоями известняков, карбонатно-силикатных марганцевых руд и марганцовистых известняков. Породы слагают антиклинальную складку, в ядре которой выходят марганцовистые известняки и карбонатно-силикатные руды марганца. Падение крыльев антиклинали под углами 65–75°. Контактный метаморфизм вызван монцодиоритовой интрузией второй фазы когтахского комплекса, ограничивающей участок с востока. Среди ороговикованных пород тамалыкской свиты залегает пачка марганцовистых роговиков мощностью около 100 м. Строение пачки характеризуется чередованием пластов карбонатно-силикатных руд с марганцовистыми известняками и слабо оруденелыми марганцовистыми породами с содержанием марганца – менее 2 %. Залегание рудных пластов согласно вмещающим породам, простираение субмеридиональное.

Мощность отдельных пластов составляет в среднем 15–20 м при максимальной мощности 40 м. Состав марганцовистых пород аналогичен породам Багзасского проявления. Это пироксен-гранатовые и карбонат-гранат-пироксеновые марганцовистые роговики с содержанием марганца по отдельным пластам – от 4,26 до 8,7 %, в среднем – 6,3 %. Текстура пород полосчатая, нередко в них содержится вкрапленность пирита и пирротина. Марганцовистые минералы содержатся в количестве: пироксен – 40–60 %, гранат – 30–40 %, карбонаты – до 15 %, кварц – 5–20 %. Химический состав марганцовистых роговиков по канаве № 221 (средние содержания): марганец – 6,63 %, железо – 5 %, SiO_2 – 47,64 %, CaO – 18,04 %, P_2O_5 – 0,63 %.

Зона окисления развита слабо. На отдельных участках отмечается развитие псиломелана и пиролюзита до глубины 5 м. Промышленных концентраций окисленные руды не образуют.

С марганцовистыми кремнисто-карбонатными отложениями венда-раннего кембрия связаны также вторичные геохимические ореолы и пункты минерализации, представленные карбонатами (*пункты минерализации* III-2-21; III-4-9) и оксидами марганца, образующими корки выветривания на марганцовистых известняках и кремнистых сланцах (*пункты минерализации* IV-3-14, 34). При более интенсивном выветривании слабомарганцовистые породы переходят в темно-бурые и фиолетовые марганцовистые глины, залегающие в виде небольших прослоев в карбонатных отложениях венда (*пункт минерализации* IV-1-42). При геохимическом фоне марганца 0,07–0,08 %, в пределах развития карбонатных пород, содержание его в отдельных металлотрических пробах достигает 0,3–3 % (*ВГХО* I-3-15; I-4-3; II-4-12; IV-3-23).

ХРОМ

Хром устанавливается только металлотрическим опробованием [17]. Известно два *вторичных ореола рассеяния* с содержанием хрома до 0,1–0,2 %: по левому борту р. Пихтерек (I-1-1) и в междуречье Кунзас–Чарыш (III-1-23). В обоих случаях повышенные концентрации хрома связаны с небольшими телами гипербазитов. В одном из ручьев в пределах междуречья Мал. Казыр–Бол. Казыр в пяти шлихах обнаружены хромшпинелиды.

ТИТАН

Известно 1 проявление, 3 пункта минерализации и 1 шлиховой ореол.

Проявление титаномангнетитовой формации приурочено к массиву габбро первой фазы когтахского комплекса среднего кембрия (III-4-16). Расположено в верховьях р. Аскиз в правом борту руч. Длинный. Здесь в 9 пробах из габбро спектральным анализом установлено содержание титана – 1–9,6 % [17].

Пункты минерализации титана расположены в правобережье рек Малый (II-1-3) и Большой Казыр (II-1-11; III-1-1) и связаны с полями развития пород кульбюрстогской свиты венда. По-

вышенные содержания титана вызваны наличием рассеянной вкрапленности рутила, лейкоксена, реже – ильменита в рассланцованных песчаниках, туфах и эффузивах основного состава. Содержание TiO_2 – 2,5–4,5 %, составляя в среднем 4 % [105]. Практического значения не имеют.

В верховьях р. Алтаза (ШО П-2-6) среднее содержание ильменита в шлихах составляет 2 кг/м^3 , достигая в отдельных пробах 3–4 кг/м^3 . В нижнем течении р. Тузухсу в шлихах установлено содержание рутила и ильменита – до $100\text{--}225 \text{ г/м}^3$ [17].

ВАНАДИЙ

Проявление и три пункта минерализации ванадия связаны с кремнисто-углеродистыми сланцами в венд–нижнекембрийских отложениях и относятся к **формации молибден-ванадие-носных сланцев**. К этим же сланцам, как правило, приурочены повышенные концентрации молибдена, урана.

Проявление Портальское (IV-3-21) описано А. В. Печерским [17] и В. И. Герей [85] в левобережье р. Портал (Нанхчул). Представлено пачкой углеродисто-кремнистых сланцев мощностью 70–100 м, залегающей в нижней части усинской свиты нижнего кембрия. По данным спектрального анализа содержание ванадия достигает 0,1–0,3 %, молибдена – 0,006–0,01 %. Максимальные значения содержаний ванадия приурочены к верхней части сланцевой пачки. Для ванадиеносных сланцев отмечается повышенная радиоактивность – до 40–45 мкР/ч. Проявление приурочено к разрывному нарушению субмеридиональной ориентировки.

Пункты минерализации ванадия (II-3-11, 32; IV-3-47) также связаны с углеродисто-кремнистыми сланцами и располагаются в зонах разрывных нарушений.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Медное оруденение на территории листа представлено 14 проявлениями и 67 пунктами минерализации, относящимися к медно-скарновой, молибден-медно-порфировой и медно-кварц-сульфидной рудным формациям.

Наибольшим по масштабам является оруденение **медно-скарновой формации**, к которой относятся проявления *Иттуйское (III-4-30)*, *Вершинка (II-4-5)*, *Киргеликсыньское (III-3-11)*, *Киндерликское (III-4-29)* и ряд других. Перечисленные проявления и около 20 пунктов минерализации (прил. 2) пространственно приурочены к контактам карбонатных отложений вендраннего кембрия с габбро и монцодиоритами первой и второй фаз когтахского комплекса, с которыми, вероятно, связаны парагенетически. Медное оруденение скарнового типа отмечается также в экзоконтактах интрузий мартайгинского (*пункт минерализации IV-1-9*), карлыгановского (*проявление III-4-3*) и патынского комплексов (*проявление IV-3-30*).

Иттуйское проявление (III-4-30) расположено в 50 км к юго-западу от ст. Уйбат на водоразделе верховий рек Аскиз и Бол. Со [72, 93]. Проявление приурочено к юго-западному крылу антиклинали, осложненной дополнительными складками более мелкого порядка, флексурами, зонами дробления и крупными секущими трещинами. Оруденение локализуется преимущественно в мраморизованных и скарнированных известняках с прослоями сланцев и кварцитов (бродовская-усинская свиты раннего кембрия), прорванных монцодиоритами второй фазы когтахского комплекса. Отмечаются также штоковидные и дайкообразные тела лейкократовых гранитов и граносиенитов тигертышского комплекса. Все породы рассечены многочисленными дайками разнообразного состава. Широко распространены метасоматические образования.

Рудоносные скарны занимают площадь $0,6 \text{ км}^2$, приурочены к контактам монцодиоритов и вмещающих карбонатных пород. Формирование скарнов происходило в 3 этапа, соответствующих фазам поступления постмагматических растворов. Рудная минерализация связана с третьей фазой скарнирования. Основная часть рудных минералов наложена на скарны, меньшая локализуется во вмещающих известняках.

Выделяется три группы рудных тел: с медным, вольфрамовым и молибденовым оруденением, пространственно четко обособленные. Наиболее широко проявлены первые два типа руд, имеющих промышленный интерес. Промышленное медное оруденение локализовано в сложном рудном теле, состоящем из восьми разновеликих жило- и линзообразных ответвлений, которые сливаются в одно тело на горизонте 1 070 м. Самые крупные ответвления 1 и 2, протяженностью по простиранию 95–240 м и по падению – более 600 м, сложены особо богатыми

рудами и содержат в себе 84 % запасов меди, их суммарная мощность достигает 16 м. Залегают они согласно с вмещающими породами. Параметры и характер залегания резко изменчивы. В целом это тело подобно рудному столбу, круто уходящему вниз. Границы рудных ответвлений четкие, реже – постепенные, не всегда совпадают с литологическими границами.

Вольфрамовое оруденение представлено вкрапленностью шеелита в 7 кварцевых жилах, секущих меднорудные тела. Эти жилы протягиваются в виде полосы почти по осевой части хребта на 1 500 м. Самая крупная жила – Большая – прослежена на 350 м по простиранию и имеет крутое падение (60–80°) на юго-запад. По падению жила разветвляется, здесь же и наблюдается повышенное содержание вольфрама. Молибденовое оруденение локализовано в обособленных мелких гнездообразных и линзообразных телах. Молибденит образует мелкую вкрапленность в пирите и магнетите. Медные руды вкрапленные и прожилковые, иногда – сливные. Главные рудные минералы – халькопирит, пирит, пирротин; второстепенные – молибденит, халькозин, шеелит, сфалерит, галенит, магнетит, ильменит, висмутин. Нерудные минералы – кальцит, кварц, диопсид, гранат, эпидот. Зона окисления прослежена до глубины 100 м. Гипогенные сульфидные минералы замещаются борнитом, халькозином, ковеллином, а затем малахитом и азуритом. Степень окисления уменьшается с глубиной. Граница сульфидных и смешанных руд проходит на 10 м ниже горизонта 1 030 м, а смешанных и окисленных руд – на 23–25 м ниже горизонта 1 070 м. Зона вторичного обогащения отсутствует.

Все руды проявления отнесены к забалансовым и рудные тела не являются промышленно значимыми. Среднее содержание меди достигает 1,66 %, при максимальном – 14,52 %, Кроме того, присутствуют вольфрам – 0,01–0,05 %, молибден – 0,002 %, кобальт – 0,012 %, никель – 0,08 %, цинк – 0,1 %, свинец – 0,03 %, серебро – 8,5 г/т, золото, мышьяк.

Забалансовые запасы на 1957 г.: меди – 35,7 тыс. т, WO₃ – 500 т, Au – 271,7 кг, Ag – 20 087,7 кг. Прирост запасов маловероятен.

Проявление Вершинка (II-4-5) находится к юго-западу от пос. Вершинка по обеим сторонам дороги Усть-Бирь–Тамалык [70]. Известно с 1949 г. Геолого-генетический тип оруденения – гидротермальный жильный и метасоматических зон медно-скарновой рудной формации. Участок проявления сложен мраморизованными и окварцованными известняками, прорванными монцодиоритами второй фазы когтахского комплекса. На контакте развиты скарны, в известняках – линзы метасоматических кварцитов с вкрапленностью халькопирита и вторичных рудных минералов. Обнаружено тринадцать рудных тел мощностью до 2–6 м, протяженностью – до 200 м. Рудные тела пологозалегающие, на глубине переходящие в крутопадающие.

Среднее содержание меди в руде – 1,03 %, общие учетные запасы по проявлению составляют 756 т меди. Проявление промышленного значения не имеет.

Проявление (IV-3-30) медно-скарновой формации, связанное с граносиенитами второй фазы патынского комплекса раннего девона, расположено на северо-восточном склоне г. Улугзас. Здесь на контакте граносиенитов и вмещающих карбонатных отложений нижнего кембрия наблюдается зона скарнов видимой мощностью 70 м с вкрапленностью пирротина и халькопирита. Спектральным анализом в скарнах установлено содержание меди – до 1 %, серебра – 3–71 г/т [72,85].

К **молибден-медно-порфировой формации** относятся медно-молибденовое *проявление Брусничный Плес (IV-1-18)* и ряд проявлений, описанных в разделе «Молибден».

Проявление Брусничный Плес (IV-1-18) расположено на обоих берегах р. Томи в 3 км выше устья р. Балыксу [71, 98]. Признаки медного оруденения обнаружены в 1941 г. В 1952–1953 гг. П. Т. Сазоновым произведена детальная разведка. Медное оруденение приурочено к зонам дробления в гранодиоритах и гранитах тигертышского комплекса, пронизанных многочисленными дайками метадолеритов, микродиоритов и сиенит-аплитов. Выделяется три участка: Центральный, Левобережный и Северо-Западный. Строение рудных зон всех трех участков одинаково: простирание северо-восточное, падение под углами 60–85° на юго-восток. Мощность рудных тел 1–15 м, прослежены на глубину 200 м. Руды сплошные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Состав руд: халькопирит, пирит, халькозин, теннантит, борнит, ковеллин, малахит, азурит, хризоколла, лимонит, кварц, барит. Распределение оруденения крайне неравномерное.

Запасы меди – 2 300 т при среднем содержании – 1,38 %. Молибденовое оруденение пространственно обособлено, его описание приведено в соответствующем разделе.

С кварцевыми жилами **медно-кварц-сульфидной формации** связаны *проявления Казаньское (I-4-7), Аскизское (III-4-15), Тракторный Лог (II-4-9)*, а также ряд других *проявлений и пунктов минерализации (I-2-17, 19; I-3-17, 18; II-3-38; II-4-27, 33; III-2-23; III-3-22; III-4-31; IV-3-4; IV-4-11, 19)*. Кварцевые жилы содержат вкрапленность халькопирита, пирита, шеелита, галенита. Имеют мощность 0,1–1,5 м, протяженность – 7–200 м, содержание меди – 0,1–3,24 %.

Пространственно ассоциируют с гранитами тигертышского комплекса.

В правобережье руч. Сыспань (*проявление* П-4-41) установлена медная минерализация в виде гнезд халькопирита в баритовых жилах мощностью 0,9–5 м, с содержанием меди – 0,05–0,74 %. Убогая вкрапленность пирита и халькопирита отмечается также в дайках основного состава (*пункты минерализации* I-4-8; П-4-26; IV-3-10).

СВИНЕЦ, ЦИНК

На площади работ известно 1 свинцово-цинковое месторождение, 5 проявлений и 20 пунктов минерализации. Известны также 3 первичных и 2 вторичных ореола рассеяния цинка и 1 первичный ореол рассеяния свинца. Полиметаллическое оруденение представлено свинцово-цинковой скарновой и свинцово-цинковой жильной формациями.

К **скарновой свинцово-цинковой рудной формации** относятся наиболее значимые рудные объекты – *Казымчинское месторождение, проявления Гремучий и участок Пирротиновый.*

Казымчинское свинцово-цинковое месторождение (IV-2-27) расположено в 6 км к югу от ж.-д. ст. Казынет [90, 140]. Открыто в 1962 г. Теренсинской ГСП при производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000. В 1963–1964 гг. поиски и разведку на месторождении проводила Казымчинская ПРП. Детальную разведку производила в 1968–1969 гг. Сорская ГРП под руководством Ю. М. Михалева. С 1972 по 1974 гг. проводилась опытная эксплуатация. В 1975 г. месторождение отнесено к забалансовым и законсервировано.

Генезис оруденения контактово-метасоматический. Генетический тип – гидротермальный жильный и неправильных метасоматических залежей [73, 86]. Месторождение приурочено к метаморфизованным карбонатным отложениям чарыштагской свиты венда. Южнее месторождения расположен небольшой, вытянутый в широтном направлении массив гранодиоритов. Под рудными телами находится «слепой» шток аляскитовых гранитов. Осадочно-метаморфические и интрузивные образования прорваны субширотными дайками различного состава. Рудная зона залегает в апикальной части тела аляскитовых гранитов и имеет сложные очертания, обусловленные формой контакта интрузива, с общим субширотным простирием. В центральной части рудной зоны находится зона существенно свинцовых руд, имеющая в плане длину 150 м при средней ширине – 35 м. Вокруг нее расположена зона существенно цинковых сульфидных руд протяженностью 300 м и мощностью 10–40 м (средняя – 20 м). В верхней части и по периферии этих зон развита зона существенно окисленных руд. Широко развиты окolorудные метасоматические изменения, тяготеющие к тектоническим зонам. Рудные тела, мощностью 2–35 м, характеризуются сильной изменчивостью, наличием пережимов и раздувов, тупым выклиниванием, отсутствием нарушений сплошности. Центральная залежь – линзообразное тело субширотного простириания, прослеженное по простирианию на 220–230 м, по падению – от 8 до 50 м, погружается к югу под углом 65–70°. Границы с вмещающими породами нечеткие.

Околорудные изменения отмечаются в кровле и подошве рудных тел в виде интенсивной доломитизации, образуя ореол длиной 250–300 м и шириной – 50–100 м. Окварцевание, пиритизация, серицитизация, хлоритизация – слабая, с глубиной интенсивность изменений падает. Зона окисления – 80–90 м, неровная, содержит мелкие линзы сульфидных свинцовых руд, структуры унаследованные (межпластовые). Вмещающие породы лимонитизированы. Интенсивность гипергенеза падает с удалением от рудной зоны.

Главные рудные минералы – церуссит, англезит, галенит, смитсонит, сфалерит; второстепенные – миметезит, литаргит, плюмбоярозит, цинкит, гидроцинкит, каламин. Редкие рудные – халькопирит, блеклая руда, малахит, пирит, лимонит, госларит. Главные нерудные – кварц, доломит, каолинит; второстепенные – мусковит, серицит, биотит, кальцит, барит, апатит.

Руды свинцово-цинковые. Средние содержания свинца – в контуре запасов C_1 – 16,9 %, C_2 – 12,6 %; цинка – C_1 – 9,4 %, C_2 – 8,2 %. Окисленные руды: свинцовые – Pb – 31,36 %, Zn – 1,05 %; существенно цинковые – Pb – 0,23 %, Zn – 0,54 %. Вредные примеси: сера – 0,86 %. Полезные компоненты: кадмий – 0,017 %, германий – 30 г/т, серебро – 75 г/т, золото – до 2,82 г/т.

Запасы по ГБЗ на 01.01.2009 г.: свинец по кат. C_1 – 2,7 тыс. т, C_2 – 12,6 тыс. т; цинк по кат. C_1 – 1,5 тыс. т, C_2 – 8,6 тыс. т. Прогнозные ресурсы: серебро по кат. P_1 – 16,6 т, золото по кат. P_1 – 0,327 т (на 116 тыс. т руды). В результате опытной эксплуатации добыто: свинца – 5,1 тыс. т, цинка – 3,1 тыс. т. Освоение месторождения затруднено из-за преобладания в рудных телах руд окисленных, упорных для обогащения.

Проявление Гремучий (IV-2-34) расположено в верховьях одноименного ручья в 5 км выше устья [114, 140]. Геологическое строение и тип оруденения аналогичны Казымчинскому месторождению. Оруденение локализовано в мраморизованных и скарнированных кремнисто-карбонатных отложениях чарыштагской свиты венда вблизи контакта с небольшим массивом биоти-

товых гранодиоритов. Руды двух типов: чисто смитсонитовые с содержанием цинка до 49,5 % и карбонатные брекчии со смитсонитовым цементом, содержание цинка – 1,64–43,97 %. Форма рудной зоны неправильная, мощность ее на поверхности варьирует от 5 до 45 м. Рудные тела пространственно тяготеют к гранодиоритам. По данным тематических работ [114], при среднем содержании цинка в массивных рудах – 29,11 % и площади рудного тела 1 550 м² прогнозные ресурсы по проявлению составят 300 000 т руды.

Оруденение **свинцово-цинковой жильной формации** представлено двумя типами жил: кальцитовыми и кварцевыми.

Кальцитовые жилы с прожилками и вкрапленностью галенита, реже сфалерита установлены в бассейне среднего течения р. Юю (*проявления* IV-4-12, 13 и *пункт минерализации* IV-4-16) и приурочены к тектоническим зонам восток-северо-восточного простирания. *Проявление участка Юю* (IV-4-13) представлено двумя жилами кальцита мощностью 0,2–15 м, протяженностью – до 130 м, залегающими в зоне дробления на контакте карбонатных пород саксырской свиты венда и гранодиоритов Аскизского массива. Содержание свинца – до 8,9 % (среднее – 1 %), цинка – 0,19 %. Подсчитанные запасы свинца – 512 т, перспективные до глубины 150 м – 1 500 т.

Кварцевые жилы с вкрапленностью галенита имеют более широкое распространение (*проявление* III-4-2 и *пункты минерализации* II-3-1, 28; III-1-7; III-4-27), но характеризуются небольшими размерами и низкими содержаниями свинца – 0,1–1 % и цинка – 0,01–0,3 %.

Первичные геохимические ореолы рассеяния цинка выявлены в междуречье рр. Томь–Теренсуг (III-2-17; IV-1-24; IV-2-5) и приурочены к контактам габбро и монцодиоритов когтахского комплекса с венд–кембрийскими кремнисто-карбонатными отложениями. Содержания цинка в пробах – 0,1–1,93 %.

Вторичный геохимический ореол рассеяния цинка с содержанием 0,01–0,3 % установлен в верховьях р. Багзас (II-3-9) на контакте монцодиоритов когтахского комплекса и кремнисто-карбонатных пород тамалыкской свиты. К вторичному ореолу с содержанием цинка до 1 % на водоразделе рр. Казынаша–Казымча приурочены *проявления Гремучий и участок Пирроотиновий*, требующие дальнейшего изучения.

НИКЕЛЬ

Выявлено 3 пункта минерализации и 1 вторичный геохимический ореол никеля. Самостоятельных рудных объектов не установлено.

Повышенные концентрации никеля связаны с телами гипербазитов терсинского комплекса, залегающими в пределах Терсинской зоны смятия. *Пункты минерализации кобальт-никелевой силикатной формации* расположены в правобережье р. Томь напротив п. Балыксу (IV-1-15, 20) и в левом борту р. Кузюм (IV-1-6). Никель в серпентинитах находится в силикатной форме в количестве 0,1–1 %, содержание кобальта – до 0,03 %. С гипербазитами терсинского комплекса связан также ореол хрома и никеля на водоразделе рр. Кунзас–Чарыш, в котором содержание никеля составляет 0,01–0,03 % [17].

Содержание никеля до 0,1 % отмечается в *Аскизском проявлении* меди (III-4-15) и *Верхне-Аскизском проявлении* вольфрама (III-4-17).

Вторичный ореол рассеяния никеля (IV-3-40) и кобальта (IV-3-39) выявлен в правобережье р. Тузухсу и приурочен к юго-западному экзоконтакту Улугзасского граносиенитового массива патынского комплекса раннего девона. Содержание в ореолах: никеля – 0,005–0,03 %, кобальта – 0,003–0,3 % [17].

КОБАЛЬТ

Оруденение **кобальтовой скарновой формации** представлено 1 проявлением, 3 пунктами минерализации и 2 вторичными геохимическими ореолами.

Проявление Светлый Ключ (IV-2-3) расположено в правом борту нижнего течения р. Теренсуг на контакте монцодиоритов второй фазы когтахского комплекса с карбонатными отложениями тюримской свиты венда. Рудовмещающей структурой является тектоническая зона северо-восточного (15–30°) простирания. Рудные тела залегают среди карбонатных пород и имеют форму линз протяженностью до 300 м, мощностью 5–15 м. Сложены кварц-карбонатными брекчиями с вкрапленностью сульфидов, характерна интенсивная графитизация. Рудные минералы: пирит, халькопирит, линнеит. Линнеит находится в виде тонких (0,01 мм, редко – до 0,3 мм) вкраплений в пирите и халькопирите. Содержание в рудах кобальта – 0,05–0,16 % (среднее – 0,1 %), меди – до 0,53 %. Запасы кобальта составляют 142 т и отнесены к забалансо-

вым [17, 71].

Повышенные содержания кобальта (до 0,03 %) в правобережье р. Балыксу (*пункт минерализации IV-1-53*) приурочены к рассланцованным эффузивам в тектонической зоне, ограничивающей Балыксинский грабен с запада. Отдельные *пункты минерализации* с содержанием 0,01 % отмечаются в ороговикованных кремнистых сланцах (II-3-5) и гранатовых скарнах (III-3-28).

По левому борту руч. Светлого содержание кобальта в металлометрических пробах достигает 0,03 % (*ВГХО III-2-24*).

Кобальт в количестве 0,01–0,025 % [17] присутствует также в *Аскизском проявлении* меди (III-4-15).

МОЛИБДЕН

На площади работ известно 12 проявлений, 37 пунктов минерализации, 2 первичных и 3 вторичных геохимических ореола, 4 вторичных геохимических потока. Молибденовое оруденение представлено преимущественно молибден-медно-порфировой и молибден-порфировой рудными формациями, незначительные пункты минерализации связаны с формацией молибден-ванадиеносных сланцев.

В наибольшей степени распространены проявления **молибден-медно-порфировой формации** (*Брусничный Плес, Сатхинская, Караташская группы, Перевальное, Туратское* и др.), пространственно и, вероятно, парагенетически связанные с гранитами тигертышского комплекса.

Проявление Брусничный Плес (участок Молибденовый) (IV-1-19) находится в правом борту р. Томь в 3,2 км выше устья р. Балыксу [98]. Открыто в 1952 г. Е. К. Мелиоранской при проведении разведочных работ на медном проявлении. Разведка молибденового участка проводилась в 1954–1955 гг. под руководством П. Т. Сазонова.

Проявление относится к плутоногенному гидротермальному штокверковому промышленно-генетическому типу [73] молибден-медно-порфировой рудной формации. Приурочено к Теренсинской зоне разломов северо-восточного простирания. Молибденовое оруденение локализовано на контакте гранодиоритов первой фазы тигертышского комплекса и крупного ксенолита вмещающих пород кремнисто-карбонатного состава, предположительно, биджинской свиты. Вмещающие породы интенсивно мраморизованы и скарнированы с образованием скарнов разнообразного, преимущественно пироксен-гранатового, состава. По контакту гранодиоритов и скарнированных пород проходит тектоническая зона северо-восточного (25–30°) простирания с субвертикальным падением. Вдоль этой зоны все породы интенсивно тектонизированы с образованием зон милонитов и катаклазитов как по гранодиоритам, так и по вмещающим мраморам и скарнам. К зонам тектонизированных пород и приурочена сульфидная минерализация, представленная преимущественно пиритом и пирротинном, реже – халькопиритом и молибденитом. По отношению к милонитам и катаклазитам оруденение имеет явно наложенный характер, локализуясь преимущественно в виде согласных рассланцовке, реже секущих сульфидных жилков, цементирующих разновеликие обломки милонитов. П. Т. Сазоновым [143] описаны дайкообразные тела лейкократовых гранодиоритов, залегающие в осевой части тектонической зоны и нередко вмещающие сульфидное оруденение. Эти тела представляют собой тектонические линзы интенсивно милонитизированных гранодиоритов первой фазы тигертышского комплекса. Данный факт подтверждается результатами проведенного нами петрографического изучения этих пород, характером залегания и полным совпадением их петрохимического состава с неизменными гранодиоритами Тигертышского массива.

По форме рудные тела представляют собой линзовидные или жилоподобные тела, вытянутые в северо-восточном направлении (20–30°) с крутым падением на юго-восток под углом 80–85°. Протяженность рудных тел колеблется от 50 до 300 м, мощность – от 0,05 до 4,97 м. По падению они прослежены на глубину 100–250 м от дневной поверхности до горизонта 400 м. Ниже горизонта 450 м мощность рудных тел резко сокращается вплоть до полного выклинивания. Всего насчитывается 8 рудных тел в пределах двух рудных зон, протягивающихся параллельно и отстоящих на 30–50 м друг от друга. Расстояние между отдельными рудными телами колеблется от 1 до 10 м. Рудные тела рассечены дайками основного состава на ряд отдельных блоков, перемещенных друг относительно друга на 1–5 м по горизонтали [143]. До глубины 20–40 м по рудным телам развита зона окисления.

Запасы молибдена составляют 100,2 т при среднем содержании – 0,122 % [143]. В настоящее время отнесены к забалансовым. Проявление в значительной степени эродировано, перспективы прироста запасов на глубину и по простиранию практически отсутствуют.

Сатхинская группа проявлений располагается на водоразделе рр. Туралыг–Харатас в северо-

ро-западной части площади. Включает проявления *Сатхнинское* (I-2-23), *Озерное* (I-2-29), *Горелое* (I-2-27) и др., относящиеся к гидротермальному жильному и штокверковому типу молибден-медно-порфировой рудной формации. Локализуются в гранитах первой и второй фаз тигертышского комплекса, либо в прорываемых ими метабазах белоиусской свиты в ближнем экзоконтакте. Структурный контроль оруденения проявлен в приуроченности к Сатхнинско-Озерной зоне трещиноватости северо-западного ($310\text{--}320^\circ$) простирания шириной 8 км [73].

Сатхнинское проявление (I-2-23) открыто А. П. Шмидтом в 1937 г. и располагается в седловине между г. Молния и Сатхны в поле розоватых и розовато-серых среднезернистых аляскитовых гранитов и граносиенитов [134]. Развитые здесь кварцевые жилы имеют невыдержанную мощность, простирание $290\text{--}340^\circ$ при почти вертикальном падении. Мощность жил от 4 см до 1,3 м. Протяженность – первые десятки метров. Молибденовая минерализация представлена гнездами и вкрапленностью крупночешуйчатого молибденита, а также прожилками и агрегатами мелкочешуйчатого молибденита как в кварцевых жилах, так и в околожильных березитах. Встречается вкрапленность молибденита и в гранитах. Оруденение шло в два этапа: крупночешуйчатый молибденит отлагался в пневматолитовую и гидротермальную фазы. В последующий период гидротермальной деятельности отлагались мелкочешуйчатый молибденит, пирит, халькопирит, блеклые руды, галенит и золото. В самых богатых жилах содержание молибдена равно $0,127\text{--}0,15\%$. Обычно содержание молибдена – $0,08\text{--}0,03\%$ и ниже. Прогнозные ресурсы P_2 , подсчитанные по трем штокверковым зонам до глубины 200 м, составляют 1,75 тыс. т [73].

Озерное золото-молибденовое проявление (I-2-29) открыто в 1983 г. Г. И. Шведовым. Приурочено к зоне трещиноватости северо-западного простирания [73]. На проявлении выделяется жильный и штокверковый типы оруденения. Жилы локализуются в гранитах тигертышского комплекса. Рудная минерализация представлена пиритом, молибденитом, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом, золотом. Прогнозная оценка дана штокверковому оруденению, вертикальный размах которого составляет около 380 м. Прогнозные ресурсы подсчитаны до глубины 300 м и составляют по кат. P_2 – 3,7 тыс. т. Прогнозные ресурсы золота оценены до глубины 100 м и составляют по кат. P_2 – 3,62 т [73].

Караташская группа проявлений [73] объединяет *пункты минерализации* (I-2-4, 13) и *вторичные литохимические ореолы* молибдена и меди, расположенные в междуречье Харатас–Туралыг, к северу от Сатхнинского проявления. По изоконцентрамам молибдена – $0,03\%$ и меди – $0,04\%$ здесь оконтурены ореолы, имеющие северо-западную ориентировку, протяженность – до 1,4–2 км и ширину – 200–600 м. Геохимические аномалии расположены в северо-восточном экзоконтакте гранитоидного массива тигертышского комплекса и приурочены к эффузивно-осадочным породам белоиусской свиты. В скарнах и кварцевых прожилках отмечается убогая вкрапленность пирита и халькопирита с лимонитом. Молибденит визуально не установлен. По совокупности вторичных геохимических ореолов Караташская группа может рассматриваться как проявление скрытого глубокозалегающего месторождения молибден-медно-порфировой формации. Прогнозные ресурсы молибдена до глубины 200 м по данному участку оценены в 1,8 тыс. т [73].

Участок Туралыгский (I-2-11) расположен в левом борту долины р. Туралыг в 10 км выше слияния с р. Пихтерек [73]. В геологическом отношении приурочен к юго-восточному контакту Туралыгского массива гранитоидов. Окварцевание представлено в виде кварцевых прожилков, иногда кварцевых жил мощностью 10–15 см, и зон метасоматических кварцитов вдоль субмеридионального разлома. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, молибденит не обнаружен. Содержание золота в отдельных пробах – до 2,8 г/т. В результате прогнозно-поисковых работ была подтверждена медно-молибденовая аномалия изометричной формы с размерами до 600 м [73]. Предполагается наличие скарново-гидротермального типа оруденения. Прогнозные ресурсы по категории P_2 оценены в 0,5 тыс. т молибдена [73].

Проявление Перевальное (I-1-3) находится на водоразделе рр. Бельсу–Туралыг, на северо-западном продолжении Сатхнинско-Озерной зоны трещиноватости [136]. Граниты основной фазы тигертышского комплекса прорваны здесь штоками лейкогранитов поздней фазы, выходы которых, размером до 2×1 км, обнажены денудацией в виде куполов в рельефе. Состав их кварц-микроклиновый с участками монцодиоритов и наложенной апомикроклинизации, структуры мелкозернистые. С ними генетически и пространственно связаны штокверковидные зоны дробления и окварцевания с кварцево-жильным, прожилковым и вкрапленным медно-молибденовым оруденением. При ГК-50 по фрагментарным высыпкам в условиях гольцовой закурумленности предварительно выявлено 4 рудоносных зоны на площади 1,5 км, подтверждаемые вторичными литохимическими ореолами меди и молибдена северного и северо-восточного простирания [136]. Наиболее богата молибденом зона № 4, прослеженная на северо-восток по

элювиальным обломкам и щебню на 850 м при ширине 350 м. Принимая длину зоны 800 м, мощность – 300 м, плотность руды – 2,6 т/м³, содержание Мо – 0,5 %, коэффициент рудоносности – 0,16 и глубину прогноза – 300 м, получены прогнозные ресурсы категории P₂: руды – 29 952 тыс. т, молибдена – 150 тыс. т [136].

Адырлыхское проявление (I-3-3) обнаружено Кашпарской геофизической партией в 1961 г. [73]. В результате работ 1961–1964 гг. были выявлены 2 минерализованные зоны общей площадью 0,35 км², приуроченные к небольшим телам гранит-порфиров и граносиенит-порфиров тигертышского комплекса, прорывающим вулканиты белоиюсской свиты. По мнению А. Г. Дербана эти образования относятся к юлинскому комплексу средне-позднеордовикского возраста. В целом проявление расположено в пределах подвижной зоны субмеридионального простирания шириной 1 000–1 200 м и протяженностью свыше 3 000 м. Проявление относится к **молибден-порфировой рудной формации**. Главный морфологический тип оруденения – прожилково-вкрапленный – штокверковый. Молибденовое оруденение локализуется в зонах окварцевания внутри тел гранит-порфиров. Редко оно обнаруживается в ближайшем экзоконтакте интрузивных тел.

Основные рудные минералы – молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, магнетит, реже – самородное золото. По результатам литохимической съемки [120], на площади проявления выявлен вторичный геохимический ореол с содержанием молибдена – 0,001–0,086 %, меди – 0,001–0,3 %, свинца – 0,002–0,34 %, цинка – 0,01–0,53 %.

На основании опробования по первичным и вторичным ореолам Ю. М. Михалевым [131] ожидаемые ресурсы до глубины 200 м были оценены в 16 тыс. т молибдена. При поисково-реставрационных работах [73] за счет увеличения длины контура подсчета в 4 раза предполагаемые ресурсы были увеличены до 42 тыс. т.

Большое количество *пунктов минерализации*, реже – *проявлений* молибдена связано с кварцевыми жилами (I-2-4, 13, 25, 27; I-3-16; I-4-13; III-4-8, 19; IV-1-1, 4; IV-4-5, 20). Иногда молибденит присутствует не только в кварцевых, но и в пегматитовых жилах (I-2-21). Мощность жил колеблется от 10–15 см до 2–3 м, содержание молибдена – 0,01–0,02 %.

Пункты минерализации формации молибден-ванадиеносных сланцев приурочены к горизонтальным углеродисто-кремнистым сланцев среди карбонатных отложений венда–раннего кембрия, как правило, в зонах разрывных нарушений. Содержания молибдена в них повышенные, но ниже промышленно значимых – 0,003–0,03 % (II-3-13, 15, 17, 22).

Первичные ореолы рассеяния молибдена с содержаниями 0,003 % отмечаются в среднем течении р. Каинзас (III-2-4) и в районе г. Кускучтуг (III-2-10) и пространственно приурочены к контактам интрузий тигертышского и когтахского комплексов с карбонатными отложениями венда.

Вторичные геохимические ореолы с содержанием молибдена до 0,001 % выявлены в левобережье р. Уйбат (I-4-23) и в верховьях р. Томь (II-3-31), с содержанием молибдена 0,001–0,005 % – в левобережье р. Куйсуг (III-3-24). Эти ореолы пространственно с гранитами тигертышского и карлыгановского комплексов.

Также отмечен ряд линейных *потоков рассеяния* по мелким водотокам, развитых среди гранитоидов мартайгинского (IV-1-29, 33) и тигертышского (III-1-3, 8) комплексов.

ВОЛЬФРАМ

На изученной территории представлено 1 проявление, 17 пунктов минерализации, 5 шлиховых ореолов и 9 шлиховых потоков. Преобладающим является оруденение жильного гидротермального типа **вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации**, к которой относятся *Верхне-Аскизское проявление* (III-4-17) и ряд *пунктов минерализации* (I-2-20; I-3-12; II-4-28, 39). Подчиненное значение имеет **шеелит-золото-кварцевая формация**, к ней могут быть отнесены *жила Шеелитовая* (III-4-14), вольфрамовое оруденение *Иттюйского проявления* меди (III-4-30) и *пункт минерализации* в верховьях р. Аскиз (III-4-13).

Верхне-Аскизское проявление (III-4-17) находится на юго-западном склоне г. Карабаш, в верховьях р. Аскиз [72, 110]. Открыто в 1949 г. Г. А. Иванкиным и М. П. Кортусовым при проведении шлихового и металлометрического опробования. Приурочено к мощной тектонической зоне широтного простирания шириной около 500 м, в пределах которой отмечаются кварцевые жилы, зоны дробления и участки окварцованных вмещающих пород. Вскрыто 5 кварцевых жил мощностью 0,3–2,4 м, самая крупная из которых жила № 1 прослежена на 440 м. Залегают жилы с падением на юг под углом 70–80°. Сложены молочно-белым и серым кварцем с неравномерной вкрапленностью и гнездами галенита, шеелита, пирита, халькопирита, висмутита, реже – сфалерита. По данным спектрального анализа в жиле № 1 содержится: вольфрам – 0,05–

5 %, свинец – 0,03–3 %, цинк – 0,001–4 %, висмут – 0,001–0,3 %, медь – 0,001–0,2 %, серебро – 0,001–0,03 %. Химическим анализом установлено содержание WO_3 – до 2,6 %. По жиле № 1 подсчитаны запасы WO_3 – 83,6 т, серебро – 1 130 кг. Проявление признано неперспективным ввиду низкого содержания вольфрама [72].

Жила Шеелитовая (III-4-14) расположена на водоразделе р. Иттю–руч. Длинный [72, 110]. Формация шеелит-золото-кварцевая, генетический тип – гидротермальный жильный. Залегаet среди граносиенитов первой фазы тигертышского комплекса с ксенолитами мраморов. При мощности 1,5 м прослежена на 200 м. Сложена крупнозернистым кварцем с вкрапленностью пирита, халькопирита и арсенопирита. Центральная часть (10–15 см) сложена агрегатом кристаллов галенита и сфалерита, сцементированных кварцем. Шеелит встречается в виде кристаллов до 3 см или мелкой вкрапленности. Содержание WO_3 – до 2,1 %, золота – до 1,5 г/т.

Кварцевые жилы *Иттюйского проявления* меди (III-4-30) имеют мощность 0,8–15 м, протяженность – 50–500 м, простираение – 270–330°, падение на юго-запад под углами 60–80°. Рудные минералы: пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, самородное серебро, молибденит. Содержание WO_3 – до 5 %, свинца – 3 %, цинка – 1 %, меди – 2 %, молибдена – 0,21 %, золота – 0,8–6,6 г/т.

По данным ГК-200 [17], в отдельных случаях вольфрамовая минерализация ассоциирует с оловом. В обломках кварцевых жил установлена вкрапленность вольфрамита и касситерита (*пункт минерализации* II-2-3), а также спектральным анализом определено содержание вольфрама – 0,02 %, олова – 0,01 % (*пункты минерализации* II-2-2; II-3-8).

Наряду с гидротермальными проявлениями вольфрама, нередко отмечается шеелитовая минерализация в скарнах и скарнированных породах (*пункты минерализации* II-4-48; IV-1-26; IV-2-21, 28, 29), не образующая значительных скоплений, но часто способствующая формированию шлиховых ореолов и потоков шеелита. В большинстве шлиховых ореолов и потоков содержание шеелита в пробах не превышает 10 знаков. *Шлиховой ореол* в бассейне р. Пихтерек (I-1-2) характеризуется содержанием шеелита до 120 зерен, а ореол в междуречье рр. Алтаза–Иссук (II-2-5) – до 160 зерен.

ОЛОВО

Самостоятельных проявлений олова на площади работ не выявлено. Поскольку преобладают контакты с карбонатными породами, условия для концентрации олова в жилах, расположенных в экзоконтактах интрузий, не благоприятны. Содержание олова до 0,02 % установлено в обломке кварца с молибденитом на водоразделе рр. Туралыг–Харатас (*пункт минерализации* I-2-13). Олово также присутствует в виде примеси в минералах вольфрама (*пункты минерализации* II-2-2, 3; II-3-8) [17].

АЛЮМИНИЙ

Алюминий представлен одним *пунктом минерализации* в правом борту верхнего течения р. Теренсуг (II-3-20) – слоем андалузитовых сланцев мощностью 1 м в экзоконтакте монцодиоритовой интрузии. Содержание андалузита в слое составляет 12–18 %, Al_2O_3 – 5,5 % [135].

РТУТЬ

В коренном залегании ртутной минерализации не обнаружено. Выявлено 2 пункта минерализации, 3 шлиховых и 3 вторичных геохимических ореола.

В верховьях р. Крестьянка (*пункт минерализации* IV-1-35) на контакте кварцевых диоритов мартайгинского комплекса с вендскими известняками в 14 шурфах обнаружено от 1–3 до 51 зерен киновари, здесь присутствует и золото в количестве 1–11 знаков [153]. Единичные зерна киновари установлены в правом борту р. Туралыг в шлиховой пробе из шурфа (*пункт минерализации* I-2-7) [69].

В металлометрических пробах ртуть в количестве до 0,1–0,3 % была обнаружена в бассейне р. Бол. и Мал. Казыр в 1959 г. (ВГХО II-1-2, 10; III-1-6). В 1960 г. шлиховым опробованием выделены ореолы распространения киновари в шлихах (ШО II-1-5, 7, 9) [17]. Шлиховые ореолы примерно соответствуют металлометрическим, лишь сдвинуты по отношению к ним вниз по течению рек. В шлихах встречены лишь единичные зерна и примазки киновари.

МЫШЬЯК

Самостоятельных проявлений нет, выявлено три *вторичных геохимических ореола* мышьяка. В правом борту р. Белый Июс (I-2-2) повышенное содержание мышьяка (до 0,2 %) приурочено к сланцам и метабаазальтам с кварцевыми прожилками. Здесь же отмечается повышенное содержание кобальта – 0,003–0,004 %, молибдена – 0,001 % и цинка – 0,01 %. Мышьяк обнаружен в металлометрических пробах, взятых в поле развития брекчированных мраморизованных известняков и диоритов в левом борту р. Иней (I-3-6) в количестве 0,01–0,1 %. В северной части описываемого ореола содержание мышьяка достигает 0,2 %. В левом борту р. Кашпар (I-2-18) повышенное содержание мышьяка тяготеет к монцодиоритам когтахского комплекса.

Максимальное для района содержание мышьяка (0,6 %) установлено спектральным анализом в лимонитизированных и окварцованных брекчированных известняках в *пункте минерализации* свинца в левом борту р. Юю (IV-4-16). В связи с незначительными масштабами и низким содержанием мышьяка, практического значения не имеет.

В верховьях р. Бискамжа (*пункт минерализации* III-3-28) мышьяк в количестве до 0,1 %, содержится в скарнах вместе с кобальтом и галлием [17].

ВИСМУТ

Самостоятельных проявлений не установлено. Присутствие минералов висмута отмечается в шлихах в бассейне р. Тузахсуг. Повышенное содержание висмута (0,06 %) наряду с медью и свинцом отмечается в гранат-эпидотовых скарнах (*пункт минерализации* III-3-7) [136].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

В коренном залегании не обнаружены. Имеется три *шлиховых потока* с единичными знаками танталониобатов в бассейне р. Сургас (III-1-2, 9, 11) [17].

ЦИРКОНИЙ

Представлен одним *пунктом минерализации* циркония в левом борту руч. Мал. Ана (II-4-46), в сиенитах его содержание составляет 0,3 % [70].

Шлиховым опробованием выявлено три *ореола* циркона по рекам Теренсуг (III-2-20), Изас (IV-1-7) и Томь (IV-2-10), а также ореол циркона и шеелита (I-1-2). Циркон составляет до 80 % тяжелой фракции. Промышленных скоплений в россыпях не обнаружено. Генетически циркон связан с гранитоидами [17].

ГАЛЛИЙ

Самостоятельных проявлений не установлено. Известно содержание галлия в количестве 0,01 % в кварцевой жиле *Барабинского проявления* молибдена (III-4-8) [72] и в скарнах в верховьях р. Бискамжа (*пункт минерализации* III-3-28) совместно с кобальтом и мышьяком [17].

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Выявлено 2 проявления, 2 пункта минерализации, 2 шлиховых и 2 вторичных геохимических ореола.

Проявления редкометалльной апогранитовой формации установлены в пределах Улугзасского граносиенитового массива второй фазы патынского комплекса раннего девона. Представлены двумя штоками (IV-3-29, 41) щелочных амазонит-рибекитовых гранитов размером до 40×20 м. Содержание редких земель: Се – 0,2–0,7 %, Y – 0,001–0,3 %, La – 0,07–0,1 %, Yb – 0,001 %, присутствуют также Hf – 0,03 %, Th – 0,01–0,03 %, Nb – 0,006 %.

Здесь на юго-западном склоне г. Улугзас отмечаются дайки гранит-порфиров (*пункт минерализации* IV-3-42) мощностью до 1,5 м. Полевые шпаты из гранит-порфиров содержат Се – 0,1 %, La – 0,03 %, Be – 0,01 % [72, 85].

В гранат-пироксеновых скарнах в правом борту верхнего течения р. Аскиз (*пункт минерализации* III-4-35) обнаружены содержания иттрия – 0,1 % и иттербия – 0,001 % [17].

В металлометрических пробах северо-западнее г. Одинокой (ВГХО П-2-4) обнаружены концентрации лантана – 0,2 % и иттрия – 0,004 %. На междуречье рек Бол. и Мал. Казыр (ВГХО П-1-4) металлометрическим опробованием установлено содержание лантана – 0,1 % [17].

Шлиховые ореолы монацита выявлены в междуречье Харатас–Теренсуг (I-2-24) и в бассейне среднего течения р. Хара (I-3-1). Монацит в шлихах присутствует в единичных знаках [17].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

На площади работ известно 13 коренных проявлений, 30 пунктов минерализации, 2 первичных геохимических ореола, 3 вторичных геохимических потока и 24 россыпи золота.

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Рудная минерализация представлена золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой и шеелит-золото-кварцевой формациями.

Наиболее распространенными являются жильные проявления **золото-сульфидно-кварцевой рудной формации** (Черная Гора, Сатхнинское и ряд более мелких), расположенные в северо-западной части площади, относящейся к Коммунар-Балахчинскому золоторудному району. Промышленного значения они не имеют.

Проявление Черная Гора (I-2-12) расположено в правом борту среднего течения р. Туралыг на западном склоне горы с одноименным названием [75, 92]. Относится к жильному гидротермальному типу золото-сульфидно-кварцевой формации. Открыто поисковыми работами Балахчинского ПУ в 1936 г. В 1937–1938 гг. Балахчинским рудником проведены разведочные работы по жилам – канавы, шурфы, короткие штольни с рассечками, наклонные шурфы до глубины 19–36 м (жилы № 2 и 6). Начатая в 1937 г. отработка жил № 6 и 2 была вскоре прекращена ввиду явной убыточности работ. Было добыто 1,5 кг золота.

Проявление расположено в поле развития гнейсовидных биотит-роговообманковых гранодиоритов тигертышского комплекса. Оруденение приурочено к кварцевым жилам субмеридионального простирания с пологим падением на восток, имеющих мощность 0,7–1 м и протяженность по простиранию – 100–380 м, по падению – 20–70 м. Рудные тела локализованы в эндоконтактной части гранитоидного массива. Всего выявлено 9 жил. Рудные минералы – самородное золото, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит; нерудные – кварц, кальцит, серицит. Содержание золота колеблется от 0,7 до 152 г/т, распределение кустовое [92].

На основе полученных данных, Балахчинским рудником был произведен подсчет запасов руды и золота в жилах, составившие: по категории В – руды – 21 тыс. т, золота – 104 кг; С₁ – руды – 89 тыс. т, золота – 374 кг; С₂ – руды – 69 тыс. т, золота – 321 кг [108]. В 2003 г. месторождение снято с учета ГБЗ и переведено в ранг проявления, так как утратило промышленное значение. Забалансовые запасы золота – 799 кг [92].

Сатхнинское проявление золота (I-2-15) [73] известно с начала XIX века и разведывалось в 1908–1909 гг. Находится в 600 м по аз. 100° от вершины г. Бол. Хайба (Сатхна) с абсолютной отметкой 1 752,0. Формация золото-сульфидно-кварцевая, генетический тип – гидротермальный жильный. Представляет собой кварцевую жилу северо-западного простирания (300°), мощностью до 0,6 м и протяженностью – 350–370 м. Рудные минералы: пирит, галенит, халькопирит, молибденит, блеклые руды, сфалерит, золото. Распространение золота неравномерное, кустовое; среднее содержание – 27 г/т. Околорудные изменения представлены зонами березитизации мощностью 10–15 см. Практического значения не имеет из-за небольшой мощности жилы. На основе данных опробования А. П. Шмидта в 1942 г. предполагаются прогнозные ресурсы золота до глубины 100 м по кат. Р₂ – 708 кг [73].

Оруденение **золото-кварцевой рудной формации** локализуется в восточной части площади, относящейся к Уйбатскому золоторудному району (*проявления Туралыкское, Куберлик, Кузухсукский участок* и др.). Представлено минерализованными зонами дробления и рассланцевания с кварцевыми жилами и прожилками (линейными штокверками).

Туралыкское проявление золота (II-4-29) расположено на водоразделе рр. Бейка–Туралыг у восточной рамки площади [100, 110]. Открыто при производстве ГК-50 в 1963–1965 гг. [110]. Относится к гидротермальному жильно-штокверковому (линейных зон дробления и рассланцевания) типу золото-кварцевой рудной формации. Объект находится на периклинальном замыкании Карабашской антиклинали в месте пересечения Тибекского разлома северо-восточного

простирается и Сыспанского разлома северо-западного простирается среди гранитов второй фазы тигертышского интрузивного комплекса и мраморов нижнего кембрия. Оруденение приурочено к тектонической зоне субширотного простирается, в пределах которой вмещающие граниты интенсивно рассланцованы, окварцованы, серицитизированы, содержат кварцевые жилы и сульфидную минерализацию. Рудное тело имеет восток-юго-восточное простирается, крутое падение на северо-запад, представляет собой линейный штокверк. Протяженность его – 1 400 м, мощность – 0,4–4,6 м (средняя – 3,3 м), выделено по данным опробования. Руды до глубины 40 м окислены.

Рудные минералы: золото, пирит, кварц, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды. Вмещающая среда: кварц, карбонатно-кварцевая брекчия, кварц-серицитовые метасоматиты с прожилками кварца. Содержание сульфидов – 1–5 %. Содержание золота в рудном теле – 0,6–34,7 г/т, среднее – 4,5 г/т. Прогнозные ресурсы – 8,7 т золота. Проявление самостоятельного промышленного значения не имеет.

Кузухсукский участок представлен группой проявлений (II-4-3, 7, 14, 16, 18) расположенных в междуречье рек Уйбат и Кузухсуг и занимает площадь 25,4 км² [111]. Проявления относятся к гидротермальному жильно-штокверковому типу золото-кварцевой рудной формации. Приурочены к зоне дробления и рассланцевания север-северо-восточного простирается (Кузухсукская зона) и представлены протяженными кварцевыми жилами и зонами окварцевания. Одна из таких зон окварцевания прослежена на 2,5 км и при общем линейном субмеридиональном простирается имеет довольно сложное внутреннее строение. Падение зон повсеместно в западном направлении, в среднем угол падения составляет 60°, но наблюдаются и более пологие, обусловленные локальными изменениями геологической обстановки. Ширина зоны – 20–100 м при суммарной мощности гидротермальных прожилков кварца до 12 м. Рудолокализирующие особенности золотой минерализации изменчивы по простирается. Южная часть (до р. Уйбат), имеющая линейный характер, представляет собой серию жил и прожилков, залегающих в пегматоидных гранитах, где на морфологию зоны значительно влияют тела диоритов, которые в данном случае не содержат гидротермального кварца. Эта линейность типа сквозной структуры обусловила рассеянный характер минерализации. В среднем содержание золота, определенного спектрохимическим путем, составляет 0,08–0,6 г/т.

Иной характер распределения золотой минерализации наблюдается севернее р. Уйбат [111]. Вероятно, в широтном направлении происходит нарушение типа взброса, причем есть основание предполагать его сорудным. Зона окварцевания на этом участке образует флексурный перегиб с разветвлением зоны на две ветви. На участке флексурного прогиба зоны сформировалась структурная ловушка. Здесь содержание золота в отдельных пробах по атомно-адсорбционному анализу составляет 14–25 г/т. Промышленные содержания золота локализованы в лежащем боку линзы, совпадая с максимальными содержаниями серебра. Тектонические зонки, ориентированные вдоль линзы, вероятно, вторичного обогащения, несут золотую минерализацию до 100 г/т.

Проявление Куберлик (II-4-31) представляет собой шток монцодиоритов, разбитый густой сетью кварцевых прожилков. Гидротермальный штокверковый тип, золото-кварцевая формация. Размер штокверка 33×15 м. Содержание золота – 0,1–4 г/т.

Зоны рассланцевания, вмещающие прожилковое и жильное оруденение золото-кварцевой формации отмечаются также в бассейне р. Балыксу, относящемся к Балыксинскому золоторудно-россыпному району. Здесь известен ряд *пунктов минерализации*, локализованных среди карбонатных отложений и субвулканических тел основного состава мрасской свиты (?) раннего кембрия (IV-1-43, 44, 50, 52, 54, 55, 56). Здесь же известны пункты минерализации скарнового типа золото-сульфидно-кварцевой формации, локализованные в скарнированных породах западносибирской (IV-1-12) и кабырзинской (IV-1-34) свит в экзоконтакте гранодиоритовых массивов мартайгинского комплекса.

Оруденение **шеелит-золото-кварцевой формации** распространено в меньшей степени, представлено *жилкой Шеелитовой* (III-4-14) и *пунктом минерализации* (III-4-13), расположенными в верховьях рек Аскиз и Бол. Со. Генетический тип – гидротермальный жильный. Характерной чертой этого типа оруденения является присутствие в кварцевых жилах, наряду с сульфидами и золотом, довольно крупных (до 1–3 см) включений шеелита в заметных количествах. Содержание WO₃ – до 1–5 %, золота – до 1,5–11 г/т. Описание жилы Шеелитовой приведено в разделе «Вольфрам».

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Известно 24 россыпи. Россыпное золото является ведущим полезным ископаемым района,

но большинство россыпей уже отработано.

Основные *россыпи* находятся в долинах р. Балыксу и ее притоков – рр. Магызы и Камзас. Мелкие россыпи отмечаются в долине р. Томь и по ее притокам ниже р. Балыксу. Небольшие по масштабам россыпи расположены в центральной (II-3-24; II-4-22) и восточной частях площади – верховья р. Бейки (II-4-36), долине рек Бол. и Мал. Ана (III-4-1), рр. Кольчазы, Куберлик, Сыспань (II-4-25).

Наиболее богатые россыпи расположены в пределах Балыксинского золоторудно-россыпного района, где по рр. Балыксу, Камзас и Магызы, начиная с 1831 г., добыто около 30 т золота. К настоящему времени россыпи истощены и сейчас производится перемывка старых отвалов.

Россыпное месторождение р. Балыксу (IV-1-27) расположено в 8 км юго-западнее п. Балыксу [102]. Россыпь аллювиальная долинная субстративная. Геологический возраст – современная. Структурно-тектоническое положение – Ортон-Томская антиклиналь, Чашкатская синклиналь, Балыксинская зона смятия. Месторождение известно с 1842 г. В 1842–1966 гг. Балыксинским прииском было добыто 13,181 т золота. В 1934–1954 гг. буровые, шурфовочные работы проводил трест «Хакасзолото». По результатам работ были подсчитаны запасы категории C_1 – 1 883 кг золота.

Коренными источниками являются зоны сближенных маломощных жил, распространенных в сланцевых толщах нижнего кембрия и диоритовых массивах, приуроченных к ядру антиклинали. Протяженность долины р. Балыксу свыше 40 км. Поперечный профиль устьевой части корытообразный (борта высокие, крутые, ширина днища – около 800 м). Выше профиль асимметричный (левый борт пологий, правый – крутой скалистый). Продольный профиль современного русла ступенчатый, с уклоном от 5–6 до 50 м на 1 км. Мощность долинных отложений 4–25 м, максимум – в карстовых западинах плотика. Все отложения золотоносны, но промышленные концентрации связаны с глинистыми галечниками нижней части разреза. Россыпи приурочены к пойме нижнего течения р. Балыксу протяженностью 14,1 км.

Запасы песков: C_2 – 2 587 тыс. м³, забалансовые – 871 тыс. м³, добыто с начала разработки – 25 346,4 тыс. м³. Золото: C_2 – 1 650 кг, забалансовые – 209 кг, добыто с начала разработки – 3 242 кг. В настоящее время разрабатывается.

Россыпь по р. Магызы (IV-1-49) известна с 1881 г. Тип россыпи – аллювиальный, долинный, террасовый. Всего добыто около 10 т золота. По *реке Камзас* (IV-1-37) россыпь известна с 1885 г. По 1896 г. было добыто 435 кг золота. Протяженность части долины рр. Камзас–Магызы – 6,9 км. Поперечный профиль корытообразный, ширина днища – 150–500 м. Продольный профиль ступенчатый с уклоном до 130 м на 1 км, мощность долинных отложений – 1,4–34,4 м, максимум в карстовых западинах плотика.

Все отложения золотоносны, но промышленные концентрации тяготеют к нижней части разреза. Промышленные участки – р. Балыксу, р. Камзас–Магызы. По р. Балыксу – 14,1 км, гидравлические запасы песков – 1 744 тыс. м³, золото – 1 172,7 кг; по р. Камзас–Магызы – 6,9 км, гидравлические запасы песков – 839,8 тыс. м³, золото – 477,8 кг. Мощность продуктивных пластов колеблется от 0,2 до 13,6 м (средняя – 0,9–6 м), средняя мощность торфов – от 4,6 до 10,8 м. Плотик представлен известняками, сланцами, песчаниками, поверхность закарстована. Спутниками золота являются ильменит, гематит, мартит, хромит, эпидот, гранат, магнетит, сфен, кварц, пирит, пирротин, рутил. Золото средней крупности, с черными налетами оксидов железа, золотины комковидные, вытянутые, хорошо окатанные.

Россыпное месторождение золота по р. Бейка (II-4-36) законсервировано [101]. Расположено в 23 км на юго-запад от п. Усть-Бюрь и в 16 км юго-западнее рудника Майский. Генезис – аллювиальная, вид – долинная, возраст – современная, характер залегания – открытая. Геологический возраст – средний–поздний плиоцен [101]. Пробность золота – 880.

Плотик представлен габбро, диоритами, гранитами, гранодиоритами. Поверхность плотика волнистая. Мощность торфов колеблется от 1,4 до 6 м, в среднем – 3,1 м. Мощность песков от 0,5 до 2,5 м, в среднем – 2–2,5 м. Месторождение состоит из двух участков – верхнего и нижнего, на момент составления паспорта запасы частично погашены (10 %), 13 % остатков приходится на верхний и 77 % на нижний участки. В пределах листа расположен верхний участок россыпи. Долина р. Бейка имеет асимметричный корытообразный профиль шириной 20–50 м в верховьях и до 100–400 м в низовьях. Левый склон долины крутой, правый пологий, сглаженный. Уклон долины – 0,03–0,05. В долине р. Бейка выделяется пойменная терраса высотой 0,2–0,3 м над урезом воды. В нижней части долины отмечается первая надпойменная терраса высотой до 2,5 м, ширина которой справа колеблется от 30 до 135 м, а с левой – 65–140 м. Местами встречаются фрагменты второй надпойменной террасы высотой до 1,7 м. Мощность долинных отложений 3–15 м, максимальная – у левого борта долины.

Кроме золота в виде минералов спутников встречаются ильменит, лимонит, магнетит, шее-

лит, уранинит, циркон, эпидот. Золото самородное комковатой и пластинчатой формы, окатанное и полуокатанное, преобладает золото средних размеров и крупное. При добычных работах отмечались самородки весом 35–180 г. Цвет золота темно-желтый, желтый и ярко-желтый. В углублениях золотин встречаются гидроокислы железа, на поверхности золотин иногда видны отпечатки зерен других минералов, встречаются сростки золота с кварцем.

Запасы песков: балансовые C_2 – 245 тыс. м³, добыто с начала разработки – 371 тыс. м³, утвержденные ГКЗ (ТКЗ) – 555 тыс. м³. Золото: балансовые C_2 – 171 кг, добыто – 206 кг, утвержденные ГКЗ (ТКЗ) – 341 кг. Прирост возможен за счет левых притоков р. Бейка – руч. Тербижек, Сельбизуль, Туралыг, а также в долине самой р. Бейка, ниже по течению.

Основными источниками образования россыпей (верховья р. Бейка) в районе являются маломощные золоторудные кварцевые жилы, которые относятся к двум типам золоторудных формаций: золото-кварцевой и шеелит-золото-кварцевой. По своим размерам эти проявления относятся к мелким и средним, преимущественно непромышленным. Локализованы жилы в пределах линейно-вытянутых в северо-восточном направлении рудных полей и рудоносных зон. Оруденение предположительно связывается с породами тигертышского гранитоидного позднекембрийско–раннеордовикского комплекса.

СЕРЕБРО

В пределах площади работ выявлено 2 проявления и 2 пункта минерализации серебра. Серебряная минерализация, как правило, самостоятельного значения не имеет и связана с гидротермальными проявлениями свинцово-цинковой жильной и вольфрамовой сульфидно-кварцевой, а также медно-скарновой и свинцово-цинковой скарновой формаций.

Проявление свинцово-цинковой жильной формации расположено на г. Свинцовой (III-4-20), где в кварцевой жиле мощностью 0,7–1,1 м и протяженностью – 100 м, несущей полиметаллическое оруденение, содержание серебра достигает 100 г/т. Такого же типа оруденение известно в нижнем течении р. Мал. Казыр (*проявление II-1-8*), где содержание серебра достигает 100 г/т, и в верховье р. Казымча (*пункт минерализации IV-2-32*) [17].

В кварц-шеелитовых жилах Верхне-Аскизского проявления **вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации** содержание серебра составляет 10–300 г/т, подсчитаны запасы серебра – 1 130 т.

Другой тип серебряного оруденения связан со скарновыми образованиями. В рудах *Иттюйского* (III-4-30) и *Киндерликского* (III-4-29) *проявлений медно-скарновой формации* содержание серебра достигает 24–28 г/т. На северо-восточном склоне горы Улугзас в медно-скарновом *проявлении* (IV-3-30) содержание серебра составляет 71 г/т.

В рудах Казымчинского месторождения **свинцово-цинковой скарновой формации** серебро присутствует в форме аргентита и более сложных соединений, находящихся в тесном сростании с галенитом. Пробирным анализом определено содержание серебра 75 г/т. Извлекается полностью. Исходя из запасов свинцовых руд, прогнозные ресурсы серебра категории P_1 составят 16,6 т [90].

Отдельные знаки самородного серебра в шлихах обнаружены в верховьях р. Кашпар и в левом борту р. Теренсуг напротив устья р. Багзас (*пункт минерализации II-3-29*). Коренные источники не выяснены.

Отмечается также совмещение серебряной минерализации с золоторудной (*проявление I-3-20* и *пункты минерализации II-3-2, 12; III-4-25*).

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

По данным А. Л. Додина [17], самородная платина и осмистый иридий в виде мелких единичных зерен обнаружены в россыпях Балыксинского района. Такие находки известны также по рекам Чарыш, Камзас и Магызы. Платиносодержащими породами являются, вероятно, габбро-пироксениты и серпентиниты. Единичное зерно платины обнаружено нами в шлихе из шурфа в *районе проявления Брусничный Плес* (IV-1-16). Практического значения эти находки не имеют.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Известно одно проявление урана и ряд точечных аномалий, объединенных в три площадных ореола. **Формация полигенная урановорудная в углеродисто-кремнистых сланцах.**

Кашпарское проявление (I-2-16) открыто С. А. Строителевым в 1948 г. и разведывалось М. В. Солодянкиным [75]. Район проявления сложен слоистыми известняками, кремнистыми сланцами и кварцитами белоюсской свиты, прорванными додевонскими интрузивными породами. Гидротермально-метасоматические процессы привели к образованию скарнов и зон окварцевания. Урановая минерализация приурочена к линейно-вытянутой зоне, пересекающей линзовидное тело кварцитов и прослои окварцованных известняков и сланцев. Зона минерализации имеет среднюю мощность 0,6 м, протягивается на расстояние 1 800 м. В приповерхностной части зоны развиты вторичные минералы урана, главным из которых является карнотит. Генезис оруденения разными авторами представляется по-разному. Так, по мнению А. В. Печерского [17], проявление связано с гидротермальной деятельностью додевонского гранитоидного интрузивного комплекса. И. П. Качало и др. [114] предполагается инфильтрационное происхождение оруденения. Крутопадающая узкая зона трещиноватости и локального дробления проходит в углеродистых окварцованных и сульфидизированных сланцах. Сланцы эти имеют несколько повышенные фоновые содержания ванадия, фосфора и радиоактивных элементов. Благоприятная структурная и гидрогеологическая обстановка способствовала окислению сульфидов, выщелачиванию кислыми растворами ванадия, фосфора, радиоактивных элементов и образованию инфильтрационных скоплений урановой минерализации в отдельных участках зоны трещиноватости и дробления. Углеродистые сланцы залегают в толще известняков на интервале разреза, где преобладают пепельно-серые мергелистые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев. Проявление не имеет практического значения [17].

Кроме того, на площади работ отмечается большое количество отдельных точечных *аномалий* с интенсивностью до 2 700 мкР/ч. Наиболее интенсивные из них приурочены к углеродисто-кремнистым сланцам, содержащим повышенные концентрации молибдена, ванадия. Часть аномалий связана с интрузивными породами среднего и кислого состава. Ряд аномальных точек авторами был объединен в общий контур и показаны как площадные аномалии – в междуречье рр. Катък–Уйбат (I-4-24), в верховьях рек Теренсуг–Уйбат (II-4-11) и на водоразделе рр. Оттыгчул–Бол. Со (III-4-23). Все аномалии изучались в процессе производства геологосъемочных работ и были признаны неперспективными.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ресурсы неметаллических полезных ископаемых на площади работ значительны. В основном это касается карбонатных и магматических пород.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Известняки и доломиты по своим технологическим свойствам могут быть использованы в химической промышленности как флюсовое сырье. На площади листа имеется 1 месторождение и 12 проявлений известняков, 5 проявлений доломитов. Некоторые по своему потенциалу могут стать крупными месторождениями.

ИЗВЕСТНЯК ФЛЮСОВЫЙ

Хабзасское месторождение, участок Северный (IV-3-43) расположено в 8 км на восток-юго-восток от ст. Хабзас [91]. Основной вмещающей и контролирующей структурой является Портал-Аскизская антиклиналь. Генезис месторождения – хемогенно-осадочный, приурочено к усинской свите. Продуктивная пачка известняков залегают среди терригенно-осадочных пород верхней подсвиты усинской свиты нижнего кембрия. Подстилают известняки мергели и углеродисто-кремнистые сланцы непродуктивной пачки нижней подсвиты. Выделяется два участка – Северный и Южный. Детально разведан участок Северный с запасами 250,2 млн т. На Южном участке, по данным предварительной разведки, подсчитаны запасы категории С₂ – 138,8 млн т. Продуктивные пачки известняков разделены пачкой сильно мергелистых известняков и углеродисто-карбонатных сланцев нижней подсвиты усинской свиты. Промышленная

залежь известняка имеет пластообразную форму, простирание северо-западное с падением на северо-восток. Известняки выдержаны по простиранию и мощности, содержат горизонт долеритов, залегающий субсогласно.

Известняки тонко-мелкозернистые. Состав: кальцит – 96–99 %, доломит – 0–3,5 %, глинистые примеси – 0–4 %. Запасы известняка флюсового по ГБЗ на 1983 г. составили по кат. А+В – 104,208 млн т, С₁ – 146,012 млн т, А+В+С₁ – 250,22 млн т; долерита в качестве наполнителя бетона по СБЗ: С₁ – 5 727 тыс. м³.

Лесосечно-Аскизское проявление известняка (IV-3-46) расположено в 5 км к западу от ст. Хабзас [95]. Проявление расположено на юго-западном периклинальном замыкании антиклинали, осложненной небольшой синклиналью и связано с породами нижнего кембрия. Генезис осадочный, хемогенный. Возраст – ранний кембрий. Вмещающими породами являются известняки с прослоями доломитов усинской свиты, смятые в напряженные, вплоть до опрокинутых (углы – 60–85°), складки и разбитые разломами северо-восточного простирания. Залежь известняков пологозалегающая, пластообразной формы, имеет длину 1 600 м, ширину – 1 000 м, мощность – 100 м. Глубина залегания – 1–2,7 м.

Известняки темно-серые до черных, редко – светло-серые. Структура мелкозернистая, в единичных случаях – мелкозернистая. Текстура – массивная. Состав: кальцит – 99 %, глинистое вещество – 1 %. По петрохимическим характеристикам удовлетворяют требованиям химической промышленности. Среднее содержание фосфора – 0,01 %, серы – 0,02 %.

Прогнозные ресурсы – 400 млн т. Имеются дальнейшие перспективы для прироста запасов.

Ассукское проявление (III-3-5) расположено в междуречье рр. Ассуг–Теренсуг [72]. Представлено серыми до темно-серых мраморизованными известняками усинской свиты, слагающими крыло синклинальной складки субмеридионального простирания. Известняки, по данным опробования, могут быть использованы в металлургической промышленности. Прогнозные ресурсы 300 млн т.

ДОЛОМИТ ФЛЮСОВЫЙ

Наиболее крупные скопления доломитов, которые могут служить сырьем для металлургической промышленности, приурочены к карбонатным толщам венда–нижнего кембрия (II-3-21; II-4-17; III-3-1; IV-1-46; IV-3-15).

Баззасское проявление доломита (II-3-21) расположено в 56 км к юго-западу от пос. Усть-Бюрь и приурочено к ядру Теренсинской антиклинали северо-восточного простирания, сложенной карбонатными породами венда–нижнего кембрия [96]. Генезис осадочный, хемогенный. Форма залежи пластообразная, залегание горизонтальное. Длина – от 3 000 до 4 300 м, ширина – от 750 до 1 800 м, мощность – 100 м, глубина залегания – 0,5–2,5 м.

Доломиты белые, светло-серые массивные, от тонко- до мелкозернистых. По данным химического анализа рассматриваются как высококачественное сырье 1 класса и могут быть использованы в производстве огнеупоров, в черной металлургии, в производстве вяжущих и теплоизоляционных материалов.

Прогнозные ресурсы доломита – 1 млрд т [72]. Проявление имеет возможности для дальнейшего прироста.

Теренсинское проявление доломитов (III-3-1) расположено в 60 км к юго-западу от пос. Усть-Бюрь и приурочено к ядру Теренсинской антиклинали северо-восточного простирания, сложенному карбонатными породами венда–нижнего кембрия [97]. Доломиты белые, светло-серые массивные, тонко-мелкозернистые, могут быть использованы в производстве огнеупоров и в черной металлургии. Продуктивный горизонт выдержан по простиранию, представляет собой верхнюю часть (до глубины 100 м) доломитовой пачки. Залежь имеет пластообразную форму, горизонтальное залегание. Длина – 2–6 км, ширина – 300–1 300 м, мощность – 100 м, глубина залегания – 0,5–3 м.

Содержания: CaO – 31,57–45,27 %, MgO – 19,94–22,3 %, SiO₂ – 0,39–1,6 %. Прогнозные ресурсы – 1,5 млрд т [72, 135].

БАРИТ

Баритовая жильная формация представлена одним *пунктом минерализации* (III-3-16) в правом борту р. Караташ. Это жила барита мощностью 5 м на контакте доломитов и силицилитов. Содержание бария – 31,77 %.

БОР

В пределах развития эффузивно-сланцевых и карбонатных пород раннекембрийского возраста содержание бора в некоторых металлометрических пробах достигает 0,01–0,03 % (ВГХО III-3-18; IV-3-1). Благоприятным фактором для концентрации этого элемента является также значительное развитие вулканогенно-осадочных пород, однако в коренных выходах проявлений бора не обнаружено.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФАТНЫЕ

АПАТИТ

Три проявления апатита на территории приурочены к габброидам и метасоматитам первой фазы когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового комплекса.

Намитакское проявление апатита (IV-3-9) относится к апатитовому в метагабброидах геолого-промышленному типу, метапироксенитовому подтипу [36]. Приурочено к массиву габброидов. Форма массива в плане изометричная, размером 1,5×1,9 км. Сложен массив меланократовыми породами амфиболового и пироксенового состава с подчиненным количеством мезократовых плагиоклазовых разностей и габбро. Слагающие массив породы на основании петрографического состава и структурно-текстурных особенностей рассматриваются как метасоматические образования.

Апатит от единичных зерен до 10–15 % от объема породы встречается по всей площади массива, но его повышенные концентрации (более 2 % P_2O_5) тяготеют к меланократовым метасоматитам амфиболового и амфибол-пироксенового состава. Рудные тела представлены в виде скоплений, линз, отдельных горизонтов, группирующихся в рудные зоны мощностью 10–250 м, прослеженные по простиранию до 1 500 м, по падению – на 500 м. Структура рудных зон согласуется со строением массива. Среднее содержание P_2O_5 по рудным зонам изменяется от 2,13 до 3,06 %, а внутри рудных зон – от 0,43 до 7,12 %. В целом рудные зоны образуют многоярусные пласто-линзообразные залежи. Апатит наблюдается в неправильных по форме выделениях и в удлиненно-призматических кристаллах от долей до 1–2 мм, редко – 10 мм по длинной оси. Апатит белый прозрачный, представлен фтористой разновидностью с содержанием фтора – 0,92–1,91 %. В нем установлено до 0,21 % редких земель.

Прогнозные ресурсы P_2O_5 , подсчитанные в контуре массива до глубины 450 м, по категории P_2 составляют 24,5 млн т [36]. Ввиду низких содержаний апатита проявление промышленного значения не имеет.

Каролиновское проявление (II-4-21) расположено в левобережье верхнего течения р. Теренсуг [128]. Представляет собой участок, вытянутый в северо-восточном направлении. Апатитовая минерализация представлена следующими основными типами: а) мелковкрапленным в клинопироксенитах; б) вкрапленным и гнездовым в существенно амфиболовых разностях; в) жильным в апогаббровых метасоматитах и сиенито-диоритах.

Мелковкрапленный тип апатитовой минерализации в клинопироксенитах установлен в юго-западной части Каролиновского участка. Представлен двумя линзовидными телами, известными с 1963 г. Первое тело имеет размеры 300×(50–100) м, падение на юго-восток под углом 70–75°, прослежено на глубину до 136 м. Второе тело – 270×(10–25) м, на глубину не прослежено. Состав апатитоносных клинопироксенитов: фассаит – 75–85 %, апатит – 5–15 %, присутствуют также плагиоклаз, калиевый полевой шпат (до 10 %), сфен, биотит, редко – кальцит. Апатит рассеян по породе в виде зерен размером 0,1–0,2 мм, реже образует игольчатые кристаллы до 1 мм. Содержание P_2O_5 колеблется от 1,38 до 8,19 %, составляя в среднем: по первому телу – 4,15 %, по второму – 3,64 %. Выделено два подсчетных блока прогнозных ресурсов I и II.

Вкрапленный и гнездовой тип минерализации в амфиболовых метасоматитах sporadически встречается почти на всей площади Каролиновского участка, но наиболее распространен в центральной его части. Суммарная площадь выходов апатитсодержащих амфиболовых метасоматитов составляет 1,5 км², форма тел сложная, близкая к линзовидной и жилообразной. Наиболее крупное из них имеет размеры в плане 3 000×(100–800) м, площадь – 1,1 км², скважины глубиной 100 м из него не вышли. Состав метасоматитов: роговая обманка – 80–90 %, апатит – до 10 %, плагиоклаз, сфен, рудные минералы. Апатит образует зернистые агрегаты, нередко отмечаются идиоморфные кристаллы длиной 1–10 мм, реже – гнезда зеленого кристаллического апатита размером до 10 см. Содержание P_2O_5 низкое – 0,3–1,8 %, редко достигает 2,11–3,88 %.

Апатитовая минерализация жильного типа локализуется в зонах дробления северо-восточного, реже меридионального простирания. Представлена жилами и линзами апатит-полевошпатового состава мощностью от 2 мм до 1,1 м. В составе жил преобладает калиевый полевой шпат, в подчиненном количестве находятся кислый плагиоклаз, апатит, клинопироксен, амфибол, нередко отмечаются гранат, сфен. Апатит присутствует в виде идиоморфных зерен и включений размером до 2–3 мм, занимая в наиболее обогащенных участках 40–50 %, редко – до 80 % объема породы. В пределах Каролиновского участка вскрыта жильная зона мощностью 0,5–1,5 м с содержанием P_2O_5 – 6,58–23,98 %. Не оценивалась ввиду незначительных масштабов.

Подсчет прогнозных ресурсов выполнен только для первого типа минерализации по блокам I и II. Бортовое содержание P_2O_5 – 2,5 %, среднее по блоку – не менее 3 %. Прогнозные ресурсы P_2O_5 категории P_2 составили 0,35 млн т [128].

ФОСФОРИТ

В настоящее время на площади известно одно месторождение фосфоритов – *Тамалыкское* (II-3-27), а также 2 проявления и 13 пунктов минерализации. Все объекты приурочены к карбонатным отложениям венда–раннего кембрия. По генезису можно выделить два типа фосфоритов: первичные – в кремнистых, кремнисто-карбонатных и карбонатных породах и вторичные, образовавшиеся за счет первичных. Наибольшие концентрации P_2O_5 отмечаются во вторичных фосфоритах.

Тамалыкское месторождение (II-3-27) вторичных фосфоритов открыто работами Каролиновской ПСП под руководством А. К. Мкртычяна [99]. Расположено на водоразделе рр. Ассуг–Теренсуг напротив устья р. Тамалык.

В пределах Тамалыкского месторождения выявлено два типа фосфоритов – первичные и вторичные. Первичные фосфориты представлены кремнистыми, карбонатно-кремнистыми и карбонатными разностями и образуют пласты мощностью от 1 до 24,7 м. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 5 до 38,8 %, в среднем – 11,88 %. Прогнозные ресурсы составляют 83 млн т. Из-за низкого содержания полезного компонента получили отрицательную оценку [78, 119].

Вторичные фосфориты генетически и пространственно связаны с первичными и образовались при формировании мезо–кайнозойской коры выветривания, генезис инфильтрационно-метасоматический, карстовый. Рудные тела вторичных фосфоритов имеют линзовидную неправильную форму, длина их на поверхности – от 300 до 700 м, ширина – от 20 до 120 м. Залежи приурочены к карстовым депрессиям, развитым на контакте кремнистых и глинистых сланцев, карбонатных пород. Депрессии приурочены к тектоническим зонам субмеридионального и северо-восточного простирания. Максимальная глубина развития вторичных фосфоритов – 100 м. Выделяется 6 залежей плащеобразной формы с юго-восточным падением. Качество фосфоритов невысокое. Суммарные запасы по всем залежам на 01.01.1994 г. – 11 968 тыс. т при среднем содержании P_2O_5 – 12,03 %.

По Тамалыкскому месторождению учтены и приняты на баланс запасы категории C_2 : фосфорит – 4 590,8 тыс. т, P_2O_5 – 723,5 тыс. т, при содержании P_2O_5 – 15,76 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют: фосфорит – 1 488,1 тыс. т, P_2O_5 – 236,4 тыс. т, при содержании P_2O_5 – 15,89 % [99].

Работами 1958–1960 гг. под руководством В. И. Гери было выявлено *Хабзасское проявление* (IV-3-53) и три *пункта минерализации* фосфоритов (IV-3-17, 18, 32) [85]. Хабзасское проявление представлено линзой доломитов размером 26×19 м с содержанием P_2O_5 – 9–22 %. Ввиду небольших масштабов практического значения не имеет.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

По данным В. К. Моница [17], значительные залежи существенно гранатовых скарнов установлены на правом берегу р. Томь выше устья р. Изас. Скарны приурочены к контакту мраморов с гранитной интрузией. Имеется целый ряд аналогичных залежей по притокам р. Томь (реки Казынаш и Казас).

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

На площади работ присутствуют 3 *пункта минерализации*. Два из них – в районе г. Бандит (II-3-18) и на водоразделе рр. Теренсуг–Уйбат (II-4-8) – приурочены к карбонатным породам в экзоконтакте массива монцодиоритов. Асбест развивается в виде прожилков в серпентинизированных доломитистых известняках. Оба пункта практического значения не имеют. Третий пункт расположен в левом борту р. Тузухсу (IV-3-52) и приурочен к дайке микрогаббро, в которой развиты жилки амфибол-асбеста мощностью до 4 см, протяженностью – 1–1,5 м.

ТАЛЬК

Представлен 5 проявлениями, из которых наиболее значимым является *Алатауское*, и 5 пунктами минерализации. Практически все они относятся к **тальк-апокарбонатной формации** и лишь *пункт минерализации* в левом борту р. Кунзас (III-1-25) – к **тальковой апогипербазитовой**.

Алатауское проявление (IV-3-16) расположено по обоим бортам долины р. Бискамжа в 6 км выше ее устья [94]. Впервые исследовано В. И. Герей в 1958 г. Представлено зоной дробления и оталькования в карбонатных отложениях бродовской–усинской свит нижнего кембрия. Относится к гидротермальному амагматогенному типу тальковой апокарбонатной формации. Вмещающие породы – известняки с прослоями доломитов и кремнистых сланцев – интенсивно брекчированы, окварцованы и оталькованы. Продуктивная залежь имеет мощность 100–190 м, протяженность – 600 м, сложена тальк-доломитовыми и тальк-известковистыми метасоматитами. Тальк мелкочешуйчатый, присутствует в виде рассеянной вкрапленности и линзочек (до 20 см), содержание в тальково-известковых породах – 27–77 %, в известково-доломитовых – 30–50 %. Тальк-доломитовые породы имеют белую, буроватую, бледно-розовую окраску, тальк-известковистые – белые, темно-серые с кварцевыми прожилками и тонкораспыленным графитом (до 1 %). Тальк розовато-белый или белый, без видимых примесей. Качество и белизна порошка высокие.

Прогнозные ресурсы на 15.08.1985 г. – 5,5 млн т [94]. Рекомендуется к проведению разведочных работ.

Проявления и пункты минерализации на реках Томь (IV-2-17), Тузухсу (IV-3-24, 26, 33) и на руч. Медвежий (IV-1-40) представлены коренными выходами оталькованных карбонатных пород в экзоконтактах гранитоидных интрузий. Тальк наблюдается в виде линз и прожилков мощностью до 15 см, содержание его – 10–15 %. По руч. Медвежьему (IV-1-40) оталькованная зона прослежена на 1 000 м. Проявления требуют детального изучения.

ГРАФИТ

Известно одно *проявление* (III-4-10) и один *пункт минерализации* (III-4-7), относящиеся к **полигенной графитовой формации**. Расположены они у восточной рамки листа и приурочены к карбонатным отложениям бродовской–усинской свит нижнего кембрия на контакте с телами монцодиоритов когтахского комплекса. Проявление графита на г. Монотуган (III-4-10) представлено пачкой графитовых сланцев мощностью 100 м и протяженностью 300 м. Содержание графита – 25–70 %.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Проявление серпентинита, который может рассматриваться как поделочный камень, расположено на правом берегу р. Томь в 7 км ниже устья р. Кунзас (III-1-14). Серпентиниты слагают небольшой собой массив терсинского комплекса площадью около 1 км², имеют зеленую и темно-зеленую окраску. Породы слаботрещиноватые, что позволяет получить качественные монолиты. Проявление не разведывалось.

В результате полевых работ 2010 г. среди карбонатных отложений бейской свиты была выявлена точка с *проявлением* халцедона (I-3-5) в брекчированных мраморизованных известняках бейской свиты среднего девона.

В качестве поделочного камня могут быть использованы мраморы в приустьевой части р. Салат (*проявление* IV-4-8) и правом берегу р. Бискамжа (*проявление* IV-3-7), а также декора-

тивные мраморы и мраморные брекчии Изасского месторождения (см. ниже).

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Граниты, сиениты, диориты, развитые на территории листа, могут быть использованы в качестве бутового камня, а отдельные их разновидности как облицовочный материал. Для определения промышленной ценности материалов необходимо выяснение их технологических свойства, для чего требуются дополнительные исследования.

СРЕДНИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ДИОРИТ)

Балансом запасов строительных камней на территории листа учтено промышленное *Алатауское месторождение* диорита (IV-3-19). Алатауское месторождение расположено в 1,5 км к юго-востоку от ст. Алатау и приурочено к северному эндоконтакту Улугзасского граносиенитового массива [88]. Генезис магматический. Вмещающие породы в приконтактовой части ороговикованы. Ширина ореола – 30–300 м. Вмещающие породы представлены кварц-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Промышленным является детально разведанный участок интрузивного тела, площадью 204 тыс. м². Средняя глубина подсчета запасов – 60 м. На этом участке сосредоточены все учтенные балансовые запасы. Диориты слагают центральную часть месторождения. Породы повышенной прочности локализируются в зоне ороговикования, которая характеризуется выдержанным строением. Зона выветривания не превышает 1,5 м. В зонах интенсивной трещиноватости, прослеженных до глубины 4–4,5 м, диориты превращены в структурный элювий.

Запасы диорита по ГБЗ: А+В – 3 540 тыс. м³, С₁ – 9 442 тыс. м³, А+В+С₁ – 12 946 тыс. м³.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

Представлены *Изасским месторождением* (IV-1-17) и двумя *проявлениями* (IV-3-7; IV-4-8). Мраморы часто имеют красивый внешний вид и достаточную прочность и могут быть использованы как облицовочный материал.

Изасское месторождение мраморной брекчии и мраморов (IV-1-17) расположено в 5 км западнее ж.-д. ст. Балыксу, подготовлено к освоению [87]. Приурочено к экзоконтакту известняков западносибирской свиты венда с гранодиоритами мартайгинского комплекса. Сформировано в два этапа: 1) образование контактовых мраморов при внедрении интрузии; 2) формирование тектонических брекчий в зонах разломов и осадочных – в карстовых депрессиях. Западносибирская свита в пределах месторождения имеет мощность 1 030 м; породы, слагающие ее, залегают моноклинально с падением на север под углами 65–80°.

Изасское месторождение подразделяется на три участка: Левобережный (в левобережье р. Изас), Правобережный (в правобережье р. Изас) и площадь, находящаяся в правобережье р. Томь. Последняя охвачена только поисковыми маршрутами поисковой стадии работ, откартированы многоцветные мраморные брекчии с прогнозными ресурсами 5 млн м³. На Левобережном участке в 1983 г. проводилась предварительная разведка серо-белых мраморов. Запасы категории С₂ составляют 9 млн м³. На Правобережном участке в 1980 г. завершена детальная разведка. Общие геологические запасы облицовочного камня здесь составляют 16 млн м³, мраморных брекчий – 13,3 млн м³. Мраморные брекчии слагают на участке зоны I и III, разделенные серыми, темно-серыми мраморами зоны II. Все зоны имеют субширотное простирание, субвертикальное падение. Зоны I, II, III сложены мраморными брекчиями соответственно на 85, 4 и 82 %. Учитывая благоприятные горнотехнические условия, все балансовые запасы разведаны в зоне III.

Зона I имеет протяженность 700–750 м, мощность – 160–380 м. Выклинивания на глубину не наблюдается. Геологические запасы категории С₁+С₂ – 6,1 млн м³, в т. ч. брекчий – 5,9 млн м³. Зона II, мощностью 20–60 м при средней длине 720 м, сложена трещиноватыми мраморами и известняками, не пригодными для получения блокового облицовочного камня. Параметры зоны III: протяженность – 700–800 м, мощность – 45–180 м.

Запасы, утвержденные ГКЗ СССР 15.05.1981 г.: брекчия мраморная – А+В – 903 тыс. м³,

$C_1 - 1\,611$ тыс. m^3 , $A+B+C_1 - 2\,514$ тыс. m^3 , $C_2 - 318$ тыс. m^3 ; мраморы: $A - 317$ тыс. m^3 , $C_1 - 566$ тыс. m^3 , $A+B+C_1 - 883$ тыс. m^3 , $C_2 - 112$ тыс. m^3 .

Прогнозные ресурсы высокодекоративных мраморных брекчий и мраморов участка составляют 12 млн m^3 , в т. ч. брекчий – 10,5 млн m^3 . Перевод в запасы возможен после проведения разведочных работ в зоне I до горизонта +430 и эксплуатационной разведки глубоких горизонтов зоны III.

ИЗВЕСТНЯК, ДОЛОМИТ

Известно 2 проявления известняка, 1 месторождение и 5 проявлений доломита.

Казынетское месторождение доломита (IV-2-22) находится в резерве [89]. Расположено в 1–3 км юго-восточнее ст. Казынет на водоразделе р. Казымча–руч. Малиновый. Месторождение приурочено к пачке доломитов среди отложений чарыштагской свиты, которая характеризуется чередованием доломитов и известняков с фациальными переходами по простирацию. Генезис месторождения осадочный, хемогенный. Разведанная залежь имеет пластообразную форму, крутое падение на северо-запад. Длина – 500–800 м, ширина – 100–300 м, мощность – 10–37 м. Кальцит и доломит присутствуют в различных количественных соотношениях. Доломит обычно представлен неправильными зернами. Характерны тонкодисперсные углеродистые частицы и мелкие редкие кубики пирита, часто лимонитизированные. Карбонатные породы прорваны дайками долеритов мощностью 2–3,5 м.

Запасы доломита по ГБЗ: $A+B - 3\,248$ тыс. m^3 , $C_1 - 3\,847$ тыс. m^3 , $A+B+C_1 - 7\,095$ тыс. m^3 .

Проявления известняков и доломитов, расположенные в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау, приурочены к осадочным карбонатным толщам вендского и раннекембрийского возраста и имеют практически неограниченные запасы. На площади листа N-45-96-Г И. В. Широным [156] прогнозные ресурсы доломитов оценены в 3,5–4 млрд т.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ И ГОНЧАРНЫЕ

Бискамжинское проявление (IV-3-55) расположено в 100–300 м к северо-западу от устья р. Бискамжа. Открыто и разведано А. Л. Додиним [17]. Представляет собой пласт желто-серой полужирной пластичной глины, залегающий среди отложений второй надпойменной террасы. Средняя мощность равна 1,9 м, максимальная – 3,7 м. Площадь распространения достигает 12 500 m^2 . Подсчитанные запасы составляли на момент открытия 2 400 m^3 .

Проявление р. Магызы (IV-1-61) расположено у пос. Неожиданный. Низкосортные кирпичные и гончарные глины залегают в отложениях второй надпойменной террасы. Они разрабатываются небольшим кирпичным заводом. Проявление не разведывалось, запасы не подсчитывались.

Небольшое *проявление* кирпичных глин (IV-1-58) приурочено к первой надпойменной террасе р. Балыксу, на западной окраине пос. Балыксу.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Значительные по объему запасы галечника находятся в районах отработанных золотоносных россыпей – по р. Балыксу и ее притокам – р. Магызы, Камзас (*проявление IV-1-60*). Галечники, представляющие интерес для строительства, слагают пойменную террасу р. Томь вблизи впадения в нее р. Чарыш (*проявление IV-1-57*), а также первые надпойменные террасы по рекам Тузухсу (*проявление IV-3-56*) и Хабзас (IV-3-57).

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

Возможна добыча песка в долине р. Томь. Большие скопления мелкозернистого кварц-полевошпатового песка имеются на островах р. Томь выше устья р. Шора (*проявление IV-1-59*). Проявление песков не изучено.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КВАРЦИТ

Выходы кварцитов белоиюсской свиты расположены на правом берегу р. Томь, близ поселка Балыксу (*проявление IV-1-23*). Видимая мощность пласта кварцитов составляет 60 м, протяженность – 1–1,2 км. Кроме этого проявления имеются выходы окварцованных доломитов и кварцитов биджинской свиты площадью около 2,2 км² у восточной рамки листа, на восточном склоне г. Сыгым (*проявление IV-4-9*).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа N-45-XXIV занимает юго-восточную часть восточного склона Кузнецкого Алатау и характеризуется сложным геологическим строением, выразившемся в интенсивном проявлении разнообразного по составу и разновозрастного интрузивного магматизма, широком развитии позднерифейско–палеозойских стратифицированных образований, длительной и многоэтапной истории формирования тектонических структур и рудогенеза. Все это обусловило разнообразие полезных ископаемых района, представленных проявлениями, реже месторождениями золота, молибдена, меди, полиметаллов, вольфрама, фосфатного сырья, облицовочных материалов и др.

В металлогеническом отношении площадь работ относится к **Алтае-Саянской минерагенической провинции**, располагаясь целиком в пределах Алтае-Кузнецкой субпровинции покровно-складчатых сооружений ранних каледонид (салаирид). Согласно структурно-формационному районированию территории и с учетом результатов ГК-1000/3 листов N-45 и N-46 здесь выделяются **Шорско-Батенёвская марганец-фосфорит-баритовая** (1 ба,Ф,Мn/V–С₁), **Восточно-Кузнецкоалатауская медно-молибден-золоторудная** (2 Au,Mo,Cu/С₂–O,D₁,Q) и **Мрасско-Томская золоторудная** (3 Au/С₂–O,Q) минерагенические зоны (МЗ).

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В пределах листа N-45-XXIV известно оруденение позднерифейско–ордовикской минерагенической эпохи (RF₃–O), раннедевонского этапа активизации (D₁) и этапа континентального развития (D₂–Q).

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО–ОРДОВИКСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ЭПОХА

Позднерифейско–ордовикская минерагеническая эпоха рудообразования охватывает период формирования складчатой структуры региона, связанный с заложением на океаническом основании системы островных дуг с задуговыми бассейнами и их последующей эволюцией, завершившейся складчатостью и становлением крупных гранитоидных плутонов. Для данной эпохи характерны высокая продуктивность и разнообразие оруденения, представленного месторождениями и проявлениями железа, марганца, ванадия, меди, свинца и цинка, никеля, молибдена, золота, платиноидов, урана, фосфоритов, апатита. Сформировавшиеся в этот период структурно-вещественные комплексы послужили источником рудного вещества при последующих процессах преобразования литосферы. Эпоха подразделяется на несколько этапов рудообразования.

Позднерифейский этап связан с формированием океанического субстрата, заложением примитивных островных дуг. Характерным для данного этапа является наличие пород офиолитовой ассоциации, представленных на отчетной территории терсинским комплексом альпино-типных гипербазитов и кремнисто-вулканогенной белоюносской свитой. С серпентинитами терсинского комплекса связаны проявления хризотил-асбеста, талька, осмистого иридия, геохимические аномалии кобальта, никеля и хрома.

Венд–раннекембрийский этап характеризуется широким развитием в условиях задугового бассейна процессов осадочного и вулканогенно-осадочного рудогенеза, приведших к образованию проявлений и месторождений фосфоритов, барита и марганца. Образования данного этапа представлены в **Шорско-Батенёвской МЗ**, охватывающей выходы венд–нижнекембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, контролирующих эти виды оруденения.

Марганцевая и железо-марганцевая седиментогенная минерализация приурочена здесь к терригенно-карбонатным отложениям тюримской и тамалыкской свит, в меньшей мере, к карбонатно-вулканогенным образованиям сынныгской свиты, где карбонаты играли роль геохимических барьеров при осаждении рудных компонентов. Кремнисто-карбонатные формации венда (чарыштагская свита) и венда-томмота (сорнинская, тамалыкская свиты) являлись весьма благоприятными для развития фосфатоносных и баритоносных фаций. На площади работ с породами тамалыкской свиты связаны Тамалыкское месторождение и ряд проявлений фосфоритов.

Горизонты углеродисто-кремнистых сланцев, развитых на разных уровнях венд-нижнекембрийского разреза и синхронных базитовому вулканизму, нередко имеют повышенные концентрации ванадия, молибдена, благородных металлов и урана. К этим образованиям приурочены проявления молибдена и ванадия стратиформного типа.

Среднекембрийско-ордовикский этап рудообразования связан с масштабными проявлениями островодужного и коллизионного интрузивного магматизма, приведшими к формированию крупных полиформационных и полихронных плутонов (Тигертышский, Уйбатский) и ряда обособленных массивов когтахского, мартайгинского и тигертышского комплексов. В пределах интрузивных массивов, зонах их экзоконтактов, а также в приразломных проницаемых зонах размещено разнообразное и разновозрастное эндогенное оруденение, преимущественно гидротермального и контактово-метасоматического генезиса. Разнообразие интрузивных образований и их пространственное совмещение затрудняет установление связи определенных типов оруденения с конкретными проявлениями магматизма, чем обусловлен полихронный характер выделяемых для данного этапа двух минерагенических зон.

Восточно-Кузнецкоалатауская медно-молибден-золоторудная МЗ включает в себя почти всю территорию листа N-45-XXIV. На площади работ выделяются: **Уйбатский золоторудно-россыпной район** (2.1 Au/C₂-O,Q) с *Тибек-Майским прогнозируемым золоторудным узлом* (2.1.1 Au); **Саралинско-Коммунарский золоторудно-россыпной район** (2.2 Au/C₂-O,Q) с *Коммунар-Балахчинским золоторудно-россыпным узлом* (2.2.1 Au); **Тейско-Балыксинский железорудный район** (2.3 Fe/D); **Улень-Туимский медно-молибденовый рудный район** (2.4 Mo,Cu/C₂-O,Q) с *Темирским молибденово-медным* (2.4.1 Cu,Mo) и *Харатасским прогнозируемым молибденовым* (2.4.4 Mo) *рудными узлами*, а также *Казымчинский* (2.4.3 Zn,Pb) и *Игр-Гольский* (2.4.2.Zn,Pb) *свинцово-цинковые рудные узлы*.

Наибольшее распространение здесь имеют интрузивы когтахского и тигертышского комплексов. С массивами габбро-монцодиорит-сиенитового когтахского комплекса связано скарново-магнетитовое и гидротермальное жильное и штокверковое золотое оруденение, к габброидам первой фазы пространственно приурочены Казымчинское месторождение и проявления свинцово-цинковой скарновой формации (*Казымчинский РУ*), они также вмещают апатитсодержащие жилы и метасоматиты (Каролиновский, Намштакский, Бискамжинский массивы). С гранитоидами тигертышского комплекса ассоциируют кварцевые жилы с шеелитом и вольфрамитом, а также медно-молибден-вольфрамовое оруденение скарнового типа – в апикальных частях и экзоконтактах интрузий (*Темирский РУ*). Широкое распространение имеет гидротермальное оруденение молибден-медно-порфировой и молибденовой березитовой рудных формаций, пространственно ассоциирующее с породами первой и второй фаз тигертышского комплекса либо с небольшими телами гранит- и граносиенит-порфиров тигертышского (юлинского?) комплекса (**Улень-Туимский РР**, *Харатасский прогнозируемый РУ*). Породы диорит-гранитного состава и вмещающие их образования оказываются благоприятными для размещения гидротермального жильного и штокверкового оруденения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, приуроченного к тектоническим зонам северо-восточной, северо-западной и субширотной ориентировки (**Уйбатский и Саралинско-Коммунарский РР**, *Кузукско-Карлыгановский прогнозируемый РУ*).

Мрасско-Томская золоторудная МЗ включает крайнюю юго-западную часть площади, отделенную Амзасско-Балыксинской зоной разломов и относящуюся к Мрасской подзоне Алтае-Кузнецкой СФЗ. Данная территория входит в **Балыксинский золоторудно-россыпной район** (3.1 Au/C₂-O,Q). Интрузивные образования представлены здесь массивами габбро-диорит-долеритовой (субвулканические образования мрасской свиты) и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой (мартайгинский комплекс) формаций. Трещинные тела габбро-диоритового состава обычно залегают в осевых частях тектонических зон дробления и рассланцевания, нередко выполняя роль рудовмещающей среды для кварцево-жильного и гидротермально-метасоматического золотооруденения типа линейных штокверков. К интрузивам мартайгинского комплекса приурочены золоторудные месторождения и проявления золото-скарнового и золото-сульфидно-кварцевого типов, локализуясь как в приконтактных образованиях, так и среди пород комплекса. В ряде случаев массивы комплекса рассматриваются не только как рудовме-

щающие, но и как рудогенерирующие.

РАННЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП АКТИВИЗАЦИИ

Раннедевонский этап активизации связан с заложением и развитием наложенных впадин Минусинского межгорного прогиба, сопровождаемым формированием глубоких расколов земной коры, вспышкой субаэрального вулканизма трахит-трахибазальтовой формации. На бортах структур среди складчатого основания салаирид происходило внедрение субвулканических тел и гипабиссальных интрузий, комагматичных вулканикам, возникали зоны проницаемости для глубинных рудоносных растворов. В результате активизационных процессов сформировались разнообразные по генезису проявления редких металлов, редких земель, урана, железа, золота, меди, кобальта, ртути, не имеющие промышленного значения. Большинство проявлений имеет отчетливый тектонический контроль. С этапом раннедевонской активизации, возможно, связаны полиметаллические проявления гидротермально-метасоматического генезиса (*Игр-Гольский РУ*).

ЭТАП КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

С этапом континентального развития связано формирование золотоносных россыпей, представленных на площади работ **Уйбатского, Саралинско-Коммунарковского и Балыксинского золоторудно-россыпных районов**.

Характерной чертой многих эндогенных месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых является их пространственная ассоциация с зонами глубинных разломов, выступающими в качестве региональных магмо- и рудоконтролирующих структур. Для площади работ и прилегающих территорий эта закономерность проявлена в приуроченности большинства месторождений и проявлений золота, молибдена, железа, апатитовых руд к субмеридиональному Кузнецко-Алатаускому глубинному разлому и диагональной к нему Ортонско-Теренсинской зоне разломов северо-восточного простираения. Локализацию рудных объектов обычно связывают с участками осложнения региональных структур более мелкими разрывными нарушениями и проявлениями магматизма различного возраста и состава.

Таким образом, наибольшее значение для размещения эндогенного оруденения в районе имеет тесное сочетание магматических и структурно-тектонических факторов, при этом решающая роль принадлежит разрывным структурам различного порядка и направления. Среди разрывных нарушений особый интерес представляют структуры типа скрытых глубинных разломов и зон вязких разрывов, проявленные на поверхности неотчетливо в виде линейных зон динамометаморфизма. Эти зоны характеризуются повышенной трещиноватостью пород, в различной степени метаморфизованных, фиксируются дайковыми поясами и изменениями в ориентировке и интенсивности геофизических полей.

Особенности локализации отдельных видов полезных ископаемых во многом определяются также влиянием петрографических, геохимических, стратиграфических, литолого-фациальных и др. факторов.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На площади работ установлены рудные комплексы черных металлов (Fe, Mn, V), цветных металлов (Cu, Pb, Zn, Mo, W), благороднометалльного оруденения (Au), неметаллических полезных ископаемых (apatит, фосфориты).

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

В пределах листа N-45-XXIV известны редкие и незначительные по масштабам проявления и пункты минерализации железорудной скарново-магнетитовой и титаномагнетитовой формаций, получившие, по результатам ГК-50, отрицательную оценку. По имеющимся данным, перспективы выявления на отчетной территории промышленного железорудного оруденения весьма низкие.

МАРГАНЕЦ

Оруденение марганценосной кремнисто-карбонатной формации установлено в пределах **Шорско-Батенёвской МЗ**. Основными рудоконтролирующими факторами являются стратиграфический и литолого-фациальный, что находит отражение в приуроченности оруденения к терригенно-карбонатным фациям отложений тамалькской свиты раннекембрийского возраста. Карбонатные руды бедные, в результате контактового метаморфизма превращены в марганцовистые роговики, непригодные к промышленному использованию. Масштабы развития зоны окисления незначительные. Окисленные руды промышленных концентраций не образуют.

ВАНАДИЙ

Проявление и пункты минерализации ванадия формации молибден-ванадиеносных сланцев приурочены к горизонтам углеродисто-кремнистых сланцев в венд–кембрийских отложениях (мартюхинская, сорнинская, бродовская–усинская свиты). Промышленного значения они не имеют. Повышенные концентрации ванадия, а также молибдена и урана наблюдаются, как правило, вблизи тектонических зон среди раздробленных и гидротермально измененных пород. В размещении оруденения ведущее значение имеют литологический и тектонический факторы. По данным петрографического изучения, кремнистые углеродистые образования нередко имеют тектоническую природу (милониты), повышенное содержание углерода в них обусловлено графитизацией в зонах разломов.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Медное оруденение на площади работ представлено медно-скарновой, молибден-медно-порфировой и медно-кварц-сульфидной рудными формациями.

Проявления медно-скарновой формации (Иттюйское, Вершинка и др.), как правило, пространственно приурочены к экзоконтактам массивов когтахского комплекса, входящих в состав Уйбатского плутона. Оруденение локализуется в прорываемых и скарнируемых ими кремнисто-карбонатных отложениях венда–раннего кембрия, реже – в монцодиоритах и габбро когтахского комплекса. Реже медно-скарновое оруденение связано с гранитоидами мартайгинского, карлыгановского и патынского комплексов. Выделяются два типа оруденения – гидротермальный жильный и метасоматических зон. Ведущими рудоконтролирующими факторами являются структурно-тектонический, магматический, а также литолого-петрографический – приуроченность к контакту силикатных и карбонатных пород. Большинство проявлений медно-скарновой формации располагается в пределах *Темирского РУ*. Нередко отмечается пространственное совмещение медного оруденения с молибденовой и вольфрамовой минерализацией вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации.

Медное оруденение молибден-медно-порфировой формации представлено проявлением Брусничный Плес, где медные и молибденовые рудные тела пространственно обособлены, но характеризуются общностью строения, локализации и генезиса. Проявление расположено в южном эндоконтакте Тигертышского плутона в лежащем боку Теренсинской зоны разломов. Меднорудные тела представляют собой жильный линейный штокверк сложного строения, залегающий среди гранодиоритов первой фазы тигертышского комплекса и приуроченный к крутопадающим на юго-восток тектоническим зонам. Молибденовая минерализация приурочена к субвертикальной зоне милонитов северо-восточного простирания, рассекающей скарнированные породы кремнисто-карбонатного состава на контакте с гранодиоритами тигертышского комплекса. Рудоконтролирующее значение имеет приуроченность к Теренсинской зоне разломов (структурно-тектонический) и к породам тигертышского комплекса (магматический фактор). Вероятна парагенетическая связь оруденения с лейкогранитами второй фазы тигертышского комплекса.

Медно-кварц-сульфидная формация представлена мелкими кварцево-жильными проявлениями и пунктами минерализации гидротермального генезиса. Ведущим фактором, определяющим размещение гидротермальных проявлений меди является структурно-тектонический. Проявления, как правило, контролируются разрывными структурами – минерализованными зонами дробления и зонами повышенной трещиноватости – и представляют собой трещинно-жильные образования с прожилково-вкрапленным и вкрапленным сульфидным оруденением. Непосредственной связи оруденения с конкретными проявлениями магматизма не установлено. Про-

мышленного значения не имеют.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Оруденение свинцово-цинковой скарновой формации представлено в пределах *Казымчинского РУ*. В *Игр-Гольском РУ* известны проявления гидротермального типа свинцово-цинковой жильной формации. Локализация оруденения определяется сочетанием магматического, тектонического и литологического факторов.

В *Казымчинском РУ* свинцово-цинковые проявления залегают среди карбонатных пород чарыштагской свиты, прорванных габброидными телами когтахского комплекса. Цепочечное расположение рудных объектов согласно с общим северо-восточным простиранием Теренсинской зоны разломов указывают на наличие тектонического контроля. На Казымчинском месторождении ориентировка и морфология рудных тел определяется характером контактов массивов гранодиоритов и лейкогранитов тигертышского комплекса, прорывающих рудовмещающие карбонатные отложения чарыштагской свиты венда. Широкое развитие здесь имеет зона окисления, достигающая глубины 80–90 м, что негативно сказалось на качестве первичных сульфидных руд, большей частью превращенных в сульфидно-карбонатные и окисленные.

В *Игр-Гольском РУ* отмечается приуроченность проявлений свинца и цинка к зонам дробления на контакте карбонатных отложений чарыштагской свиты и гранитоидов тигертышского комплекса. Роль магматического фактора и возраст оруденения здесь достоверно не определены.

Известны также гидротермальные проявления свинца, расположенные вне рудных узлов и связанные с кварц-сульфидными жилами. Масштаб этих проявлений незначителен, промышленные содержания свинца единичны.

МОЛИБДЕН

В пределах площади доизучения рудные концентрации молибдена связаны с проявлениями молибден-медно-порфировой (Брусничный Плес, Сатхнинская группа и др.) и молибден-порфировой (Адырлыхское) рудных формаций. Известны также незначительные по масштабам проявления и пункты минерализации формации молибден-ванадиеносных сланцев (см. раздел «Ванадий»).

В размещении молибденовых рудных объектов всех перечисленных формационных типов ведущее значение имеют структурно-тектонические факторы. Подавляющее большинство проявлений и пунктов минерализации молибдена располагается в полосе северо-западного (310–320°) простирания шириной 10–12 км, протягивающейся через весь лист от водораздела рр. Бельсу–Пихтерек через бассейн р. Харатас и водораздел рр. Багзас–Теренсуг в верховья р. Ниня. Фрагмент этой полосы шириной 8 км описан на водоразделе верховьев рр. Туралыг–Харатас (Ананьев, 1984ф) как зона повышенной трещиноватости, к которой приурочены проявления Сатхнинской группы. На северо-западном продолжении этой зоны располагается проявление Перевальное.

Рудные объекты приурочены к узлам пересечения данной зоны трещиноватости с нарушениями северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. На смежных с севера и северо-востока площадях локализацию молибденовых месторождений (Сорское, Ипчульское и др.) также связывают с местами пересечений дизъюнктивов северо-восточного и северо-западного простирания, причем первые из них рассматриваются в качестве рудоподводящих, а вторые – как рудовмещающие. Для Ипчульского месторождения и Адырлыхского проявления отмечается также рудоконтролирующая роль разрывных нарушений субмеридионального направления [73].

Другим, не менее важным, является фактор магматический.

Проявления молибден-медно-порфировой формации пространственно связаны с гранитоидами тигертышского комплекса, располагаясь среди пород одноименного плутона либо в ближнем экзоконтакте. Рудные тела представлены гидротермальными кварц-сульфидными жилами и штокверками, приуроченными к тектоническим зонам северо-западного (Сатхнинская группа, Перевальное и др.) либо северо-восточного (Брусничный Плес) простирания, как правило, в местах их пересечения. Для большинства проявлений отмечается пространственная приуроченность к лейкогранитам второй фазы тигертышского комплекса, что позволяет предполагать наличие парагенетической, а возможно, и генетической связи. В кварцевых жилах Сатхнинской и Озерной зон трещиноватости наряду с медно-молибденовой минерализацией нередко устанавливаются повышенные содержания золота.

Молибден-порфировая формация представлена Адырлыхским проявлением. Кварц-сульфидное оруденение штокверкового типа приурочено к небольшим телам гранит- и граносиенит-порфиров тигертышского комплекса, прорывающих метавулканы Белоюсской свиты. Рудоконтролирующее значение имеют структурно-тектонический и магматический факторы. Наиболее благоприятными для локализации молибденового оруденения являются апикальные части субвулканических и гипабиссальных интрузий граносиенитов и умереннощелочных гранитов, а также прилегающие к ним породы экзоконтакта. Адырлыхское проявление расположено на пересечении нарушения субмеридиональной ориентировки с юго-западным флангом зоны скрытого глубинного разлома северо-западного (320°) простирания, более подробно описанной в главе «Тектоника». Аналогичной структурной позицией характеризуется Ипчульское молибденовое месторождение, расположенное на смежной с севера площади [73]. По характеру геохимической зональности рудная минерализация Адырлыхского проявления сопоставляется с верхними частями молибден-порфирового оруденения Ипчульского месторождения [120].

Сопутствующими молибденовому оруденению являются процессы интенсивного постмагматического изменения вмещающих пород, прежде всего, калишпатизация и окварцевание, а также серицитизация, альбитизация и березитизация, имеющие, в основном, околотрещинный характер. Наличие ореолов измененных пород может служить косвенным поисковым признаком.

ВОЛЬФРАМ

Вольфрамовое оруденение представлено вольфрамовой сульфидно-кварцевой (Верхне-Аскизское, Киндерлыкское проявления) и, в меньшей степени – шеелит-золото-кварцевой формациями (жила Шеелитовая). Преобладающим генетическим типом является жильный гидротермальный. Вольфрамовое оруденение контактово-метасоматического типа самостоятельного значения не имеет и представлено в проявлениях и пунктах минерализации медно-скарновой и скарново-магнетитовой формаций. Рудные минералы представлены преимущественно шеелитом, в жильных проявлениях иногда встречается вольфрамит. Нередко отмечается пространственная ассоциация вольфрамового оруденения с молибденом и медью. На Иттюйском проявлении кварц-шеелитовые жилы пересекают меднорудные тела, а молибденовая минерализация образует мелкие обособленные линзовидные тела и гнезда. Промышленного значения проявления вольфрама не имеют.

Оруденение вольфрамовой сульфидно-кварцевой формации пространственно и, вероятно, генетически связано с интрузивными телами тигертышского комплекса, залегающими как среди гранитоидов, так и во вмещающих образованиях. Ведущая роль в локализации гидротермальных вольфрамсодержащих кварцевых жил, а также рудогенерирующих интрузий принадлежит структурно-тектоническому фактору. Наиболее значимые проявления вольфрама (Верхне-Аскизское, жила Шеелитовая и др.) располагаются на пересечении нарушений северо-восточной и субширотной ориентировки с зоной скрытого глубинного разлома северо-западного простирания. В формировании проявлений контактово-метасоматического типа существенное значение имеют также магматический и литолого-петрографический факторы, проявляющиеся в гранитоидном составе интрузий, к контакту которых приурочено оруденение, и преимущественно карбонатном составе рудовмещающей среды.

Оруденение шеелит-золото-кварцевой формации представлено единичными проявлениями, в которых наряду с высокими содержаниями WO_3 (2–5 %) присутствует золото (до 1,5–11 г/т). Ведущий рудоконтролирующий фактор – структурно-тектонический, проявления расположены в верховьях р. Аскиз в пределах зоны скрытого глубинного разлома северо-западной ориентировки.

По данным изучения вертикальной геохимической зональности в пределах Сорского месторождения установлено, что повышенные концентрации вольфрама характеризуют дальнюю фронтальную зону месторождения [73]. Выявление вольфрамовой минерализации на объектах подобного типа может свидетельствовать о незначительной эродированности и, следовательно, возможной перспективности объекта на обнаружение с глубиной повышенных концентраций меди и, особенно, молибдена.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Золотое оруденение золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций установлено на участках территории листа N-45-XXIV, относящихся к **Балыксинскому, Уйбатскому и Саралинско-Коммунарковскому золоторудно-россыпным районам.**

Балыксинский золоторудно-россыпной район известен с 1835 г. богатыми россыпями по рекам Балыксу, Камзас, Магызы, Федоровка, Веселая, из которых за полтора века эксплуатации добыто около 30 т учтенного золота. Эндогенное золотооруденение в Балыксинском районе выявлено за пределами отчетной территории и относится к двум генетическим типам: гидротермальному жильному и гидротермально-метасоматическому минерализованных зон дробления и рассланцевания (зон линейных штокверков) золото-кварцевой рудной формации [76].

Золоторудные кварцевые жилы и линейные штокверковые зоны приурочены к зонам динамометаморфизма, представляющим собой линейно-вытянутые тектонические структуры, в пределах которых породы претерпели дислокационно-метаморфические преобразования. К наиболее изученной Чашкатской (Федоровской) зоне приурочено Федоровское золоторудное месторождение, прогнозные ресурсы которого по кат. P₂ оцениваются в 12 960 кг золота [76], а также перспективные участки Кедровский и Комсомольский с прогнозными ресурсами коренного золота по кат. P₃ 13 и 66 т соответственно.

Наиболее крупные зоны динамометаморфизма приурочены к контактам тел габбродиоритов и микрогаббро с известняками мрасской свиты и имеют северо-восточное до субширотного простирание, согласно со складчатой структурой. Протяженность их десятки километров при мощности от первых сотен метров до 1,5–2 км. Они представляют собой швы глубинных разломов, что подтверждается приуроченностью к ним линз серпентинитов. Вся площадь рудного узла разбита зонами динамометаморфитов на пластины шириной 3–4 км, в пределах которых наблюдается напряженная линейная складчатость, близкая к изоклиальной, имеющая прирзломную природу. Жилы и штокверковые зоны концентрируются, в основном, по контакту зон динамометаморфизма с неизменными породами в полосе шириной до 0,5–1 км [74].

Минерализованные зоны дробления и рассланцевания являются основным промышленным типом золотого оруденения района. Развита они главным образом в пределах позднекинematических интрузивов порфириовидных диоритов, габбродиоритов или по их контактам. Абсолютно преобладают зоны северо-восточного простирания крутопадающие на северо-запад: азимут падения – 300–310°, угол – 60–80°. Значительно реже встречаются зоны северо-западного простирания. Протяженность зон достигает 2–3 км, мощность – от первых метров до 50 м. Оруденение распространяется вдоль зон неравномерно, образуя рудные столбы. Формационный тип оруденения – золото-кварцевый малосульфидный. В небольшом количестве присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит. Золото свободное, преимущественно мелкое. Околорудные изменения представлены окварцеванием, серицитизацией, карбонатизацией и альбитизацией вмещающих пород [74].

Наиболее богатые руды локализуются в узлах пересечения зон динамометаморфизма и крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного простирания с субмеридиональными дайками основного состава. Мощность рудных штокверков достигает 10–15 м при содержаниях золота – от 1 до 45,8 г/т. Рудная зона Федоровского месторождения прослежена на расстояние 3 км при ширине выхода – 5–25 м и среднем содержании золота – 5 г/т. Золоторудные кварцевые и кварц-сульфидные жилы имеют мощность 0,1–1,2 м, протяженность по простиранию – 120–320 м, средние содержания золота – от 2 до 20 г/т, максимальные – до 167 г/т [76].

Таким образом, основным рудоконтролирующим фактором для данного типа оруденения является структурно-тектонический. Рудолокализирующее значение имеет литолого-петрографический фактор, выразившийся в приуроченности оруденения к интрузивным телам габбродиоритового состава, более подверженным хрупким деформациям, чем вмещающие известняки мрасской свиты.

Значительно меньшим распространением в Балыксинском районе пользуется оруденение золото-скарнового типа, представителем которого является проявление Скарновое, приуроченное к северо-восточному экзоконтакту Федоровского массива кварцевых диоритов-тоналитов второй фазы мартайгинского комплекса с карбонатными породами мрасской свиты. Содержания золота в бороздовых пробах на рудопроявлении Скарновом достигают 0,8–11,8 г/т [77]. Ведущими факторами в локализации оруденения золото-скарнового типа являются магматический и литолого-петрографический.

Уйбатский золоторудно-россыпной район также известен с 1835 г. Наиболее значимые

золоторудные и россыпные объекты района находятся восточнее отчетной территории. На листе N-45-XXIV в его пределах известны небольшие по масштабам коренные проявления и россыпи золота, пространственно тяготеющие к восточной границе площади. Промышленное значение имели только россыпи.

Основное рудоконтролирующее значение для золотооруденения Уйбатского рудного района большинство исследователей придает скрытым глубинным разломам северо-западной ориентировки, сопутствующим основному Кузнецко-Алатаускому разлому. Локализация рудных объектов приурочена к местам пересечения этих структур нарушениями северо-восточного и субширотного направления [111].

В пределах отчетной территории по геофизическим данным нами выделяется зона скрытого глубинного разлома северо-западной ориентировки, которая занимает северо-восточную часть листа и прослеживается от верховьев р. Салат через водораздел рр. Аскиз–Бол. Со в верховья р. Ниня и далее от водораздела рр. Теренсуг–Уйбат через междуречье рр. Харатас–Иней–Хара за пределы площади. Простирается зоны – 320° , ширина – около 45 км. На геологической карте зона скрытого глубинного разлома проявлена неотчетливо, выражаясь отдельными фрагментами нарушений, к которым часто приурочены речные долины, и прямолинейными участками геологических границ. В местах пересечения этой зоны Теренсинским разломом и другими нарушениями северо-восточного и субширотного простирания расположено большинство золоторудных проявлений и россыпей западной части Уйбатского района, объединяемых в рудные поля – Кузухсукское, Сыспанское и Карлыгановское [111].

Проявления западной части Уйбатского района представлены преимущественно оруденением гидротермального жильного и гидротермально-метасоматического зон расланцевания генетических типов золото-кварцевой формации. В Кузухсукском рудном поле кварцевые жилы мощностью 0,1–2 м приурочены к протяженным (до 2,5 км) зонам трещиноватости линейного типа. Простираются жильных зон субмеридиональное, участками северо-восточное и субширотное. Ширина зон на поверхности – 20–100 м при суммарной мощности кварцевых жил до 12 м, падение преимущественно западное под углом 60° . Среднее содержание золота составляет 0,08–0,6 г/т, в отдельных пробах – до 14–25 г/т.

Реже отмечаются жильные штокверки (проявление Куберлик) и зоны расланцевания с рассеянной золотой минерализацией. На Карлыгановском участке кварцевые жилы и минерализованные зоны приурочены к широкой (до 0,5–0,7 км) зоне трещиноватости субширотного простирания. В кварцевых жилах проявлений скарного типа нередко наблюдается совмещение золоторудной минерализации с шеелитовой. По составу руд В. А. Канищевой [111] выделяется оруденение золото-полиметаллического, золото-медного и золото-шеелитового минеральных типов.

Роль магматического фактора в локализации золотого оруденения в пределах западной части Уйбатского рудного района отчетливо не проявлена. Влияние литолого-петрографического фактора отражено в характере метасоматических изменений: по карбонатным породам развиваются скарны и метасоматические кварциты, по гранитам – грейзенизация и серицитизация, по вулканитам – пропицитизация. Данный фактор влияет также на характер дорудного дробления, что выражается в преимущественной локализации кварцевых жил и штокверков среди интрузивных пород диорит-гранитного состава, более подверженных хрупким деформациям, чем вмещающие карбонатные отложения. Рудовмещающими структурами выступают, как правило, узлы пересечения разрывных нарушений субширотного, северо-восточного и северо-западного направления.

Саралинско-Коммунарский золоторудно-россыпной район на отчетной территории представлен своей южной периферией, входящей в *Коммунар-Балахчинский рудный узел*. Здесь известно непромышленное месторождение (проявление) Черная Гора и ряд более мелких коренных проявлений золота.

Рудные объекты относятся к жильному гидротермальному типу золото-сульфидно-кварцевой формации. Оруденение приурочено к кварц-сульфидным жилам различной ориентировки, залегающим среди гранитоидов первой фазы тигертышского комплекса. Ведущим рудоконтролирующим и рудолокализирующим фактором является структурно-тектонический, что выражается в приуроченности золоторудных жил на проявлении Черная Гора к пологозалегающим трещинам восточного падения, оперяющим нарушение меридиональной ориентировки. Золото-сульфидно-кварцевые жилы Сатхинской и Караташской групп проявлений приурочены к пересечению нарушений северо-восточного направления с зоной трещиноватости северо-западного (320°) простирания. В локализации кварцевых жил среди хрупких гранитоидов проявляется значение литолого-петрографического фактора. Прямой связи оруденения с проявлениями магматизма не установлено. На большинстве проявлений отмечается значительное количество

даек различного состава и ориентировки, что может служить признаком наличия зоны скрытого глубинного разлома.

Содержание золота в жилах весьма неравномерное (от 0,7 до 200 г/т), что наряду с его кустовым распределением делает обработку известных рудных тел неэффективной. В то же время, закумуленность района проявлений сильно затрудняет проведение поисковых работ и резко снижает перспективы выявления промышленного золотооруденения.

Прямыми поисковыми признаками золотооруденения перечисленных выше формационных и генетических типов являются: 1) наличие богатых россыпей золота; 2) наличие кварцевых и кварц-сульфидных жил и жильных штокверков с золотой минерализацией; 3) присутствие неокатанного золота в шлихах из элювиальных и делювиальных отложений; 4) наличие геохимических ореолов и потоков рассеяния золота.

Косвенными поисковыми признаками гидротермально-метасоматического золотооруденения типа линейных штокверков являются: 1) наличие зон динамометаморфизма (зон вязких разрывов) северо-восточного и субширотного восток-северо-восточного простирания; 2) наличие дайковых поясов субмеридиональной и северо-западной ориентировки, трассирующих зоны скрытых глубинных разломов; 3) наличие ранне-среднекембрийских позднекинематических интрузий габбро-диоритового состава; 4) наличие полей метасоматитов, приуроченных к тектоническим зонам.

Косвенным поисковым признаком золотооруденения скарнового типа является наличие зоны контакта интрузивных тел диорит-плагиогранитного состава мартайгинского комплекса с карбонатными отложениями венд-раннекембрийского возраста.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Формирование россыпей золота во всех трех золотоносных районах связано с этапом континентального развития территории. Наличие богатых россыпей обусловлено процессами экзогенной концентрации золота и, прежде всего, перераспределением рудного вещества минерализованных зон дробления в зоне окисления. В результате химического выветривания происходил вынос золота из верхних горизонтов зоны окисления (зона выщелачивания) и осаждение его на уровне грунтовых вод с образованием зоны золотого обогащения. Вскрытие и дальнейшее разрушение зоны обогащения поверхностными водотоками приводило к появлению россыпей преимущественно элювиального и делювиального типов. В настоящее время практически все известные в пределах отчетной территории россыпи отработаны, а обнаружение новых маловероятно. Интерес может представлять перспектива выявления фрагментов зоны золотого обогащения, не вскрытых в современном рельефе.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

АПАТИТ

На изученной территории известен ряд проявлений апатита, локализация которых определяется влиянием магматических, метасоматических, литологических и тектонических факторов.

Значение магматического фактора проявляется, прежде всего, в приуроченности апатитовой минерализации к меланократовым габбро первой фазы когтахского комплекса. Кроме того, А. П. Липишанов [124] связывает формирование апатитовых проявлений с монцодиоритами и эссекситами Каролиновского и Намштакского массивов, рассматривая их в качестве источника повышенных содержаний фосфора. Эти породы были выделены им в самостоятельный частайгинский комплекс субщелочных габброидов позднекембрийского возраста.

Основная роль в формировании залежей апатитовых руд отводится метасоматическому фактору, проявленному в форме кремнещелочного метасоматоза габброидов первой фазы когтахского комплекса вблизи их контакта с монцодиоритами и эссекситами второй фазы. В результате метасоматической переработки габброидов образовались породы амфиболового, пироксен-амфиболового, пироксенового и плагиоклаз-амфиболового состава, вмещающие вкрапленность апатита от единичных зерен до 10–15 % [36].

Локализация проявлений апатита в меланократовых породах первой фазы когтахского комплекса обусловлена влиянием на процесс формирования апатитовых залежей литологических факторов. Тенденция к накоплению мелкокрапленного, иногда гнездового апатита в наибольшей степени характерна для меланократовых апогаббровых метасоматитов, что объясняется геохимическими особенностями поведения фосфора, обнаруживающего прямую корреляцию с

содержанием в породе магния и кальция [124].

Анализ размещения интрузивных тел габброидов первой фазы когтахского комплекса и характера распределения в них апатитсодержащих метасоматитов, позволяют предположить наличие структурной приуроченности их к разрывным нарушениям северо-восточной ориентировки. Данный факт свидетельствует о рудоконтролирующем значении в локализации апатитовой минерализации тектонического фактора. Влияние данного фактора проявляется также в расположении и ориентировке апатит-щелочнополевошпатовых и мономинеральных апатитовых жил, выполняющих как отдельные трещины, так и серии трещин в тектонических зонах.

Полученные нами данные по петрографическому составу, петрохимическим и изотопным характеристикам пород Бискалжинского, Каролиновского и ряда других массивов когтахского комплекса на изученной территории (см. главу «Магматизм») не исключают выделения из их состава более молодого (раннеордовикского?) комплекса умереннощелочных габброидов, со становлением которого, возможно, и связана описанная выше апатитовая минерализация.

ФОСФОРИТЫ

Представлены первично-осадочными образованиями фосфоритовой кремнисто-карбонатной формации и вторичными фосфоритами формации кор выветривания. В распределении первичных фосфоритов на площади работ ведущее значение имеют стратиграфический и литолого-фациальный факторы. По данным предшествующих работ [85, 124, 135] выделяются два стратиграфических уровня распространения фосфоритов.

Первый (вендский) уровень представлен отложениями чарыштагской и, в меньшей степени, биджинской свит венда. В составе чарыштагской свиты повышенной фосфатноностью характеризуются [124] карбонатно-кремнистые породы первой и второй, четвертой и пятой пачек, которые, соответственно, могут рассматриваться как два подуровня фосфатных отложений. Значительные мощности и довольно высокие содержания (до 4,7 %) пятиоксида фосфора позволяют считать этот уровень перспективным.

Ко второму (венд–томмотскому) уровню относятся образования венд–нижнекембрийской фосфатноносной терригенно-кремнисто-карбонатной формации, представленной на площади работ сорнинской и тамалыкской свитами. Стратиграфическое положение данного уровня соответствует белкинскому горизонту Горной Шории. На изученной территории к тамалыкской свите приурочено Тамалыкское месторождение и большинство проявлений фосфоритов [135]. Среди отложений собственно сорнинской свиты месторождения фосфоритов неизвестны, однако на территории работ в ее породах отмечаются пункты минерализации с содержанием пятиоксида фосфора до 1,6 % [124].

Литолого-фациальный фактор проявляется в приуроченности повышенной фосфатности к кремнистым, карбонатно-кремнистым, углеродисто-кремнистым горизонтам в составе вышеуказанных свит.

Вторичные фосфориты характеризуются более высокими содержаниями P_2O_5 , генетически и пространственно связаны с первичными. Образование их обусловлено процессами переотложения вещества первичных фосфоритов [106] при формировании мезо–кайнозойских кор химического выветривания, генезис инфильтрационно-метасоматический, карстовый. Вторичные фосфориты выполняют карстовые депрессии, приуроченные к тектоническим зонам меридионального и северо-восточного простирания. Таким образом, в формировании вторичных фосфоритов существенное значение имели также литологический (наличие карстующихся пород), палеоклиматический и тектонический факторы.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Основные перспективы отчетной территории определяются наличием предпосылок выявления коренных месторождений золота и молибдена.

Восточно-Кузнецкоалатауская медно-молибден-золоторудная минерагеническая зона (2 Au, Mo, Cu/C₂-O, D₁, Q) охватывает более 90 % территории листа и включает практически все известные в настоящее время рудные объекты меди, молибдена, вольфрама, полиметаллов, золота и др. Прогнозные ресурсы по всем объектам полезных ископаемых приведены в приложении 5.

При всей сложности и разнообразии геологического строения для разных видов эндогенного оруденения прослеживается общая закономерность, выражающаяся в их приуроченности к одним и тем же дизъюнктивным структурам. Локализация большинства проявлений контролируется

ется зоной скрытого глубинного разлома северо-западного простирания (320°). К пересечению ее нарушениями северо-восточной ориентировки приурочены *Темирский молибденово-медный РУ*, *Харатасский прогнозируемый молибденовый РУ* и *Тибек-Майский прогнозируемый золоторудный узел*. Нарушения северо-восточного направления имеют рудоконтролирующее значение также для оруденения *Казымчинского свинцово-цинкового РУ* и молибденово-медного проявления Брусничный Плес.

Уйбатский золоторудно-россыпной район ($2.1 \text{ Au}/\text{С}_2\text{-O,Q}$) представлен на площади работ своей западной частью. Здесь нами выделяется *Тибек-Майский прогнозируемый золоторудный узел*.

Тибек-Майский прогнозируемый золоторудный узел ($2.1.1 \text{ Au}$) (700 км^2) в пределах листа N-45-XXIV занимает площадь 350 км^2 . Включает в себя область пересечения центральной части Уйбатского плутона с зоной скрытого глубинного разлома, имеющей рудоконтролирующее значение для золотооруденения. Для прогнозируемого рудного узла ведущее значение имеет гидротермально-метасоматическое оруденение золото-кварцевой рудной формации типа минерализованных зон дробления и расщепления (зоны линейных штокверков), формирующее рудные тела Тибекского и Майского месторождений.

В восточной части рудного узла, за пределами площади доизучения картируются зоны трещиноватости преимущественно северо-восточного простирания (Туралыкская, Тербижекская и Ачкасовская), которые являются рудовмещающими для ряда рудных полей и участков. Эти зоны трассируют более крупную линейную структуру, протягивающуюся в виде полосы северо-восточного простирания шириной 8–12 км на расстояние не менее 20 км. К этой полосе приурочено подавляющее большинство золоторудных и россыпных объектов Уйбатского района, в том числе, Тибекское и Майское месторождения.

На юго-западном продолжении этой структуры в пределах отчетной территории расположены Сыспанское и Карлыгановское рудные поля, а также ряд проявлений золота на водоразделе рр. Аскиз–Бол. Со. Здесь же проходит описанная выше зона скрытого глубинного разлома северо-западного простирания. Пересечение этих структур является перспективным для выявления золотооруденения типа зон линейных штокверков. В контур прогнозируемого рудного узла попадают также перспективные на золото участки № 4 и 5 Ачкасовского типа, рекомендованные на основе анализа геофизических данных методом картирования информационного параметра сходства.

Для оценки ресурсного потенциала Тибек-Майского прогнозируемого рудного узла в качестве эталонного объекта выбираем Майское месторождение золота. Общая площадь рудного узла составляет 700 км^2 . Для расчета прогнозных ресурсов категории P_3 (Q) используем формулу Быховера: $Q=K \times q \times V$, где K – коэффициент подобия, q – удельная рудоносность (продуктивность) эталонной территории; V – геометрические параметры оцениваемой площади.

Глубина оценки соответствует глубине распространения промышленного золотооруденения на Майском месторождении и составляет 300 м. Поэтому расчет удельной продуктивности (q) рудного золота для Тибек-Майского рудного узла производим на единицу площади. Площадь Майского месторождения составляет $1,3 \text{ км}^2$ (база ЦНИГРИ), апробированный в пределах этой площади ресурсный потенциал: $C_1 - 0,4 \text{ т}$; $C_2 - 5,4 \text{ т}$; $P_1 - 24 \text{ т}$. Всего: $29,8 \text{ т}$.

Удельная продуктивность Майского месторождения: $29,8 \text{ т}/1,3 \text{ км}^2=22,9 \text{ т}/\text{км}^2$.

Площадь Тибек-Майского прогнозируемого рудного узла 700 км^2 , коэффициент подобия принимаем равным 0,5. Для перехода от месторождения к рудному узлу используем коэффициент – 0,01. Прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 для Тибек-Майского прогнозируемого рудного узла составят: $Q=0,5 \times 0,01 \times 22,9 \text{ т}/\text{км}^2 \times 700 \text{ км}^2=80 \text{ т}$, в том числе: по листу N-45-XXIV – 40 т, по листу N-46-XIX – 40 т.

В пределах прогнозируемого рудного узла рекомендуется проведение прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 первой очереди. Изучение площади должно проходить в два этапа. На начальном этапе необходимо провести геолого-структурное картирование с целью выявления рудоконтролирующих дизъюнктивных структур и определения локальных перспективных участков. Для выявления и прослеживания зон динамометаморфизма необходимо использовать метод тектонофациального картирования по горным профилям и естественным обнажениям по методике Е. И. Паталахи (1985 г.). Зоны локального растяжения (скрытого глубинного разлома), как правило, трассируются поясами пострудных высокомагнитных даек основного состава, что позволяет для их эффективного обнаружения применять метод наземного магнитометрического профилирования. Для повышения информативности горных работ необходимо использовать: по коренным породам – сплошное бороздовое опробование, по перекрывающим рыхлым отложениям и структурному элювию – шлиховое опробование каждой выработки. На основе полученной тектонофациальной карты и результатов опробования провести выделение участ-

ков для детальных поисковых работ второго этапа.

Улень-Туимский медно-молибденовый рудный район (2.4 Мо, Cu/С₂-О, D₁) [21] включает практически всю территорию листа, относящуюся к **Восточно-Кузнецкоалатауской МЗ**. Имеющиеся материалы позволяют выделить в северной части площади *Харатасский прогнозируемый молибденовый рудный узел*.

Харатасский прогнозируемый молибденовый рудный узел (2.4.4 Мо) (150 км²) расположен в северо-восточной части Тигертышского поднятия, охватывая левобережье среднего течения р. Харатас и бассейн ее правых притоков – руч. Буял, Мокрый Адырлых и др. Контур узла имеет удлиненную в северо-восточном направлении форму и включает поля развития метабазалтов белоиюсской свиты, прорванных интрузиями тигертышского и когтахского комплексов.

Юго-западная часть узла включает в себя водораздел рр. Харатас–Туралыг (хр. Харатас) и сложена преимущественно гранитоидами первой и второй фаз тигертышского комплекса, к которым приурочены молибденовые проявления Сатхнинское, Озерное, Горелое, Пасютинское и др. Рудоконтролирующее значение имеют узлы пересечения разрывных нарушений северо-восточной ориентировки с зонами трещиноватости северо-западного (310–320°) простирания, образующими полосу шириной 10–12 км. Молибденовое оруденение приурочено к кварцевым жилам и штокверкам, содержание молибдена варьирует от 0,03–0,08 до 0,12–0,15 %. Рудная минерализация представлена пиритом, молибденитом, халькопиритом, блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, самородным золотом. Вертикальный размах оруденения, наблюдаемый на проявлении Озерном, достигает 380 м [73].

Северо-восточная часть прогнозируемого рудного узла сложена основными эффузивами и габброидами субвулканической фации белоиюсской свиты, прорванными небольшими телами гранит- и граносиенит-порфиров тигертышского комплекса. С этими интрузиями связано Адырлыхское проявление молибдена. Проявление приурочено к тектонической зоне субмеридиональной ориентировки на пересечении с зоной скрытого глубинного разлома северо-западного (320°) простирания. Молибденовое оруденение представлено минерализованными зонами штокверкового типа, общей площадью 0,35 км², преимущественно среди гранит-порфиров, реже – в породах экзоконтакта. Тип минерализации золото-молибден-полиметаллический. Основные минералы – кварц, кальцит, молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, магнетит, редко – самородное золото. Содержание молибдена – 0,001–0,086 % (среднее – 0,0057 %), меди – 0,001–0,3 %, свинца – 0,002–0,34 %, цинка – 0,01–0,53 % [131]. По характеру геохимической зональности рудная минерализация на проявлении сопоставляется с верхними частями молибден-порфирового оруденения Ипчульского месторождения [120]. По результатам поисково-ревизионных работ [73] протяженность рудоносной зоны на Адырлыхском проявлении оценивается в 2,5 км, при этом предполагается четырехкратное увеличение площади развития оруденения.

В северной части прогнозируемого рудного узла в левобережье р. Харатас по геофизическим данным выделяется перспективный участок № 1. Площадь участка – 12 км², выделен по результатам обработки геофизических данных в рамках ГДП-200 методом картирования информационного параметра сходства с эталонным Сатхнинским рудным полем. На поверхности участка картируются породы белоиюсской свиты, однако характер геофизических полей позволяет предполагать наличие на глубине нескрытой гранитоидной интрузии. Поскольку наиболее благоприятными для молибденового оруденения являются апикальные части гранитоидных массивов тигертышского комплекса, данный участок может считаться перспективным.

В качестве эталонного объекта для Харатасского прогнозируемого молибденового рудного узла выбираем Ипчульский молибденовый рудный узел, поскольку их геологическое строение, структурно-тектоническое положение, а также условия локализации и рудно-формационные характеристики молибденового оруденения аналогичны. В связи с этим на прогнозируемой площади существует высокая вероятность выявления рудных объектов, сопоставимых по масштабам с Ипчульским месторождением молибдена.

Оценку прогнозных ресурсов молибдена категории Р₃ для Харатасского прогнозируемого рудного узла производим по аналогии с Ипчульским рудным узлом. Для расчета ресурсов также используем формулу Быховера.

Удельную продуктивность эталонного объекта ($q=Q/S$) рассчитываем исходя из площади Ипчульского рудного узла – 122,5 км² (Схема минерагенического районирования Республики Хакасия) и его ресурсного потенциала, оцениваемого в 145 тыс. тонн молибдена («Баланс запасов...», 2009). Глубина оценки прогнозируемого рудного узла и эталонного объекта одинакова и составляет 300 м, поэтому удельную продуктивность определяем по отношению к единице площади: $q=145\ 000\ \text{т}/122,5\ \text{км}^2=1\ 180\ \text{т}/\text{км}^2$.

Площадь рудного узла – 150 км², коэффициент подобия принимаем равным 0,5. Таким обра-

зом, прогнозные ресурсы молибдена категории P_3 для Харатасского прогнозируемого рудного узла составят: $Q=0,5 \times 180 \text{ т/км}^2 \times 150 \text{ км}^2=88 \text{ тыс. т.}$

Наиболее благоприятными для размещения молибденового оруденения являются слабоэродированные и не вскрытые эрозией массивы лейкогранитов и граносиенитов тигертышского комплекса. В связи с этим можно предположить, что молибденовые проявления северо-западной части листа, расположенные в пределах поднятого Тигертышского блока и приуроченные к значительно эродированным частям одноименного плутона, скорее являются корневыми частями рудных систем и имеют низкие перспективы распространения оруденения на глубину. Более перспективными, очевидно, являются участки вышеописанных тектонических структур, проходящие через менее эродированные, относительно опущенные блоки, в которых возможно обнаружение не вскрытого эрозией молибденового оруденения.

Мрасско-Томская золоторудная минерагеническая зона ($3 \text{ Au/}\text{C}_2\text{-O,Q}$) представлена северо-восточной частью **Балыксинского золоторудно-россыпного района**, ограниченной с востока Балыксинским грабеном, с северо-востока – Терсинской зоной смятия.

Балыксинский золоторудно-россыпной район ($3.1 \text{ Au/}\text{C}_2\text{-O,Q}$) в геолого-структурном плане относится к Мрасской подзоне Алтае-Кузнецкой СФЗ. Основным видом полезных ископаемых здесь является россыпное золото. Поскольку большинство россыпей района давно отработаны, а перспективы выявления новых отсутствуют, наибольший интерес представляет рудное золото.

Коренное золотооруденение имеет широкое развитие за пределами отчетной площади в пределах *Ортон-Федоровского рудного узла* ($3.1.1 \text{ Au}$), выделяемого при ГК-1000/3 листа N-45 [21]. В контур рудного узла нами включена площадь в левобережье р. Балыксу, относящаяся к северо-восточной части Балыксинского золоторудно-россыпного района. Перспективы золотоносности здесь могут быть связаны с выявлением северо-восточного продолжения Ортонско-Магызинской и Асановской золотоносных зон, а также более тщательным изучением зон экзоконтактов массивов мартайгинского комплекса.

Признаки возможного продолжения Ортонско-Магызинской зоны нами установлены на водоразделе рр. Камзас–Балыксу. Здесь картируются существенно карбонатные отложения мрасской свиты, прорванные трещинными телами и дайками габбродиоритов и микрогаббро, условно отнесенными к субвулканическим образованиям мрасской свиты. Поле развития пород мрасской свиты с северо-запада ограничено разломом северо-восточного простирания, отделяющим их от мраморизованных доломитов западносибирской свиты. Отложения мрасской свиты и прорывающие их габброиды разбиты серией зон расланцевания и катаклаза, ориентированных параллельно разлому. В наибольшей степени динамометаморфическому воздействию подверглись интрузивные породы, вплоть до образования бластомилонитов. Наблюдаемые в делювии в виде тонких пластинчатых обломков бластомилониты очень похожи на углеродистые сланцы из-за налета гидроокислов железа и марганца. Известняки мрасской свиты также заметно милонитизированы. По данным проведенных нами горных работ, ширина зон достигает первых десятков метров. Наряду с интенсивно дислоцированными телами габбродиоритов, имеющими северо-восточную ориентировку, в левом борту р. Балыксу наблюдаются раннедевонские дайки долеритов субмеридионального простирания. При видимой мощности 5–20 м дайки имеют протяженность до 1 км и залегают в виде субмеридионального пояса.

Таким образом, в междуречье рр. Камзас–Балыксу наблюдается сочетание структурно-тектонических факторов и прямых поисковых признаков, благоприятных в отношении выявления золотооруденения типа минерализованных зон дробления и расланцевания (Щеглов, 1997), аналогичных Федоровскому месторождению, а именно:

- наличие признаков зоны динамометаморфизма северо-восточного простирания, проходящей через отложения мрасской свиты и тела габбродиоритов. За пределами площади доизучения, на юго-западном продолжении данной зоны, установлены контрастные геохимические аномалии золота и мышьяка, потоки рассеяния золота ($0,01\text{--}0,1 \text{ г/т}$) протяженностью 1–2 км по правым притокам р. Магызы. Опробование милонитов в правобережье р. Магызы показало содержание золота – до $0,4\text{--}0,6 \text{ г/т}$, мышьяка – до $0,04 \%$ [76];

- наличие субмеридионального пояса раннедевонских даек основного состава, трассирующего зону локального растяжения (скрытого глубинного разлома), диагонально пересекающуюся с зоной динамометаморфизма;

- наличие богатых россыпей в долинах рек Камзас, Магызы и Балыксу;

- наличие пунктов минерализации с содержанием золота – $0,1\text{--}0,8 \text{ г/т}$.

В левобережье р. Балыксу и в бассейне р. Камзас наблюдается экзоконтактовая зона Восточно-Ортонского массива. Здесь гранодиориты и граниты второй фазы мартайгинского комплекса прорывают карбонатные отложения кабырзинской и западносибирской свит с образованием зон

скарнирования и мраморизации. С массивами мартайгинского комплекса в Кузнецком Алатау пространственно и генетически связан целый ряд золоторудных месторождений золото-скарнового, золото-сульфидно-кварцевого и золото-сульфидного типов [2]. Россыпи рр. Камзас и Балыксу пространственно приурочены к экзоконтакту Восточно-Ортонского массива, а местами (среднее течение р. Камзас) залегают на его породах. Кроме того, в приустьевой части р. Камзас шлиховым опробованием нами установлено наличие тонкого неокатанного золота (десятки знаков размером 0,05–0,6 мм, т. 2107) в структурном элювии гранодиоритов Восточно-Ортонского массива.

Все перечисленное позволяет считать южную и восточную периферию Восточно-Ортонского массива перспективной на обнаружение оруденения золото-скарнового типа. Дополнительным критерием перспективности данного участка может служить вероятность выявления в его пределах северо-восточного продолжения Асановской золотоносной зоны из бассейна р. Бол. Ортон, а также наличие золотоносной коры химического выветривания в верховьях р. Крестьянка.

Таким образом, в левобережье р. Балыксу возможно обнаружение золотооруденения следующих типов:

- 1) гидротермального жильного и гидротермально-метасоматического зон дробления и расланцевания (зон линейных штокверков) золото-кварцевой формации;
- 2) золото-скарнового типа золото-сульфидно-кварцевой формации.

Учитывая вышеизложенное, контур Ортон-Федоровского золоторудного узла нами расширен за счет территории, включающей левобережье р. Балыксу с притоками рр. Камзас и Магзы и являющейся перспективной на поиски месторождений золота.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическое изучение масштаба 1 : 200 000 на территории не проводилось.

Площадь расположена в пределах Саяно-Алтайского гидрогеологического массива*. Он сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными терригенными, вулканогенными, карбонатными и интрузивными образованиями в возрастном диапазоне от позднего рифея до позднего девона.

Гидрогеологический массив характеризуется преимущественным распространением трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жильных подземных вод, приуроченных, главным образом, к зоне экзогенной трещиноватости, имеющей зональное распространение. Они характеризуются общностью условий питания и гидравлически связаны между собой, а также с грунтовыми водами покровных озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений. Выходы трещинных вод обычно связаны с зонами тектонических нарушений. Поровые воды в значимых количествах развиты здесь лишь в склоновых образованиях и аллювиальных отложениях горных речных долин.

В пределах листа с учетом формационной принадлежности водовмещающих пород выделяются следующие гидрогеологические подразделения: *водоносный современный горизонт (Q_H)*, *водоносная зона трещиноватости интрузивных образований (C_2-D_1)* и *водоносная зона трещиноватости стратифицированных образований (RF_3-D_3)* (рис. 18).

Водоносный современный горизонт (Q_H) сложен преимущественно песчаным, песчано-гравийным, гравийно-галечниковым и валунно-галечниковым, материалом с редкими и относительно маломощными прослоями и линзами глин и суглинков. Мощность водовмещающих отложений колеблется от 3–5 до 14–18 м, достигая на отдельных переуглубленных участках долин 36–46 м. В составе аллювия присутствуют валуны, галечники, пески, супеси, суглинки и глины. Коэффициенты фильтрации колеблются от 10–12 до 80–190 м/сут. Воды грунтовые, порово-пластовые. Режим подземных вод в значительной мере подчинен режиму речного стока. Минимальные уровни поверхностных вод отмечаются в марте–апреле, максимальные – во время речных паводков. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, магниевые-кальциевые, пресные с минерализацией от 0,1 до 0,7 г/дм³.

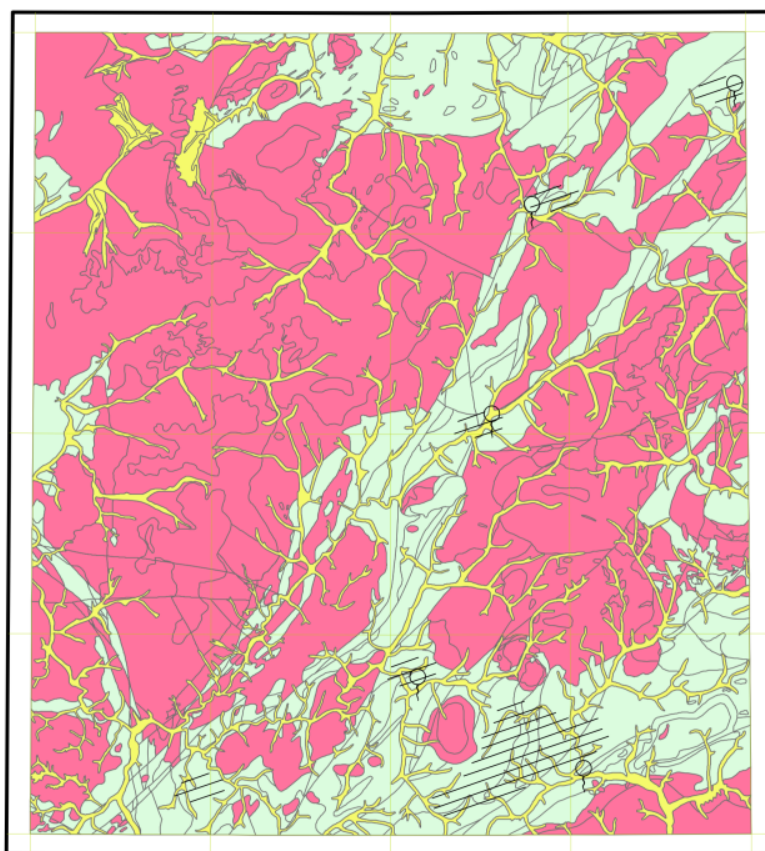
Водоносная зона трещиноватости интрузивных образований (C_2-D_1) пользуется очень широким распространением, поскольку интрузивные образования занимают около 60 % территории. Водовмещающие породы представлены гипербазитами верхнего рифея, габброидами и гранитоидами нижнего и среднего палеозоя.

Все эти образования, на данной стадии изученности, можно рассматривать как одно гидрогеологическое подразделение с трещинным типом проницаемости, развитой в зоне экзогенной трещиноватости и зонах разрывных нарушений с близкими условиями питания и разгрузки. Мощность зоны интенсивной экзогенной трещиноватости составляет 30–50 м, достигая в отдельных случаях 100 м. Водообильность пород неравномерная. Подземные воды, приуроченные к этой зоне, преимущественно безнапорные и лишь в долинах рек могут приобретать слабый напор, обусловленный локальными факторами. Расходы воды в местах концентрированного выхода их на поверхность (родники) колеблются в широких пределах, достигая 20 л/с. Высокодебитные источники приурочены, как правило, к зонам разрывных нарушений.

По химическому составу воды гидрокарбонатные, пресные с минерализацией – от 0,02 до 1 г/дм³. В северной части площади – гидрокарбонатные до гидрокарбонатно-хлоридных (в местах развития белоюсских зеленокаменно измененных габбро и долеритов), кальциево-магниевые. Трещинно-жильные воды гранитоидных образований пользуются наиболее широким распространением в западной, центральной и южной частях территории. Воды гидрокарбонатные

* Электронный ресурс: http://vsegei.ru/ru/info/gisatlas/sfo/khakasiya/42_gidro_zon.jpg (дата обращения 24.04.2013 г.).

до гидрокарбонатно-хлоридных, натриево-кальциевые, кальциево-натриевые, со слабой минерализацией. Воды очень мягкие, мягкие до умеренно жестких, нормальные, реже – слабощелочные.



0 5 10 15 км






- | | | |
|---|---------------------------------|---|
|  | Q _н | Современный водоносный горизонт |
|  | C ₂ -D ₁ | Водоносная зона трещиноватости интрузивных образований |
|  | RF ₃ -D ₃ | Водоносная зона трещиноватости стратифицированных образований |
|  | | Источники подземных вод |
|  | | Площади распространения карбонатных пород с широким развитием карстовых вод |

Рис. 18. Гидрогеологическая схема листа N-45-XXIV.

Водоносная зона трещиноватости стратифицированных образований (RF₃-D₃) распространена в областях развития метаморфизованных терригенных, карбонатных и вулканогенных образований. Глубина залегания подземных вод колеблется от 2 до 18 м в долинах рек, достигая 50–100 м на склонах и водоразделах. Водообильность пород зоны крайне неравномерна. Это обусловлено пестротой литологического состава. Расходы воды в родниках колеблются от 0,1 до 10 л/с, в редких случаях достигая 50 л/с. Высокодебитные источники представляют собой очаги разгрузки карстовых вод. Источник в 1,5 км восточнее станции Бискамба имеет дебит около 45 л/с, севернее нежилого поселка Тамалык – 20–25 л/с, в районе станции Хабзас – до 5 л/с, в верховьях руч. Вершинка – до 40 л/с, севернее нежилого поселка Иней – до 30 л/с. Следует отметить существенные сезонные колебания дебита этих источников. Подземные воды преимущественно пресные с минерализацией от 0,1 до 0,9 г/дм³, по химическому составу гидрокарбонатные, магниево-кальциевые умеренно-жесткие до очень жестких.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Площадь листа включает в себя осевую часть Кузнецкого Алатау, частично Батенёвский кряж, Горную Шорию и Азыртальский хребет. На всю площадь имеются три населенных пункта, расположенных вдоль железной дороги, соединяющей г. Абакан с г. Новокузнецком.

Экологическая ситуация территории листа оценивалась в процессе проведения полевых исследований, дешифрирования топографических и аэрофотокосмических материалов, обобщения данных геохимических и радиометрических съемок прошлых лет. На изученной площади выделены и охарактеризованы 10 типов природных и техногенных ландшафтов.

Ландшафт 1 представлен глубокорасчлененным высокогорным гольцовым поясом (абсолютная высота – более 1 700 м), сформированным на интрузивных породах тигертышского и когтахского комплексов. Здесь широким развитием пользуются альпийские формы рельефа – привершинные склоны изрезаны и частично уничтожены карами, цирками, значительно распространены нивально-гляциальные и мерзлотно-солифлюкционные явления. В карах происходят камнепады, на крутых склонах – осыпи и обвалы, на более пологих залегают плащеобразные отложения подвижных курумов. Степень поражения быстро протекающими экзогенными геологическими процессами (ЭГП) достигает и местами превосходит 25 %, что обуславливает низкую геодинамическую устойчивость ландшафта и дает основание охарактеризовать состояние геологической среды как напряженное. На территории данного ландшафта практически отсутствуют какие-либо природные аномалии тяжелых металлов (ТМ), за исключением одной локальной точечной с концентрацией молибдена менее 8 ПДК.

Ландшафт 2 представлен среднегорным таежным поясом, выработанным на интрузивном, реже терригенно-карбонатном субстрате (абсолютная высота – 1 200–1 700 м). Здесь также развиты ЭГП (курумы, обвалы, селеопасные участки), но они, за исключением курумов, локализованы и процент поражения ландшафта ЭГП не превышает 10–15 %, что отвечает среднему уровню геодинамической устойчивости. Однако, в зоне перехода среднегорья в высокогорье (1 500–1 700 м) частота проявлений опасных ЭГП резко возрастает, что свидетельствует о напряженной экологической ситуации в этих локальных участках. Условия миграции возможных поллютантов эрозионные, что стимулирует их быстрое удаление. Способность пород к сорбированию средняя, тип увлажнения инфильтрационный, годовая сумма атмосферных осадков – 800–1 500 мм. Растительный покров лесной, местами травяной и моховой. Эти параметры характеризуют геохимическую устойчивость ландшафта в качестве высокой. Следует иметь в виду, что в днищах каров развиты многочисленные горные озера, которые могли бы аккумулировать поллютанты (если бы они реально присутствовали). В контурах ландшафта 2 зафиксированы отдельные локальные проявления Mn, La, Mo, W с концентрацией до 8 ПДК, в отдельных немасштабных точках концентрации повышаются до 8–16 ПДК и даже более.

Ландшафт 3 занимает значительную часть территории и представлен грядово-плосковершинным низкогорьем (абсолютные отметки – 800–1 200 м) на гетерогенном геологическом субстрате. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафта близка к вышеописанной в ландшафте 2 и может быть оценена как средняя. Наиболее распространенной формой ЭГП являются проявления многочисленных карстовых образований в карбонатных породах венда и нижнего кембрия, а также ареалы осыпей и обвалов по крутым бортам рек. В контурах ландшафта в коренных породах и рыхлых отложениях выявлены точечные и площадные аномалии Mo, Zn, Mn, As, Ni, Co, Cr, Cu, Zr. Наиболее крупные аномалии молибдена и свинца занимают площади до 40 км², но они оконтурены условно по многочисленным немасштабным компактно расположенным аномальным точкам. Средняя интенсивность точечных аномалий находится в пределах до 8 ПДК, редко – более 8 ПДК, хотя отдельные рудные пункты минерализации могут многократно превышать эти уровни. На водоразделе рр. Каролиновка–Теренсуг–Нинелых радиометрической съемкой выделена обширная природная радиоактивная аномалия, состоящая из совокупности локальных точек, группирующихся на площади до 40 км². Интен-

сивность гамма-поля укладывается в интервал 8–16 ПДК, но в единичных случаях достигает очень высоких значений (до 2 500 мкР/ч). Две радиоактивные аномалии (U_n) такой же интенсивности располагаются в верховьях р. Аскиз и р. База. Их площадь – 15 и 6 км² соответственно. Эти участки по геохимическим показателям должны быть отнесены к напряженной эколого-геологической обстановке.

Ландшафт 4 представлен на юго-западе территории высоким холмогорьем с дробно-расчлененным рельефом, с пологими склонами, выработанными на гетерогенном интрузивном и терригенно-карбонатном субстрате, на абсолютных высотах 500–800 м. Характеризуется средними параметрами геодинамической и геохимической устойчивости. Первая из них обусловлена почти полным отсутствием опасных экзогенных процессов, что характерно для территории с высокой геодинамической устойчивостью. Однако, широкое развитие зон дробления в Балыксинской зоне смятия, может привести к появлению оползневых и иных явлений. Кроме того, здесь развиты многочисленные конусы выноса. Эти два обстоятельства дают возможность оценить геодинамическую устойчивость как среднюю. Средний уровень геохимической устойчивости обеспечивается повышенной сорбционной способностью трещиноватых пород фундамента, инфильтрационно-испарительным типом водообмена грунтовых вод с атмосферой, средним объемом биомассы, супесным механическим составом почв. Литогеохимической съемкой на территории ландшафта обнаружены точечные аномалии W и небольшие (2 км²) полиэлементные аномалии Cr и Ni (до 8 ПДК).

Ландшафт 5 сформирован гляциофлювиальными субравнинами внутри реликтовых троговых долин, фрагменты которых сохранились в верховьях горных рек и ручьев и тесно пространственно ассоциируют с современными ледниками, снежниками, фирновыми полями. Образовался при активном участии ледниковых и атмосферных вод. Высокие сорбционные способности илистых и глинистых отложений, интенсивная заболоченность дают возможность оценить геохимическую устойчивость как низкую. Что касается геодинамической устойчивости, она тоже низкая из-за непрочности рыхлых пород, слабой закрепленности растительностью, значительной льдистостью топких грунтов. Геохимических аномалий в контурах ландшафта пока не выявлено.

Ландшафт 6 характеризуется развитием солифлюкционных субравнин (долинных педиментов) в верховьях рек и речек в низкогорном типе ландшафта. Субравнины интенсивно заболочены. Геохимическая и геодинамическая устойчивость аналогична вышеописанной в ландшафте 5 и может быть аттестована как низкая. В верховьях р. Иней выявлены небольшие аномалии (по 2 км²) Zn и Mn (8–16 ПДК). В окрестностях нежилого поселка Вершинка зафиксирована аномалия Mn (2 км²) с концентрацией загрязнителя в интервале от 8 до 16 ПДК.

Ландшафты 7 и 8 формируются в речных долинах, имеют интразональный характер, встречаются почти во всех ранее охарактеризованных ландшафтах, сложены отложениями различного гранулометрического и литолого-петрографического составов. В ландшафте 7 преобладает грубообломочный аллювиальный материал, засоренный посторонними образованиями – ледниковыми отложениями, пролювием, десерпцием, коллювием. Этот ландшафт распространен в высоко- и среднегорной зоне, где развиты долины с преобладающей фазой транзитной транспортировки и где аллювий имеет инстративный характер. В условиях низкогорья долины современных рек находятся в констративной фазе развития и сложены аллювием мелкообломочного и песчано-глинистого составов. Условия миграции возможных поллютантов меняются от преимущественно эрозионных в высоко- и среднегорье до денудационно-аккумулятивных в пределах низкогорья. Сорбционная способность колеблется от низкой (грубообломочные отложения) до средней. Геодинамические особенности проявлены широким развитием глубинной и боковой эрозии, что приводит к формированию каньонообразных участков, где появляются крутые склоны и развиты площадные обвальные и осыпные процессы. В устьях сухих логов часто встречаются небольшие конусы выноса. Все это дает возможность оценить геодинамическую и геохимическую устойчивость этих ландшафтов как среднюю. Каких-либо геохимических аномалий в долинах рек, не затронутых техногенезом, не отмечено.

Ландшафт 9 является интразональным и развит в трех ландшафтных типах – речных долинах фазы транзитной транспортировки обломочного материала, в высокогорных и горно-таежных поясах на прочных породах интрузивного состава (в гольцах) и в совместном парагенезисе с аллювиально-пролювиальными отложениями (в долинах). Моренный материал транспортировался по троговым долинам, достигая уровня современной речной сети. Грубообломочные моренные отложения сформировали грядово-холмистые и холмисто-западинные формы (в горах) и скопления реликтовых моренных образований (эратических валунов, бараньих лбов) в долинах. Кроме того, есть основания полагать, что многие горные озера возникли за счет экзарационной деятельности древних ледников. Геодинамическая и геохимическая устойчивость данно-

го ландшафта по спектру критериев оценивается как средняя. Значительных геохимических аномалий в отложениях морен пока не обнаружено, за исключением двух небольших (2 км²) аномалий La (менее 8 и более 16 ПДК соответственно) и одной точечной аномалии Rb (до 8 ПДК) в право- и левобережье р. Бол. Казыр.

Ландшафт 10 включает в себя участок с техногенными нарушениями геологической среды, наиболее ярко представленных в долине р. Балыксу и ее притоков Камзас и Магызы, где на всем протяжении от устья р. Балыксу и до южной рамки листа фиксируются значительные техногенные изменения. Эколого-геологическую ситуацию в данном районе изучал П. С. Нечаев и др., по материалам которого можно дать краткую экологическую оценку этого объекта [137]. Долины р. Балыксу и ее притоков длительное время разрабатывались на россыпное золото мускульным, гидравлическим и дражным способами, что привело к значительной трансформации рельефа. Плоские долины превратились в интенсивно изрезанные валово-гребнистые поверхности с крутыми бортами склонов при высоте отвалов до 7 м. В долинах фиксируется большое количество прудов-отстойников, гидравлически связанных с основными руслами. Вдоль склонов протягиваются полузасыпанные и обводненные гидравлические каналы. На участках дражных работ наблюдается «лунный» ландшафт.

Экогеохимическая обстановка в районе россыпного полигона крайне неблагоприятная. В почвенном покрове и в донных отложениях вдоль всего полигона сформирована протяженная (до рамки планшета) площадная аномалия высокотоксичных поллютантов первого класса опасности (Hg, As). Концентрация техногенной ртути в очагах опасного загрязнения в почво-грунтах колеблется от 1,5 до 19,6 единиц (относительно фона), в среднем – 5,2 фона. Есть техногенная ртуть в донных отложениях – до 4-х фонов. Содержание мышьяка природного происхождения (за счет дренирования речными системами зон окисления полиметаллических рудопоявлений) значительно превышает значения ПДК на всем протяжении полигона: в почво-грунтах – до 40 ПДК, в среднем – 25 ПДК, в донных отложениях – 9,5–23 ПДК, в среднем – 17 ПДК. Кроме того, в донных отложениях превышено допустимое содержание кадмия – до 11 ПДК, в среднем – 4 ПДК. Наряду с вышеперечисленными поллютантами первого класса опасности в небольших концентрациях (до 5 фонов) присутствуют и другие: Pb, Cu, Zn, Co, Ba, V, Cr, Mn, Ni, Sb, W, Sn, Mo, Sr. Эти данные дали основание П. С. Нечаеву [137] классифицировать экогеохимическую обстановку как умеренно-опасную и опасную. По нашему мнению, по всем параметрам – геодинамическим и геохимическим, территория бывшего россыпного полигона в долинах р. Балыксу и ее притоков находится в кризисной эколого-геологической обстановке.

Подводя итог, отметим, что геологическая среда листа N-45-XXIV по комплексу признаков, в целом, находится в *благоприятной и удовлетворительной экологической ситуации*, за исключением нескольких участков с напряженной и кризисной обстановкой. *Напряженная обстановка* зафиксирована в высокогорной и, отчасти, среднегорной областях и в районах с радиоактивным загрязнением. В первом случае главными экологическими факторами являются геодинамические причины, во втором – геохимические. На крайнем юго-западе в долинах р. Балыксу и ее притоков экологическая обстановка аттестуется как *кризисная*. Здесь, в первую очередь, следует провести основательные рекультивационные работы – обустроить (или уничтожить) отстойники, засыпать все горные выработки и гидравлические каналы, сnivelировать техногенный рельеф отвалов до состояния, близкого природному. На оставшейся территории нет необходимости проведения каких-либо специализированных работ, поскольку здесь эколого-геологическая обстановка находится в стадии стабилизации и в ближайшем будущем не будет прогрессировать в негативном направлении. Более того, на изученной площади организован Каратошско-Инейский государственный природный зоологический заказник. Он создан постановлением правительства Республики Хакасия от 14 августа 2000 г. Занимает площадь 62 тыс. га в следующих границах: западная – от истоков р. Харатас и вниз по течению до устья р. Улень, северная – от устья р. Улень вверх по ее течению до устья р. Хара, восточная – от устья р. Хара вверх по ее течению до истоков, южная – от истоков р. Хара до истоков р. Иней, далее по водоразделу рр. Кашпар Ассуг до истоков р. Харатас, включая гольцовый пояс г. Верхний Зуб. Основное предназначение заказника – сохранение мест отела и зимнего отстоя копытных животных (лоси, маралы, дикие кабаны, горные бараны и козлы и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатом геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 площади листа N-45-XXIV явилось составление комплекта Госгеолкарты второго поколения. В объяснительной записке приведена новая информация, полученная при проведении геологосъемочных и поисковых работ после выхода в 1965 г. Госгеолкарты-200 первого издания. В результате выполненных работ по ГДП-200 получена новая информация о геологическом строении территории, ее магматизме, полезных ископаемых и минерагении. Существенно уточнена геологическая основа, впервые для данной территории составлена карта четвертичных отложений. Проведены высокоточные аналитические исследования, позволившие на современном уровне обобщить и систематизировать имеющиеся данные. Выполнен изотопный анализ по цирконам (SHRIMP-II), получены датировки по мартайгинскому, когтахскому, тигертышскому и другим комплексам. Установлены новые местонахождения органических остатков, по которым получены заключения о возрасте вмещающих их отложений. Выявлены новые ареалы распространения вулканогенных и интрузивных образований раннего девона; проведены количественный химический (ICP-MS) и рентгено-флуоресцентный анализы вещественного состава, позволившие внести ряд изменений и уточнений в серийную легенду Минусинской серии (СЛ-200/2). В частности, на геологической карте Хакасии ряд массивов относился к юлинскому комплексу. В результате проведения ГДП-200 получены изотопные датировки и петрогеохимические данные, которые позволили внести в схему магматизма дополнения. Вместо юлинского комплекса был введен раннедевонский патынский комплекс (Улугзасский массив), широко распространенный на смежной к юго-западу площади; установлен карлыгановский комплекс раннего девона (массив горы Карлыган). Для ряда мелких гипабиссальных тел и серий даек, в пределах массивов горы Кызель, Малый Карлыган и Гольцовый, получены раннесилурийские датировки.

На проявлении Брусничный Плес скважинами и горными выработками вскрыта зона сульфидизации в неравномерно скарнированных и окварцованных известняках. Дана отрицательная оценка в отношении перспектив рудопроявления по молибдену по этому участку. Выделен Харатасский прогнозируемый рудный узел с прогнозными ресурсами по категории P_3 – 88 тыс. т молибдена. Прогнозные ресурсы по золоту Тибек-Майского прогнозируемого рудного узла только в пределах площади листа составляют 40 т. В результате проведенных работ в междуречье Балыксу–Камзас–Магызы откартирована тектоническая зона северо-восточного простирания, предположительно являющаяся продолжением Ортонско-Магызинской золотоносной зоны, выделенной ранее на смежной с юго-запада площади. Площадь в левобережье р. Балыксу нами включена в контур Ортон-Балыксинского золоторудного узла.

В то же время, остался ряд нерешенных проблем. Основным дискуссионным вопросом являются возрастные пределы становления когтахского комплекса. Полученные U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) изотопные датировки находятся в широком интервале от $501 \pm 4,6$ до $469,7 \pm 4,1$ млн лет. В то же время, изотопный возраст прорывающих его образований тигертышского комплекса укладывается в узкий интервал от $494,9 \pm 5,1$ до $493 \pm 7,8$ млн лет. Решение вопроса возможно в более обнаженных частях ареала распространения образований когтахского комплекса на смежной с востока территории. Для решения этого вопроса требуется проведение более детальных тематических работ по восточной части Кузнецкого Алатау и Батенёвскому кряжу. Неоднозначность отнесения небольших тел и даек габбро, габбродиоритов и микрогаббро, ограниченно распространенных в Мрасской подзоне, к мрасским субвулканическим образованиям раннекембрийского возраста, относившихся ранее к буйскому комплексу ранне-среднего кембрия, требует решения на смежной с юга территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Адаменко М. М., Адаменко М. Ф., Сьюбаев А. А. Особенности орографии и позднеюрмского оледенения тигергышского горного узла // Известия Бийского отделения Русского географического общества. Вып. 31. 2010. С. 46–49.
2. Алабин Л. В., Калинин Ю. А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: СО РАН «Гео», 1999. 237 с.
3. Бабин Г. А., Шокальский С. П., Владимиров А. Г. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм западной части АССО и молибденовое оруденение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат-лы науч. совещ. (14–18 октября 2008 г.). Т. 1. – Иркутск, ИЗК СО РАН. С. 27–31.
4. Багмет Г. Н. К вопросу о возрасте региональных горизонтов верхнепротерозойских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Мат-лы науч.-практич. конф. (31 октября–2 ноября 2001 г.). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. С. 31–32.
5. Багмет Г. Н., Валиева Ф. Л. Новые данные о палеонтологической характеристике древнейших толщ восточного склона Кузнецкого Алатау // Проблемы геологии Сибири. Т. 1. – Томск: Изд-во ТГУ, 1996. С. 130–131.
6. Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.
7. Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 63–81.
8. Богнибов В. И., Довгаль В. Н., Поляков Г. В. и др. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна // Тр. ИГИГ. Вып. 177. – Новосибирск: Наука, 1974. 241 с.
9. Богнибов В. И. Апатитоносность когтахского габбро-диорит-монцонитового комплекса в Кузнецком Алатау. – Новосибирск: Наука, 1977. 17 с.
10. Богнибов В. И. Дополнительные интрузии лейкогранитов раннепалеозойской батолитовой формации Кузнецкого Алатау // Магматические формации Сибири. Тр. ИГИГ. Вып. 359. – Новосибирск: Наука, 1977. С. 131–144.
11. Борисов Б. А., Минина Е. А. Ребристые морены Алтае-Саянского региона // География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества. Мат-лы Всеросс. научн. конф. «Селиверстовские чтения» (19–20 ноября 2009 г.). – СПб, 2009. С. 392–399.
12. Булатов А. А., Дубовик Н. Н., Борисяк Г. А. и др. Минерально-сырьевые ресурсы Республики Хакасия. Состояние и перспективы развития / Под ред. А. А. Булатова. – Абакан, 2008. 140 с.
13. Буров В. П. Кары в верхнем течении р. Томи // Гляциология Алтая. Вып. 3. – Томск: Изд-во ТГУ, 1964. С. 14–16.
14. Васильев Б. Д. Стратиграфическое положение коматиитов в Кузнецком Алатау // Геология позднего докембрия и палеозоя Сибири. Тез. докл. науч.-практич. конф. (21–23 ноября 1990 г.). – Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1990. С. 43–44.
15. Васильев Б. Д., Гудымович С. С., Коптев И. И. и др. Стратиграфические уровни рифей–кембрийских вулканогенных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской складчатой области. Сб. мат-лов к науч.-практич. конф. – Новокузнецк, 1995. С. 40–42.
16. Врублевский В. В., Котельников А. Д., Гертнер И. Ф., Крупчатников В. И. Источники раннепалеозойского магматизма Кузнецкого Алатау (по Nd-Sr-изотопным данным) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Мат. науч. совещ. (17–20 октября 2012 г.). Т. 1. – Иркутск, ИЗК СО РАН. С. 52–54.
17. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-45-XXIV. Объяснительная записка / Печерский А. В., Филимонов А. И. – М: Недра, 1965. 90 с.
18. Геология и минерагения Северной Хакасии. Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири / Парначев В. П., Васильев Б. Д., Коптев И. И. и др. – Томск: Изд-во Томского политехнического ун-та, 2007. 235 с.
19. Геря В. И. Химизм породообразующих минералов и пород Бискампжинского интрузива щелочных габброидов // Рудоносность магматических формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 52–61.

20. *Гинцингер А. Б.* Основные типы разрезов и структурно-фациальная зональность рифейских отложений западной части Алтае-Саянской области // *Материалы по региональной геологии Сибири*. Тр. СНИИГГиМС. Вып. 110. – Новосибирск, 1970. С. 47–59.
21. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 (Новокузнецк) / *Г. А. Бабин, Н. И. Гусев, А. А. Юрьев и др.* – СПб: ВСЕГЕИ, 2007.
22. *Гусев А. И., Гусев Н. И.* Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его проявления в геологических образованиях Горного Алтая // *Природные ресурсы Горного Алтая*. № 1, 2006. – Горно-Алтайск, 2006. С. 39–44.
23. *Дербан А. Г., Махлаев М. Л., Перфилова О. Ю.* Корреляция позднедокембрийско–раннепалеозойских геологических формаций Кузнецкого Алатау и Западного Саяна // *Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия*. Вып. 5. – Красноярск, 2000. С. 23–33.
24. *Довсаль В. Н., Широких В. А.* История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука СО, 1980. 215 с.
25. *Иванкин Г. А., Коптев И. И., Шипицын В. А.* О докембрийском (предтаржувльском) перерыве в осадконакоплении и связанной с ним коре выветривания в Кузнецком Алатау // *Изв. Томского политехнического ин-та*. Т. 218. – Томск, 1970. С. 22–26.
26. *Ивонин И. П., Горелов Г. Ф.* О докембрийском офиолитовом поясе Кузнецкого Алатау // *Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области*. Краткие тез. докл. второй конф. по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971. С. 44–46.
27. *Континентальный рифтогенез и пострифтовые бассейны седиментации в геологической истории Южной Сибири* / Под ред. В. П. Парначева. – Томск: Изд-во ТГУ, 1996. 100 с.
28. *Краевский Б. Г.* О стратиграфии и структурно-фациальной зональности позднего докембрия восточной части Кузнецкого Алатау // *Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской платформы и ее складчатого обрамления*. – Новосибирск: Наука, 1980. С. 76–88.
29. *Краевский Б. Г.* О возрасте позднедокембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области // *Вестник ТГУ*. № 3(II), апрель 2003. С. 114–116.
30. *Краевский Б. Г.* О некоторых методических приемах стратиграфических исследований (на примере позднего докембрия Алтае-Саянской области) // *Проблемы стратиграфии и региональной геологии Сибири*. – Новосибирск: Наука, 2006. С. 39–46.
31. *Краевский Б. Г., Краевская М. К.* К стратиграфии Азыртальского поднятия // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири*. Рифей и венд. – Новосибирск: ИГиГ, 1988. С. 134–146.
32. *Краевский Б. Г., Шипицын В. А.* Строение докембрийского разреза хребта Азыр-Тал // *Геология и геофизика*. № 10, 1981. С. 137–143.
33. *Кривенко А. П., Поляков Г. В., Богнибов В. И., Балыкин П. А.* Габбро-монцитовая формация Кузнецкого Алатау // *Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири*. – Новосибирск: Наука, 1979. С. 5–95.
34. *Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С.* Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. – М.: Наука, 1971. 352 с.
35. *Макаренко Н. А., Родыгин С. А., Елистратов Ю. М., Номоконов В. Е.* Новые данные по геологии учебного полигона Томского университета в Хакасии // *Вопросы геологии Сибири*. – Томск: Изд-во ТГУ, 1982. С. 123–132.
36. *Минаков А. Н., Зайцев В. Н.* Рудопроявление апатита в Намштакском габбро-монциодоритовом массиве (Кузнецкий Алатау) // *Рудоносность магматических формаций Сибири*. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 87–91.
37. *Мкртычян А. К., Шипицын В. А.* О возрасте тамалыкской фосфоритонесной свиты (Кузнецкий Алатау) // *Геология и геофизика*. № 4, 1968. С. 125–128.
38. *Нагинский Н. А.* Геоморфологическое описание Балыксинского района золотоносных россыпей. – Томск: Изд-во ТГУ, 1951. 469 с.
39. *Номоконов В. Е.* Геодинамические обстановки формирования позднедокембрийских и нижне-среднекембрийских толщ восточного склона Кузнецкого Алатау // *Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае Саянской складчатой области*. Сб. мат-лов к науч.-практич. конф. – Новокузнецк, 1995. С. 47–49.
40. Обновленные схемы межрегиональной и региональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Отв. ред. В. Л. Хомичев. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
41. *Пак К. Л.* О взаимоотношениях кулбюрстюгской и таржувльской свит в Кузнецком Алатау // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири*. Актуальные вопросы стратиграфии. – Новосибирск: ИГиГ, 1989. С. 118–126.
42. *Пак К. Л.* Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и нижнего кембрия хр. Азыр-Тал и Батенёвского кряжа (район пос. Боград) // *Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири*. Стратиграфия и палеонтология. – Новосибирск: ИГиГ, 1986. С. 40–67.
43. *Перфилова О. Ю.* Геодинамические условия формирования и металлогения ордовикской вулканоплутонической ассоциации восточного склона Кузнецкого Алатау // *Проблемы геодинамики и минерогении Южной Сибири*. – Томск: Изд-во ТГУ, 2000. С. 62–70.
44. *Плотников А. В., Ступаков С. И., Бабин А. Г. и др.* Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // *Докл. АН*. Т. 372, № 1, 2000. С. 80–85.
45. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау / Алабин В. Л., Хомичев В. Л., Васильев Б. Д., Перфилова О. Ю. (при участии Бабина Г. А.) // *Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области*. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. С. 85–117.

46. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области / Гинцингер А. Б., Винкман М. К., Асташкин В. А. и др. – Красноярск: СНИИГГиМС, 1969. С. 33–38, 162–172.
47. Ресурсы поверхностных вод СССР. Каталог ледников СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 2. Верхняя и средняя Обь. Ч. 1. Бассейны рек Томи и Чулыма (Кузнецкий Алатау). – Л.: Гидрометеоздат, 1980. 44 с.
48. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.
49. Решения коллоквиума по палеонтологическим остаткам из докембрийских и переходных венд-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской области (Кузнецкий Алатау, Горная Шория) (27 ноября–1 декабря 2000 г.) / Терлеев А. А., Лучинина В. А., Сосновская О. В. и др. // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. 2002. С. 158–160.
50. Решения рабочего стратиграфического совещания по верхнему докембрию и кембрию Средней Сибири (г. Новосибирск, 23–27 мая 2005 г.). Принято на пленарном заседании 27.05.2005 г.
51. Сосновская О. В. Мартюхинская и амогинская свиты хребта Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау) // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Мат-лы научн. конф. Т. 1. – Томск: Изд-во ТГУ, 1998. С. 297–299.
52. Сосновская О. В. К вопросу о границе докембрия и кембрия и обоснования венда на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Вып. 5. – Красноярск: ФГУП «Красноярскгеолсъемка», 2000. С. 8–18.
53. Сосновская О. В., Шипицын В. А. К вопросу о строении и возрасте сорнинской свиты хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау) // Вопросы геологии Сибири. Вып. 3. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. С. 21–26.
54. Сюбаев А. А., Ковалев Е. А. Современное состояние оледенения Кузнецкого Алатау и его динамика во второй половине XX века // Природа и экономика Кузбасса (Региональный сборник научных статей). Вып. 9, т. 2. – Новокузнецк: Кузбасская гос. педагогическая академия, 2004. С. 41–49.
55. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. 280 с.
56. Терлеев А. А., Лучинина В. А., Сосновская О. В. и др. Известковые водоросли и нижняя граница кембрия в западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. Т. 45, № 4, 2004. С. 485–491.
57. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок (Уч. пособие). – М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
58. Халфин С. Л. Петрология когтахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса. – Новосибирск: Наука СО, 1965. 92 с.
59. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч. 1. Восточный склон (Методическое руководство) / Составитель В. Л. Хомичев – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975. 176 с.
60. Хомичев В. Л. Перспективы вольфрамового и молибденового оруденения Восточного склона Кузнецкого Алатау и западной части Западного Саяна. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1975. 172 с.
61. Хомичев В. Л. О трех формационных типах гранитоидов Кузнецкого Алатау // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области (Краткие тез. к третьей конф. по магматизму и металлогении АССО). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1972. С. 17–21.
62. Шипицын В. А. Стратиграфия и палеонтология верхнего протерозоя восточной части Кузнецкого Алатау (Автореф. дисс. к. г.-м. н.). – Томск, 1975. 78 с.
63. Шокальский С. П., Бабин Г. А. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: СО РАН «Гео», 2000. 188 с.
64. Шпиль П. С. Оледенение Кузнецкого Алатау. – М.: Наука, 1980. 200 с.
65. Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батенёвского кряжа, хр. Азыр-Тал и бассейна р. Белый Июс. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. 185 с.
66. Ярошевич В. М. Верхний докембрий Кузнецкого Алатау и Западного Саяна // Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новокузнецк, 1974. С. 21–23.
67. Agrawal S., Guevara M. and Verma S. P. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements // International Geology Review. V. 50, 2008. P. 1057–1079.
68. Chappel B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // Pacif. Geol. V. 8, 1974. P. 173–174.
69. Chappel B. W., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences. V. 83, 1992. P. 1–26.
70. Condie K. C. High strength element rations in Archean basalts – a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. V. 79, 2005. P. 491–504.
71. Defant M. J., Drummond M. S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. V. 347, 1990. P. 662–665.
72. Frost C. D., Frost B. R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // J. of Petrology. V. 52, 2011, № 1. P. 39–53.
73. Gorton M. P., Schandl E. S. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks // The Canadian Mineralogist. V. 38, 2000. P. 1065–1073.
74. Loiselle M. C., Wones D. R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. Am. Abst. Prog. V. 11, 1979. P. 468.
75. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. V. 174, 1990, № 3/4. P. 235–255.

76. *McDonough W. F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. V. 120, 1995. P. 223–254.
77. *Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Petrology*. V. 25, 1984. P. 956–983.
78. *Shervais I. W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 59, 1982. P. 101–118.
79. *Sun S.-s., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (In *Saunder A. D., Norry M. J.* eds.). *Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond.* 1989, № 42. P. 313–345.
80. *Tischendorf G., Forster H.-J.* Central European granitoids and their tectonic setting: implications from a new discrimination diagram. In: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I* 7/8, 1992. P. 791–801.
81. *Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Wan Y., Li Ch., Zi F., Jiang Z., Qiu H., Chu Z., Zhao Z., Dong Y.* Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 155, 2008. P. 473–490.
82. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. V. 95, 1987. P. 407–419.
83. *Wood D. A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 50, 1980. P. 319–339.

Фондовая

84. *Авдонин В. В., Гетлинг.* Отчет Южной Рудопоисковой партии по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 10 000 в районе прииска Александровского (Балыксинский золоторудный район) за 1961 г. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1992.
85. *Адышев В. М.* Поисковые и поисково-оценочные работы на россыпное золото в бассейне реки Ниня. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1992.
86. *Алтабаева В. Г., Алтабаев А. А.* Отчет о работе Ревизионно-оценочной партии по составлению сводных карт и сбору, систематизации и сокращению каменного материала за 1960 год. Приложение № 36. Учетные карточки к карте полезных ископаемых по листу N-45-83. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1961.
87. *Алтабаева В. Г., Алтабаев А. А.* Отчет о работе Ревизионно-оценочной партии по составлению сводных карт и сбору, систематизации и сокращению каменного материала за 1960 год. Приложение № 27. Учетные карточки к карте полезных ископаемых по листу N-45-84. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1961.
88. *Алтабаева В. Г., Алтабаев А. А.* Отчет о работе Ревизионно-оценочной партии по составлению сводных карт и сбору, систематизации и сокращению каменного материала за 1960 год. Приложение № 38. Учетные карточки к карте полезных ископаемых по листу N-45-95. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1961.
89. *Алтабаева В. Г., Алтабаев А. А.* Отчет о работе Ревизионно-оценочной партии по составлению сводных карт и сбору, систематизации и сокращению каменного материала за 1960 год. Приложение № 39. Учетные карточки к карте полезных ископаемых по листу N-45-96. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1961.
90. *Ананьев Ф. М.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работах на молибден и медь в Агаскырском, Теренсинском и Аскизско-Бискалжинском рудных районах за 1982–1984 гг. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1984.
91. *Анопов Е. В.* Структурный анализ Федоровско-Талановского и Ортон-Федоровского рудных полей (в Кузнецком Алатау и Горной Шории) (Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н.). Т. 1. – Научн. библ. ТГУ, 1991. 229 с.
92. *Беспалов Ю. В. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 в пределах листов N-45-59-В, Г; N-45-71-А-Б-Г; N-45-83-Б (Коммунарская площадь). Т. 1–4. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
93. *Беспалов Ю. В. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 с общими поисками месторождений полезных ископаемых на площади листов N-45-94-Б-б, г; N-45-94-Г; N-45-95-А, а, в; N-45-95-В; N-45-107-А; N-45-107-Б (Балыксинская площадь). Т. 1–4. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
94. *Беспалов Ю. В. и др.* Поисковые работы на рудное золото в Балыксинском районе. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1999.
95. *Борисюк Г. А.* Поисково-оценочные работы на вторичные фосфориты в южной части Тамалыкского месторождения. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1990.
96. *Боровинский Д. Г.* Закономерности структурного контроля рудных месторождений и прогноз оруденения в золотоносных районах Хакасии. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
97. *Боровинский Д. Г.* Закономерности структурного контроля рудных месторождений и прогноз оруденения в золотоносных районах Хакасии. Вып. I. Балахчинский рудный узел. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
98. *Боровинский Д. Г.* Закономерности структурного контроля рудных месторождений и прогноз оруденения в золотоносных районах Хакасии. Вып. II, т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
99. *Боровинский Д. Г.* Закономерности структурного контроля рудных месторождений и прогноз оруденения в золотоносных районах Хакасии. Вып. III, IV, V, т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1999.
100. *Воробьев В. Н.* Поисковые работы на россыпное золото в бассейне р. Теренсу (Информационный отчет за 1992–1995 гг.). Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
101. *Геря В. И.* Геологическая карта Тейского железорудного узла масштаба 1 : 50 000. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1965.
102. *Геря В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-96-В (Бискалжа) и N-45-108-А (Тея) масштаба 1 : 50 000 (Отчет Хабзасской геологосъёмочной партии за 1957–1961 гг.). Т. 1–8. – ТФИ по Республике Хакасия, 1962.

103. *Голубев В. М.* Геохимическое доизучение масштаба 1 : 200 000 на Кузнецко-Алатауской площади. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1992.
104. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Б). Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 20, месторождение Изасское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1982.
105. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Б). Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 89, месторождение Алатауское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1982.
106. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Б). Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 93, месторождение Казынетское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1983.
107. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (А). Месторождения металлических полезных ископаемых. Паспорт № 39, месторождение Казымчинское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1983.
108. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Б). Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 155, месторождение Хабзасское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1983.
109. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (А). Месторождения металлических полезных ископаемых. Паспорт № 121, месторождение Черная Гора. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
110. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (А). Месторождения металлических полезных ископаемых. Паспорт № 89, месторождение Игттойское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
111. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Г-II). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 121, проявление Алатауское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
112. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Г-II). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 147, проявление Лесосечно-Аскизское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
113. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Г-II). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 122, проявление Багзасское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
114. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Г-II). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 115, проявление Теренсинское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
115. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Г-I). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 145, проявление Брусничный Плес. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
116. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР (Б). Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 145, месторождение Тамалыкское. – ТФИ по Республике Хакасия, 1996.
117. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых РФ (Г-I). Проявления твердых полезных ископаемых. Паспорт № 203, проявление Туралыкское. – ТФИ по Республике Хакасия, 2004.
118. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых РФ (В). Россыпные месторождения. Паспорт № 207, р. Бейка. – ТФИ по Республике Хакасия, 2007.
119. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых РФ (В). Россыпные месторождения. Паспорт № 42, р. Балыксу. – ТФИ по Республике Хакасия, 2008.
120. *Гусаров Ю. В.* Выделение площадей распространения кор выветривания на восточном склоне Кузнецкого Алатау и их оценка на перспективность выявления месторождений полезных ископаемых (золото, марганец, фосфориты и др.). Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1999.
121. *Дербан А. Г., Махлаев М. Л.* Составление структурно-формационной основы для разработки прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 500 000 Республики Хакасия. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 2001.
122. *Единцев Е. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Бол. Казыр. Листы N-45-83-В, Г; N-45-95-А. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1973.
123. *Еханин Г. М. и др.* Объяснительная записка к геологической карте восточного склона Кузнецкого Алатау и прилегающих частей Минусинской котловины. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1969.
124. *Забяка А. И.* Прогноз месторождений золотоносной коры химического выветривания в Балыксинском рудно-россыпном районе (Отчет по договору № 009). Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
125. *Звягин В. Г.* Золото Республики Хакасия. Каталог рудных месторождений, проявлений и россыпей золота. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1999.
126. *Иванкин Г. А.* Геология и полезные ископаемые верховьев рек Аскиза, Томи, Теренсука, Ассука и левобережья рек Уйбата и Бюри. Т. 1–3. – ТФИ по Республике Хакасия, 1951.
127. *Ионин Г. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-84-Г и N-45-96-Б. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1966.
128. *Канищева В. А., Ковшикова Т. Ю.* Составление прогнозно-металлогенической карты Уйбатского золоторудного узла масштаба 1 : 50 000. Т. 1–3. – ТФИ по Республике Хакасия, 1980.

129. *Карлова В. П.* Результаты гидрохимических исследований в районе верховьев рек Бол. Июса–Карата–Уленья. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1961.
130. *Кассандров Э. Г.* Оценка перспектив восточного склона Кузнецкого Алатау на марганцевое оруденение и выделение площадей, перспективных на выявление объектов возможного промышленного значения. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1998.
131. *Качало И. П., Бондарева Д. М., Зобов Н. Е.* Переоценка прогнозных ресурсов ведущих твердых полезных ископаемых Республики Хакасия по состоянию на 01.01.1998 г. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1998.
132. *Кириллов А. Д.* Тамалыкское месторождение фосфоритов в Кузнецком Алатау. Т. 1–5. – ТФИ по Республике Хакасия, 1967.
133. *Кириллов А. Д.* Составление прогнозной карты распространения фосфатоносных кор выветривания в масштабе 1 : 200 000 в Батенёвском кряже (Отчет Центральной геолого-поисковой партии за 1991–1995 гг.). Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
134. *Кольчиков И. М.* Аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 на Балыксинской площади в Кузнецком Алатау. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1991.
135. *Кужелев Г. А.* Отчет Балыксинской геологоразведочной партии за 1954–1956 гг. (месторождение кобальта Светлый ключ). Т. 1–5. – ТФИ по Республике Хакасия, 1957.
136. *Кухаренок В. Н.* Поисково-оценочные работы на вторичные фосфориты в северной части Тамалыкского месторождения. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1996.
137. *Ладынин А. А.* Отчет по геохимическим поискам золота и других полезных ископаемых в Кузнецком Алатау на площади листов N-45-72-А, В и N-45-84-А за 1982–1984 гг. – ТФИ по Республике Хакасия, 1984.
138. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Бабин Г. А., Зейферт Л. Л., Щигрев А. Ф. и др. Под ред. Шокальского С. П. – Новокузнецк: ЮСГФ, 2006.
139. Легенда Кузбасской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе) / Отв. исп. Бабин Г. А. Под ред. Богомазова В. М. – Новокузнецк: ЮСГФ, 1999.
140. Легенда Минусинской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Издание второе) / Отв. исп. Махлаев М. Л. Под ред. Беззубцева В. В. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997ф; с изменениями и дополнениями ТФИ «Красноярскгеолсъемка», 2007ф.
141. *Литишианов А. П.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 и общие поиски апатитовых руд на Уйбатской площади в юго-восточной части Кузнецкого Алатау. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1988.
142. *Ломаев Н. И.* Отчет о результатах поисковых работ на первичные фосфориты в районе Тамалыкского месторождения за 1976 г. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1977.
143. *Макаров В. А.* Ревизия сырьевой базы свинца, цинка и сопутствующего благороднометалльного оруденения в пределах перспективных площадей Республики Хакасия. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 2002.
144. *Махлаев М. Л., Безруков О. А., Денисова М. В. и др.* Составление геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 Республики Хакасия за 1993–1995 гг. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
145. *Минаков А. Н.* Детальные поиски месторождений апатитовых руд на Каролиновском участке в Кузнецком Алатау. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1987.
146. *Михалев В. Г.* Отчет по детальным поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 25 000, выполненным в районе «Иней-Каро» в 1954 г. Т. 1–8. – ТФИ по Республике Хакасия, 1955.
147. *Михалев В. Г.* Отчет Уленьской ПРП № 1 о работах, выполненных в районе рр. Кара-Гас, Таныг-Чул. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1955.
148. *Михалев Ю. М.* Отчет о результатах поисковых работ Сорской партии на участке Адырлых за 1966 г. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1967.
149. *Михалев Ю. М.* Отчет о поисковых работах на молибден в Сорском и Аскизском рудных районах за 1968–1971 гг. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1972.
150. *Михалев Ю. М.* Прогнозная оценка коренных месторождений золота на площади южных районов Красноярского края и Республики Хакасия. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
151. *Мишко Н. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-83-Б и N-45-84-А. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1965.
152. *Мкртычян А. К.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-84-В (Тамалык) и N-45-96-А (Верховье р. Томь). Т. 1–3. – ТФИ по Республике Хакасия, 1963.
153. *Мурзин В. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Тумуюского района (Отчет поисково-съёмочной партии по геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов N-45-82-Б и N-45-83-А за 1970–1973 гг.). Т. 1. – Новокузнецк: ЮСГФ, 1973.
154. *Нечаев П. С.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту: Эколого-геологическая оценка воздействия на геологическую среду россыпной золотодобычи в Балыксинском рудном районе. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 2003.
155. *Отчерцев В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-72-Г; N-45-84-Б. – пос. Кулун: Западная комплексная экспедиция, 1966. 152 с.
156. *Пичугин Н. А.* Оперативный отчет по работам Балыксинской партии за 1953 г. на молибденовом участке месторождения Брусничный плес. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1953.
157. *Полынцева П. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-95-Б и N-45-95-Г. Т. 1–2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1966.
158. *Попов А. Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на свинцово-цинковые руды в Казымчинском рудном районе в 1975–1977 гг. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1977.

159. *Рублев А. Г. и др.* Изотопно-геохронологическое изучение интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области в помощь среднемасштабному геологическому картированию (Отчет по договору № 01423429/266). Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
160. *Сазонов П. Т.* Отчет о геологоразведочных работах Балыксинской ГРП на молибденовом месторождении Брусничный Плес в 1954–1955 гг. Т. 1–9. – ТФИ по Республике Хакасия, 1958.
161. *Секретарев М. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в Кузнецком Алатау на Сорской площади (Листы N-45-XVIII, N-46-XIII) в 1993–2001 гг. Т. 1 и 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 2002.
162. *Солодянкин М. В.* Результаты геологоразведочных и геолого-поисковых работ на Кашпарском рудопроявлении свинца и в его окрестностях. Т. 1–9. – ТФИ по Республике Хакасия, 1953.
163. *Сосновская О. В. и др.* Разработка опорной легенды для геологической съемки и карт масштаба 1 : 50 000 Балыксинского и Тейского рудных районов Красноярского края (Рабочая опорная легенда для геологической карты масштаба 1 : 50 000. Серия Азыргальская) (Отчет по теме А.П.1./13)607 за 1990–1992 гг.). – Красноярск: ТГФ, 1992.
164. *Сосновская О. В. и др.* Составление блока серийной легенды (рифей–кембрийские отложения в пределах Сорско-Коммунарковского горнорудного района) Минусинской серии Госгеолкарты-200 (Отчет за 1993–1995 гг.). Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1995.
165. *Федотов А. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 в Южно-Минусинском прогибе на Аскизской площади (Лист N-46-XXV). Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 2003.
166. *Удодов П. А.* Отчет по работам Балыксинской гидрохимической партии за 1952 г. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1953.
167. *Федорова Г. М.* Аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 50 000 на Июсской площади в Кузнецком Алатау. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1997.
168. *Федотушкин Е. Н., Кинзерский В. Б.* Информационный отчет по результатам незавершенных работ по объекту: Поиски рудного золота на флангах месторождения Черная гора за 1999–2001 гг. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 2002.
169. *Холяндра Л. Н.* Аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 на Коммунарковском и Карагузском участках. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1983.
170. *Цапенко В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-95-В и N-45-94-Г. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1964.
171. *Шипицын В. А.* Составление опорных разрезов и биостратиграфическое расчленение верхнего протерозоя–кембрия Коммунарковского, Саралинского и Батенёвского рудных районов Кузнецкого Алатау с целью создания надежной стратиграфической основы для крупномасштабного геологического картирования. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1985.
172. *Широкова Е. В. и др.* Составление Комплекта карт масштаба 1 : 200 000 восточного склона Кузнецкого Алатау, одного из главнейших горнопромышленных районов Красноярского края, как основы для планирования поисковых и поисково-разведочных работ. Т. 1. – ТФИ по Республике Хакасия, 1975.
173. *Широнин И. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-96-Г и N-45-108-Б. Т. 1, 2. – ТФИ по Республике Хакасия, 1966.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-45-XXIV 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					
Цветные металлы					
<i>Свинец, цинк</i>					
IV-2	27	Казымчинское	К	[90, 140]	Законсервировано
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-2	5	руч. Колчул	Р	Гис-атлас	Законсервировано
I-2	6	р. Туралыг	Р	Гис-атлас	Законсервировано
II-3	24	Низовья р. Багзас	Р	[17, 83, 136]	Отработано
II-4	22	р. Мал. и Бол. Каролиновка	Р	[17, 70, 108, 111]	Отработано
II-4	25	р. Кольчазы. Кульчазинская (Сыспанская), р. Кубердик	Р	[72, 111]	Отработано
II-4	36	Верховья р. Бейки	Р	[101]	Законсервировано
III-1	17	р. Томь, участок №3	Р	[108]	Отработано
III-1	19	р. Малый Назас	Р	[108]	Отработано
III-1	20	р. Турала	Р	[108]	Отработано
III-1	22	р. Кунзас	Р	[17, 108]	Отработано
III-1	26	р. Томь, участок №2	Р	[108]	Отработано
III-1	27	руч. Золотой	Р	[108]	Отработано
III-4	1	Долина рр. Бол. и Мал. Ана	Р	[72, 108]	Отработано
IV-1	3	руч. Чарыш, правый приток р. Томь	Р	[17, 72, 108]	Отработано
IV-1	5	р. Пелера	Р	[108]	Отработано
IV-1	10	руч. Безымянный	Р	[108]	Отработано
IV-1	14	р. Изас	Р	[108]	Отработано
IV-1	22	р. Томь, участок №1	Р	[108]	Отработано
IV-1	27	р. Балыксу	Р	[102]	Разрабатывается
IV-1	37	р. Камзас	Р	[71]	Отработано
IV-1	48	руч. Чистый, правый приток р. Магзызы	Р	[71]	Отработано
IV-1	49	р. Магзызы	Р	[71]	Разрабатывается
IV-3	12	р. Бискамба	Р	[108]	Отработано
IV-3	22	р. Тузухсу	Р	[108]	Отработано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Химическое сырье					
<i>Известняк флюсовый</i>					
IV-3	43	Хабзасское	К	[91]	Законсервировано
Минеральные удобрения					
<i>Фосфатные</i>					
<i>Фосфорит</i>					
II-3	27	Тамалыкское	К	[70, 99, 136]	Законсервировано
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Средние интрузивные породы (диорит)</i>					
IV-3	19	Алатауское	К	[88]	Законсервировано
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Мраморы</i>					
IV-1	17	Изасское. Устье р. Изас	К	[76, 87]	Законсервировано
<i>Доломит</i>					
IV-2	22	Казынетское	К	[89]	Законсервировано

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 (ГА) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа N-45-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
П-2	1	Верховья р. Бол. Казыр	[17]	ГА. Магнитная аномалия с максимальной интенсивностью до 6000 гамм. Вероятно наличие титан-железородного тела на небольшой глубине
П-3	23	Правый борт приустьевой части р. Багзас	[70, 135]	ПМ. В 4 шурфах валуны гематита и нацело лимонитизированных пород. Fe ₂ O ₃ – 75%
П-3	34	Правый борт р. Теренсуг в 2,1 км ниже устья руч. Первый Ключ	[70, 135]	ПМ. Гематитизированные кремнистые породы тамальской свиты. Содержание железа – до 28,8%
П-3	39	Правый борт р. Теренсуг в 0,9 км ниже устья р. Тамалык	[70]	ПМ. Развалы глыб кварцитовых брекчий, цементированных бурым железняком (до 70% объема). Содержание Мо – 0,005-0,007%
П-4	23	р. Каролиновка	[17]	ПМ. Галька магнетита в русловом аллювии
П-4	44	р. Мал. Ана	[17]	ПМ. Обильная галька магнетита и гематита в русловом аллювии
П-4	45	р. Бол. Ана	[17]	ПМ. Галька магнетита и гематита в русловом аллювии
Ш-1	10	Амзасское. Правый борт р. Томь, в 2 км юго-западнее г. Амзас	[76, 105]	П. Линза магнетита 5x12 м в песчаниках на контакте с диоритами. Средние содержания Fe в 8 бороздовых пробах – 47,2%. Формация железородная скарново-магнетитовая
Ш-2	7	Левый борт среднего течения р. Каинзас в 4,5-5 км от устья	[71]	П. Несколько пластов железистых кварцитов среди мраморов, прорванных диоритами и гранитами. Мощность 100-300 м, прослежены до 1 км. Формация железородная скарново-магнетитовая
Ш-3	6	В 2,8 км от слияния рр. Прав. и Лев. Томь по аз. 332°	[72, 135]	ПМ. В эндоконтакте Карлыгановского массива встречен валун сливного магнетита. Содержание Fe – 63%. Формация железородная скарново-магнетитовая
Ш-3	10	Правый борт р. Прав. Томь, южный склон г. Киргеликсын	[17, 72]	П. Несколько пластообразных залежей железистых кварцитов среди мраморов, мощность до 100-300 м. Формация железородная скарново-магнетитовая
Ш-3	19	В 1,5 км от устья руч. Правый Куйсуг по аз. 22°	[72, 135]	ПМ. Скарны гранат-магнетит-эпидотовые мощностью до 0,3 м. Содержание Fe – 30,3%. Формация железородная скарново-магнетитовая
Ш-3	20	В 2,1 км от устья р. Караташ по аз. 297°	[72, 135]	ПМ. В шурфе на глубине 2,5-3 м вскрыты валуны гематита размером 0,3-0,4 м
Ш-3	30	Верховья р. Бискамжа	[17]	П. Отдельные выходы габродиоритов с содержанием магнетита – до 11%. Формация титано-магнетитовая
Ш-4	11	Северный склон г. Монотуган	[72, 110]	ПМ. В роговиках вкрапленность магнетита до нескольких процентов. Магнитная аномалия до 500 гамм
IV-1	41	Левый борт р. Камзас в 1,5 км выше п. Неожиданный	[71]	П. Гематитовые и кварц-гематитовые жилы мощностью 0,5-1,5 м, на расстоянии до 1 км. Формация железородная скарново-магнетитовая
IV-2	11	Правый борт р. Теренсуг	[71, 140]	ПМ. На контакте мраморов и диоритов редкие включения халькопирита и малахита, у уреза р. Теренсуг глыбы магнетита
IV-2	24	Левый борт р. Казынаша	[140]	ПМ. Гранат-пироксен-эпидотовые скарны с вкрапленностью магнетита (тело 40x5 м). Формация железородная скарново-магнетитовая

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-2	25	Петрочеккольское. Водораздел рр. Томь-Шора, правый борт руч. Петрочеккол	[71, 140]	ПМ. Гранат-пироксен-эпидотовые скарны с магнетитом. Формация железорудная скарново-магнетитовая
IV-2	26	Водораздел рр. Томь-Шора, верховья руч. Петрочеккол	[140]	ПМ. Скарны гранат-пироксен-эпидотовые с магнетитом. Формация железорудная скарново-магнетитовая
IV-2	35	Левый борт руч. Гаевского в 2 км выше устья	[140]	ПМ. Глыбы лимонита с реликтами кристаллов пирита
IV-3	11	г. Намштак	[17, 85]	ГА. Магнитная аномалия до 3000 гамм. Приурочена к габбро-пироксенитам с вкрапленностью магнетита – до 7%
IV-3	44	Южный склон г. Улугзас	[17, 85]	ГА. Аномалия напряженностью до 10000 гамм связана с вкрапленностью пирита, пирротина и магнетита в роговиках
IV-3	54	Правобережье р. Хабзас	[17, 85]	ГА. Магнитная аномалия напряженностью до 3000 гамм. Вызвана наличием тонкорассеянного магнетита в вулканогенно-осадочных отложениях
IV-4	2	В 100 м северо-восточнее г. Устас	[72, 110, 156]	ПМ. Редкие прожилки магнетита и мартита в метаэффузивах основного состава. Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки с халькопиритом
IV-4	4	Междуречье рек Аскиз–Салат	[17]	ПМ. Прожилки магнетита, мартита и гематита в роговиках, мощность до 2 см
IV-4	6	руч. Хойчаде, правый приток р. Салат	[72, 156]	ПМ. Мелкая вкрапленность магнетита в эффузивах
<i>Марганец</i>				
I-3	15	р. Сарлых-Майнах	[17, 134]	ВГХО. Ореол рассеяния марганца. Содержание Mn в пробах – до 0,3-0,5%
I-4	3	хр. Карабадзы	[17, 138]	ВГХО. Ореол рассеяния марганца. Содержание в отдельных пробах – до 1-3%
II-3	4	Крыское (Инейское). В 5 км от пос. Иней вверх по р. Крыс	[70, 135]	П. Представлено пластом видимой мощностью до 130 м, протяженностью свыше 2,5 км. Содержание в рудах: Mn – 5-11%, SiO ₂ – 41-60%, CaO – 10-20%. Формация марганценовая кремнисто-карбонатная
II-3	10	Багзасское. Водораздел рр. Багзас-Кузькузюр	[70, 135]	П. Пласт марганцевых руд и марганцовистых пород мощностью 4,5-20 м прослежен на 3 км. В 120 м западнее еще один пласт мощностью 4-5 м и протяженностью 500 м. Руды карбонатно-силикатные. Содержание: Mn – 6-14,5%, Fe – 4-6%, P – 0,12-0,29%, SiO ₂ – 44-54%, CaO – 11-19%. Формация марганценовая кремнисто-карбонатная
II-3	25	Первый Ключ. Водораздел рр. Ассуг-Теренсуг	[70, 135]	П. Пласт мощностью 1,5-3 м залегают в основании фосфатносного горизонта. Руды окисленные (псиломелан). Содержание: Mn – 13-25%, Fe – 5-7%, P – 0,1-0,15%. Формация марганценовая кремнисто-карбонатная
II-4	12	р. Теренсуг в 4 км на юго-запад от п. Вершинка	[17, 110]	ВГХО. Ореол рассеяния марганца. Содержание – до 1%
III-2	21	Левый борт р. Теренсуг выше руч. Крестик	[17]	ПМ. В сидеритизированных углеродисто-кремнистых сланцах отмечается родохрозит, а также тонкая вкрапленность пирита, пирротина, присутствует Au. Формация марганценовая кремнисто-карбонатная
III-3	21	Караташское. В 1 км на северо-запад от устья р. Караташ	[72, 135]	П. В недобитой канаве наблюдаются обломки гематита с пирролизитом. Содержание Fe ₂ O ₃ – 42,3%, Mn – 2,2%
III-3	26	Томское. Правый борт р. Томь в 3 км юго-западнее устья р. Караташ	[72, 135]	П. Канавой в низах тамалыкской свиты вскрыты прослой окисленных псиломелановых руд мощностью 0,5-0,7 м. Содержа-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ние: Mn – 17,28%, Fe – 11,8%, P – 0,24%. Формация марганценовая кремнисто-карбонатная
III-4	9	Правый борт р. Ниня	[72, 110]	ПМ. В штучной пробе серых с/з битуминозных известняков содержание Mn – 1%
IV-1	42	Магзынское. Левый борт нижнего течения р. Магзы	[17]	ПМ. Прослой темно-бурых и фиолетовых марганцовистых глин в песчаных известняках
IV-3	14	Южный склон г. Намштак в 2,5 км севернее п. Портал	[17, 72]	ПМ. Корка окислов марганца на сланцах, залегающих среди мраморов. Содержание марганца в сланцах – 0,05%
IV-3	23	Левый борт р. Тузухсу, в 3 км выше устья р. Бискамажа	[17]	ВГХО. Содержание марганца в металлометрических пробах – 1-3%
IV-3	34	Левый борт р. Бискамажа, южнее ст. Нанхчул	[17, 72]	ПМ. Корка окисного марганца на сланцах. Содержание марганца в сланцах – 0,05%
<i>Хром</i>				
I-1	1	Левый борт р. Пихтерек	[17]	ВГХО. Содержание хрома в металлометрических пробах – 0,1-0,2%
III-1	23	Междуречье рр. Кунзас-Чарыш	[17]	ВГХО. Содержание хрома в металлометрических пробах – 0,1-0,2%. Присутствует никель – до 0,03%
<i>Титан</i>				
II-1	3	Правобережье р. Мал. Казыр, в 2 км ниже устья руч. Высокогорный	[17, 105]	ПМ. Вкрапленность рутила и ильменита в кремнистых сланцах и эффузивах основного состава. TiO ₂ – 2,51-3,05%. Формация титаномагнетитовая
II-1	11	Большеказырское. Правый борт р. Бол. Казыр выше устья р. Сургас	[105]	ПМ. Рассеянная вкрапленность рутила, ильменита, лейкоксена в вулканогенно-осадочных отложениях. Среднее содержание TiO ₂ – 4% (28 борздовых проб). Формация титаномагнетитовая
II-2	6	Верхнее течение р. Алтаза	[17]	ШО. Среднее содержание ильменита в шлихах – 2 кг/м ³ , в отдельных пробах – 3-4 кг/м ³
III-1	1	Среднее течение р. Бол. Казыр	[17]	ПМ. Содержание титана в сланцах и эффузивах – более 1%. Формация титаномагнетитовая
III-4	16	Водораздел р. Аскиз-руч. Длинный	[17, 111]	П. В массиве габбро спектральным анализом установлено содержание Ti – 1-9,6%. В обломках габбро – вкрапленность халькопирита. Au – 0,1-0,7 г/т. Здесь же 3 шлироподобных тела мощностью 0,15-4 м с пиритом и пирротинном. Cu – 0,1-1%, Ni – до 0,1%, Co – 0,01-0,25%. Формация титаномагнетитовая
<i>Ванадий</i>				
II-3	11	Северо-восточный склон г. Бандит	[70]	ПМ. В делювии обломки бурых метасоматических кварцитов. Fe ₂ O ₃ – 76,72%, V – 1%
II-3	32	Тамалыкское. п. Тамалык, правый борт р. Теренсуг	[17]	ПМ. Гидротермально измененные породы. Содержание V – 0,03%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
IV-3	21	Портальское. Левый борт р. Портал (Нанхчул)	[17, 85]	П. В кремнисто-углеродисто-глинистых сланцах содержание ванадия – до 0,1-0,3%, Mo – до 0,006%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
IV-3	47	Устье р. Хабзас, правый борт руч. Лесосечный	[17]	ПМ. Повышенные содержания ванадия, молибдена в кремнисто-углеродистых сланцах. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	17	Высота 1090,4. Левый борт среднего течения р. Харатас	[69, 134, 151]	ПМ. Тектоническая брекчия мощностью 1 м и протяженностью 25 м с сульфидной (пирит, халькопирит) минерализацией

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	19	Правый борт р. Харатас, в 1 км выше устья руч. Черемухового	[69]	ПМ. Три кварцевые жилы северо-восточного простирания мощностью 0,8 м с пиритом, халькопиритом. Присутствует вольфрам. Формация медно-кварц-сульфидная
I-3	7	Точка 189. Водораздел руч. Тараткоста-Орошталк	[134]	ПМ. Глыбы кварцитов с халькопиритом и малахитом. Содержание Cu – 0,05-0,12%, WO ₃ – 0,01%
I-3	8	Правокашпарский участок. Водораздел рр. Кашпар-Иней	[70, 134]	ПМ. На контакте гранодиоритов и известняков зона окварцевания с убогими налетами малахита. Содержание Cu – до 0,08%, WO ₃ – до 0,014%
I-3	11	Правоинейский участок. Правый борт р. Иней, в 2 км на восток-юго-восток от устья руч. Юсбильнир	[70, 134]	ПМ. На контакте диоритов и известняков тела скарнов мощностью 0,5-1 м и зона трещиноватости шириной 5-10 м. В них редкая вкрапленность халькопирита и молибденита. Содержание: Cu – 0,05-0,16%, Mo – 0,008-0,044%, WO ₃ – 0,015-0,1%. Медно-скарновая формация
I-3	13	Точка 1013. Правый борт р. Иней в 4,3 км ниже устья руч. Сарлых-Майнах	[70]	ПМ. Граносиениты прорваны дайками аплитов, содержат редкую вкрапленность халькопирита, примазки малахита
I-3	14	Солонцовый участок. Верховья руч. Солонцового	[70, 134]	ПМ. Зоны скарнирования на контакте гранодиоритов с ксенолитами известняков. Вкрапленность пирита, халькопирита, налеты малахита, лимонита. Содержание Cu – до 0,16%, W – до 0,03%. Медно-скарновая формация
I-3	17	Левонинейский участок. Водораздел руч. Юсбильнир и Левый, в 800 м на северо-восток от г. Красивая	[70, 134]	П. Зона штокверкового окварцевания 75x10 м на контакте гранодиоритов и габбродиоритов. Убогая вкрапленность халькопирита, борнита, ковеллина. Содержание: Cu – 0,01-0,07%, Mo – 0,008%, W – 0,01%. Формация медно-кварц-сульфидная
I-3	18	Точка 3143. В 1 км западнее г. Красивая	[134]	ПМ. Свалы окварцованных пород с вкрапленностью халькопирита
I-4	2	Среднекуясское. руч. Куясы, в 3 км на северо-восток от I-4-4	[70, 138]	ПМ. Дайка аплита с убогой вкрапленностью пирита и халькопирита
I-4	4	Северо-Казаннхское. В 600 м севернее излучины р. Казаннх	[70]	ПМ. Ксенолит скарнированных известняков с убогой вкрапленностью халькопирита
I-4	7	Казаннхское. Правый борт р. Хара в 700 м на северо-запад от слияния руч. Казаннх и Верх. Казаннх	[70, 138]	П. В гранодиоритах пологопадающие кварцевые жилы мощностью 0,1-0,7 м с вкрапленностью халькопирита. Содержание Cu – 0,1-0,16%, Au – 0,3 г/т. Формация медно-кварц-сульфидная
I-4	8	Каро (Южно)-Казыннхское. В 500 м на юго-восток от устья р. Казыннх	[70, 138]	ПМ. В дайке лампрофиров прожилки кальцита с убогой вкрапленностью пирита и халькопирита
I-4	16	Участок №31. Водораздел верховой рр. Сарлых-Майнах и Коензу	[70]	ПМ. Зона скарнирования на контакте известняков и кварцевых монзонитов. Металлометрической съемкой выявлено медное оруденение на площади 5 км ² . Формация медно-скарновая
I-4	20	Сарлых-Майнах. Район высоты 1052	[70]	ПМ. Гранатовые скарны с вкрапленностью пирротина, борнита, халькопирита. Содержание Cu – до 0,2%, Mo – следы. Формация медно-скарновая
II-3	7	Инейский. Верховья р. Иней, левый борт	[70, 135]	ПМ. Кремнисто-углеродистые сланцы на контакте с диоритами. Содержание Cu – 0,01-1%. ВГХО: Y – 0,01-0,2%
II-3	14	Точка 2570. Правобережье среднего течения р. Ассуг	[70]	ПМ. Рассланцованные гранодиориты, эпидотизация, примазки малахита. Содержание Cu – 1%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	19	Правый борт р. Теренсуг, в 1 км выше устья руч. Кузькузюр	ГДП-200	ПМ. Медная зелень в тонких (2-3 см) кварцевых прожилках. Т.н. 3044
II-3	35	Участок Тамалыкский №4. Водораздел р. Теренсуг-руч. Безымянный	[17, 70]	ПМ. Рассланцованные известняки с вкрапленностью халькопирита, пирита. Шурф 4524: Cu – 0,1-0,2%, Zn – 0,2-0,5%, Mo – 0,03%
II-3	37	Тамалыкский участок. Водораздел руч. Безымянный-р. Теренсуг	[17, 70]	ПМ. Рассланцованные известняки с вкрапленностью халькопирита, пирита. Шурф 4513: Cu – 0,12-0,5%, WO ₃ – 0,03%, Mo – 0,003-0,008%
II-3	38	Правотамалыкский. Правый борт руч. Тамалык	[70]	ПМ. Кварцевая жила с вкрапленностью пирита и халькопирита. Cu – 0,1%, Zn – 0,03%. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	4	Водораздел рек Уйбат и Теренсуг	ГДП-200	ПМ. Примазки хризоколлы и малахита в доломитах. Т.н. 1153, 7026
II-4	5	Вершинка. Верховья р. Уйбат	[17, 70, 110]	П. На контакте известняков с монциодиоритами – тела метасоматических кварцитов с неравномерной вкрапленностью халькопирита. Вторичные: халькозин, борнит, ковеллин. Всего 13 линзовидных рудных тел мощностью 2-6 м, протяженностью 5-200 м. Содержание Cu – 0,01-8,1%, среднее – 1,03%. Запасы меди 756 т. Формация медно-скарновая
II-4	9	Тракторный Лог. Левый борт р. Уйбат в 500 м выше устья руч. Бози	[17]	П. Около 20 кварцевых жил с вкрапленностью халькопирита. Мощность жил 0,1-2 м, протяженность 7-15 м. В одной из жил содержание Mo – 0,007%. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	24	Большекуберликский. Верховья руч. Куберлик	[70, 110]	ПМ. В останце известняков – эпидот-гранатовые скарны с содержанием Cu – 0,1%. Формация медно-скарновая
II-4	26	Верхнекульчазинский. Левобережье истока р. Кольчазы	[70, 110]	ПМ. Дайка микродиоритов с мелкой вкрапленностью халькопирита и пирита. Содержание Cu – 0,1%
II-4	27	Малокуберликский. Верховья руч. Мал. Куберлик	[70, 110]	ПМ. Свалы кварца с халькопиритом и малахитом. Содержание Cu – 0,85-3,24%, Mo – 0,01-0,03%. ВГХО: Cu – 0,1%, Zn – 0,1%, Mo – 0,003%, W – 0,01%. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	33	Левый борт р. Туралык в 500 м на северо-восток от устья	[70]	ПМ. Кварцевая жила с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита. Cu – 0,3%, Pb – 1%. Формация медно-кварц-сульфидная
II-4	34	Правосыспаньский. Водораздел руч. Куберлик и Сыспань	[70, 110]	ПМ. Точка 29. Кварциты с содержанием Cu – 0,1-0,5%, Pb – 0,1%, Zn – 0,5%
II-4	35	Правосыспаньский. Водораздел руч. Куберлик и Сыспань	[70, 110]	ПМ. Точка 30. Лейкократовые граниты с вкрапленностью пирита. Содержание Cu – до 0,1%, Pb – до 0,1%, W – 0,01%
II-4	41	Сыспань-Куберлик. Правый борт руч. Сыспань	[70, 110]	П. Точки 32, 34, 36. Три баритовые жилы мощностью 0,9-5 м с гнездами халькопирита, лимонита. Содержание Cu – 0,05-0,74%, Ge – 0,001%. Вмещающие сланцы: Cu – 0,05-0,13%. Формация медно-скарновая
III-1	4	Стрелка Сургаса и Каинзаса	ГДП-200	ПМ. Многочисленные обломки углеродистых сланцев с сульфидами
III-1	5	Левый борт р. Сургас	ГДП-200	ПМ. Сульфидная минерализация в окварцованных известняках (т.н. 3238)
III-1	12	Водораздел рр. Кунзас-Сургас. Район высоты 1835,6	[105]	ПМ. Прожилки кварца мощностью 3-15 см с халькопиритом в тектонических зонах шириной 1-3 м. Содержание Cu – 0,3-1%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-1	13	Водораздел рр. Кунзас-	[105]	ПМ. Прожилки кварца с халькопиритом и

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Сургас. Район высоты 1835,6		пиритом в тектонических зонах мощностью 1-3 м. Содержание Cu – 0,6-1%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-1	15	Водораздел рр. Кунзас-Сургас. Район высоты 1835,6	[105]	ПМ. Прожилки кварца с халькопиритом и пиритом в тектонических зонах мощностью 1-3 м. Содержание Cu – 0,3%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-1	16	В 750 м к югу от вершины с отм. 1283,7	[105]	ПМ. Прожилки кварца с халькопиритом и пиритом в тектонических зонах мощностью 1-3 м. Содержание Cu – 0,3-0,6%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-1	18	Левый борт р. Кунзас в 9 км от устья	[71]	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в дайке микродиоритов
III-1	21	Правый борт р. Кунзас в 4,5 км от устья	[71]	ПМ. Вкрапленность сульфидов меди в диоритах
III-2	3	Левобережье р. Алтаза в 1,5 км выше устья	[140]	ПМ. Зона дробления в углеродистых сланцах. Содержание меди – 0,1-0,01%
III-2	12	Верховья р. Верхняя Березовая	[140]	ПМ. Кварцевые жилы с вкрапленностью халькопирита. Содержание меди – до 0,3%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-2	15	Участок Кускучтуг. Район г. Кускучтуг	[17, 140]	ПМ. В эндоконтакте монцодиоритов зона окварцевания с сульфидами меди, молибдена, свинца, цинка, никеля. Содержание Cu – 0,01-0,1%, Zn – 0,1%, Pb – 1%, Mo – 0,03%, Ni – 0,1%. Формация медно-скарновая
III-2	18	Верховья правого притока р. Саргымак	[71]	ПМ. На контакте мраморов и диоритов редкие вкрапления халькопирита и малахита
III-2	19	В 1,5 км южнее участка Кускучтуг	[140]	ПМ. Три зоны скарнов гранат-пироксеновых с магнетитом и халькопиритом. Содержание Cu – до 1%. Формация медно-скарновая
III-2	22	руч. Крестики	[17]	ПМ. В известняках бурые желваки с содержанием меди – до 0,06%, цинка – до 0,01%
III-2	23	Верховья р. Нижняя Березовая	[140]	ПМ. Кварцевые жилы с вкрапленностью халькопирита. Содержание меди – до 0,3%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-3	11	Киргеликсынское (участок Черная Гора). Подножие склона г. Киргеликсын, в 2-2,5 км на юго-запад от вершины	[72]	П. В крупных ксенолитах контактовых мраморов – участки гранат-диопсидовых и актинолитовых скарнов с вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и примазками малахита. В борздовых пробах: Cu – 0,001-0,3%, Pb – 0,001-0,3%, Ge – до 0,001%. В штуфных пробах: Cu – 0,01-2,35%, Pb – 0,003-0,3%, Zn – 0,001-0,16%, W – 0,01%. Формация медно-скарновая
III-3	22	Бискамжинский участок. Верховья р. Бискамжа, правый борт	[72]	П. В монцодиоритах три кварцевые жилы с падением на северо-запад под углами 20-45°. Протяженность жил 20-85 м, мощность 0,1-0,4 м. Рудные минералы представлены галенитом, пиритом, халькопиритом. Формация медно-кварц-сульфидная
III-4	3	Правобережье р. Кольчазы	[72, 110]	П. 1) Зона диопсид-гранатовых скарнов мощностью 5-16 м с гематитом, магнетитом, пиритом и малахитом. Содержание: Cu – 0,003-0,1%, Pb – 0,003-0,03%, Zn – 0,005-0,03%. 2) Зона окварцованных мраморов с лимонитом и малахитом. Содержание: Cu – 0,03-0,05%, Pb – 0,005-0,02%, Zn – 0,003%. Формация медно-скарновая
III-4	6	Водораздел рр. Ниня-Арыгнини	[72]	ПМ. Обломки порфириров с вкрапленностью самородной меди, пирита и малахита
III-4	12	г. Монотуган	[17]	ПМ. Глыбы кварцитов с вкрапленностью и гнездами халькопирита

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-4	15	Аскизское. Левый борг руч. Длинный	[17, 72, 110]	П. Кварцевая жила протяженностью 200 м, мощностью 1-1,5 м с халькопиритом, шеелитом, галенитом. Содержание: Cu – 0,7%, Pb – 0,15%, WO ₃ – 0,1-0,65%, Zn – 0,1%, Bi – 0,1%, Ag – 10-20 г/т. В 18 шлихах содержится 11-1730 зерен шеелита, в среднем 153 зерна. Формация медно-кварц-сульфидная
III-4	18	Водораздел рр. Иттю-Иzych-Чул	[72, 110]	ПМ. Обломки сланцев кварц-карбонатных с вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, гематита, марказита, лимонита
III-4	21	Правый борг среднего течения р. Иzych-Чул	[72, 110]	П. Кварцевые жилы северо-западного простирания с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита. Одна жила прослежена на 200 м, мощность более 1,5 м. Содержание Cu – 0,006-0,6%. Формация медно-кварц-сульфидная
III-4	28	Заявка. Водораздел р. Иттю и истоков р. Бол. Со	[72, 110]	ПМ. Скарнированные известняки с пиритом, халькопиритом, малахитом, азуритом. Содержание: Cu – 0,1-0,5%, Zn – 0,05-0,1%, Ni – 0,01%. Медно-скарновая формация
III-4	29	Киндерликское. Левый борг руч. Киндерлик	[72, 110]	П. Серия скарновых тел с пиритом, пирротином и халькопиритом. Содержание Cu – до 3,02%, среднее – 1,38%. Здесь же 8 кварцевых жил мощностью 0,15-1,2 м с шеелитом, пиритом, халькопиритом. Содержание WO ₃ – до 0,51%. Медно-скарновая формация
III-4	30	Иттюйское. Водораздел руч. Отгыгчул-Иттю	[72, 93, 110]	П. Зона скарнирования с сульфидным оруденением на контакте известняков и монцодиоритов. Медное оруденение локализовано в Сложном рудном теле протяженностью по падению 640 м, по простиранию 50-170 м и мощностью до 16 м. Руды массивные и прожилково-вкрапленные, главные минералы: халькопирит, пирротин, халькозин. Содержание Cu – 1,54%. Запасы меди – 35700 т, с баланса сняты. Вольфрамовое оруденение – в 7 шеелитоносных кварцевых жилах, секущих меднорудные тела. Содержание: WO ₃ – 0,01-5%, Cu – 2%, Mo – 0,21%, Au – 0,8-6,6 г/т. Молибденовое оруденение отмечено в 5 точках в виде обособленных мелких тел. Содержание Mo – 0,01-0,05%. Медно-скарновая формация
III-4	31	Верховья р. Аскиз	[17]	ПМ. Кварцевая жила с вкрапленностью халькопирита, галенита, сфалерита, шеелита
III-4	33	Участок Иттю II. Водораздел руч. Отгыгчул-Комариный	[72, 110]	ПМ. Небольшие металлометрические ореолы меди (до 0,02%) на площади развития диопсид-гранатовых скарнов. Формация медно-скарновая
III-4	34	Левый борг руч. Карасук	[17, 72, 110]	ПМ. Вкрапленность пирита и халькопирита в скарнах. Две пробы: Cu – 1,28 и 5,18%. Формация медно-скарновая
III-4	38	В 1 км южнее слияния р. Бол. Со и Бол. Со Южный	[17]	ПМ. Скарны гранат-пироксен-эпидотовые с медной минерализацией. Формация медно-скарновая
IV-1	8	Левобережье руч. Татарка	[71, 153]	ПМ. Глыбы кварца с вкрапленностью халькопирита
IV-1	9	Правый борг р. Томь, приустьевая часть руч. Бычье Горло	[71, 153]	ПМ. Зона скарнов мощностью 5 см с халькопиритом и малахитом. В штуфной пробе: Cu – 0,01%, W – 0,6%, Mo – 0,006%. Формация медно-скарновая

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	11	Правый борт руч. Татарка в 1,5 км выше устья	[71, 153]	ПМ. В брекчированных известняках вкрапленность и прожилки халькопирита, пирита, примазки малахита
IV-1	13	Левый борт р. Теренсуг, напротив устья руч. Татарка	[71]	ПМ. Вкрапленность халькопирита, натечи малахита, хризоколлы в карбонатных породах
IV-1	18	Брусничный Плес. Правый борт р. Томь, в 3 км выше устья р. Балыксу	[71, 153]	П. В зоне дробления Теренсинского разлома – кварцевые, кварц-баритовые жилы, содержащие халькопирит, блеклые руды, малахит, азурит. Мощность рудных тел 1-15 м. Запасы меди – 2300 т при содержании – 1,38%. Формация молибден-медно-порфировая
IV-1	21	Приустьевая часть руч. Шумный	[71]	ПМ. Глыба кварца с вкрапленностью халькопирита, блеклых руд и примазками малахита, азурита
IV-1	28	Правый борт р. Томь, выше устья р. Балыксу	[71]	ПМ. Вкрапленность малахита и азурита в порфиридах
IV-1	45	Правый борт р. Балыксу, в 3 км выше д. Николаевка	[71]	ПМ. Зона меланжа, ограничивающая Балыксинский грабен с запада. В рассланцованных породах тонкая вкрапленность халькопирита с примазками малахита. Содержание Cu – 0,01-1%
IV-2	1	Левый борт р. Теренсуг в 800 м на северо-запад от высоты 1135	[71]	ПМ. Обломки серых крупнозернистых гранитов с пиритом и малахитом
IV-2	8	Водораздел руч. Безымянный-Темный	[71]	ПМ. Сульфидное оруденение в породах основного состава и вкрапленность халькопирита в кварцитах. В минерализованной зоне обнаружены Ni, Co, Cu, Mo, W, Pb
IV-2	15	Водораздел рр. Томь-Теренсуг	[140]	ПМ. Тонкозернистые кварциты с содержанием Cu – 0,1%
IV-2	38	Вершина г. Азых-Гол	[71]	ПМ. Примазки малахита на глыбах серых известняков
IV-3	4	Левый борт среднего течения р. Бискамжа	[17, 72, 85]	ПМ. В милонитизированных гранитах несколько кварцевых жил мощностью до 10 см с халькопиритом и малахитом. Содержание Cu – 0,6%. Формация медно-кварц-сульфидная
IV-3	10	Левый борт р. Бискамжа, в 2,5 км западнее г. Намштак	[17, 72]	ПМ. В мраморах дайка долерита с прожилками халькопирита, пирита, примазками малахита и азурита
IV-3	30	Северо-восточный склон г. Улугзас	[72, 85]	П. Зона скарных видимой мощностью до 70 м с вкрапленностью пирротина и халькопирита. Содержание: Cu – до 1%, Ag – 3-71 г/т, Pb – 0,01-0,06%, Zn – 0,01-0,06%, Co – 0,003%. Медно-скарновая формация
IV-3	37	Юго-западный склон г. Улугзас	[72, 85]	ПМ. В делювиальных обломках сланцев прожилки кварца с халькопиритом и малахитом
IV-3	50	Водораздел 1 и 2 левых притоков р. Хабзас	[72, 85]	ПМ. В делювии обломки кварцевой жилы с малахитом. Содержание Cu – 0,06%, Ni – 0,001%
IV-4	11	Юго-восточный склон г. Са-Гая	[72, 111, 156]	ПМ. Кварцевая жила с халькопиритом, малахитом, азуритом
IV-4	19	Верховья руч. Бугачул	[72, 111, 156]	ПМ. Кварцевые жилы с халькопиритом, борнитом, молибденитом, ковеллином, малахитом, азуритом, лимонитом. Формация медно-кварц-сульфидная
IV-4	21	Левый борт руч. Юю	[72, 156]	ПМ. Вкрапленность пирита и примазки малахита на контакте розовых м/з и серых с/з гранитов
<i>Свинец</i>				
I-4	18	Катыкский. Верховья руч. Катык	[138]	ПМ. Окварцованные скарны с вкрапленностью пирита, халькопирита, молибденита,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				галенита. Содержание: Zn – 0,3%, Cu – 0,03%, Pb – 0,003%, Mo – 0,01%. Формация свинцово-цинковая скарновая
I-4	19	Правый борт руч. Каде	[70]	ПМ. Вкрапленность галенита в скарнах
II-3	1	Левый борт р. Крыс в районе высоты 1266,0	[70, 136]	ПМ. В диоритах две зоны катаклаза мощностью до 5 м. Содержат прожилки кварца с гнездами галенита, замещенного церусситом, халькопирита и лимонитизированного пирита. Содержание Pb – 0,1-0,5%, Au – 0,3-0,6%, Zn – 0,01-0,1%, W – 0,1%. Формация свинцово-цинковая жильная
II-3	28	Правый борт р. Теренсуг	[70]	ПМ. Свалы углеродисто-кремнистых сланцев с кварцевыми прожилками. Содержание Pb – 1%
III-1	7	Верховья руч. Чабылпут, в 2 км на северо-восток от г. Сургас	[105]	ПМ. Вкрапленность галенита в кварцевой жиле мощностью 0,5 м. Содержание Pb – до 0,01%
III-2	1	Междуречье рр. Теренсуг-Каинзас	[71]	ПМХО. Содержание свинца в коренных породах – 0,03-0,1%
III-2	2	Правобережье р. Иссул	[140]	ПМ. Дайка диоритовых порфиритов с вкрапленностью сульфидов. Содержание Pb – 0,1-0,3%
III-3	7	В 2,7 км на северо-восток от вершины г. Кызель (Черная)	[135]	ПМ. Гранат-эпидотовые скарны с содержанием Pb – до 3%, Cu – до 3%, Bi – 0,03-0,06%. Формация свинцово-цинковая скарновая
III-3	9	г. Киргеликсын	[17]	ПМ. В скарнах густая вкрапленность галенита, халькопирита и пирита, налеты медной зелени
III-3	25	Верховья р. Бискамжа	[17]	ПМ. В русле реки глыбы кварца с густой вкрапленностью галенита
III-4	2	Левый борт р. Кольчазы	[17, 72, 110, 111]	П. Зоны окварцевания, серицитизации, хлоритизации среди карбонатно-терригенных пород. Размеры зон 30x1,5 м. Здесь же 4 кварцевые жилы мощностью до 0,3 м, протяженностью до 50 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит. Содержание: Pb – до 0,3%, Zn – до 0,3%, Cu – до 0,03%, Mo – до 0,003%. Формация свинцово-цинковая жильная
III-4	4	п. Нижняя Сыспань	[17]	ПМ. В мраморизованных известняках – густая вкрапленность галенита и сфалерита. Содержание Pb – до 5,23%, Zn – до 0,2-3%. Формация свинцово-цинковая скарновая
III-4	27	Верховья р. Бол. Со	[17]	ПМ. Кварцевые жилы с вкрапленностью галенита
IV-4	7	В 2 км на северо-восток от устья р. Салат	[72, 111, 156]	ПМ. Прожилки кварца в гранитах с пиритом. Содержание Pb – 1%
IV-4	10	Участок Перевальный. Верховья р. Юю	[72, 111, 156]	ПМ. Среди доломитов и рассланцованных эффузивов 3 зоны лимонитизированных пород, прослеженные на 100 м. Содержание Pb и Zn – до десятых долей процента
IV-4	12	Бирикчүльский участок. Левый борт руч. Свиной Лог	[72, 156]	П. Жила кальцита мощностью 2 м с редкой вкрапленностью галенита. Содержание Pb – 0,37-1,16%. Формация свинцово-цинковая жильная
IV-4	13	Участок Юю. Левый борт среднего течения р. Юю, в 3,5 км юго-западнее Игр-Гольского месторождения	[72, 111, 156]	П. На контакте известняков и гранодиоритов в зоне дробления – 2 жилы кальцита с неравномерной вкрапленностью и прожилками галенита, реже – сфалерита. Мощность жил 0,2-15 м, протяженностью до 130 м. Содержание Pb – до 8,9%, среднее – 1%, Zn – 0,19%. Формация свинцово-цинковая жильная
IV-4	16	Стрелка р. Юю-руч. Бол.	[17, 111, 156]	ПМ. Две взаимно перпендикулярные каль-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Аххол		цитовые жилы с галенитом. Во вмещающих известняках присутствует As – 0,6%. Формация свинцово-цинковая жильная
<i>Цинк</i>				
II-3	9	Верховья р. Багзас	[17]	ВГХО. Содержание цинка – от 0,01 до 0,3%
III-2	17	Левый борт среднего течения р. Теренсуг	[140]	ПГХО. Содержание цинка в диоритах – от 0,1 до 0,57%
III-2	25	Правобережье р. Теренсуг	[140]	ПМ. Скарны с пиритом. Содержание цинка – до 0,1%
IV-1	24	р. Томь, в 5 км выше устья р. Теренсуг	[140]	ПГХО. Отдельные пробы с содержанием цинка – 0,12-1,93%
IV-2	2	Верховья руч. Березовый, притока р. Томь	[140]	ПМ. Кремнисто-углеродистые сланцы с тонкой вкрапленностью сульфидов. Содержание Zn > 1%
IV-2	4	Верховья руч. Светлый, правобережье р. Теренсуг	[140]	ПМ. Сланцы кремнисто-углеродистые, графитизированные, с примазками малахита. Содержание Zn – 1%, Pb – 0,3%
IV-2	5	Междуречье рр. Теренсуг-Томь	[140]	ПГХО. Отдельные пробы с содержанием Zn – 0,12-0,44%
IV-2	18	р. Казымча	[17]	ПМ. Кавернозные обохренные известняки. Содержание Zn – до 0,07%
IV-2	20	Правый борт р. Томь, напротив ст. Шора	[140]	ПМ. Кварц жильный с пиритом. Содержание Zn – 0,25-0,37%
IV-2	30	Верховья р. Казымча	[17]	ВГХО. Ореол цинка – до 1%
IV-2	31	Участок Пирротиновый. Водораздел рр. Казымча и Казынаша	[140]	П. В доломитистых известняках тектоническая зона север-северо-восточного простирания с вкрапленностью пирита и пирротина. Содержание: Zn – до 2%, Cd – до 0,2%, Ag – 20 г/т. Формация свинцово-цинковая скарновая
IV-2	34	Гремучий. Верховья руч. Гремучий, в 5 км выше устья	[140]	П. Смитсонитовые руды в брекчированных доломитах на контакте с гранодиоритами. Содержание: Zn – 1,64-49,5%, среднее – 29,11%; Pb – до 0,1-3,1%, Cd – 0,34%, Hg – 0,003%. Формация свинцово-цинковая скарновая
IV-3	3	Левый борт р. Бискамжа	[72]	ПМ. В известняках кварцевая жила мощностью 0,5 м, протяженностью 30 м с вкрапленностью сфалерита, галенита, редко – пирита, халькопирита. Формация свинцово-цинковая жильная
<i>Никель</i>				
IV-1	6	Верховья р. Кузюм, высота 813,5 (814,4)	[153]	ПМ. Эловый серпентинитов с содержанием Ni – 1%. Формация кобальт-никелевая силикатная
IV-1	15	руч. Каменный	[153]	ПМ. Канавой вскрыты серпентиниты с содержанием Ni – 0,1-0,5%, Co – 0,003-0,01%. Формация кобальт-никелевая силикатная
IV-1	20	Правый борт р. Томь, напротив устья р. Балыкеу	[153]	ПМ. Коренные выходы серпентинитов. Содержание Ni – 0,1%, Co – 0,03%. Формация кобальт-никелевая силикатная
IV-3	40	Правый борт р. Тузухсу	[17]	ВГХО. Содержание никеля в пробах – от 0,005 до 0,03%
<i>Кобальт</i>				
II-3	5	Водораздельный хребет, верховья р. Крыс	[70]	ПМ. Ороговикованные углеродисто-кремнистые сланцы. Содержание Co – 0,01%, Cu – 0,02%, V – 0,01%, Mn – 0,06%
III-2	24	Правый борт р. Ниж. Березовая, правый приток р. Теренсуг	[17]	ВГХО. Содержание кобальта в металлометрических пробах – до 0,03%
III-3	28	Верховья р. Бискамжа	[17]	ПМ. В штуфных пробах из гранатовых скарнов: Co – 0,01%, As – 0,1%, Ag – 10 г/т, Ga – 0,01%, Ge – 0,001%. Кобальтовая скарновая формация

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	53	Правый борт р. Балыксу в 2 км южнее д. Николаевка	[71]	ПМ. В 4 штуфных пробах из измененных эффузивов: Со – 0,003-0,03%, Cu – 0,01-1%, Мо – до 0,001%
IV-2	3	Светлый ключ. Правый борт р. Теренсу, кл. Светлый	[17, 71, 140]	П. Тектоническая зона север-северо-восточного простирания в карбонатных породах с 10 рудными телами мощностью до 15 м, протяженностью до 300 м. Рудные минералы: пирит и халькопирит, содержат линнеит. Характерна графитизация. Содержание: Со – 0,05-0,12%, среднее – 0,1%; Cu – до 0,53%, Мо – до 0,05%, W – 0,1-1%. Запасы кобальта – 142 т. Кобальтовая скарновая формация
IV-3	39	Правый борт р. Тузухсу	[17]	ВГХО. Содержание кобальта в металлометрических пробах – 0,003-0,3%
<i>Молибден</i>				
I-1	3	Перевальное. Водораздел рр. Бельсу-Туралыг	[136]	П. Линейные зоны дробления и окварцевания с кварцево-жильным, прожилковым и вкрапленным медно-молибденовым оруденением. Молибден-медно-порфировая формация
I-2	4	Левый борт р. Харатас	[17]	ПМ. Обломок жильного кварца с вкрапленностью молибденита
I-2	11	Туралыгский участок. К северо-западу от Черной Горы, в 0,5 км к югу от отметки 1358,1	[73]	ПМ. Аномалии молибдена. Обломки кварца с содержанием Au – до 2 г/т
I-2	13	Водораздел кл. Сухой-Черемуховый	[17]	ПМ. Свал жильного кварца. Содержание Мо – 0,09%, Sn – 0,02%
I-2	21	Пасютинское. Левый борт среднего течения р. Харатас	[17, 69, 151, 134]	П. Редкая вкрапленность молибденита в кварцевых и пегматитовых жилах. Содержание Мо – 0,02-0,33%. Формация молибден-медно-порфировая
I-2	22	руч. Сюттик, левый приток р. Кашпар	[69]	ПМ. Свалы кварца с содержанием WO ₃ – 0,78%, Мо – 0,01%
I-2	23	Сатхинское. Седловина между г. Молния и г. Сатхны	[17, 69, 75, 134, 151]	П. Около 40 кварцевых жил. Содержание Мо – 0,03-0,08%, в богатых жилах – до 0,61%. Формация молибден-медно-порфировая
I-2	25	р. Харатас, в 1 км выше руч. Сатхне	[17]	ПМ. Обломок жильного кварца. Содержание Мо – 0,02%, WO ₃ – 0,35%
I-2	27	Горелое. Водораздел между двумя истоками руч. Горелый	[17, 69, 134, 151]	П. Контакт гранитов с метабазальтами. Молибденит приурочен к кварцевым жилам и скарнированным породам. Содержание Мо – 0,03-0,225%. Формация молибден-медно-порфировая
I-2	28	Молния. г. Молния	[75, 134, 151]	П. Кварцевая жила протяженностью 150 м, мощностью 0,3 м. Содержание Мо – до 1%. Формация молибден-медно-порфировая
I-2	29	Озерное. Южный склон г. Молния	[73]	П. Штокверк и отдельные жилы в гранитах. Рудные минералы: пирит, молибденит, халькопирит, блеклые руды, галенит, сфалерит, золото. Формация молибден-медно-порфировая
I-3	3	Адырлыкское (Мокрый Адырлык). Верховья руч. Мокрый Адырлык	[134]	П. Две минерализованные зоны общей площадью 0,35 км ² . Рудные минералы: халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, магнетит, золото, ильменит. Содержание Мо – 0,001-0,086%, Cu – 0,001-0,3%, Pb – 0,002-0,34%, Zn – 0,01-0,53%. Формация молибден-порфировая
I-3	9	Кашпарский участок. Стрелка р. Кашпар и руч. Изых-Чул	[73]	ПМ. Широкий спектр измененных пород со слабой минерализацией в виде пирита, халькопирита. ВГХО молибдена
I-3	16	Водораздел руч. Безымян-	[70]	ПМ. Кварцевая жила на контакте граноди-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		ный-Сарлых-Майнах		оритов и карбонатов. В кварце: Мо – 0,005%
I-4	11	Участок Вершинка. Водораздел руч. Вершинка и лога Чаланхол	[138]	ПМ. Прослой сланцев в известняках. Содержание Мо – до 0,02%. В скарнах – кварцевые прожилки с убогой вкрапленностью сульфидов. Содержание Мо – до 0,001%. В шлихах до 50 зерен шеелита. ВГХО – Мо, Cu и P
I-4	13	Участок Кискач. Водораздел руч. Цапхан-Кутолак	[17, 70, 138]	ПМ. В зоне дробления кварцевое тело 110x50 м с бурыми охрами. В охрах качественным методом установлен молибден
I-4	14	Хуталинский участок. Левый борт руч. Вершинка, 2 км от устья	[70, 138]	ПМ. Зона метасоматических кварцитов мощностью 30 м. Три пробы с Мо – 0,003-0,005%
I-4	17	Верховья р. Сарлых-Майнах	[70]	ПМ. На контакте известняков и гранитоидов зона кварцитов с охрами железа и молибдена
I-4	22	Левый борт руч. Катък	[70]	ПМ. В зоне дробления в известняках – кварцевые прожилки с редкой вкрапленностью пирита и галенита. Содержание Мо – 0,001-0,007%
I-4	23	р. Чокжу	[17]	ВГХО. Ореол рассеяния молибдена. Содержание Мо – до 0,001%
II-1	1	Правый борт р. Мал. Казыр, в 150 м южнее высоты 2005,6	[105]	ПМ. Окварцованные, лимонитизированные граниты с вкрапленностью молибденита. Содержание Мо – 1,6-2,3%
II-3	6	Инейское. Водораздел рр. Иней-Ассуг, отм. 1302,9	[17, 70]	ПМ. Вкрапленность молибденита до 3 мм в скарнах среди гранитов
II-3	13	В 1750 м по аз. 54° от вершины г. Бандит	[70]	ПМ. Шурф 84. На забое глыбы кварцитов и кварца с мелкой вкрапленностью сульфидов. Содержание Мо – 0,01%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-3	15	Верховья р. Багзас, правый борт	[70]	ПМ. Шурф 81. На забое глыбы черных лимонитизированных кварцитов. Содержание Мо – 0,01%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-3	16	Район г. Бандит, водораздел рр. Ассуг-Багзас	[70]	ПМ. В экзоконтакте диоритовой интрузии – среди мраморов наблюдаются скарны и кварциты. Содержание Мо – 0,003-0,007%
II-3	17	Восточнее вершины г. Бандит	[70]	ПМ. Метасоматические кварциты, неравномерно пиритизированные, с примазками малахита. Содержание Мо – 0,001-0,02%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-3	22	Правый борт р. Теренсуг, в 2 км ниже устья руч. Кузькузюр	[70, 126]	ПМ. Углеродисто-кремнистые сланцы с продуктами окисления минералов молибдена (?). Содержание Мо – 0,003-0,03%, V – 0,3-1%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-3	30	Участок Тамалыкский. Правый борт р. Тамалык в 1,5 км от устья	[70, 126]	ПМ. Среди углеродистых сланцев и известняков – кварцевые жилы. В металлометрических пробах: Мо – 0,001-0,003%, Cu – 0,001-0,01%, Ni – 0,01%, Zn – 0,001-0,01%, Pb – 0,001-0,01%. В штучной пробе из кварцитов: Мо – 0,03%, Cu – 0,1%, Ni – 0,01%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-3	31	Междуречье рр. Теренсуг-Томь	[70, 110, 126]	ВГХО. Ореол рассеяния молибдена. Содержание Мо – 0,001-0,005%
II-3	36	Правый борт р. Ассуг	ГДП-200	ПМ. Т.н. 2110. Шлиховая проба из пролювия. Молибденит – десятки знаков, серебро – 3 знака
II-4	1	Водораздел р. Уйбат-руч. Чокжу	[70, 111, 124]	ПМ. Метасоматические кварциты с Мо – 0,001-0,007%
II-4	19	Слияние истоков р. Теренсуг	[70, 111, 124]	ПМ. Лимонитизированные известняки. Содержание Мо – до 0,003%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	42	Левосыспаньский участок. Левый борт руч. Сыспань, в 1,25 км на северо-запад от отм. 1132,7	[70, 110, 111]	ПМ. Точка 26. Выходы кварцитов: Мо – 0,003%, V – 0,1%, Cr – 0,1%. Обломки кварца с вкрапленностью молибденита: Мо – 0,01%. Формация молибден-ванадиеносных сланцев
II-4	43	Правый борт руч. Сыспань, вблизи устья	[70]	ПМ. Зона рассланцевания и лимонитизации с редкими включениями малахита. Содержание: Мо – до 0,005%, Cu – 0,003-0,1%, Pb – до 0,007%
II-4	47	Левосыспаньский участок. Левый борт руч. Сыспань, в 1 км на северо-восток от отм. 1132,7	[70]	ПМ. Точка 27. Экзоконтакт габбро-сиенитовой интрузии. В метасоматических кварцитах содержание Мо – 0,003%
III-1	3	Правый приток р. Сургас	[76]	ВГХП. Содержание молибдена в потоке – 0,0005%
III-1	8	Левый приток р. Бол. Казыр	[76]	ВГХП. Содержание молибдена в потоке – 0,0004%
III-2	4	Среднее течение р. Каинзас	[71]	ПГХО. Ореол с содержанием Мо – 0,003%
III-2	6	Верховья руч. Сартымак	[71]	ПМ. Среди гранитов обломки кварца с агрегатами повеллита в пустотах выщелачивания
III-2	9	Приустьевая часть р. Мал. Каинзас	[71]	ПМ. Зона дробления в мраморизованных известняках. Содержание Мо – 0,001-0,05%, Co – до 0,01%
III-2	10	Район г. Кускучтуг	[71]	ПГХО. Ореол с содержанием молибдена – 0,003%
III-2	14	Водораздел рр. Томь-Теренсуг	[17]	ПМ. Окварцованный диорит. Содержание Мо – до 0,03%
III-2	16	Участок Сартымак. Нижнее течение р. Сартымак	[71]	ПМ. Среди мраморизованных известняков – пиритизированные кварциты и лимонитизированные сланцы с Мо – 0,003-0,05%
III-3	2	Правый борт р. Ассуг	ГДП-200	ПМ. Шлиховая проба из пролювия с единичными знаками молибденита. Т.н. 2112
III-3	24	Водораздел р. Куйсуг-руч. Каразас	[72, 135]	ВГХО. По съемке масштаба 1:50000 Мо – 0,001-0,07%. При опробовании по сети 100x40 м – Мо – не более 0,001%. Природа аномалии не установлена
III-4	8	Барабинское. Правый борт руч. Бараба	[72]	П. В контактовых мраморах кварцевая жила мощностью 0,15 м с вкрапленностью молибденита. Штуфная проба: Мо – 0,1%, V – 0,1%, Ga – 0,01%
III-4	19	Правый борт руч. Знакового, верховья р. Аскиз	[72, 111]	П. Кварцевая жила мощностью 2 м, протяженностью до 100 м, с молибденитом, пиритом, халькопиритом. Содержание Au – до 1 г/т. Формация молибден-медно-порфировая
III-4	24	Туратский участок. Верховья руч. Турат	[72]	П. Кварцевая жила мощностью 3 м, простирается 297°, прослежена на 200 м. Содержит гнезда молибденита (до 1 см), пирита, халькопирита. Содержание Мо – 0,25%, Cu – 0,22%. Формация молибден-медно-порфировая
III-4	37	г. Час-Тайга	[17]	ПМ. В обломках жильного кварца незначительные содержания молибденита и золота
IV-1	1	Верховья руч. Хайлогол	[153]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 0,35 м, прослежена на 50 м, с молибденитом, халькопиритом, пиритом, борнитом, ковеллином. Формация молибден-медно-порфировая
IV-1	4	хр. Таскыл, водораздел рр. Кунзас-Теренсуг	[71]	ПМ. В гранитах кварцевая жила мощностью 0,5 м, протяженностью 50 м, с единичными гнездами и розетками молибденита
IV-1	19	Брусничный Плес. Пра-	[71, 76, 98, 153]	П. Приурочено к зоне милонитизации на

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		вый борт р. Томь, в 3 км выше устья р. Балыксу		контакте гранодиоритов и скарнированных известняков. Вкрапленное молибденитовое оруденение связано с зоной гидротермально измененных гранат-эпидот-пироксеновых скарнов. Длина рудной зоны – 1 км, мощность 20 м. Содержание Mo – 0,038-0,314%, Re – 65 г/т. Запасы Mo – 101 т. Формация молибден-медно-порфировая
IV-1	29	Верховья 1-го правого притока р. Изас	[76]	ВГХП. Поток с содержанием молибдена – 0,0005%
IV-1	33	Верховья руч. Мягкий	[76]	ВГХП. Поток с содержанием молибдена – 0,0005%
IV-2	16	руч. Сенокосный, правый приток р. Томь	[71, 140]	ПМ. Среди контактовых мраморов метасоматические кварциты с минерализацией Mo, Co, Cu. Содержание Mo – 0,003-0,03%
IV-4	1	Правый борт руч. Ниж. Оттыгчул	[72, 111, 156]	ПМ. В битуминозных мраморах Mo – 0,003-0,005%
IV-4	5	600 м западнее устья р. Торад	[17, 156]	П. Кварцевая жила мощностью 2-3 м, прослежена на 150 м, с редкой вкрапленностью молибденита
IV-4	20	Верховья руч. Бугачул	[72]	ПМ. В гранитах кварцевые жилы с молибденитом и халькопиритом. В металлометрических пробах Mo отсутствует
<i>Вольфрам</i>				
I-1	2	р. Пихтерек	[17]	ШО. Содержание шеелита – до 120 знаков. Встречаются единичные зерна циркона
I-2	1	рр. Иней, Харатас	[141]	ШО. Содержание шеелита – до 10 знаков
I-2	3	Правый борт долины нижнего течения руч. Кедрового	[69]	ПМ. В шлихах из делювия до сотни зерен шеелита на пробу и единичные зерна Au
I-2	8	Водораздел ручьев Поисковый и Гремучий	[69]	ПМ В шлиховой пробе из делювия по скарнам, содержание шеелита – до сотни зерен на пробу
I-2	10	руч. Тонкий, приток р. Туралыг	[134]	ШП. Шлиховой поток шеелита – до десятка зерен в шлихе
I-2	20	Правый берег р. Харатас	[17]	ПМ. Три кварцевые жилы мощностью 0,8-1 м. Химическим анализом установлено присутствие вольфрама
I-2	26	Левый борт руч. Березовый (Сюттик), левого притока р. Кашпар	[17]	ПМ. Обломки кварца. Химическим анализом установлено присутствие вольфрама
I-3	2	р. Хара	[134]	ШП. Шлиховой поток шеелита до десятка зерен в шлихе
I-3	4	Правый приток р. Иней	[134]	ШП. Шлиховой поток шеелита до десятка зерен в шлихе
I-3	10	р. Кашпар	[17]	ПМ. Метасоматические кварциты с мелкими трещинками, выполненными шеелитом. Содержание WO ₃ – 0,93%
I-3	12	Правый борт руч. Березовый (Сюттик), левого притока р. Кашпар	[17, 70]	ПМ. Обломки кварца. Содержание WO ₃ – 0,78%, Mo – 0,02%. В шлихах шеелит – до 27-63 зерен
I-4	1	р. Куясы	[138]	ШП. Шлиховой поток шеелита – до десятка зерен в шлихе
I-4	6	Правый приток р. Хара	[138]	ШП. Шлиховой поток шеелита – до десятка зерен в шлихе
I-4	9	Левый приток р. Хара	[138]	ШП. Шлиховой поток шеелита – до десятка зерен в шлихе
I-4	10	Левый приток р. Кискач	[138]	ШП. Шлиховой поток шеелита – до десятка зерен в шлихе
I-4	15	Верховья р. Хара	[17]	ШО. Содержание шеелита – до десяти знаков в шлихе
II-2	2	Восточный берег оз. Хызыр-Тырен	[17, 105]	ПМ. Обломок жильного кварца. Содержание W – 0,02%, Sn – 0,01%
II-2	3	Водораздел р. Бол. Казыр-руч. Алты-Азыр	[17, 69]	ПМ. В обломках кварца редкая вкрапленность вольфрамита и касситерита

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	5	Реки Иссух, Алтаза	[17]	ШО. Содержание до 160 знаков шеелита в шлихе
II-3	3	Левобережье р. Иней	[70]	ПМ. Среди окварцованных гранодиоритов обломки жильного кварца с вкрапленностью пирита и примазками малахита. Содержание W – 0,003%
II-3	8	р. Курлек	[17, 70]	ПМ. Кварцевые жилы с содержанием W – 0,02%, Sn – 0,01%
II-4	28	Верховья р. Бейка, правый борт	[70, 110]	ПМ. Прожилки кварца в сиенитах. Содержание WO ₃ – 0,03%
II-4	39	Правый борт р. Кольчазы, напротив устья р. Бол. Куберлик	[70]	ПМ. Среди сиенитов кварцевая и пегматитовая жилки с содержанием WO ₃ – 0,03%
II-4	48	Южный склон водораздела рр. Кольчазы-Бейка	[70, 110]	ПМ. Вольфрамовое оруденение в скарнированных известняках
III-4	17	Верхне-Аскизское. Юго-западный склон г. Карабаш, водораздел руч. Длинный-р. Иттю	[72, 110]	П. Тектоническая зона шириной 500 м вмещает кварцевые жилы и зоны дробления. Жила 1 прослежена на 440 м, мощностью 0,3-2,4 м, содержит вкрапленность шеелита, галенита, пирита, халькопирита и др. Содержание: W – 0,05-5%, Pb – 0,03-3%, Zn – 0,003-4%, Bi – 0,01-0,3%, Cu – 0,001-0,2%, Ni – 0,001-0,1%, Ag – 0,001-0,03%. По жиле 1 запасы: WO ₃ – 83,6 т, Ag – 1130 кг. Вольфрамовая сульфидно-кварцевая формация
III-4	42	Верхнее течение р. Аскиз	[17]	ШО. Знаки шеелита в шлихах
IV-1	26	Левый борт р. Крестьянка в приустьевой части	[71]	ПМ. Обломок скарна. Содержание W – 0,003%. В шлихах – 56-126 зерен
IV-2	9	Правый приток р. Томь	[140]	ШП. Шлиховой поток шеелита. Единичные зерна в шлихе
IV-2	21	Водораздел рр. Томь-Казынаша	[71]	ПМ. Гранат-эпидотовые скарны с вкрапленностью шеелита, магнетита, примазками малахита
IV-2	28	Верховья р. Казынаша	[71]	ПМ. В скарнах редкая вкрапленность шеелита
IV-2	29	р. Казымча	[137]	ПМ. Шеелитоносные скарны
IV-2	33	Правый приток р. Шора	[140]	ШП. Шлиховой поток шеелита. Единичные зерна в шлихе
<i>Алюминий</i>				
II-3	20	Правобережье р. Теренсуг в 5,6 км выше устья р. Багзас	[70, 135]	ПМ. Слой андалузитовых сланцев мощностью 1 м. Содержание андалузита – 12-18%, Al ₂ O ₃ – 5,5%
<i>Ртуть</i>				
I-2	7	Верховья руч. Поискового в 700 м от устья	[69]	ПМ. Единичные зерна в шлиховой пробе из шурфа
II-1	2	Правый борт р. Мал. Казыр	[17]	ВГХО. Содержание ртути в пробах – до 0,3%
II-1	5	р. Мал. Казыр и ее левые притоки	[17]	ШО. В шлихах единичные зерна и примазки киновари
II-1	7	Верховья р. Бол. Казыр и ее левые притоки	[17]	ШО. В шлихах единичные зерна и примазки киновари
II-1	9	Реки Сургас, Чабылпут и их притоки	[17]	ШО. В шлихах единичные зерна и примазки киновари
II-1	10	Водораздел рр. Бол. Казыр-Чабылпут	[17]	ВГХО. Содержание ртути в пробах – до 0,3%
III-1	6	Водораздел рр. Сургас-Чабылпут	[17]	ВГХО. Содержание ртути в пробах – 0,02-0,03%
IV-1	35	Участок Крестьянка. 1-й сверху правый приток р. Крестьянка	[153]	ПМ. На контакте кварцевых диоритов с известняками в 14 шурфах установлены: киноварь – от 1-3 до 51 знаков и золото – 1-11 знаков
<i>Мышьяк</i>				
I-2	2	Правый берег р. Белый Июс	[17]	ВГХО. Установлено содержание мышьяка – до 0,2%
I-2	18	Левый берег р. Кашпар	[17]	ВГХО. Содержание мышьяка в металло-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				метрических пробах – от 0,02 до 0,1%
I-3	6	Левый берег р. Иней	[17]	ВГХО. Содержание мышьяка в металлометрических пробах – от 0,01 до 0,1%
Редкие металлы и редкоземельные элементы				
<i>Тантал, ниобий</i>				
III-1	2	р. Чабылпут	[105]	ШП. Шлиховые пробы с единичными знаками танталониобатов
III-1	9	р. Сургас	[105]	ШП. Шлиховые пробы с единичными знаками танталониобатов
III-1	11	Верховья р. Лев. Сургас	[105]	ШП. Шлиховые пробы с единичными знаками танталониобатов
<i>Цирконий</i>				
II-4	46	Малоанский. Левый борт р. Мал. Ана	[70]	ПМ. В гранитах шток сиенитов с содержанием Zr – 0,3%. Формация редкометалльная апогранитовая
III-2	20	Нижнее течение р. Теренсуг	[17]	ШО. Единичные знаки циркона в шлихе
IV-1	7	Реки Изас, Кузюм, руч. Светлый	[17]	ШО. Единичные знаки циркона в шлихе
IV-2	10	р. Томь	[17]	ШО. Единичные знаки циркона в шлихе
<i>Редкие земли</i>				
I-2	24	Реки Ассуг, Харатас	[17]	ШО. Единичные знаки монацита в шлихах
I-3	1	р. Хара	[17]	ШО. Единичные знаки монацита в шлихах
II-1	4	Верховья р. Бол. Казыр	[17]	ВГХО. Ореол содержания лантана – до 0,1%
II-2	4	г. Одинокая	[17]	ВГХО. Ореол содержания лантана – до 0,2%, иттрия – 0,004%
III-4	35	Правый борт верхнего течения р. Аскиз	[17]	ПМ. В гранат-пироксеновых скарнах: Y – 0,1%, Yb – 0,001%
IV-3	29	Новоулугзасское. Верховья первого снизу левого притока р. Бискамажа	[72]	П. Шток щелочных гранитов амазонит-рибекитовых. Содержание Се – 0,2-0,7%, Y – 0,003-0,1%, La – 0,07-0,1%, торий – 0,01-0,03%, Hf – 0,03%. В шлихах единичные знаки Au. Формация редкометалльная апогранитовая
IV-3	41	Верховья руч. Пасечный	[72, 85]	П. Шток щелочных гранитов 40x20 м. Содержание Y – 0,01%, Yb – 0,001%, Nb – 0,006%. Формация редкометалльная апогранитовая
IV-3	42	Юго-западный склон г. Улугзас	[72]	ПМ. Дайки гранит-порфиров мощностью около 1,5 м, содержанием в полевых шпатах Се – 0,1%, Be – 0,01%, La – 0,03%. Формация редкометалльная апогранитовая
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	4	Верховья р. Туралыг, левый борт	[69]	ПМ. Обломки серого жильного кварца. Содержание Au – 0,3-4,4 г/т
I-2	9	Район Черной Горы	[134, 151]	ПГХО. Пробы с содержанием золота – до 1,6 г/т
I-2	12	Черная Гора. Западный склон г. Черная Гора	[69, 92, 134, 151]	П. В гранодиоритах 9 кварцевых жил мощностью до 7 м и протяженностью до 300 м. Содержание золота крайне неравномерное – от следов до 300 г/т. Формация золото-сульфидно-кварцевая
I-2	15	Поднебесное (Сатхнинское). Вершина г. Сатхна	[69, 108, 151]	П. Кварцевая жила среди гранодиоритов. Мощность до 0,6 м, прослежена на 350 м. Среднее содержание золота – 27 г/т, максимальное – 152 г/т. Формация золото-сульфидно-кварцевая
I-3	19	Верховья р. Кашпар	[134]	П. Кварцевая жила мощностью 0,4-2 м, протяженностью 200 м. Содержание Au – до 3 г/т. Формация золото-кварцевая
I-3	20	В 2550 м по аз. 60° от г. Крыстаг	[70]	П. В катаклазированных диоритах кварцевая жила мощностью 1-1,2 м с гнездами галенита и халькопирита. Содержание Au – 0,1-0,6 г/т, Ag – 10-100 г/т, Pb – 1%, W –

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,03-0,3%, Sb – 0,01-0,03%. Формация золото-кварцевая
II-1	6	По р. Мал. Казыр	[69]	ПМ. Жила Партийная
II-3	2	1-й левый приток р. Крыс, в 3100 м по аз. 92° от г. Крыстаг	[70, 135]	ПМ. Полуокатанные валуны лимонитизированного кварца. Содержание Au – 4,6 г/т, Ag – 10 г/т
II-3	12	Участок руч. Болотного. Правый борт верхнего течения р. Багзас	[70, 135]	ПМ. Метасоматические кварциты среди карбонатов, приуроченные к разломам северо-восточного простирания. Содержание Au – 0,01-0,4 г/т, Ag – до 53 г/т. Золото-кварцевая формация
II-3	26	Правый борт р. Теренсуг, выше устья р. Багзас	ГДП-200	ПМ. В шлихе 2128, отобранном из делювия у подножия склона, установлено зерно золота размером до 0,12 мм
II-4	3	Участок Бози. Левобережье руч. Бози, левый борт р. Уйбат	[70, 110, 121]	П. Кварцевые жилы и прожилков с халькопиритом, молибденитом, галенитом, золотом. Содержание Au – до 0,8-1,2 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	7	Жила Поисковая. Левый борт р. Уйбат	[70, 110, 111]	П. Кварцевые жилы северо-восточного простирания мощностью 0,1-2 м, протяженностью 10-30 м. Содержат пирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, молибденит. Содержание Au – до 1 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	14	Жила Майская. Правый борт р. Уйбат, в 2 км выше устья р. Бози	[70, 110, 111]	П. Кварцевая жила субмеридионального простирания протяженностью до 2 км, мощностью 6-12 м. Содержание Au – 1-100 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	15	Левый борт р. Кузухсук	[111]	ПМ. Зона окварцевания и лимонитизации мощностью 10-20 см, протяженностью до 20 м. Содержание Au – 0,03-0,2 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	16	Жила Непонятная. Правый борт р. Кузухсук, в 1 км южнее жилы Майской	[70, 110]	П. Субмеридиональная зона дробления и окварцевания с пиритом, халькопиритом. Содержание Au – 1-3,2 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	18	Жила Большая Харагольская. Правый борт руч. Кузухсук, в 700 м южнее устья его 1-го правого притока	[70, 111]	П. Цепочка кварцевых жил, приуроченных к нарушению северо-восточного простирания. Мощность до 0,6 м, протяженность 200 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Содержание Au – до 0,1 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	20	Жила Малая Харагольская. В 1,5 км на восток-юго-восток от жилы Бол. Харагольской	[70]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 0,4 м, прослежена на 20 м. Содержание Au – «следы». Золото-кварцевая формация
II-4	29	Туралыкское. Водораздел рр. Бейка-Туралыг	[100, 110, 151]	П. Линейные зоны гидротермально-измененных пород северо-восточной и субширотной ориентировки, кварцевые жилы и прожилки. Рудные минералы: золото, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды. Содержание сульфидов – 1-5%. Рудное тело мощностью 0,4-4,6 м, протяженностью 1400 м выделено по данным опробования. Содержание Au – 0,6-34,7 г/т, среднее – 4,5 г/т. Прогнозные ресурсы Au – 8,7 т. Золото-кварцевая формация
II-4	31	Куберлик. Правобережье среднего течения р. Куберлик	[70, 111]	П. Штокверк кварцевых прожилков 15x33 м. Содержание Au – 0,1-4 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	37	Правобережье р. Куберлик	[111]	ПМ. Глыбы жильного кварца, лимонитизированные, выветрелые. Содержание золота – до 0,8 г/т. Золото-кварцевая формация
II-4	38	Правобережье р. Куберлик	[111]	ПМ. Свалы жильного кварца. Содержание

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Au – до 0,4 г/т
II-4	40	Левый борт р. Сыспань	[111]	ПМ. Свалы кварца с содержанием золота до 1 г/т
III-1	24	Левый борт среднего течения р. Кунзас	[105]	ПМ. Зоны дробления и окварцевания в metabазальтах и диоритах. Содержание Au – 0,01-3 г/т. Золото-кварцевая формация
III-3	4	Правый борт р. Ассуг	ГДП-200	ПМ. Шлиховая проба из пролювия с одним знаком золота. Т.н. 2113
III-3	17	Верховья р. Куйсуг, южный склон г. Карлыган	[72]	ПМ. Обломки кварца с пиритом. В серовато-белом кварце содержание Au – до 4 г/т
III-4	5	Истоки р. Ниня, левый склон хребта	[72, 110, 111]	ПМ. Обломки кварца с вкрапленностью пирита, рутила, примазками и охрами лимонита. Содержание Au – до 10,9 г/т
III-4	13	Верховья руч. Длинный	[72, 110]	ПМ. Глыбы желтовато-серого кварца с гнездами и вкрапленностью шеелита (до 1 см), галенита, пирита, халькопирита. Содержание WO ₃ – 3-5%, Au – 11 г/т. Шеелит-золото-кварцевая формация
III-4	14	Жила Шеелитовая. Водораздел р. Иттю-руч. Длинный	[72, 110]	П. Кварцевая жила протяженностью 200 м, мощностью 1,5 м, содержит включения шеелита до 3 см. Центральная часть (10-15 см) сложена агрегатом зерен галенита и сфалерита, сцементированных кварцем. Мелкая вкрапленность пирита, халькопирита, арсенопирита. Содержание WO ₃ – до 2,1%, Au – до 1,5 г/т. Шеелит-золото-кварцевая формация
III-4	25	Водораздел руч. Длинный-Комариный	[72, 110, 111]	ПМ. Обломки жильного кварца с пиритом. Содержание: Au – до 1 г/т, Ag – 10 г/т, Pb – 0,01-0,1%. Золото-кварцевая формация
III-4	26	Водораздел р. Турат-руч. Сумрачного.	[72, 110, 111]	ПМ. Кварцевая жила с пиритом мощностью 0,2-0,5 м широтного простирания. Содержание Au – 0,6 г/т, Zr – 1,5%. Золото-кварцевая формация
III-4	32	Жила Большая. руч. Кварцевый, левый приток р. Турат	[72, 110, 111]	П. Жила кварц-калишпатового состава субмеридиональной ориентировки, прослежена на 50 м. Состоит из вытянутых в цепочку линзовидных будин мощностью до 1-5 м. Падение под углом до 20° на восток. В лежачем боку жилы бедная минерализация: молибденит, пирит, халькопирит. Содержание Au – до 1-4,7 г/т, Mo – 0,14%. Золото-кварцевая формация
III-4	39	Левый борт р. Аскиз, ниже р. Оттыгчул	[72, 111]	ПМ. Крупный обломок кварца с пиритом. Содержание Au – 13,8 г/т
IV-1	2	Правобережье руч. Сосновый	[71, 76]	ПМ. Брекчированные микрокварциты. Содержание Au – 0,6 г/т
IV-1	12	Правый борт р. Томь, напротив устья р. Изас	[71, 76]	ПМ. На контакте диоритов и известняков зона скарнов с содержанием Au – 0,9 г/т. Золото-сульфидно-кварцевая формация
IV-1	16	Район проявления Брусничного Плес	ГДП-200	ПМ. Шурфы 9012, 9017. Единичные знаки Au и одно зерно Pt в шлихах из делювия
IV-1	25	Правый приток р. Изас	[76]	ВГХП. Поток с содержанием золота – до 0,01 г/т
IV-1	30	Правый приток р. Изас	[76]	ПМ. Кварцевые прожилки в гранитоидах мартайгинского комплекса с содержанием золота – 0,01-0,08 г/т. Золото-кварцевая формация
IV-1	31	Правый приток р. Изас	[76]	ВГХП. Поток с содержанием Au – до 0,01 г/т, Mo – 0,0005%
IV-1	32	Правый приток р. Изас	[76]	ВГХП. Поток с содержанием золота – до 0,03 г/т
IV-1	34	Левый борт р. Балыксу	[153]	ПМ. Зона окисления сульфидных руд, сложенная гидрогетитом, гетитом, гидрогематитом с реликтами пирита, гнездами малахита и азурита. Содержание Au – 0,2-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,4 г/т, Ag – 5-21 г/т, Cu – 0,01-0,03%. Золото-сульфидно-кварцевая формация
IV-1	36	Реки Камзас, Балыксу	[71]	ПГХО. Пробы в коренных породах с содержанием золота – 0,1-0,5 г/т
IV-1	39	Правый борт р. Камзас	ГДП-200	ПМ. 84 знака золота в шлиховой пробе из элювия гранодиоритов. Т.н. 2107
IV-1	43	Левый борт р. Балыксу, в 880 м выше устья р. Камзас	[71, 153]	ПМ. Окварцованные, слабо лимонитизированные породы с содержанием Au – 0,2 г/т. Золото-кварцевая формация
IV-1	44	Левый борт р. Балыксу, в 350 м от IV-1-43 на юго-восток	[71, 153]	ПМ. Окварцованные диориты с содержанием Au – 0,8 г/т. Золото-кварцевая формация
IV-1	50	Левый борт р. Балыксу, в 370 м от IV-1-44 на юго-восток	[71, 153]	ПМ. Зона рассланцевания и лимонитизации с кварцевыми жилами мощностью 15-40 см. Содержание Au – 0,2 г/т. Золото-кварцевая формация
IV-1	52	Западный склон высоты 664,0, в правом борту р. Балыксу	[71, 153]	ПМ. В шурфе рассланцованные измененные породы с содержанием Au – 0,1 г/т
IV-1	54	Левый борт р. Балыксу, в 900 м от IV-1-50 на юго-восток	[71, 153]	ПМ. Обнажение сильно дислоцированных лимонитизированных сланцев. Содержание Au – 0,7 г/т
IV-1	55	Правый борт приустьевой части р. Магызы	[71, 153]	ПМ. Выходы черных кварцитов с содержанием Au – 0,5 г/т
IV-1	56	Правый борт 1-го снизу правого притока р. Камзас	-	ПМ. В шурфе черные кварциты с содержанием Au – 0,1 г/т
IV-4	18	Правый борт р. Аскиз	[17]	ПМ. Жила кварца мощностью до 20 м с незначительным содержанием золота
<i>Серебро</i>				
II-1	8	Правый борт р. Мал. Казыр, в 200 м восточнее высоты 855,6	[17, 105]	П. В кварцевой жиле мощностью 1,1 м и прослеженной на 20 м содержание серебра – 100 г/т. Формация свинцово-цинковая жильная
II-3	29	р. Тамалык	ГДП-200	ПМ. Шлиховая проба в делювии с единичным знаком серебра. Т.н. 2126-1
III-4	20	г. Свинцовая. Водораздел руч. Длинный-Комариный	[17, 72, 111]	П. Две кварцевые жилы мощностью 0,3-1,1 м, протяженностью до 120 м. Рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, бенжаминит, халькозин, ковеллин. Содержание Ag – 100 г/т, Pb – 1-2,5%, Bi – 0,1%, Zn – 0,1%. Формация свинцово-цинковая жильная
IV-2	32	Верховья р. Казымча	[140]	ПМ. Обломки кварца с содержанием серебра – 7-49 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-2	16	Кашпарское	[69, 134]	П. В кремнисто-карбонатной толще проходит субширотная зона дробления и окварцевания мощностью 0,6-1,2 м, протяженностью 1000 м. Рудные минералы – карнотит, отенит, метаторбернит – развиты по трещинам и плоскостям рассланцевания в графитизированных кварцитах. Содержание полезного компонента – до 0,03%. В кварцитах присутствует шеелит. Содержание WO ₃ – 0,93%. Добыто 2300 т руды. Формация полигенная урановорудная в углеродисто-кремнистых сланцах
I-4	24	Междуречье рр. Катък-Уйбат	[70]	РА. Аномалия до 134 мкР/ч по гранитам, габбро
II-4	11	Верховья рр. Теренсуг-Уйбат	[70]	РА. Аномалии от 34 до 2400 мкР/ч
III-4	23	Водораздел руч. Оттыгчул-р. Бол. Со	[70]	РА. Аномалии от 34 до 2700 мкР/ч
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Бор</i>				
III-3	18	р. Томь, ниже устья р. Куйсуг	[17]	ВГХО. Содержание бора в пробах – 0,01-0,03%
IV-3	1	Вблизи устья р. Тузухсу	[17]	ВГХО. Содержание бора в металлметрических пробах – 0,03%
<i>Барит</i>				
III-3	16	Правый борт р. Караташ	[72, 136]	ПМ. Жилы барита мощностью до 5 м на контакте доломитов и силицилитов. Содержание Ва – 31,77%. Баритовая жильная формация
<i>Известняк флюсовый</i>				
II-3	33	Хазын-Гольское. Правобережье р. Тамалык	[70, 136]	П. Серые до светло-серых массивные слоистые известняки нижнекембрийского возраста. Содержание: CaO – 53,15-55,09%, MgO – 1,01-2,51%, SiO ₂ – 0,15-0,98%. Прогнозные ресурсы 500 млн т
III-3	5	Ассукское. Водораздел рр. Ассуг-Теренсуг	[72, 136]	П. Серые м/з мраморизованные известняки усинской свиты. Содержание: CaO – 52,46-55,17%, MgO – 0,58-1,25%, SiO ₂ – 0,37-0,85%, редко – 3,2%. Прогнозные ресурсы 300 млн т
IV-3	8	Левый борт р. Тузухсу	[72]	П. Флюсовые известняки
IV-3	25	Правый борт р. Портал	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	28	Правый борт р. Портал	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	31	Правый борт р. Портал	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	35	Правый борт р. Аскиз, в 4 км от ст. Нанхчул	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	36	Правый борт р. Аскиз, в 4,5 км от ст. Нанхчул	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	38	Правый борт р. Аскиз, в 5 км от ст. Нанхчул	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	46	Лесосечно-Аскизское. В 6 км западнее ст. Хабзас	[85, 95]	П. Темно-серые до черных тонко-мелкозернистые известняки усинской свиты. Содержание: CaO – 53,71%, MgO – 0,76%, SiO ₂ – 1,59%. Прогнозные ресурсы 400 млн т
IV-3	48	Левобережье р. Хабзас, в 4 км от ст. Хабзас	[72]	П. Известняки усинской свиты. Флюсовое сырье
IV-3	49	руч. Сухой Лог, в 8,4 км на запад-юго-запад от ст. Хабзас	[72, 85]	П. Известняки светлоокрашенные массивные. Флюсовое сырье
<i>Доломит флюсовый</i>				
II-3	21	Багзасское. Правобережье р. Багзас, в 5 км от п. Тамалык	[70, 96, 136]	П. Доломиты мартюхинской свиты мраморизованные светло-серые массивные т/з-м/з. Химическое сырье 1 класса. Прогнозные ресурсы 1 млрд т
II-4	17	руч. Магнитный. Правый борт р. Теренсуг	[70, 121]	П. Доломиты мартюхинской свиты светло-серые сахаровидные. Химическое сырье 1 класса. Прогнозные ресурсы 1,4 млрд т
III-3	1	Теренсинское. Правый борт р. Теренсуг, юго-западнее п. Тамалык	[70, 97, 136]	П. Доломиты мартюхинской свиты светло-серые массивные сахаровидные. Химическое сырье 1 класса. Прогнозные ресурсы 1,5 млрд т
IV-1	46	Камзасское. Правобережье р. Камзас, ниже устья р. Магызы	[71, 153]	П. Серые, светло-серые доломиты западносибирской свиты. Флюсовое сырье 1 и 2 класса. Прогнозные ресурсы 310,5 млн т
IV-3	15	Бискалжинское. Левый борт р. Тузухсу, в 1 км ниже устья р. Бискалжа	[17, 72]	П. Горизонт светло-серых доломитов мощностью 400-440 м, прослежен на 2,5 км. Содержание MgO – 19-22%. Прогнозные ресурсы 300 млн т
Минеральные удобрения				
<i>Фосфатные</i>				
<i>Апатит</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	21	Каролиновский участок. Правобережье р. Каролиновка	[128]	П. Мелковкрапленная апатитовая минерализация и жильные апатит-полевошпатовые метасоматиты в меланобазитах когтахского комплекса. Содержание P_2O_5 – 1,38-8,19 и 6,58-23,98%. Прогнозные ресурсы для мелковкрапленного типа минерализации P_2O_5 – 0,35 млн т. Формация апатитовая в метагабброидах
IV-3	2	Бискамжинское. Верховья р. Бискамжа	[19, 21]	П. Метасоматические апатитовые тела в габброидах когтахского комплекса. Формация апатитовая в метагабброидах
IV-3	9	Намштакское. г. Намштак	[21, 36]	П. Метасоматические апатитовые тела в габброидах когтахского комплекса. Формация апатитовая в метагабброидах
<i>Фосфорит</i>				
III-2	5	Левобережье р. Бол. Каинзас, в 600 м ниже устья р. Алтаза	[140]	ПМ. Кремнисто-углеродистые сланцы с содержанием P_2O_5 – до 8%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
III-3	15	Правый борт верховьев р. Караташ	[72, 136]	ПМ. Карбонатно-фосфатная осадочная брекчия с содержанием P_2O_5 – 2,6-8,5%. Формация фосфоритоносных кор выветривания
III-3	27	Верховья р. Томь, правый борт	[136]	П. Карбонатно-фосфатная брекчия мощностью около 40 м. Содержание P_2O_5 – 5,63%. Формация фосфоритоносных кор выветривания
III-4	36	Верховья правого борта р. Бол. Со Южный	[110]	ПМ. Черные плитчатые аргиллиты с повышенным содержанием фосфора
III-4	40	Верховья правого борта р. Бол. Со Южный	[72, 110]	ПМ. Черные туфосланцы и темно-серые туфоконгломераты с повышенным содержанием фосфора
IV-2	6	Водораздел р. Теренсурч. Светлый	[140]	ПМ. Углеродисто-глинистые сланцы с P_2O_5 – 4,62%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-2	39	Левобережье верховьев р. Шора	[140]	ПМ. Темно-серые углеродистые сланцы с P_2O_5 – до 2,42%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-3	5	Нижнее течение р. Тузухсу	[72]	ПМ. В доломитах зонки смятия мощностью 20 см с P_2O_5 – 3%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-3	17	Левый борт р. Бискамжа, в 1 км на юго-восток от ст. Алатау	[17, 72]	ПМ. Оталькованные карбонатные породы с P_2O_5 – более 3%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-3	18	Левый борт р. Тузухсу	[72]	ПМ. В доломитах кремнистые прослои мощностью 5-7 см с P_2O_5 – более 1%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-3	20	Левобережье р. Тузухсу	[17, 72]	ПМ. Эловий белых мраморов с P_2O_5 – более 3%
IV-3	32	Левый борт р. Тузухсу	[17, 72]	ПМ. Карбонатная брекчия с содержанием P_2O_5 – 3%
IV-3	53	Хабзасское. Правый борт р. Хабзас, в 4 км от устья	[17, 72, 85]	П. Среди доломитов линза пород с повышенной фосфатностью 26x19 м. Содержание P_2O_5 – 9-22%. Формация фосфоритовая кремнисто-карбонатная
IV-4	14	В 2,3 км на северо-восток от устья р. Бол. Аххол	[72, 156]	ПМ. Зона дробления мощностью 10-15 м в экзоконтакте Аскизского массива. Сложена интенсивно дислоцированными известняками с P_2O_5 – 4,78%
IV-4	17	В 1,5 км на северо-запад от устья руч. Свиной Лог	[72, 156]	ПМ. Тектоническая зона в гранитах с P_2O_5 – до 0,76%
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
II-3	18	Левый борт руч. Чарыс, левого притока р. Ассуг	[17, 70]	ПМ. Прожилки поперечно-волокнистого асбеста в серпентинизированных доломитистых известняках. Формация хризотил-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				асбестовая апокарбонатная
II-4	8	Водораздел рр. Теренсуг-Уйбат	[17, 70]	ПМ. Жилка хризотил-асбеста в серпентинизированных известняках. Формация хризотил-асбестовая апокарбонатная
IV-3	52	Левый борт р. Тузухсу, в 2 км выше ст. Тузуксу	[85]	ПМ. В дайке микрогаббро – единичные жилы амфибол-асбеста мощностью до 4 см, протяженностью 1-1,5 м. Структура тонковолокнистая, длина волокон до 5-7 см, окраска голубая
<i>Тальк</i>				
III-1	25	Левобережье р. Кунзас	[105]	ПМ. В коренном выходе серпентинитов – линзочки зеленовато-серого талька размером 10х3 см. Тальковая апогипербазитовая формация
IV-1	40	Приустьевая часть р. Мал. Камзас и руч. Медвежий	[17, 71]	ПМ. Оталькованные карбонатные породы. Обломки талька в русловых отложениях р. Мал. Камзас. Тальковая апокарбонатная формация
IV-1	47	Верховья руч. Ивановский	[71]	ПМ. Зона оталькования в доломитах мощностью 10 см. Тальковая апокарбонатная формация
IV-2	17	Правый борт р. Томь, напротив устья р. Кызынаша	[17]	ПМ. Оталькованные карбонатные породы на контакте с гранитами. Тальковая апокарбонатная формация
IV-2	36	Среднее течение р. Шора	[140]	П. Прослой талька (до 3-5 см) в тремолитовых мраморах. Тальковая апокарбонатная формация
IV-2	37	Левобережье руч. Гаевского, в 3,5 км выше устья	[140]	ПМ. В белых доломитах чешуйки розовато-белого талька размером до 3 см. Тальковая апокарбонатная формация
IV-3	16	Алатауское. В 7 км восточнее ст. Бискамжа	[94]	П. Зона тальк-карбонатных пород протяженностью 600 м, мощностью 100-190 м. Содержание талька – 27-77%. Прогнозные ресурсы – 5,5 млн т. Тальковая апокарбонатная формация
IV-3	24	Правый борт р. Тузухсу, южный склон отметки 856,1	[17, 72, 85]	П. В окварцованных доломитах зона оталькования мощностью 12 м с содержанием талька до 34,89%. Тальковая апокарбонатная формация
IV-3	26	Правый борт р. Тузухсу, в 1 км на юго-запад от отметки 856,1	[85]	П. Элювий оталькованных доломитов, содержание талька – около 20%. Тальковая апокарбонатная формация
IV-3	33	Бискамжинское. Левый борт р. Тузухсу	[85]	П. Зона оталькования в доломитах мощностью 60-180 м, прослежена на 500 м. Содержание талька 22-45%. Тальковая апокарбонатная формация
<i>Графит</i>				
III-4	7	В 1,4 км севернее устья р. Арыгнини	[72, 110]	ПМ. Графитовые сланцы вблизи контакта мраморов и граносиенитов. Графитовая метасоматическая формация
III-4	10	Северный склон г. Монотуган	[72, 110]	П. Пачка графитовых сланцев мощностью около 100 м, протяженностью до 300 м. Содержание графита – 25-70%. Графитовая метасоматическая формация
Поделочные камни				
I-3	5	Верховья правого притока р. Иней	ГДП-200	П. Окремненные мраморизованные известняки, дробленые, залеченные халцедоном. Т.н. 3256
III-1	14	Западная рамка листа, правый борт р. Томь	[17]	П. Серпентиниты терсинского комплекса, могут использоваться как поделочный камень
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
IV-3	7	Правый борт р. Бискамжа, в 2 км выше устья	[17]	П. Мраморизованные карбонатные породы биджинской свиты

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	8	Приустьевая часть р. Салат	[156]	П. Мраморы белые массивные средне-крупнозернистые
<i>Известняк</i>				
III-3	3	р. Теренсуг, в 2 км ниже устья р. Тамалык	[72]	П. Мраморизованные известняки слоистые, иногда массивные
III-3	23	Левый борт р. Томь, в 0,5 км ниже устья р. Куйсуг	[72]	П. Мраморизованные известняки и мраморы. Могут применяться в качестве скульптурного материала
<i>Доломит</i>				
I-4	12	Цапханское. В 2 км на северо-запад от слияния руч. Цапхан и Кутолак	[70, 138]	П. Темно-серые с/з массивные доломиты мартюхинской свиты. Содержание: MgO – 19,36%, CaO – 28,51%, SiO ₂ – 6,76%. Прогнозные ресурсы 250 млн т
III-3	29	Томское	[17]	П. Доломиты мартюхинской свиты
IV-1	38	Верховья первого правого притока р. Балыксу	[76, 153]	П. Горизонт доломитов среди карбонатных отложений биджинской свиты
IV-1	51	В 1,4 км на юго-восток от отметки 988 м	[76, 153]	П. Горизонт доломитов среди карбонатных отложений биджинской свит
IV-2	14	Казымчинское	[17]	П. Горизонт доломитов среди карбонатных отложений чарыштагской свиты
Прочие ископаемые				
<i>Кварцит</i>				
IV-1	23	Правый борт р. Томь напротив п. Балыксу	[17, 71]	П. Горизонт темно-серых кварцитов мощностью около 60 м, протяженностью 1-1,2 км
IV-4	9	Верховье р. Юю	[156]	П. Окварцованные доломиты и кварциты площадью около 2,2 км ²

Список проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа N-45-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, аномалии	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Строительные материалы				
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные и гончарные</i>				
IV-1	58	Балыксинское. Восточная окраина п. Балыкса	[153]	П. Приурочено к первой надпойменной террасе. Прогнозные ресурсы на 1964 г. – 267 тыс. т
IV-1	61	Магызинское. р. Магызы	[17]	П. Отложения второй надпойменной террасы
IV-3	55	Бискаджинское. Устье р. Бискаджа	[17]	П. Вторая надпойменная терраса р. Бискаджа
Обломочные породы				
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
IV-1	57	р. Томь, вблизи устья руч. Чарыш	[17]	П. Пойменная терраса р. Томь
IV-1	60	р. Балыксу и ее притоки	[17, 153]	П. Отвалы отработки россыпей
IV-3	56	Долина р. Теренсуг	[72, 85]	П. Первая надпойменная терраса р. Теренсуг. Мощность слоя до 3 м
IV-3	57	Долина р. Хабзас	[72, 85]	П. Первая надпойменная терраса р. Хабзас
<i>Песок строительный</i>				
IV-1	59	р. Томь, выше устья р. Шора	[17]	П. Острова по р. Томь

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, км	Запасы категории А+В+С				ΣА+В+С	Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность
				А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃		
1	Улень-Туимский медно-молибденовый рудный район (2.4)	Молибден		-	-	-	-	-	-	150 тыс. т	-	150 тыс. т	
2		WO ₃		-	-	-	0,083 тыс. т	0,083 тыс. т	-	-	-	0,083 тыс. т	
3	Тибек-Майский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.1)	Золото коренное	350	-	-	-	-	-	-	8,7 т	40 т	48,7 т	0,14 т/км ²
4	Темирский молибденово-медный рудный узел (2.4.1)	Медь		-	-	-	35,7 тыс. т	35,7 тыс. т		-	-	35,7 тыс. т	
5	Казымчинский свинцово-цинковый рудный узел (2.4.3)	Свинец		-	-	2,7 тыс. т	12,6 тыс. т	15,3 тыс. т	-	-	-	15,3 тыс. т	
6		Цинк		-	-	1,5 тыс. т	8,6 тыс. т	10,1 тыс. т	-	-	-	10,1 тыс. т	
7	Харатасский прогнозируемый молибденовый рудный узел (2.4.4)	Молибден	150	-	-	-	-	-	-	-	88 тыс. т	88 тыс. т	0,118 тыс. т/км ²
8	Балыксинский золоторудно-россыпной район (3.1)	Золото россыпное		-	-	-	2,7 т	2,7 т	-	-	-	2,7 т	

Сводная таблица запасов и ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические ископаемые, цветные металлы	Молибден	1 потенциальное рудное поле	P ₂	150 тыс.
		1 прогнозируемый рудный узел	P ₃	88 тыс. т
Металлические ископаемые, благородные металлы	Золото коренное	1 прогнозируемый рудный узел	P ₂	8,7 т
			P ₃	40 т

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

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс результатов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		На начало работ	По результатам работ		
<i>Золото коренное</i>					
1	Тибек-Майский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.1)	0	P ₃ – 40 т	+40 т	Прогнозно-поисковые работы м-ба 1 : 50 000 первой очереди в пределах рудного узла
	Итого:	0	P ₃ – 40 т	+40 т	
<i>Молибден</i>					
2	Харатасский прогнозируемый молибденовый рудный узел (2.4.4)	0	P ₃ – 88 тыс. т	+88 тыс. т	Прогнозно-поисковые работы м-ба 1 : 25 000 первой очереди в пределах рудного узла
	Итого:	0	P ₃ – 88 тыс. т	+88 тыс. т	

Список пунктов определения абсолютного возраста пород

№ на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Авторский № пункта (№ массива на схеме), 2010-2011 гг.
1	Маргайгинский комплекс, 2-ая фаза (гранодиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	510±7	2105, Восточно-Ортонский массив (28)
2	Маргайгинский комплекс, 2-ая фаза (габбродиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	505±4,1; 473,4±5,4	1003(07), Назасский массив (27)
3	Когтахский комплекс, 1-ая фаза (гера-лит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	489±10	01, Бискалжинский массив (13)
4	Когтахский комплекс, 1-ая фаза (габбро)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	487,4±3,8	1761, Кашпарский массив (2)
5	Когтахский комплекс, 1-ая фаза (габбро)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	482±4,8	0810(06), Теренсинский мас-сив (9)
6	Когтахский комплекс, 1-ая фаза (габбро)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	469,7±4,1	4460, Катыкский массив (4)
7	Когтахский комплекс, 2-ая фаза (квар-цевый монцодиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	483,1±4,8	1764, Кашпарский массив (2)
8	Когтахский комплекс, 3 фаза (кварце-вый сиенит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	483±3,7	4215, Каролиновский массив (7)
9	Тигертышский комплекс, 1-ая фаза (умереннощелочной гранит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	494,9±5,1	2064, Брусничный плес (22)
10	Тигертышский комплекс, 1-ая фаза (кварцевый сиенит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	493±7,8; 415±9,5	02, Каразасский массив (25)
11	Тигертышский комплекс, 2-ая фаза (умереннощелочной лейкогранит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	494,7±8,4	1137, Правая Томь
12	Раннесилурийские магматические обра-зования (монцодиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	432±4,4	1400, г. Кызель (32)
13	Раннесилурийские магматические обра-зования (умереннощелочной гранит-порфир)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	431±5,6	1140, Верховья р. Ниня
14	Раннесилурийские магматические обра-зования (граносиенит-порфир)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	429±5,6	1096, Гольцовый массив (21)
15	Раннесилурийские магматические обра-зования (граносиенит-порфир)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	424,6±3,6	3051-1, г. Малый Карлыган
16	Карлыгановский комплекс (гранит-порфир)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	408,9±2,9	4387, г. Карлыган (24)
17	Карлыгановский комплекс (гранит-порфир)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	403,9±3,2	3270, г. Карлыган (24)
18	Патынский комплекс, 2-ая фаза (кварце-вый сиенит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	412±2,8	0800(03), г. Улуг-Зас (30)
19	Когтахский комплекс, 2-ая фаза (N-45-XVIII, петротип) (монцодиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	500±4,3	1702, г. Когтаг (N-45-XVIII)
20	Когтахский комплекс, 2-ая фаза (лист N-45-XVIII, петротип) (монцодиорит)	U-Pb (SHRIMP-II) по цирконам	501±4,6	1714, г. Когтаг (N-45-XVIII)

Каталог памятников природы, показанных на листе N-45-XXIV

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический	Кар с озером в верховьях правого безымянного притока р. Пихтерек (ширина 500-600 м; высота задней стенки 300 м)
2	Геоморфологический	Ледник №72 [47], каровый, длина 630 м, на высоте 1360-1670 м
3	Геоморфологический	Ледник №71 [47], присклоновый, длина 150 м, на высоте 1310-1400 м
4	Геоморфологический	Ледники №42, 43 [47], висячий присклоновый и каровый, длина 200-300 м, на высоте 1420-1690 м
5	Геоморфологический	Ледник №70 Перевальный [47], присклоновый, длина 350 м, на высоте 1250-1405 м
6	Геоморфологический	Кары с озерами в верховьях р. Бельсу
7	Геоморфологический	Ледник №67 Туралыгский [47], присклоновый, длина 360 м, на высоте 1340-1455 м
8	Геоморфологический	Водопад высотой 5 м в верховье р. Туралыг
9	Геоморфологический	Скала Верх. Зуб с абс. отм. 2178,0 м высотой 9 м
10	Геоморфологический	Морена в верховьях р. Шир. Березовая
11	Древней культуры	Штольня на Кашпарском рудопроявлении урана
12	Геоморфологический	«Бараньи лбы» в верховьях р. Шир. Березовая
13	Геоморфологический	Ледники №61-64 [47] в верховьях р. Шир. Березовая, присклоновые и карово-присклоновые, длина 100-220 м, на высоте 1600-2050 м
14	Общегеологический	Обнажение кластолав трахиандезитов верхней пачки нижнематаракской подсвиты
15	Общегеологический	Обнажение известняков бейской свиты с остатками кораллов и брахиопод
16	Геоморфологический	Живописные скалы известняков г. Красивая
17	Гидрогеологический	Источник родниковой воды «Иней»
18	Геоморфологический	Троговые долины в верховьях рек Ниж. и Верх. Тайжасу
19	Геоморфологический	Ледник №46 [47] в северном каре г. Бол. Зуб, висячий, длина 550 м, на высоте 1570-2000 м
20	Геоморфологический	Кары с озерами в верховьях р. Верх. Тайжасу
21	Геоморфологический	Скала Мал. Зуб с абс. отм. 1982,6 м высотой 12 м
22	Геоморфологический	Ледник №59 [47] в верховьях р. Кара-Тас, висячий, длина 270 м, на высоте 1700-1900 м
23	Геоморфологический	Ледник №58 Тронева [47] в верховьях руч. Мал. Хунул-Хузук, каровый, длина 400 м, на высоте 1450-1660 м
24	Геоморфологический	Скала Бол. Зуб в виде карлинга с абс. отм. 2046,2 м
25	Геоморфологический	Ледники №49 Одинокый, №50-51 [47], висячие, длина 350-160 м, на высоте 1390-1750 м
26	Геоморфологический	Троговая долина в верховьях р. Шир. Березовая
27	Геоморфологический	Ледник №56 Кара-Таш [47] в верховьях руч. Бол. Хунул-Хузук, висячий долинный, длина 600 м, на высоте 1420-1720 м
28	Геоморфологический	Троговая долина руч. Ханнойгой в верховьях р. Бол. Казыр
29	Геоморфологический	Карстовый Грот в правобережье р. Теренсуг
30	Геоморфологический	Источник родниковой воды «Тамалык»
31	Геоморфологический	Скальные выступы в русле р. Бол. Казыр
32	Геоморфологический	Нагорные террасы хр. Терен-Казыр
33	Древней культуры	Штольня на Су-Мо рудопроявлении Брусничный плес
34	Геоморфологический	Карстовая пещера Николаевская (протяженность 175 м, глубина 15 м)
35	Древней культуры	Штольня на Казымчинском Pb-Zn месторождении
36	Общегеологический	Отпрепарированная дайка метадолеритов в известняках
37	Общегеологический	Обнажение известняков биджинской свиты со строматолитовыми постройками
38	Геоморфологический	Карстовая пещера Аккорд (протяженность 1315 м, глубина 139 м)
39	Геоморфологический	Карстовая пещера Зимняя
40	Геоморфологический	Карстовая пещера Веселая (протяженность 530 м, глубина 98 м)
41	Геоморфологический	Карстовый Грот
42	Геоморфологический	Карстовая пещера Тузуксу (протяженность 1500 м, глубина 84 м)
43	Тектонический	Обнажения оползневых текстур в азыргальской свите
44	Геоморфологический	Живописные скалы известняков г. Паук
45	Геоморфологический	Карстовая пещера Королёва (протяженность 5070 м, глубина 172 м)
46	Общегеологический	Скальные обнажения туфоконгломератов тастрезенской свиты г. Сыгым высотой 18 м
47	Геоморфологический	Карстовая пещера Хабзасская-2 (протяженность 456 м, глубина 75 м)
48	Общегеологический	Отпрепарированные дайки метадолеритов, трахиандезитов в гранитоидах Аскизского массива

Содержания петрогенных (РФА, мас. %) и редких (ICP-MS, г/т) элементов в магматических породах

Компонент	Белоюсская свита								
	базальт	базальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт
	4483	4486	4480	4481	4482	4487	4488	4489	1775
SiO ₂	51,94	51,24	53,92	55,64	53,92	52,59	55,48	52,91	54,45
TiO ₂	0,55	0,53	0,64	0,70	0,47	0,72	0,50	0,66	1,10
Al ₂ O ₃	13,82	15,15	12,74	11,81	14,46	12,58	13,68	12,50	17,87
Fe ₂ O ₃	9,05	9,95	11,32	12,69	10,53	11,99	11,12	11,38	7,93
MnO	0,16	0,15	0,16	0,18	0,16	0,17	0,13	0,15	0,12
MgO	9,07	7,23	5,06	3,49	5,44	5,10	4,34	5,63	4,23
CaO	11,59	10,56	9,99	8,35	8,57	9,81	8,50	10,22	6,73
Na ₂ O	2,28	2,22	3,58	4,02	3,85	3,55	3,90	4,20	4,10
K ₂ O	0,54	0,45	0,35	0,39	0,55	0,28	0,37	0,33	1,54
P ₂ O ₅	0,19	0,21	0,23	0,40	0,22	0,32	0,16	0,34	0,49
п.п.п.	1,05	1,45	1,20	1,23	1,18	1,93	1,68	0,88	1,23
Сумма	100,24	99,14	99,19	98,90	99,34	99,04	99,87	99,20	99,79
Li	19,75	14,24	16,33	18,00	13,56	11,41	13,79	9,36	28,48
Cs	0,89	0,41	0,47	1,05	0,76	0,56	0,68	0,36	1,20
Rb	14,49	11,46	11,81	16,43	17,77	7,02	8,59	6,07	14,79
Ba	225,81	236,19	202,31	298,01	359,11	108,99	119,31	151,40	218,72
Sr	660,58	546,68	598,61	577,02	652,03	366,40	371,68	928,38	619,90
Cr	303,36	121,71	68,27	51,44	102,49	51,30	45,57	53,77	18,51
V	343,36	380,02	467,41	576,91	449,05	475,02	362,15	389,27	270,27
Co	41,88	52,63	59,24	51,84	56,96	53,75	45,39	49,19	29,00
Ni	93,44	72,09	36,86	18,75	57,02	33,32	17,90	31,77	17,57
Ga	13,36	15,45	14,40	18,88	20,20	11,55	11,08	11,14	25,21
Cu	67,08	97,95	69,78	91,26	91,71	84,51	103,41	104,78	89,64
Zn	77,05	93,63	97,99	109,05	88,71	147,91	73,39	104,90	57,86
Pb	2,27	2,66	1,36	2,72	4,16	2,65	3,35	2,25	1,69
Be	0,35	0,45	0,61	1,05	0,39	0,46	0,43	0,45	0,50
W	0,19	0,11	0,71	0,30	0,22	0,18	0,35	0,15	0,17
Mo	1,25	1,07	1,86	2,19	1,20	0,90	2,96	0,81	0,08
Zr	61,06	80,57	86,50	107,09	66,58	101,53	75,22	95,46	31,25
Nb	0,66	0,59	1,23	1,92	0,48	1,25	0,62	0,68	0,72
Hf	1,11	1,30	2,09	3,10	1,25	1,79	1,39	1,67	0,90
Ta	0,08	0,07	0,13	0,16	0,07	0,14	0,06	0,07	0,04

Компонент	Белоюсская свита								
	базальт	базальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт	андезибазальт
	4483	4486	4480	4481	4482	4487	4488	4489	1775
Y	33,49	36,17	46,53	41,97	35,93	45,63	37,52	43,35	14,41
Sc	40,48	36,03	38,19	32,52	35,37	34,49	42,37	31,26	31,72
Th	0,37	0,24	0,67	1,18	0,20	0,28	0,23	0,24	0,19
U	0,11	0,16	0,30	0,63	0,25	0,21	0,34	0,27	0,15
La	2,57	2,82	5,26	10,98	2,51	3,54	3,70	3,87	2,19
Ce	8,10	9,73	16,86	33,14	8,53	12,87	11,70	11,83	5,96
Pr	0,95	1,18	1,84	3,61	1,02	1,57	1,28	1,58	0,79
Nd	5,04	6,08	9,18	16,93	5,25	8,24	6,30	8,21	4,16
Sm	1,93	2,14	3,15	4,97	1,99	2,99	2,06	2,83	1,50
Eu	0,63	0,95	1,11	1,56	0,90	1,10	1,00	0,95	0,58
Gd	2,57	2,69	3,73	5,66	2,47	3,51	2,62	3,46	2,07
Tb	0,51	0,54	0,74	1,05	0,51	0,72	0,53	0,70	0,36
Dy	3,54	3,69	5,11	6,95	3,60	4,83	3,83	4,52	2,58
Ho	0,81	0,85	1,16	1,59	0,86	1,11	0,90	1,03	0,58
Er	2,31	2,57	3,34	4,81	2,62	3,20	2,76	3,01	1,71
Tm	0,35	0,37	0,53	0,73	0,42	0,51	0,45	0,45	0,26
Yb	2,15	2,30	3,30	4,43	2,54	3,05	2,82	2,82	1,67
Lu	0,33	0,36	0,48	0,71	0,39	0,46	0,43	0,42	0,25

Компонент	Кульбюрстюгская свита							Субвулк. фации	
	4342	4346	4345	4344	4362	4357	4347	4360	1280
	пикробазальт	пикробазальт	пикробазальт	базальт	базальт	базальт	трахибазальт	трахибазальт	метадолерит
SiO ₂	41,15	41,54	42,92	49,98	48,35	46,76	50,90	52,04	47,39
TiO ₂	2,33	2,74	4,09	1,57	3,08	2,59	2,05	2,55	2,19
Al ₂ O ₃	9,35	10,72	11,32	14,13	11,81	12,20	13,20	14,11	14,26
Fe ₂ O ₃	12,56	14,82	21,85	13,47	14,10	16,28	13,85	14,93	15,09
MnO	0,23	0,24	0,26	0,20	0,18	0,19	0,21	0,18	0,20
MgO	20,93	15,61	6,87	6,78	5,97	8,96	4,65	5,23	4,76
CaO	10,46	10,82	8,28	6,70	10,01	7,69	7,82	3,19	9,37
Na ₂ O	0,53	0,74	2,63	3,49	4,23	2,68	3,90	3,08	3,57
K ₂ O	0,32	0,66	0,35	1,00	0,59	0,98	1,26	2,91	1,05
P ₂ O ₅	0,35	0,40	1,16	0,55	0,92	0,74	0,71	0,91	0,68
п.п.п.	1,78	1,70	0,68	2,35	0,98	1,35	1,43	1,10	1,45
Сумма	99,98	99,98	100,40	100,21	100,22	100,42	99,98	100,22	99,99
Li	9,32	13,61	4,85	14,24	3,81	19,88	8,84	21,80	0,00
Cs	0,04	0,21	0,16	0,19	0,03	0,45	0,35	0,46	0,72
Rb	0,89	9,74	3,90	17,28	3,14	11,07	22,63	33,59	43,65

Компонент	Кульбюретюгская свита								Субвулк. фации
	4342	4346	4345	4344	4362	4357	4347	4360	1280
	пикробазальт	пикробазальт	пикробазальт	базальт	базальт	базальт	трахибазальт	трахибазальт	метадолерит
Ba	16,06	112,49	76,86	391,21	201,95	878,11	359,67	900,45	218,06
Sr	63,97	163,67	149,21	313,40	488,35	336,00	363,59	257,10	317,84
Cr	1994,76	1104,84	18,79	87,23	54,21	89,49	48,01	44,06	69,23
V	212,71	239,22	394,59	234,20	272,69	271,82	269,29	211,98	290,15
Co	88,85	67,56	46,26	33,96	25,89	42,00	29,53	22,09	32,50
Ni	833,39	519,71	53,67	42,08	58,72	83,88	22,68	33,55	45,01
Ga	6,03	9,41	12,46	15,39	14,96	23,23	15,45	28,55	20,21
Cu	6,67	39,25	73,94	26,33	31,57	81,72	33,37	33,09	81,33
Zn	69,97	81,75	114,34	88,56	124,88	93,31	67,98	139,32	119,31
Pb	0,74	1,35	2,88	4,34	3,28	2,53	2,88	5,79	3,68
Be	0,48	0,77	1,73	1,45	2,60	1,95	1,43	4,21	1,06
W	0,40	0,25	0,36	0,29	0,66	0,71	0,25	0,85	0,17
Mo	0,05	0,07	0,04	0,61	0,75	1,54	0,52	1,85	0,83
Zr	35,86	48,58	84,57	155,93	400,44	402,35	172,29	726,02	213,06
Nb	13,81	18,30	47,62	9,99	77,00	66,45	12,01	101,37	12,50
Hf	1,58	1,55	2,15	3,83	9,23	9,28	4,21	16,30	5,76
Ta	0,99	1,31	3,33	0,63	5,08	4,43	0,76	6,42	0,93
Y	11,17	13,63	27,40	27,69	36,99	33,78	30,56	35,82	39,37
Sc	30,79	30,57	24,70	26,28	16,75	22,02	21,29	13,91	28,05
Th	0,87	1,16	3,02	2,51	5,58	5,50	2,86	7,31	2,81
U	0,25	0,32	0,72	0,98	1,25	1,51	1,10	2,01	0,97
La	9,87	12,12	31,24	16,80	50,27	36,54	20,88	59,43	19,88
Ce	24,72	30,81	71,35	40,84	119,86	87,65	50,44	127,91	46,07
Pr	3,23	4,04	9,40	5,09	14,47	11,61	6,03	18,72	6,13
Nd	14,16	17,74	41,01	22,03	59,35	48,84	25,82	70,29	29,11
Sm	3,36	4,12	8,86	5,21	11,97	10,32	5,93	14,27	7,18
Eu	1,14	1,40	2,75	1,60	3,56	2,77	1,80	4,24	2,30
Gd	3,30	3,92	8,09	5,53	10,60	9,25	6,26	12,20	9,09
Tb	0,50	0,59	1,19	0,91	1,59	1,38	1,00	1,79	1,47
Dy	2,82	3,35	6,54	5,65	8,71	7,74	6,13	9,39	8,67
Ho	0,52	0,62	1,20	1,16	1,63	1,46	1,27	1,73	1,79
Er	1,30	1,52	2,92	3,23	4,14	3,74	3,50	4,37	5,05
Tm	0,17	0,20	0,38	0,48	0,57	0,52	0,51	0,60	0,71
Yb	0,99	1,19	2,22	2,89	3,31	3,11	3,17	3,59	4,70
Lu	0,13	0,16	0,28	0,44	0,44	0,44	0,47	0,51	0,71

Компонент	Когтахский комплекс, первая фаза										
	1761	1762	3262	3263	3264	0810 (6)	4460	4471	4472	1	3265-1
	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	лейкогаббро	тералит	Нб-габбро
SiO ₂	49,16	48,66	46,49	48,58	45,49	53,73	47,07	45,28	50,12	50,56	42,09
TiO ₂	1,34	1,34	1,46	1,43	1,56	1,22	1,59	1,78	1,16	1,48	1,62
Al ₂ O ₃	16,76	12,96	16,36	15,82	16,45	17,67	11,29	17,58	18,53	16,94	15,30
Fe ₂ O ₃	10,31	11,02	9,70	9,83	10,56	10,04	12,02	10,34	8,79	8,80	10,34
MnO	0,15	0,17	0,12	0,15	0,15	0,17	0,16	0,18	0,12	0,15	0,13
MgO	6,02	7,78	8,40	6,75	6,37	3,01	6,70	4,16	4,93	3,70	8,33
CaO	8,84	13,29	13,15	9,98	10,95	8,81	15,14	11,31	8,81	9,64	16,58
Na ₂ O	3,16	3,04	2,45	3,60	3,69	2,63	3,20	3,80	3,80	3,95	1,68
K ₂ O	1,75	0,83	0,81	1,11	1,30	0,96	0,87	1,24	1,65	3,21	0,78
P ₂ O ₅	0,74	0,57	0,73	0,89	1,16	0,46	1,06	0,99	0,29	1,04	1,21
п.п.п.	0,75	0,65	0,80	2,13	1,30	1,05	0,65	2,45	1,18	0,27	2,00
Сумма	98,97	100,31	100,47	100,25	98,98	99,76	99,75	99,11	99,37	99,75	100,05
Li	7,16	3,38	15,13	13,58	13,55		10,84	13,02	6,71		15,83
Cs	0,33	0,11	0,28	0,19	0,18	0,13	0,06	0,20	0,99	1,13	0,15
Rb	36,52	14,16	14,69	21,39	21,09	17,70	14,56	28,60	9,89	76,12	16,43
Ba	597,63	163,10	438,11	567,02	663,08	350,40	411,06	456,09	136,48	1084,21	278,63
Sr	705,66	511,69	2036,52	1197,40	1380,17	798,67	1132,11	774,78	33,92	2184,06	922,12
Cr	62,77	239,23	94,37	83,04	61,41	158,33	134,76	16,51	22,69	94,26	95,13
V	116,22	155,31	149,19	152,10	157,50		205,73	122,54	8,99	0,00	181,37
Co	19,32	27,89	27,37	25,48	24,72	27,26	26,11	22,22	15,89	26,79	27,41
Ni	53,24	77,59	94,70	85,25	70,25	66,13	90,96	5,61	61,44	53,76	91,55
Ga	29,26	13,16	19,12	23,30	26,29	20,12	19,66	20,31	6,63	23,37	14,34
Cu	30,25	49,13	6,45	23,67	36,85		42,26	11,23	13,78		57,72
Zn	46,31	58,40	27,72	38,44	43,38		53,39	34,66	-3,25		27,55
Pb	4,52	3,87	1,66	3,83	3,30		3,31	3,22	2,99		2,35
Be	1,05	0,99	0,41	0,65	0,55	1,01	0,81	0,70	0,31	2,30	0,36
W	0,08	0,10	0,08	0,17	0,13	0,50	0,13	0,19	1,16	0,69	0,08
Mo	<0,29	<0,29	<0,29	<0,29	<0,29	0,27	<0,29	<0,29	1,71	2,71	<0,29
Zr	27,95	85,71	44,71	52,13	54,47	33,11	130,12	51,18	12,92	253,30	45,03
Nb	9,44	8,69	3,08	8,03	5,48	8,64	4,68	7,50	1,11	18,82	2,40
Hf	0,52	2,95	1,34	1,58	1,57	1,48	3,61	1,61	0,27	5,73	1,31
Ta	0,41	0,87	0,21	0,44	0,28	0,36	0,29	0,44	0,04	0,81	0,14
Y	10,67	16,35	12,65	14,62	15,94	13,40	20,20	30,12	11,15	21,94	13,60
Sc	24,18	19,78	19,01	25,93	23,49	20,25	17,28	19,63	4,13	13,09	14,85
Th	1,07	0,73	0,32	1,43	0,60	1,05	1,18	1,27	0,66	6,21	0,42
U	0,33	0,21	0,10	0,45	0,19	0,27	0,37	0,43	0,23	2,69	0,16
La	21,01	20,10	16,26	33,60	34,71	14,09	33,17	19,98	12,29	62,03	20,52

Компонент	Когтахский комплекс, первая фаза										
	1761	1762	3262	3263	3264	0810 (6)	4460	4471	4472	1	3265-1
	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	габбро	лейкогаббро	тералит	Нб-габбро
Ce	42,39	47,57	39,82	66,23	74,68	29,13	76,36	50,71	15,84	129,21	48,06
Pr	4,84	5,82	5,58	7,74	6,73	3,38	7,16	7,24	2,26	15,01	6,54
Nd	18,94	22,47	24,84	30,94	37,16	14,51	39,33	33,92	9,35	61,49	28,51
Sm	3,43	4,36	4,99	5,56	6,65	2,95	7,44	7,61	1,93	9,95	5,42
Eu	1,01	1,18	1,57	1,60	2,01	0,92	1,81	2,31	0,43	2,44	1,68
Gd	2,92	3,67	3,96	4,40	5,12	2,98	5,88	7,20	1,80	7,61	4,37
Tb	0,41	0,57	0,54	0,61	0,68	0,42	0,82	1,06	0,26	0,96	0,58
Dy	2,17	3,19	2,71	3,04	3,33	2,49	4,21	6,22	1,56	4,55	2,93
Ho	0,42	0,63	0,50	0,57	0,61	0,47	0,81	1,24	0,33	0,77	0,54
Er	1,06	1,76	1,23	1,40	1,53	1,37	2,05	3,29	0,87	2,02	1,31
Tm	0,15	0,26	0,16	0,19	0,21	0,16	0,29	0,45	0,13	0,24	0,17
Yb	0,90	1,63	0,94	1,14	1,21	1,24	1,78	2,62	0,80	1,70	1,01
Lu	0,13	0,24	0,14	0,17	0,17	0,17	0,26	0,37	0,12	0,23	0,14

Компонент	Когтахский комплекс, первая фаза		Когтахский комплекс, вторая фаза									
	4452	4454	1281	1283 A	1283B	1765	1714	1769	1771	1773	1728	1764
	Нб-габбро	Нб-пироксенит	кварцевый диорит				монцодиорит	кварцевый монцодиорит				
SiO ₂	44,00	41,18	60,17	58,50	57,14	58,01	53,47	57,68	60,26	59,68	59,8	59,61
TiO ₂	1,13	2,16	0,84	0,84	0,86	1,08	0,89	1,17	0,91	1,08	1,13	1,01
Al ₂ O ₃	15,71	8,51	15,65	15,47	16,35	17,06	18,89	15,83	15,76	15,28	13,98	17,59
Fe ₂ O ₃	8,26	10,72	7,09	7,21	7,49	7,02	7,83	7,79	6,05	7,41	6,44	6,51
MnO	0,12	0,14	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,10	0,12	0,11	0,10
MgO	5,94	10,25	3,36	4,43	4,68	4,09	4,42	4,74	3,23	4,55	3,72	3,41
CaO	21,22	22,72	5,56	6,41	6,21	5,57	7,44	5,50	4,64	4,39	5,4	4,67
Na ₂ O	2,15	1,65	3,18	4,11	3,80	4,48	4,55	3,73	5,21	2,86	5,07	4,06
K ₂ O	0,56	0,27	2,42	1,94	1,70	2,20	1,96	2,34	2,30	2,97	2,74	2,58
P ₂ O ₅	0,27	1,78	0,28	0,26	0,29	0,48	0,53	0,53	0,41	0,45	0,48	0,33
п.п.п.	0,88	0,50	1,08	0,58	1,23	0,43	0,13	0,35	0,30	0,95	0,1	0,30
Сумма	100,25	99,87	99,75	99,85	99,86	100,52	100,23	99,78	99,17	99,74	98,97	100,17
Li	11,09	10,11				11,86	8,71	24,14	14,93	13,85	41,52	15,58
Cs	0,18	0,32	0,40	0,40	0,29	1,45	0,70	1,81	1,40	1,99	4,79	1,57
Rb	8,64	5,48	70,40	58,96	55,15	64,62	68,60	77,19	81,33	114,02	110,86	82,49
Ba	190,85	121,32	873,53	678,64	709,50	827,56	1105,22	1276,04	673,55	805,19	1151,72	707,16
Sr	917,59	378,35	605,93	590,35	563,91	726,22	1407,39	1115,73	654,50	618,17	1430,68	706,96
Cr	65,40	100,44	79,50	97,56	149,24	48,32	69,46	107,66	75,24	70,48	91,74	34,98
V	93,98	139,16	107,78	116,53	132,84	124,45	159,13	220,47	104,07	119,41	261,53	124,48
Co	20,16	25,21	17,07	18,59	21,59	19,86	25,47	35,21	17,54	20,79	31,64	17,40

Компонент	Когтахский комплекс, первая фаза		Когтахский комплекс, вторая фаза									
	4452	4454	1281	1283 А	1283В	1765	1714	1769	1771	1773	1728	1764
	Нб-габбро	Нб-пироксенит	кварцевый диорит				монцодиорит	кварцевый монцодиорит				
Ni	64,67	86,85	38,15	44,70	59,70	61,54	15,45	49,19	30,07	38,33	38,71	15,22
Ga	13,55	15,53	18,75	18,95	19,14	58,52	24,13	39,28	51,99	58,97	36,21	51,90
Cu	38,87	80,10	16,17	28,20	26,63	44,18	23,28	113,56	70,10	49,55	83,14	55,85
Zn	40,00	38,37	61,24	69,78	124,75	72,03	74,43	122,01	58,95	71,42	101,56	77,97
Pb	4,56	2,68	4,95	6,54	6,92	10,52	12,94	14,76	11,72	11,32	21,3	11,29
Be	0,76	1,56	1,59	1,39	1,53	2,65	3,16	3,71	2,89	2,79	6,02	2,91
W	0,27	0,20	0,36	0,05	0,03	0,88	0,67	1,21	47,56	1,09	2,58	0,90
Mo	3,94	1,69	0,76	0,79	1,14	1,83	2,21	6,32	2,16	1,19	6,76	2,05
Zr	65,64	241,13	16,01	15,67	22,64	35,05	92,33	122,04	67,39	25,02	290,74	468,39
Nb	4,87	4,97	15,66	15,96	18,93	18,64	19,43	36,88	20,11	23,35	31,93	20,53
Hf	1,71	5,53	0,87	0,85	1,24	1,18	1,62	3,57	1,91	0,95	7,43	10,51
Ta	0,47	0,36	1,06	1,14	1,36	1,47	0,99	2,57	1,50	1,77	2,39	1,53
Y	13,31	19,62	13,35	12,49	19,82	18,22	32,73	40,75	18,13	20,40	37,23	17,80
Sc	22,23	15,52	11,49	11,47	16,74	13,80	18,81	24,67	11,67	14,45	4,79	12,05
Th	1,98	5,73	7,25	4,68	4,57	8,32	6,68	11,18	10,24	11,04	26,61	8,91
U	0,73	1,68	1,22	0,99	1,07	1,60	1,49	2,84	1,62	2,95	6,21	1,84
La	33,47	67,87	37,56	23,41	27,29	36,93	52,19	47,01	40,12	41,25	52,89	39,27
Ce	56,87	120,67	66,64	45,63	58,47	75,23	114,66	125,21	78,86	82,84	137,75	78,84
Pr	5,88	9,14	6,54	5,40	6,95	8,57	12,55	14,12	8,68	8,62	15,33	8,88
Nd	21,25	44,88	24,01	20,57	29,11	31,95	44,53	54,48	31,35	34,52	56,98	32,89
Sm	3,49	7,56	4,08	3,75	5,81	5,64	7,36	9,82	5,32	6,05	10,14	5,61
Eu	1,02	1,93	1,02	1,03	1,35	1,41	2,35	2,32	1,18	1,15	2,64	1,29
Gd	2,64	6,03	4,14	3,83	6,02	4,63	6,64	9,04	4,34	4,90	9,36	4,53
Tb	0,35	0,82	0,61	0,56	0,89	0,66	0,80	1,21	0,64	0,72	1,2	0,65
Dy	1,74	4,11	3,00	2,78	4,55	3,56	3,83	6,42	3,48	3,90	6	3,54
Ho	0,32	0,77	0,57	0,53	0,86	0,69	0,77	1,25	0,70	0,77	1,17	0,70
Er	0,80	1,96	1,52	1,41	2,29	1,85	2,10	3,35	1,85	2,07	3,19	1,91
Tm	0,12	0,27	0,21	0,19	0,33	0,28	0,30	0,53	0,27	0,30	0,48	0,29
Yb	0,74	1,72	1,37	1,28	1,98	1,71	1,82	3,21	1,69	1,94	2,78	1,84
Lu	0,12	0,26	0,21	0,18	0,29	0,26	0,27	0,47	0,25	0,29	0,42	0,28

Компонент	Когтахский комплекс, вторая фаза					Когтахский комплекс, третья фаза				
	1770	1768	1763	1715	1702	1752	1746	1747	4215	1752-1
	монцодиорит	кварцевый монцодиорит	монцонит	монцонит	сиенит	кварцевый сиенит				
SiO ₂	57,82	58,61	58,90	53,28	53,17	59,32	62,37	61,51	60,44	63,80
TiO ₂	0,59	0,94	1,13	1,29	1,18	0,18	0,50	0,60	0,64	0,13
Al ₂ O ₃	23,21	17,09	17,79	21,04	18,54	24,30	17,81	16,82	20,21	18,50
Fe ₂ O ₃	3,54	6,96	6,05	6,69	8,21	4,93	5,45	7,97	3,64	3,71
MnO	0,05	0,11	0,10	0,09	0,12	0,08	0,12	0,16	0,08	0,08
MgO	2,64	4,01	2,76	3,10	4,80	0,11	0,62	0,97	0,94	0,34
CaO	3,72	4,91	4,10	6,19	6,46	0,32	2,45	2,87	4,82	0,55
Na ₂ O	4,01	4,08	4,94	3,83	3,13	5,72	6,89	5,56	4,76	7,70
K ₂ O	2,90	2,72	3,35	3,29	3,07	5,30	3,66	3,34	3,43	5,21
P ₂ O ₅	0,12	0,42	0,28	0,43	0,75	0,04	0,14	0,35	0,18	0,07
п.п.п.	0,55	0,53	0,25	0,49	0,25	0,10	0,25	0,25	0,4	0,20
Сумма	99,15	100,38	99,65	99,73	99,67	100,41	100,26	100,39	99,55	100,28
Li	14,33	31,94	25,48	11,44	11,78	37,11	3,60	3,63		15,42
Cs	1,09	1,91	1,77	0,92	1,51	0,66	0,71	1,33	0,05	0,32
Rb	58,96	67,99	83,85	62,42	70,67	97,90	54,00	85,04	44,05	76,26
Ba	1075,65	1226,35	2329,16	2899,31	1687,88	114,92	1075,03	1404,38	5215,91	66,10
Sr	1335,61	1205,50	1207,31	2080,05	1396,23	30,03	218,01	356,50	2473,05	35,81
Cr	43,57	59,51	90,47	40,75	40,12	15,66	21,04	10,56	22,72	20,64
V	115,79	183,98	119,56	221,32	224,31	<0,19	6,66	0,41	0,00	0,19
Co	9,94	29,69	20,47	26,19	29,23	1,20	4,24	2,86	4,88	1,30
Ni	12,82	33,60	30,33	16,58	23,19	2,01	2,90	14,33	12,44	2,27
Ga	31,25	21,98	36,32	43,17	33,16	25,60	62,39	40,16	16,34	20,93
Cu	56,64	60,52	61,40	49,70	23,87	8,24	7,92	12,33		13,51
Zn	30,78	97,38	74,65	100,59	82,84	39,43	54,69	111,80		21,50
Pb	14,51	17,86	22,80	18,61	15,56	7,98	10,73	16,92		7,12
Be	4,80	4,79	4,63	3,73	3,15	2,82	2,89	4,52	1,00	1,63
W	0,78	1,34	1,68	0,53	1,14	0,47	0,63	2,21	0,13	0,34
Mo	3,41	6,02	7,26	4,37	3,79	<0,29	0,45	2,35	0,51	<0,29
Zr	60,29	105,60	159,04	156,71	93,09	142,55	283,32	225,54	71,56	176,88
Nb	17,63	31,69	29,73	22,47	27,19	15,84	14,05	42,56	9,62	16,28
Hf	1,20	2,15	3,68	2,55	2,55	2,84	5,76	6,09	1,89	3,51
Ta	1,27	2,15	2,17	1,20	1,60	0,95	1,55	2,93	0,30	1,03
Y	15,06	37,25	32,32	29,91	36,22	10,77	18,36	37,92	10,21	10,70
Sc	5,18	18,78	13,97	16,80	19,96	0,33	5,67	5,93	1,02	0,61
Th	6,98	11,00	14,11	6,83	14,77	2,41	10,37	10,95	1,84	2,89
U	1,42	3,82	4,82	2,74	5,58	0,50	1,09	3,00	0,60	0,65
La	31,57	48,82	48,68	58,34	58,01	28,96	32,25	60,47	31,18	19,66

Компонент	Когтахский комплекс, вторая фаза						Когтахский комплекс, третья фаза			
	1770	1768	1763	1715	1702	1752	1746	1747	4215	1752-1
	монцодиорит	кварцевый монцодиорит	монцонит	монцонит	сиенит	кварцевый сиенит				
Ce	82,53	132,26	128,08	153,07	132,11	49,57	62,93	108,09	60,66	43,65
Pr	7,82	14,75	14,01	16,99	15,00	5,32	5,51	11,54	7,56	3,99
Nd	27,54	54,63	51,61	63,64	55,42	16,12	19,71	37,81	27,52	12,52
Sm	4,31	9,59	8,58	10,34	9,52	2,40	3,65	7,67	4,29	1,99
Eu	2,15	2,33	2,20	4,03	2,80	0,19	1,77	3,11	1,06	0,18
Gd	4,13	8,62	8,01	9,39	8,39	1,83	3,35	7,21	3,16	1,56
Tb	0,49	1,12	1,03	1,09	1,01	0,29	0,54	1,15	0,39	0,26
Dy	2,43	5,77	5,25	4,97	4,51	1,50	3,26	6,97	1,99	1,39
Ho	0,47	1,14	1,01	0,96	0,87	0,30	0,71	1,47	0,33	0,28
Er	1,19	3,06	2,67	2,51	2,27	0,83	2,12	4,17	0,91	0,81
Tm	0,19	0,49	0,40	0,38	0,32	0,13	0,35	0,64	0,10	0,14
Yb	1,06	2,78	2,34	2,08	1,91	0,93	2,40	4,13	0,77	1,11
Lu	0,17	0,42	0,35	0,31	0,27	0,17	0,39	0,64	0,09	0,21

Компонент	Когтахский комплекс, третья фаза									
	1745	1784	1753	1748	1749	1725	1727	1726	1731	
	кварцевый сиенит		граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	меланогранит
SiO ₂	64,23	65,95	65,32	64,32	65,23	66,20	65,14	67,78	68,10	
TiO ₂	0,36	0,22	0,16	0,20	0,39	0,69	0,89	0,80	0,51	
Al ₂ O ₃	17,27	17,47	18,73	18,24	15,57	13,88	16,17	13,50	15,80	
Fe ₂ O ₃	4,26	1,82	2,90	3,76	5,18	4,55	5,62	5,58	3,34	
MnO	0,10	0,02	0,09	0,06	0,10	0,08	0,09	0,08	0,06	
MgO	0,40	0,17	0,22	0,20	0,09	1,57	2,69	1,36	1,73	
CaO	1,39	0,37	0,26	1,14	1,09	2,70	0,94	1,03	1,22	
Na ₂ O	6,92	1,77	6,81	6,62	7,91	4,84	3,74	4,76	2,70	
K ₂ O	5,01	11,39	5,47	4,60	4,41	4,13	4,33	4,06	4,84	
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,03	0,05	0,15	0,20	0,20	0,12	0,10	
п.п.п.	0,10	0,25	0,15	0,80	0,10	1,03	0,48	0,75	0,70	
Сумма	100,13	99,44	100,13	100,00	100,22	99,86	100,29	99,82	99,11	
Li	3,30	2,94	1,91	2,79	1,56	12,97	15,66	21,77	12,58	
Cs	0,64	1,75	0,93	0,94	0,21	3,71	1,67	2,75	2,86	
Rb	57,62	178,58	83,57	83,29	56,31	128,09	118,99	124,75	140,75	
Ba	428,47	2210,73	588,64	1092,81	847,58	568,79	587,06	502,55	508,99	
Sr	95,26	617,62	99,50	167,92	59,55	511,71	340,38	273,51	309,00	
Cr	20,61	15,23	21,30	38,11	25,33	43,55	28,89	29,57	21,47	
V	2,63	14,86	5,00	11,58	<0,19	59,92	59,75	59,54	36,23	
Co	3,03	2,82	1,22	3,48	2,85	12,54	9,82	9,94	7,57	

Компонент	Когтахский комплекс, третья фаза								
	1745	1784	1753	1748	1749	1725	1727	1726	1731
	кварцевый сиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	граносиенит	меланогранит
Ni	3,43	1,71	0,19	80,22	80,79	16,52	12,81	18,50	10,11
Ga	33,73	51,76	22,57	28,63	52,38	36,81	37,72	33,79	33,08
Cu	4,85	8,59	7,13	50,39	12,27	50,30	45,77	45,05	21,19
Zn	41,43	<1,27	37,84	57,36	59,55	29,04	18,52	35,73	13,21
Pb	11,27	11,42	16,29	28,32	4,92	14,17	12,39	11,49	13,63
Be	2,94	1,54	3,42	4,02	1,53	3,57	2,86	3,60	3,76
W	0,50	0,39	1,10	0,78	0,15	1,55	1,92	4,09	1,46
Mo	0,29	5,14	3,17	7,07	1,64	3,05	3,12	6,75	2,98
Zr	242,22	204,95	151,63	300,90	159,76	69,51	214,37	185,72	146,24
Nb	22,19	35,70	22,18	22,53	29,33	14,12	14,14	15,61	13,34
Hf	5,77	5,16	2,69	6,10	3,86	2,18	5,33	4,98	4,17
Ta	1,79	3,82	1,41	2,12	1,54	1,56	1,52	1,83	1,70
Y	27,83	9,99	16,02	21,30	16,80	12,79	12,23	11,76	16,18
Sc	3,22	2,21	0,93	2,57	1,29	10,05	9,73	10,22	6,33
Th	12,56	35,73	7,75	13,29	5,33	23,03	20,35	23,46	26,65
U	1,05	8,08	1,24	2,75	0,42	3,34	4,76	6,18	5,05
La	109,34	15,07	18,34	33,80	55,28	41,99	33,85	25,85	34,48
Ce	204,54	46,65	73,79	57,61	132,11	81,65	65,87	74,61	67,03
Pr	11,62	2,84	4,15	5,71	10,28	8,00	6,55	5,85	6,32
Nd	45,93	8,88	14,62	19,37	47,52	27,33	22,90	20,31	20,82
Sm	6,86	1,73	2,69	3,37	8,04	4,44	3,80	3,58	3,39
Eu	0,88	0,48	0,49	1,25	0,69	0,97	0,77	0,71	0,65
Gd	5,79	1,67	2,69	3,25	6,20	3,39	3,00	2,80	2,60
Tb	0,96	0,24	0,40	0,49	0,94	0,50	0,44	0,43	0,39
Dy	5,41	1,35	2,42	2,91	4,65	2,51	2,29	2,34	2,06
Ho	1,13	0,26	0,51	0,65	0,83	0,48	0,45	0,45	0,41
Er	3,24	0,75	1,51	1,98	2,06	1,32	1,24	1,30	1,13
Tm	0,50	0,12	0,26	0,33	0,30	0,19	0,19	0,20	0,17
Yb	3,23	0,86	1,86	2,47	2,06	1,23	1,24	1,33	1,18
Lu	0,49	0,12	0,31	0,42	0,36	0,19	0,19	0,20	0,18

Компонент	Мартайгинский комплекс										
	Восточно-Ортонский массив		Назасский массив					Аскизский массив			
	2096-1	2105	1003(7)	2093	2094-1	2102-1	2095	2016	1020	1021	2012
	кварцевый диорит	гранодиорит	габбродиорит	гранодиорит	гранодиорит	гранодиорит	тоналит	тоналит	плагиогранит	плагиогранит	плагиогранит
SiO ₂	61,95	67,42	51,55	63,31	67,80	67,85	64,04	67,99	70,86	69,11	70,28
TiO ₂	0,44	0,34	1,33	0,48	0,42	0,32	0,43	0,16	0,13	0,12	0,16
Al ₂ O ₃	18,15	14,81	17,23	17,31	14,25	15,26	16,28	15,69	15,10	15,84	16,64
Fe ₂ O ₃	5,78	3,87	11,30	4,80	4,88	3,84	5,00	2,11	1,89	1,89	1,90
MnO	0,13	0,11	0,18	0,09	0,11	0,11	0,12	0,06	0,06	0,06	0,07
MgO	3,68	1,44	2,64	2,94	2,62	1,33	4,12	2,35	1,72	2,35	1,60
CaO	3,62	2,53	8,70	4,17	2,42	2,46	3,01	1,80	1,16	0,54	1,29
Na ₂ O	4,42	5,12	2,55	4,18	3,84	5,07	4,53	5,56	4,51	4,62	4,71
K ₂ O	1,27	2,37	1,47	2,32	2,92	2,25	1,94	1,53	2,48	2,68	2,23
P ₂ O ₅	0,14	0,05	0,35	0,15	0,04	0,05	0,07	0,07	0,05	0,07	0,09
п.п.п.	0,20	0,94	2,31	0,17	0,60	0,71	0,43	0,02	0,52	0,96	0,51
Сумма	99,77	99,01	99,60	99,94	99,89	99,25	99,98	97,34	98,48	98,25	99,47
Cs	0,70	0,43	0,43	0,75	2,68	0,36	0,92	0,69	1,08	0,48	0,68
Rb	31,57	43,98	43,14	80,40	89,96	61,56	51,31	40,64	57,07	51,95	45,23
Ba	530,56	789,54	391,72	922,06	755,60	1024,23	657,52	676,34	964,65	836,14	958,39
Sr	1109,51	644,68	646,89	481,68	482,03	808,83	648,36	992,95	796,12	569,00	885,63
Cr	85,06	51,72	101,62	39,11	103,41	50,57	95,91	50,29	31,28	26,43	21,72
V	129,79	0,00	0,00	87,96	94,21	61,77	96,34	28,62	19,07	17,34	19,53
Co	19,36	9,00	27,56	13,82	15,04	9,62	15,41	4,48	2,80	2,23	2,82
Ni	30,65	15,84	39,39	16,77	26,42	15,80	32,05	8,86	5,25	4,19	5,94
Ga	20,77	18,25	19,06	18,42	17,63	21,59	18,24	19,55	17,91	17,28	17,40
Cu	30,77	0,00	0,00	13,09	390,74	18,29	24,34	11,60	10,33	10,66	9,53
Zn	86,13	0,00	0,00	62,35	63,33	72,48	68,96	53,16	41,06	36,31	40,43
Pb	6,39	0,00	0,00	8,17	11,78	8,90	7,31	9,74	11,39	77,91	9,92
Be	0,98	1,47	1,01	1,82	1,75	1,74	1,26	1,78	1,63	1,39	1,25
W	0,13	0,18	0,44	0,15	0,94	0,07	0,12	0,12	0,00	0,10	0,09
Mo	0,89	2,23	1,32	1,85	2,08	1,67	1,18	1,79	0,77	0,68	0,48
Zr	21,78	64,66	69,66	23,63	44,91	46,71	22,72	15,42	15,61	17,79	14,56
Nb	9,29	15,27	9,66	19,37	16,46	18,70	10,96	7,28	6,33	5,55	6,03
Hf	0,89	2,01	2,30	0,97	1,60	1,61	0,83	0,47	0,56	0,58	0,50
Ta	0,70	0,41	0,40	2,08	3,03	1,43	0,82	1,68	0,45	0,41	0,42
Y	9,48	10,02	15,32	17,37	15,01	14,24	9,66	7,62	4,43	4,54	5,43
Sc	12,57	3,68	21,41	9,91	11,52	5,63	11,07	2,51	2,20	1,55	1,49
Th	1,98	3,29	1,83	5,32	9,83	7,45	2,68	1,90	4,64	2,60	2,02
U	0,81	0,93	0,71	1,04	2,90	1,25	1,15	0,38	0,58	0,70	0,60
La	22,62	25,25	14,66	27,94	25,14	47,18	22,15	17,86	39,98	27,63	13,91

Компонент	Мартайгинский комплекс										
	Восточно-Ортонский массив		Назасский массив					Аскизский массив			
	2096-1	2105	1003(7)	2093	2094-1	2102-1	2095	2016	1020	1021	2012
	кварцевый диорит	гранодиорит	габбродиорит	гранодиорит	гранодиорит	гранодиорит	тоналит	тоналит	плаггиогранит	плаггиогранит	плаггиогранит
Ce	42,57	43,22	30,83	58,93	51,39	84,36	43,16	35,16	66,07	50,39	27,24
Pr	5,06	4,80	3,62	6,55	5,82	8,32	4,95	4,32	5,99	5,45	3,15
Nd	19,56	17,67	16,31	26,14	22,30	29,85	18,72	16,40	19,22	18,34	12,07
Sm	3,39	2,98	3,49	4,86	4,06	4,73	3,26	2,77	2,15	2,37	2,21
Eu	1,32	0,73	1,01	1,11	0,90	1,18	0,96	0,72	0,32	0,36	0,43
Gd	3,30	2,49	3,43	4,93	4,02	4,45	3,21	2,44	1,71	1,87	1,95
Tb	0,45	0,33	0,48	0,74	0,61	0,63	0,45	0,34	0,23	0,26	0,27
Dy	2,13	1,82	2,88	3,76	3,10	2,96	2,14	1,55	0,85	1,02	1,18
Ho	0,39	0,32	0,54	0,75	0,61	0,57	0,40	0,29	0,16	0,18	0,21
Er	1,05	0,96	1,58	2,03	1,73	1,55	1,08	0,77	0,44	0,46	0,53
Tm	0,14	0,11	0,19	0,29	0,25	0,22	0,15	0,11	0,07	0,06	0,07
Yb	0,96	0,93	1,43	1,92	1,79	1,55	1,02	0,72	0,49	0,43	0,47
Lu	0,15	0,12	0,19	0,29	0,28	0,24	0,15	0,11	0,08	0,06	0,07

Компонент	Тигертышский комплекс, первая фаза									Тигертышский комплекс, вторая фаза	
	2	5	4436	4438	4447	2064	4437	4440	4443	1137	1138
	кварцевый сиенит	кварцевый сиенит	гранодиорит	гранит	гранит	умереннощелочной гранит				умереннощелочной лейкогранит	
SiO ₂	63,14	61,41	65,80	72,98	72,93	70,76	68,60	71,09	69,36	75,06	76,17
TiO ₂	0,60	0,79	0,47	0,20	0,30	0,17	0,40	0,26	0,31	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	17,26	16,51	16,10	14,43	13,73	15,54	16,17	14,58	15,33	13,33	11,55
Fe ₂ O ₃	3,69	5,11	3,71	2,69	2,80	2,03	2,42	2,43	2,57	1,44	1,39
MnO	0,08	0,12	0,07	0,06	0,07	0,08	0,05	0,05	0,05	0,02	0,02
MgO	0,51	0,77	1,68	0,24	0,83	0,76	0,73	0,70	0,79	0,59	0,39
CaO	3,15	3,91	4,08	1,65	1,78	1,35	2,31	1,75	2,92	0,66	0,64
Na ₂ O	7,42	6,10	4,39	3,85	3,08	5,55	4,59	4,56	5,09	5,10	4,27
K ₂ O	3,38	4,14	3,15	4,07	4,05	3,35	4,19	4,19	3,29	3,21	4,82
P ₂ O ₅	0,22	0,40	0,15	0,02	0,09	0,06	0,13	0,07	0,09	0,03	0,02
п.п.п.	0,24	0,42	0,38	0,13	0,33	0,17	0,24	0,30	0,18	0,56	0,12
Сумма	99,70	99,68	99,98	100,31	99,98	99,82	99,83	99,98	99,98	100,12	99,49
Cs	0,16	0,50	0,70	1,19	4,56	0,75	0,73	1,18	1,37	0,39	0,56
Rb	93,58	106,94	76,23	128,16	123,66	84,80	91,40	113,94	83,13	89,23	117,92
Ba	1110,23	825,94	945,35	671,24	617,12	784,76	698,69	1219,28	893,74	834,35	978,46
Sr	978,90	651,52	962,60	342,87	203,10	744,64	575,10	551,72	781,34	291,61	138,18
Cr	38,27	45,23	37,17	58,91	43,23	39,45	33,45	42,12	30,08	53,75	44,57
V	0,00	0,00	53,92	12,68	15,92	29,67	20,39	15,76	24,73	0,00	5,87
Co	3,94	6,33	7,71	3,23	3,34	4,58	3,03	2,71	3,71	1,74	1,21

Компонент	Тигертышский комплекс, первая фаза									Тигертышский комплекс, вторая фаза	
	2	5	4436	4438	4447	2064	4437	4440	4443	1137	1138
	кварцевый сиенит	кварцевый сиенит	гранодиорит	гранит	гранит	умереннощелочной гранит				умереннощелочной лейкогранит	
Ni	7,01	15,12	30,29	72,83	5,02	7,62	5,45	7,42	8,38	6,60	5,10
Ga	22,11	19,80	21,69	19,46	14,75	20,94	20,07	19,26	21,19	15,97	18,25
Cu			10,09	15,21	9,94	106,71	10,72	12,56	9,41		9,84
Zn			73,90	43,61	32,91	65,63	46,23	48,68	50,40		13,55
Pb			10,56	19,86	14,14	13,84	12,76	15,62	13,91		7,99
Be	2,05	2,23	2,11	2,30	2,22	2,31	2,04	2,55	2,19	2,28	1,78
W	0,41	0,61	0,11	0,33	4,20	0,10	0,07	0,11	0,21	0,21	0,49
Mo	1,32	2,75	2,55	3,69	2,61	3,85	1,63	2,05	2,39	2,33	1,54
Zr	76,13	76,21	23,58	68,63	59,36	41,68	59,08	34,08	37,96	123,84	165,58
Nb	16,03	22,30	15,77	13,06	17,35	22,20	12,50	12,94	16,33	14,60	13,53
Hf	2,24	1,85	0,90	2,38	1,96	1,37	1,74	1,25	1,30	4,26	4,17
Ta	0,97	0,98	1,09	2,32	1,64	1,69	0,82	1,15	1,29	0,47	0,93
Y	10,50	11,57	8,54	4,41	15,87	10,97	5,16	4,74	6,02	2,58	2,70
Sc	1,62	2,76	3,56	1,24	2,46	2,38	1,55	1,56	2,07	0,47	0,26
Th	4,24	6,54	4,71	8,78	14,02	5,01	3,39	6,30	6,92	2,86	9,39
U	0,80	1,17	1,18	1,53	4,31	1,81	0,98	1,78	1,40	1,37	2,07
La	31,31	29,05	32,04	16,23	53,90	34,69	20,76	21,86	24,41	7,49	19,84
Ce	59,96	52,48	59,52	29,46	62,56	63,42	35,85	36,82	45,29	11,60	45,06
Pr	5,93	5,82	6,46	2,98	8,69	6,43	3,64	3,71	4,71	1,19	1,90
Nd	19,73	19,98	23,96	10,06	28,49	23,46	12,46	12,61	17,16	4,19	4,79
Sm	3,07	3,33	3,83	1,55	4,21	3,67	1,88	1,88	2,61	0,65	0,48
Eu	0,75	0,83	0,89	0,31	0,57	0,87	0,43	0,34	0,58	0,06	0,08
Gd	2,44	2,76	3,31	1,34	3,89	3,42	1,64	1,61	2,25	0,51	0,44
Tb	0,37	0,42	0,44	0,21	0,58	0,49	0,22	0,22	0,31	0,05	0,07
Dy	1,74	2,03	1,85	0,84	2,81	2,26	0,98	0,94	1,26	0,40	0,35
Ho	0,35	0,40	0,31	0,17	0,57	0,43	0,17	0,16	0,22	0,06	0,07
Er	0,98	1,10	0,73	0,40	1,64	1,17	0,44	0,43	0,55	0,25	0,28
Tm	0,15	0,16	0,10	0,07	0,24	0,17	0,06	0,06	0,07	0,02	0,05
Yb	1,00	1,11	0,62	0,40	1,67	1,14	0,43	0,41	0,50	0,33	0,44
Lu	0,16	0,17	0,09	0,07	0,26	0,17	0,06	0,06	0,07	0,03	0,07

Компонент	Тигертышский комплекс, вторая фаза					Раннесилурийские образования			
	4448	1088	1091	1093	1136	1140	1157-3	1095	4458
	умереннощелочной лейкогранит		лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	умереннощелочной гранит-порфир			
SiO ₂	75,74	75,70	74,42	73,10	75,16	70,85	72,33	74,22	72,79
TiO ₂	0,15	0,16	0,20	0,16	0,11	0,21	0,11	0,16	0,22
Al ₂ O ₃	11,66	11,80	12,43	14,06	14,01	14,18	14,05	12,62	13,87
Fe ₂ O ₃	2,95	1,79	2,20	1,86	1,27	2,02	2,78	1,41	2,34
MnO	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02	0,06	0,31	0,05	0,03
MgO	0,13	1,21	1,04	1,50	0,55	1,16	0,54	0,78	0,23
CaO	0,74	0,41	0,21	0,61	0,37	0,84	0,53	0,30	0,55
Na ₂ O	4,14	3,27	3,39	3,35	3,36	5,03	7,54	4,08	5,14
K ₂ O	4,29	4,40	4,19	4,26	4,34	3,87	0,85	4,66	4,69
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,04	0,07	0,06	0,07	0,06	0,05	0,03
п.п.п.	0,08	0,36	0,84	0,48	0,64	0,84	0,23	0,48	0,20
Сумма	99,91	99,16	98,97	99,50	99,88	99,14	99,34	98,82	100,09
Cs	1,10	2,36	1,87	2,30	1,22	2,64	0,49	1,30	0,42
Rb	137,20	143,57	136,88	141,27	112,93	133,81	56,60	137,36	74,88
Ba	841,93	668,35	510,91	672,43	909,52	518,25	61,15	649,75	1058,08
Sr	156,30	131,82	122,20	197,01	168,91	237,80	40,87	83,98	255,79
Cr	81,74	42,52	53,82	39,80	15,04	41,09	51,29	19,08	115,63
V	5,51	12,45	21,90	18,60	10,48	0,00	2,30	9,56	16,29
Co	2,02	2,24	2,97	2,98	1,98	3,62	0,99	1,56	2,40
Ni	8,59	6,66	10,08	6,16	4,09	16,01	6,52	4,11	11,24
Ga	12,30	14,22	15,20	15,41	17,96	14,19	19,21	13,54	32,76
Cu	21,16	18,24	30,26	9,71	7,32		11,67	6,50	18,70
Zn	14,53	25,87	30,07	27,27	10,45		27,22	41,78	21,73
Pb	20,68	16,90	9,47	15,20	5,92		17,25	8,52	14,20
Be	3,21	2,34	1,93	2,84	1,81	2,83	2,30	2,03	2,96
W	1,59	1,03	3,58	0,73	0,17	0,67	0,00	1,10	0,81
Mo	2,06	1,67	10,03	1,61	1,27	1,52	2,19	1,30	5,29
Zr	119,63	80,20	118,75	99,72	135,90	150,98	79,09	60,25	244,48
Nb	28,55	16,78	19,75	22,45	11,86	13,76	9,90	18,14	25,72
Hf	5,83	2,86	3,68	3,47	4,13	4,40	3,11	2,35	6,05
Ta	4,02	1,63	1,65	2,33	0,84	0,80	0,47	1,67	2,02
Y	14,56	9,96	10,74	15,10	4,59	12,61	5,67	10,87	0,97
Sc	0,50	2,03	3,27	2,63	0,55	2,14	0,70	1,85	15,90
Th	40,55	14,99	15,30	18,49	8,83	8,56	11,19	15,07	2,18
U	8,25	3,44	3,13	4,51	2,13	2,47	2,66	4,47	15,56
La	16,06	21,03	30,37	25,56	26,89	22,19	9,81	13,61	51,64
Ce	37,22	47,04	55,96	46,68	39,84	42,17	18,72	37,29	115,94

Компонент	Тигертышский комплекс, вторая фаза					Раннесилурийские образования			
	4448	1088	1091	1093	1136	1140	1157-3	1095	4458
	умереннощелочной лейкогранит		лейкогранит	лейкогранит	лейкогранит	умереннощелочной гранит-порфир			
Pr	3,21	4,13	5,69	4,82	3,46	4,30	1,93	2,98	10,63
Nd	10,59	13,68	19,86	16,33	9,54	15,19	6,24	10,40	31,87
Sm	1,80	2,28	3,14	2,94	1,12	2,57	1,10	2,04	4,25
Eu	0,17	0,34	0,52	0,44	0,12	0,47	0,11	0,28	0,79
Gd	1,84	2,19	2,76	3,02	1,04	2,26	1,02	2,06	4,28
Tb	0,31	0,35	0,40	0,47	0,16	0,33	0,15	0,34	0,45
Dy	1,96	1,84	2,00	2,67	0,72	2,04	0,82	2,00	2,19
Ho	0,44	0,38	0,41	0,55	0,14	0,40	0,19	0,41	0,44
Er	1,58	1,14	1,23	1,64	0,45	1,31	0,66	1,25	1,24
Tm	0,27	0,18	0,19	0,26	0,07	0,18	0,11	0,20	0,20
Yb	2,30	1,31	1,38	1,92	0,58	1,50	0,95	1,44	1,32
Lu	0,36	0,21	0,23	0,30	0,09	0,22	0,17	0,22	0,20

Компонент	Раннесилурийские образования							
	1400	1400-1	1274	1272	1096	1271	3051-1	4463
	кварцевые монцодиориты		сиенит-порфир	граносиенит-порфиры				
SiO ₂	58,75	57,92	61,83	64,99	66,56	64,62	66,75	64,51
TiO ₂	0,90	1,08	0,54	0,48	0,48	0,46	0,31	0,52
Al ₂ O ₃	16,55	16,97	15,75	15,62	15,46	15,22	17,16	15,38
Fe ₂ O ₃	5,73	6,33	6,14	4,77	3,35	5,09	3,61	3,95
MnO	0,08	0,08	0,08	0,12	0,10	0,12	0,10	0,05
MgO	2,28	1,82	2,70	1,94	0,07	2,21	1,17	0,45
CaO	4,63	5,45	2,42	2,48	1,39	1,70	2,34	1,28
Na ₂ O	3,36	3,78	5,51	4,43	4,33	5,74	2,84	7,80
K ₂ O	2,67	3,13	3,01	3,16	7,49	2,94	4,23	6,03
P ₂ O ₅	0,42	0,46	0,37	0,25	0,13	0,28	0,22	0,17
п.п.п.	4,58	2,78	1,43	1,30	0,15	1,38	1,48	0,4
Сумма	99,95	99,79	99,79	99,54	99,51	99,77	100,20	100,54
Li								4,00
Cs	1,64	1,46	0,44	0,53	1,17	0,23	4,42	0,26
Rb	69,27	85,26	69,46	87,23	179,25	72,78	183,49	72,23
Ba	468,11	566,42	594,78	930,72	600,92	545,58	661,73	1898,77
Sr	415,52	477,95	624,78	544,06	104,62	419,76	340,80	783,53
Cr	39,72	43,27	13,20	25,31	52,31	19,07	59,30	79,16
V	0,00	0,00	72,58	51,37	0,00	49,14	0,00	45,50
Co	11,82	12,93	8,60	6,86	2,20	7,40	4,90	4,57
Ni	15,89	16,90	6,42	6,17	7,49	5,74	14,78	9,24

Компонент	Раннесилурийские образования							
	1400	1400-1	1274	1272	1096	1271	3051-1	4463
	кварцевые монцодиориты		сиенит-порфир	граносиенит-порфиры				
Ga	16,73	18,59	18,04	17,07	13,26	17,17	13,07	29,27
Cu			12,78	12,91		17,96		24,78
Zn			68,42	56,85		55,79		27,72
Pb			4,99	15,51		22,32		11,72
Be	1,88	1,89	1,81	2,14	2,81	1,87	2,12	3,81
W	1,17	1,17	0,62	0,39	1,11	0,74	1,56	0,25
Mo	1,45	1,49	0,62	1,63	2,18	0,94	4,37	2,91
Zr	228,60	204,85	284,93	95,56	137,01	97,02	141,97	157,02
Nb	16,59	16,43	18,50	14,81	17,76	15,28	11,65	33,26
Hf	5,75	5,28	6,61	2,93	4,38	2,96	3,99	4,17
Ta	0,54	0,59	1,60	1,21	0,66	1,38	0,41	2,44
Sc	10,00	11,27	5,66	4,39	1,63	5,22	2,95	2,23
Th	6,65	7,72	13,76	11,20	9,83	11,80	12,66	19,13
U	2,26	2,16	4,32	3,40	2,43	3,41	5,94	1,67
Y	19,11	21,11	17,48	13,98	9,25	14,50	10,77	23,99
La	28,25	31,03	47,35	37,97	18,52	39,24	27,22	75,08
Ce	51,11	58,99	92,46	71,27	41,32	72,02	48,86	184,20
Pr	6,54	7,22	9,87	7,12	3,45	7,37	4,96	17,03
Nd	24,28	26,71	36,52	25,89	11,77	26,99	16,03	53,33
Sm	4,50	4,94	5,86	4,10	1,90	4,30	2,52	7,57
Eu	1,05	1,03	1,34	0,89	0,23	1,03	0,42	1,70
Gd	4,16	4,54	5,44	3,89	1,58	4,00	2,12	7,20
Tb	0,58	0,65	0,78	0,57	0,24	0,59	0,29	0,78
Dy	3,39	3,79	3,60	2,76	1,48	2,87	1,71	3,70
Ho	0,66	0,74	0,70	0,55	0,29	0,58	0,33	0,71
Er	1,98	2,25	1,96	1,59	0,97	1,67	1,06	1,89
Tm	0,26	0,29	0,29	0,24	0,14	0,25	0,14	0,29
Yb	1,99	2,19	2,03	1,68	1,22	1,75	1,22	1,87
Lu	0,28	0,32	0,32	0,27	0,18	0,28	0,17	0,26

Компонент	Карлыгановский комплекс					Патынский комплекс				
	3270	3271	4387	4384	4386	3272	1795	1793	1794	0800
	гранит-порфиры					кварцевый сиенит-порфир	граносиенит	умереннощелочные граниты		кварцевый сиенит
SiO ₂	72,27	71,20	68,74	71,05	70,74	63,60	65,31	73,21	70,01	62,89
TiO ₂	0,40	0,46	0,42	0,29	0,31	0,65	0,39	0,17	0,35	1,24
Al ₂ O ₃	14,83	14,70	15,31	15,98	14,76	17,09	14,23	12,94	13,33	16,46
Fe ₂ O ₃	2,52	3,66	3,14	2,79	2,41	4,51	3,53	2,87	3,61	3,54
MnO	0,06	0,11	0,10	0,06	0,07	0,12	0,05	0,04	0,06	0,05
MgO	0,42	0,45	1,21	0,36	0,89	0,36	0,14	0,00	0,13	0,97
CaO	1,11	2,08	2,37	2,14	2,02	2,54	1,05	0,59	0,90	4,36
Na ₂ O	3,59	2,52	4,20	3,27	3,85	5,45	4,95	3,70	3,75	7,34
K ₂ O	3,78	4,10	3,89	4,05	4,39	5,41	9,63	6,11	7,21	2,03
P ₂ O ₅	0,03	0,16	0,14	0,03	0,09	0,27	0,20	0,10	0,22	0,34
п.п.п.	0,75	0,37	0,48	0,50	0,45	0,1	0,5	0,22	0,4	0,69
Сумма	99,76	99,81	99,98	100,51	99,98	100,09	99,97	99,95	99,98	99,92
Cs	4,70	0,02	2,59	2,43	5,71	0,02	0,07	0,03	0,11	0,03
Rb	114,66	89,92	113,04	121,00	136,15	96,56	123,08	136,50	130,62	7,33
Ba	1295,00	567,34	678,96	741,30	681,66	726,38	421,26	370,89	360,86	74,51
Sr	382,44	268,16	355,81	209,50	243,47	309,99	189,51	162,81	131,45	372,70
Cr	78,73	162,60	41,00	52,81	33,88	63,95	62,33	119,14	67,45	66,98
V	50,13	29,97	36,41	16,89	22,08	25,02	2,59	2,06	2,90	23,95
Co	4,31	4,08	3,91	2,78	2,74	3,76	2,16	2,32	2,24	1,25
Ni	7,54	7,52	5,67	6,61	5,94	7,66	5,70	12,05	7,56	5,86
Ga	36,32	0,00	16,25	14,39	15,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	14,22	8,45	13,61	13,24	10,15	7,70	7,15	13,01	9,41	8,01
Zn	37,01	43,28	80,38	38,61	59,33	36,84	25,60	22,87	24,14	24,85
Pb	27,31	19,07	14,56	21,14	22,05	15,84	8,88	9,72	9,72	2,63
Be	4,05	2,77	2,17	2,38	2,27	2,56	5,93	6,51	8,29	5,70
W	1,11	1,05	0,95	0,98	0,97	1,66	0,44	0,89	0,50	0,77
Mo	6,50	3,26	3,76	3,90	2,90	2,29	1,65	2,35	1,22	0,92
Zr	139,09	74,28	76,29	57,33	101,87	82,58	436,25	172,18	641,83	222,29
Nb	20,79	14,75	14,46	15,37	14,62	12,32	55,36	39,34	70,32	47,03
Hf	2,88	2,27	2,20	2,19	3,21	2,49	10,77	7,87	15,94	6,50
Ta	1,73	1,29	1,04	1,53	1,46	0,97	3,51	3,14	4,43	2,64
Y	20,85	17,32	16,67	10,57	11,77	14,40	57,50	33,96	76,93	69,09
Sc	3,71	3,03	3,48	2,22	2,37	2,97	3,22	1,08	3,41	7,11
Th	21,69	9,55	10,38	14,43	16,84	11,29	26,82	25,82	33,15	14,54
U	3,37	5,07	2,29	3,78	8,09	3,10	8,29	8,59	10,67	5,61
La	44,77	28,78	32,48	35,21	28,96	26,24	64,86	25,71	50,49	100,62
Ce	110,95	58,12	67,10	64,68	55,68	53,80	144,31	52,66	123,34	199,74

Компонент	Карлыгановский комплекс					Патынский комплекс				
	3270	3271	4387	4384	4386	3272	1795	1793	1794	0800
	гранит-порфиры					кварцевый сиенит-порфир	граносиенит	умереннощелочные граниты		кварцевый сиенит
Pr	10,86	7,69	6,81	6,43	5,63	6,34	14,19	7,06	12,93	21,01
Nd	35,13	23,78	24,07	21,80	19,30	19,27	42,26	21,32	40,34	63,11
Sm	5,03	4,23	4,17	3,21	2,98	3,41	9,53	4,40	10,26	12,96
Eu	0,98	0,89	0,92	0,47	0,59	0,81	0,65	0,33	0,65	2,71
Gd	4,82	3,54	3,91	2,89	2,79	2,84	8,96	4,23	10,43	12,20
Tb	0,57	0,54	0,58	0,43	0,42	0,44	1,56	0,77	1,89	2,01
Dy	3,00	3,24	3,07	2,04	2,16	2,51	10,35	5,52	13,23	12,80
Ho	0,62	0,68	0,61	0,40	0,44	0,52	2,23	1,26	2,91	2,72
Er	1,77	1,94	1,75	1,17	1,33	1,55	6,89	4,07	9,00	8,06
Tm	0,29	0,31	0,26	0,18	0,21	0,25	1,09	0,70	1,47	1,26
Yb	2,01	1,99	1,85	1,31	1,52	1,65	7,40	4,83	9,72	8,24
Lu	0,30	0,29	0,28	0,21	0,24	0,24	1,11	0,73	1,46	1,25

Компонент	Нижнематаракская свита в Уленьской мульде								
	4401	1210	1208	1179	1182-zh	1182-1	1182-1a	1211	1207
	базальт оливиновый	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт	плаггиобазальт
SiO ₂	44,09	47,78	48,23	49,64	49,94	50,21	50,47	50,54	50,93
TiO ₂	1,52	1,38	1,36	0,74	0,69	0,68	0,56	1,30	1,22
Al ₂ O ₃	12,43	15,15	15,86	18,26	16,59	18,24	19,73	15,68	15,69
Fe ₂ O ₃	10,12	11,86	10,23	7,33	8,73	6,89	9,08	11,91	10,15
MnO	0,22	0,22	0,18	0,14	0,18	0,18	0,11	0,16	0,19
MgO	6,73	5,92	5,24	4,63	1,80	1,23	4,58	3,63	5,48
CaO	13,01	9,81	11,70	9,90	10,89	11,16	5,10	9,66	9,91
Na ₂ O	2,68	2,15	1,82	3,76	3,65	4,67	3,94	2,59	2,42
K ₂ O	0,90	0,42	0,41	0,77	1,32	1,02	0,85	0,90	0,73
P ₂ O ₅	0,12	0,16	0,26	<0,01	0,12	0,02	0,13	0,12	0,02
п.п.п.	4,68	3,46	5,28	5,74	3,11	2,94	6,00	6,00	4,31
Сумма	99,97	99,98	99,97	99,96	99,96	99,99	99,97	99,90	99,96
Cs	0,74	0,60	0,15	1,90	1,52	1,62	1,90	0,48	0,42
Rb	13,39	2,84	4,78	17,67	26,15	19,00	27,46	19,02	16,18
Ba	288,05	163,15	273,40	211,27	782,37	485,49	276,96	512,03	344,91
Sr	510,57	637,45	740,21	639,23	685,45	746,60	827,53	643,06	624,59
Cr	330,71	76,15	89,58	124,43	23,40	51,09	9,86	53,75	164,16
V	159,68	255,75	212,54	232,68	190,41	151,52	162,79	289,31	212,29
Co	34,09	37,13	30,50	30,23	24,30	16,61	38,96	39,41	35,39
Ni	80,05	53,87	50,86	66,60	28,18	20,51	44,92	57,67	55,48
Ga	11,69	10,78	13,32	11,31	21,04	13,30	15,29	17,11	13,29

Компонент	Нижнематаракская свита в Уленьской мульде								
	4401	1210	1208	1179	1182-zh	1182-1	1182-1a	1211	1207
	базальт оливиновый	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт	плагиобазальт
Cu	42,39	23,38	32,49	11,32	55,79	77,90	19,30	89,18	19,03
Zn	76,80	89,19	81,18	71,44	72,84	40,69	125,32	90,81	84,63
Pb	6,62	8,13	12,49	11,88	12,03	8,82	11,38	11,30	11,29
Be	1,16	1,18	1,36	1,43	1,37	1,42	2,26	1,43	1,22
W	0,18	0,23	0,37	0,32	0,38	0,43	0,28	0,37	0,26
Mo									
Zr	121,60	120,37	137,95	134,18	120,25	143,55	148,50	166,61	134,47
Nb	9,46	8,06	10,31	8,52	8,24	11,26	11,38	10,75	9,08
Hf	2,71	2,96	3,33	3,22	2,92	3,22	3,51	3,82	3,18
Ta	0,53	0,50	0,70	0,54	0,54	0,77	0,79	0,67	0,58
Y	22,68	22,41	21,12	17,54	17,45	17,97	20,53	27,50	20,32
Sc	28,82	27,68	22,02	19,22	23,09	13,93	16,51	27,68	26,99
Th	2,70	2,52	3,41	2,85	3,36	3,22	3,85	4,17	3,42
U	0,60	0,90	1,23	1,41	1,05	1,47	1,46	1,60	1,39
La	24,08	18,21	20,33	21,66	27,94	21,09	16,99	28,78	20,60
Ce	51,25	42,08	44,98	51,82	54,95	49,76	41,24	62,52	43,77
Pr	6,15	5,22	5,31	5,51	5,80	5,16	5,08	7,72	5,12
Nd	24,48	21,12	21,22	21,79	21,48	19,64	20,50	29,93	20,14
Sm	4,89	4,59	4,44	4,29	3,97	3,84	4,27	6,13	4,19
Eu	1,39	1,36	1,30	1,20	1,14	1,10	1,28	1,59	1,14
Gd	4,51	4,28	6,23	3,89	3,72	3,64	4,15	5,70	4,00
Tb	0,70	0,67	0,66	0,58	0,58	0,54	0,64	0,85	0,63
Dy	4,14	4,10	3,88	3,32	3,38	3,15	3,78	5,13	3,76
Ho	0,86	0,88	0,82	0,69	0,73	0,68	0,79	1,07	0,77
Er	2,34	2,47	2,28	1,89	2,09	1,93	2,13	3,00	2,26
Tm	0,35	0,36	0,34	0,28	0,33	0,30	0,31	0,45	0,34
Yb	2,16	2,25	2,16	1,73	2,01	1,94	1,92	2,77	2,11
Lu	0,33	0,35	0,33	0,26	0,32	0,31	0,29	0,43	0,33

Компонент	Кошкулакская свита (лог Сохочул)						Тастрезенская свита						
	B03	B11	B08	B12	B05b	B10	1184	1187	2024	5036-2	1038	1186	5040
	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	лейкобазальт	трахибазальт	трахибазальт	трахибазальт	трахиандези-базальт	трахиандези-базальт	трахиандези-базальт
SiO ₂	41,07	41,60	41,97	42,08	42,34	48,42	50,24	49,12	48,75	48,88	52,21	51,83	50,27
TiO ₂	2,19	1,64	1,78	1,76	2,08	1,44	0,80	0,83	0,77	0,99	1,01	0,72	1,03
Al ₂ O ₃	13,94	12,65	13,75	10,63	12,82	11,67	16,15	15,31	18,60	18,02	17,16	20,08	16,52
Fe ₂ O ₃	20,85	13,26	18,47	12,56	13,53	8,97	9,84	8,82	7,84	10,87	7,45	7,98	8,30
MnO	0,20	0,15	0,13	0,14	0,18	0,11	0,15	0,15	0,13	0,19	0,13	0,13	0,15
MgO	4,87	5,29	5,04	3,35	4,90	4,24	7,08	8,62	4,08	4,60	3,19	3,87	4,48
CaO	9,55	13,06	11,50	18,99	12,93	13,40	9,88	7,42	8,61	7,50	7,59	6,85	8,98
Na ₂ O	3,44	3,45	2,49	4,09	3,33	2,88	4,00	4,47	3,91	2,88	5,70	5,01	4,83
K ₂ O	0,39	0,88	0,33	0,22	0,71	0,56	0,51	1,47	1,67	2,66	1,71	1,25	2,15
P ₂ O ₅	0,78	0,17	0,38	0,69	0,15	0,18	0,28	0,24	0,18	0,40	<0,01	0,22	0,13
п.п.п.	2,68	4,70	2,78	6,45	1,23	0,45	1,06	3,51	5,45	2,80	3,84	2,06	3,06
Сумма	99,96	99,606	99,969	99,964	99,921	99,97	99,99	99,96	100,00	99,78	99,98	99,99	99,90
Li							35,72	15,10	28,92	24,72	20,52	17,31	22,58
Cs	0,07	0,06	0,07	0,04	0,15	0,30	0,93	0,87	0,75	1,68	0,99	0,85	1,08
Rb	7,44	14,31	3,72	2,14	9,95	11,33	46,45	26,17	69,30	150,25	62,72	49,99	111,77
Ba	274,03	633,13	55,09	195,72	962,88	176,27	225,80	482,84	694,70	644,39	961,88	520,59	686,42
Sr	1574,14	809,89	1325,17	559,76	807,66	660,37	786,09	769,44	821,35	293,65	1388,30	874,20	1062,51
Cr	31,85	51,89	32,22	41,07	17,59	47,92	113,72	56,30	20,12	51,99	23,62	28,48	23,82
V	440,35	369,27	413,29	357,00	270,21	301,33	246,07	214,01	208,14	32,75	265,59	262,51	196,39
Co	64,85	33,17	37,20	25,84	26,45	36,55	34,72	26,46	28,70	5,30	30,84	26,54	20,58
Ni	63,52	47,30	33,01	30,33	18,65	36,42	59,96	39,45	28,66	10,60	30,53	26,23	25,42
Ga	16,61	18,67	9,07	8,48	25,39	8,39	13,08	17,60	21,35	14,49	19,81	19,05	19,72
Cu	100,09	73,47	63,82	101,65	53,85	125,65	62,46	51,25	58,72	10,33	22,09	76,03	8,73
Zn	105,86	95,11	114,19	51,62	129,78	58,46	95,68	79,51	86,77	22,31	81,99	89,29	68,69
Pb	13,23	5,19	8,29	3,64	6,10	3,55	7,90	7,80	11,35	10,18	6,49	7,90	7,07
Be	1,16	0,82	1,06	0,93	1,16	0,68	1,37	1,21	1,47	2,75	1,70	1,56	1,54
W	0,38	0,16	0,38	0,14	0,24	0,11	0,19	0,21	0,32	0,75	0,26	0,35	0,41
Mo							0,03	0,21	0,76	2,06	1,48	0,56	0,61
Zr	106,17	54,24	99,03	57,20	82,36	51,63	64,36	81,57	147,44	103,83	130,04	97,64	115,37
Nb	7,27	3,27	6,35	3,33	6,92	3,29	7,44	5,22	8,56	13,44	9,31	5,48	12,12
Hf	3,00	1,41	2,74	1,37	2,24	1,38	1,83	1,91	3,41	2,97	3,06	2,40	2,26
Ta	0,43	0,17	0,36	0,15	0,42	0,17	0,47	0,29	0,51	1,52	0,57	0,30	1,91
Y	22,60	16,47	26,65	15,98	20,53	15,13	15,15	13,83	16,22	10,59	22,04	16,35	25,41
Sc	34,74	25,01	35,42	24,32	19,24	23,10	23,02	18,06	14,46	3,36	23,25	21,45	11,92
Th	2,43	1,00	2,33	0,97	2,13	1,02	2,28	3,19	3,75	17,23	2,64	2,97	5,38
U	0,47	1,18	0,60	0,34	0,85	0,64	1,04	0,99	1,40	6,17	1,08	1,02	1,52
La	21,13	14,17	23,95	13,45	24,81	12,53	21,21	20,40	26,31	28,66	21,53	20,13	31,22

Компонент	Кошкулукская свита (лог Сохочул)						Гастрезенская свита						
	B03	B11	B08	B12	B05b	B10	1184	1187	2024	5036-2	1038	1186	5040
	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	лейкобазальт	трахибазальт	трахибазальт	трахибазальт	трахиандези-базальт	трахиандези-базальт	трахиандези-базальт
Ce	51,52	32,50	55,81	32,26	54,02	31,02	47,43	44,31	59,71	57,82	48,13	45,15	68,19
Pr	6,65	4,45	7,49	4,38	6,93	4,24	6,03	5,38	6,90	5,20	6,25	5,96	8,57
Nd	30,13	19,67	34,02	19,99	30,70	19,22	25,02	22,30	27,43	17,01	25,84	25,27	34,00
Sm	7,06	4,56	7,81	4,61	6,44	4,49	4,83	4,41	5,08	2,69	5,24	4,98	6,35
Eu	2,66	1,45	2,37	1,62	2,03	1,52	1,50	1,48	1,57	0,65	1,68	1,66	1,88
Gd	6,53	4,23	7,14	4,18	5,87	4,19	4,11	3,74	4,32	2,22	4,92	4,31	5,89
Tb	0,93	0,60	1,02	0,60	0,83	0,59	0,63	0,54	0,63	0,35	0,77	0,62	0,89
Dy	5,35	3,41	5,72	3,38	4,52	3,26	3,53	3,00	3,45	2,00	4,58	3,47	5,13
Ho	1,02	0,66	1,12	0,66	0,86	0,63	0,67	0,58	0,67	0,41	0,93	0,70	1,03
Er	2,61	1,70	2,75	1,65	2,29	1,66	1,86	1,59	1,88	1,23	2,57	1,93	2,96
Tm	0,36	0,23	0,38	0,22	0,31	0,22	0,27	0,23	0,26	0,21	0,38	0,27	0,44
Yb	2,13	1,39	2,24	1,32	1,89	1,29	1,61	1,41	1,66	1,41	2,39	1,75	2,72
Lu	0,31	0,20	0,32	0,20	0,27	0,19	0,25	0,21	0,26	0,23	0,37	0,26	0,41

Компонент	Нижнематаракская свита в стратотипическом разрезе (Матарак-Шунет)							
	52160	52160-1	52160-2	52161	52162	52162-1	52163	52164
	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт
Cs	0,11	0,43	0,32	1,67	1,14	0,95	1,57	0,16
Rb	16,04	23,93	17,40	29,62	28,19	21,94	22,38	24,51
Ba	690,84	287,41	407,87	523,05	556,27	440,33	554,01	2184,34
Sr	633,05	456,24	488,87	969,94	928,17	458,76	808,16	1908,21
Cr	851,59	1563,37	65,28	4571,13	831,60	788,48	345,12	50,25
V	154,38	260,75	220,27	192,43	187,49	130,30	188,82	237,83
Co	15,66	31,15	24,85	40,11	37,31	36,80	34,93	25,76
Ni	24,00	35,58	21,70	146,30	128,41	98,91	104,65	26,13
Ga	20,61	12,02	13,95	16,78	17,46	14,99	17,17	48,34
Cu	20,94	12,61	16,09	35,78	34,36	24,62	33,62	18,73
Zn	43,17	49,77	83,06	79,62	76,58	76,23	79,93	88,70
Pb	5,17	2,99	5,09	5,64	6,00	4,72	7,15	4,13
Be	2,59	1,27	1,29	1,62	1,60	1,96	1,74	1,69
W	0,50	0,44	0,85	0,28	0,12	0,55	0,20	0,18
Mo								
Zr	303,37	118,42	109,33	180,18	202,09	211,30	201,09	184,59

Компонент	Нижнематаракская свита в стратотипическом разрезе (Матарак-Шунет)							
	52160	52160-1	52160-2	52161	52162	52162-1	52163	52164
	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт
Nb	17,63	9,25	12,04	9,88	11,01	14,25	13,85	13,54
Hf	8,49	3,45	3,07	4,48	4,91	4,72	4,57	4,14
Ta	0,97	0,55	0,65	0,51	0,54	0,81	0,75	0,73
Y	32,00	18,53	21,37	21,91	22,90	22,59	24,86	24,49
Sc	17,69	29,46	27,06	24,57	23,65	14,62	22,14	22,91
Th	7,62	4,48	4,67	2,54	2,73	2,24	2,44	3,43
U	2,92	1,94	2,32	1,13	1,17	0,67	1,02	1,49
La	47,80	24,56	26,65	30,23	33,23	29,61	34,50	37,17
Ce	100,20	51,92	57,29	64,80	69,81	71,43	72,62	77,22
Pr	11,75	5,84	6,31	7,75	8,57	7,40	8,57	9,70
Nd	44,33	21,87	25,50	31,55	33,37	29,38	33,94	37,54
Sm	7,87	4,12	5,00	6,13	6,52	5,52	6,45	7,22
Eu	2,03	1,11	1,37	1,87	1,94	1,52	1,87	1,98
Gd	7,23	3,80	4,67	5,31	5,65	4,99	5,82	6,21
Tb	1,08	0,59	0,71	0,76	0,81	0,75	0,85	0,91
Dy	6,23	3,64	4,15	4,21	4,55	4,33	4,71	4,99
Ho	1,25	0,77	0,85	0,86	0,89	0,88	0,96	1,00
Er	3,44	2,12	2,35	2,29	2,30	2,41	2,59	2,65
Tm	0,52	0,32	0,36	0,33	0,35	0,36	0,39	0,40
Yb	3,19	2,02	2,22	2,04	2,15	2,13	2,36	2,40
Lu	0,48	0,31	0,34	0,32	0,33	0,33	0,37	0,37

Результаты рентгено-флуоресцентного анализа (Анализы выполнены в АЦГПС ТРЦКП Томского госуниверситета)

Комплекс №	Терсинский комплекс			Белоюсский комплекс, субвулканическая фация				Мрасский комплекс, субвулканическая фация			
	1289	2078	4325	2076-1	2078-1	1290	1291	2142-1	2144-1	2149	2152
Порода	серпентиниты			габбродиорит	метагаббро			микрогаббро			
SiO ₂	44,48	46,94	44,16	52,07	48,91	50,79	49,68	49,76	50,79	51,16	51,37
TiO ₂	0,12	0,07	0,10	0,63	0,57	0,73	1,68	0,74	0,74	1,05	0,76
Al ₂ O ₃	3,55	1,66	1,94	19,65	15,06	13,66	13,17	13,15	13,99	13,03	13,59
Fe ₂ O ₃	9,18	5,64	8,47	7,72	9,17	13,00	16,37	12,89	12,89	14,52	12,55
MnO	0,13	0,24	0,15	0,27	0,15	0,20	0,19	0,18	0,17	0,19	0,18
MgO	32,32	32,02	34,14	2,86	11,71	8,23	3,20	8,58	9,01	6,89	8,16
CaO	1,26	0,12	0,24	8,10	6,51	7,13	10,70	8,78	6,63	6,37	7,75
Na ₂ O	0,08	0,67	0,55	3,89	2,88	3,34	3,96	1,76	2,59	3,36	3,20
K ₂ O	0,12	0,04	0,07	1,58	0,51	0,98	0,34	0,21	0,32	0,41	0,40
P ₂ O ₅	0,22	0,06	0,14	0,30	0,16	0,15	0,47	0,16	0,19	0,26	0,18
LOI	8,53	12,43	10,03	2,77	4,34	2,00	0,00	3,90	2,95	2,95	2,05
сумма	99,97	99,90	99,97	99,83	99,97	100,20	99,77	100,11	100,25	100,18	100,19

Комплекс №	Мрасский комплекс, субвулканическая фация						Кульбюрстюгский комплекс, субвулканическая фация				
	2165-3	2177	2174	2173-1	2143	2148-1	4334	4339	4340	4341	4353
Порода	микрогаббро			микродиорит	кварцевые микродиориты		метадолериты				
SiO ₂	51,58	50,40	50,31	52,78	57,63	57,85	48,79	51,070	49,95	45,860	47,48
TiO ₂	1,00	0,64	0,92	1,74	1,22	1,04	1,77	1,300	1,99	1,780	1,46
Al ₂ O ₃	14,35	15,23	13,12	13,58	11,02	11,88	13,67	14,090	13,34	14,710	16,79
Fe ₂ O ₃	14,90	12,85	16,90	12,53	15,63	14,11	14,32	11,450	14,78	14,470	11,07
MnO	0,20	0,18	0,17	0,17	0,23	0,14	0,21	0,140	0,19	0,170	0,15
MgO	7,56	9,69	7,68	4,38	2,36	3,53	6,34	7,350	6,05	8,970	6,30
CaO	5,00	4,59	4,15	8,09	2,80	5,02	9,26	8,530	8,13	7,440	11,30
Na ₂ O	2,63	2,73	3,58	4,31	4,23	2,66	2,88	2,650	3,09	2,900	2,63
K ₂ O	0,28	0,29	0,29	0,31	0,68	0,24	0,94	1,030	0,92	0,480	0,67
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,23	0,32	0,33	0,25	0,47	0,450	0,49	0,370	0,25
LOI	2,33	3,60	3,10	1,78	3,85	3,33	1,35	2,00	1,13	3,13	1,68
сумма	99,92	100,36	100,45	99,98	99,97	100,06	100,01	100,080	100,06	100,280	99,78

Свита	Матаракская свита, нижняя подсвита										
№	3252	1216	44011	1306	1181	4407	3253	3242	4415	1312	3241
Порода	базальты			андезибазальты		трахиандезибазальты			шошониты		латит
SiO ₂	48,40	51,60	48,19	53,64	53,71	52,47	52,60	54,27	52,89	53,94	58,98
TiO ₂	1,29	0,99	1,55	1,21	0,67	1,17	0,94	1,00	0,89	0,99	0,91
Al ₂ O ₃	16,57	15,46	14,77	16,91	17,17	16,86	15,99	15,42	15,57	16,67	15,68
Fe ₂ O ₃	12,01	10,51	11,20	8,54	8,48	7,10	11,05	10,05	9,73	8,91	8,21
MnO	0,18	0,12	0,19	0,17	0,10	0,17	0,14	0,15	0,12	0,15	0,10
MgO	6,44	4,40	8,61	3,22	4,49	2,66	5,27	6,37	4,94	4,99	2,03
CaO	9,34	10,08	7,43	9,20	7,45	9,00	6,11	4,65	6,74	3,20	3,24
Na ₂ O	2,35	2,13	3,61	2,90	3,79	3,77	4,30	2,42	3,96	5,25	3,66
K ₂ O	1,04	0,94	0,81	0,65	0,50	1,79	1,25	1,81	2,38	2,69	2,70
P ₂ O ₅	0,36	0,25	0,56	0,21	0,16	0,27	0,39	0,37	0,41	0,39	0,46
LOI	1,93	3,18	3,48	2,93	3,46	4,13	2,05	3,45	2,20	3,05	3,63
сумма	99,90	99,66	100,39	99,58	99,98	99,39	100,10	99,96	99,83	100,23	99,60

Свита	Матаракская свита, нижняя подсвита										
№	4406	1307	4406	1313	1311	1300	1301	1303	1304	1309	1314
Порода	латиты			кварцевые латиты		трахидациты					
SiO ₂	56,62	56,58	58,98	60,13	62,38	66,05	66,08	65,51	67,78	68,77	68,38
TiO ₂	0,91	0,98	0,91	0,48	1,01	0,42	0,39	0,50	0,44	0,38	0,33
Al ₂ O ₃	16,61	16,02	15,68	15,96	14,67	16,24	16,12	15,85	16,40	16,01	14,92
Fe ₂ O ₃	8,85	8,60	8,21	4,97	6,97	3,45	3,42	4,59	4,54	4,10	4,22
MnO	0,15	0,15	0,10	0,09	0,09	0,06	0,02	0,09	0,07	0,02	0,02
MgO	3,83	3,05	2,03	2,46	1,08	0,99	0,74	1,35	0,73	0,76	0,71
CaO	3,97	3,78	3,24	4,03	1,67	0,55	0,72	1,10	0,58	0,22	0,45
Na ₂ O	3,67	5,54	3,66	4,42	6,39	6,58	6,80	5,00	4,49	3,97	7,29
K ₂ O	2,75	2,79	2,70	2,61	3,53	3,86	3,55	3,99	3,83	4,01	2,17
P ₂ O ₅	0,28	0,33	0,46	0,18	0,53	0,15	0,17	0,17	0,18	0,16	0,15
LOI	2,23	1,98	3,63	4,20	1,53	1,33	1,68	1,60	0,63	1,25	1,20
сумма	99,87	99,79	99,60	99,52	99,85	99,67	99,68	99,74	99,67	99,66	99,84

Свита №	Тастрезенская свита										
	2025	6043-1	6044	5040-1	1187-1	2027	1040v	5051-4	1184-1	1040a	1040d
Порода	базальт	трахибазальты		трахиандезибазальты			латиты		альбитизированные латиты		
SiO ₂	46,84	48,99	49,39	52,51	54,22	50,96	57,16	58,93	55,17	56,03	57,02
TiO ₂	0,67	0,87	0,74	0,78	0,72	0,63	1,29	0,63	0,56	0,87	0,84
Al ₂ O ₃	16,75	13,46	13,57	13,77	17,37	17,42	15,19	16,51	18,68	13,27	13,71
Fe ₂ O ₃	6,19	8,76	9,28	7,14	7,85	8,39	7,63	6,95	6,14	8,11	8,08
MnO	0,17	0,18	0,12	0,14	0,10	0,13	0,14	0,17	0,11	0,13	0,13
MgO	7,12	6,64	5,27	3,94	3,46	3,85	2,77	4,70	3,60	5,22	3,52
CaO	10,12	10,65	11,02	12,70	6,31	6,14	3,19	4,65	6,50	6,42	3,91
Na ₂ O	4,93	1,78	2,46	5,15	5,17	2,55	6,58	2,79	3,72	6,64	8,33
K ₂ O	0,87	1,50	1,16	1,07	1,01	1,51	3,25	2,71	1,57	1,04	1,42
P ₂ O ₅	0,15	0,19	0,22	<0,01	0,25	0,28	0,02	0,15	0,22	<0,01	<0,01
LOI	6,20	7,37	6,89	2,83	3,48	8,11	2,76	1,77	3,71	2,24	3,00
сумма	100,01	100,39	100,11	100,02	99,95	99,98	99,97	99,96	99,98	99,98	99,96

Свита №	Тастрезенская свита							
	1039	1040b	1039-1	1040e	1040g	5041-1	5051-2	5035-7
Порода	трахиты		трахидациты					
SiO ₂	62,83	63,28	64,49	64,97	64,07	67,51	67,74	69,37
TiO ₂	0,61	0,71	0,59	0,49	0,57	0,35	0,33	0,44
Al ₂ O ₃	17,23	18,34	17,10	14,87	17,95	16,29	16,26	16,34
Fe ₂ O ₃	3,54	3,04	4,08	4,30	2,84	3,00	3,04	2,61
MnO	0,09	0,07	0,06	0,09	0,05	0,06	0,04	0,07
MgO	1,30	0,87	1,04	1,53	0,52	1,10	1,94	0,58
CaO	1,52	1,40	0,76	2,14	2,14	1,07	1,30	1,20
Na ₂ O	6,43	5,47	5,42	8,12	6,39	5,59	4,18	3,90
K ₂ O	4,42	6,01	4,29	2,06	4,38	3,95	3,49	4,97
P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01
LOI	2,00	0,80	2,12	1,40	1,08	1,08	1,66	0,43
сумма	99,96	99,97	99,97	99,97	99,99	100,01	99,99	99,93

Комплекс	Раннедевонский субвулканический комплекс												
	№	4379	1027	8026-1	6031-2	8021-1	1022-1	1022-2	1023	1024	8020-6	2011	3002
Порода	сельвсбергиты	оливинпорфиновые базальты и трахибазальты				лабрадорпорфиновые базальты и трахибазальты				долерит		трахидолерит	
SiO ₂	56,58	58,64	44,51	47,25	51,93	47,16	51,28	52,27	50,95	51,04	53,54	48,04	50,57
TiO ₂	1,03	0,49	1,55	0,94	0,83	0,84	0,74	0,65	0,79	1,00	0,65	1,06	1,46
Al ₂ O ₃	15,94	16,39	11,58	14,55	14,11	17,90	17,37	15,95	15,88	17,47	17,10	15,41	14,69
Fe ₂ O ₃	8,09	5,26	11,66	8,92	8,12	8,30	7,03	8,06	7,34	9,36	9,28	8,98	11,46
MnO	0,14	0,08	0,19	0,17	0,15	0,19	0,14	0,16	0,14	0,15	0,16	0,11	0,18
MgO	2,39	4,61	11,56	12,34	9,95	8,03	5,69	6,71	7,24	4,95	4,56	8,21	6,23
CaO	4,98	2,41	8,58	7,42	8,16	8,13	7,69	4,52	6,56	6,13	4,16	8,93	9,44
Na ₂ O	3,22	5,59	5,47	3,15	2,88	4,49	5,01	6,38	5,53	5,38	6,17	3,87	2,98
K ₂ O	2,63	2,89	0,92	1,40	1,49	0,73	1,34	0,71	1,30	1,73	0,74	0,49	1,04
P ₂ O ₅	0,44	0,14	0,39	0,10	0,06	0,20	0,36	0,49	0,19	0,30	0,49	0,40	0,50
LOI	4,25	3,48	3,17	3,77	2,11	3,60	3,04	3,52	3,48	2,31	3,14	4,48	1,38
сумма	99,70	99,98	99,59	100,01	99,79	99,57	99,70	99,43	99,41	99,83	100,00	99,97	99,93

Комплекс	Раннедевонский субвулканический комплекс												
	№	1-23.8	2-199.4	4377	2050-1	2-70.9	3040-1	2022	2022-1	1186-1	4383	1155-2	2-19.8
Порода		трахидолериты				монцодиориты				трахиандезитбазальты			
SiO ₂	49,98	49,32	49,79	49,86	50,98	54,26	53,60	54,12	54,88	56,37	52,63	55,99	54,49
TiO ₂	1,75	1,65	1,08	2,10	1,84	0,58	0,65	0,76	0,65	0,99	0,73	0,91	0,53
Al ₂ O ₃	14,16	14,11	15,51	13,18	13,20	20,23	17,38	15,73	18,08	16,13	15,42	14,50	18,27
Fe ₂ O ₃	11,69	11,78	10,08	14,29	12,92	7,69	6,09	6,36	7,05	7,54	8,36	8,89	6,26
MnO	0,19	0,18	0,19	0,24	0,19	0,13	0,11	0,11	0,09	0,20	0,12	0,08	0,12
MgO	6,61	6,99	8,27	5,76	4,61	4,05	5,42	6,44	3,99	3,22	4,89	4,37	4,23
CaO	10,00	9,86	7,21	8,45	6,86	5,17	7,01	7,82	7,02	4,96	7,39	5,10	4,68
Na ₂ O	2,64	3,05	3,03	3,30	2,92	3,66	4,59	4,60	4,46	5,18	4,27	5,37	6,28
K ₂ O	1,36	1,34	1,95	1,33	2,51	1,22	2,68	2,70	1,54	2,96	1,32	1,13	1,75
P ₂ O ₅	0,35	0,40	0,51	0,49	0,51	0,38	0,32	0,19	0,13	0,43	0,39	0,34	0,19
LOI	1,15	1,30	2,55	1,03	3,40	2,60	2,14	1,23	2,06	1,83	4,31	3,25	2,43
сумма	99,88	99,98	100,18	100,04	99,95	99,97	99,98	100,05	99,95	99,81	99,83	99,94	99,22

Комплекс	Раннедевонский субвулканический комплекс											
	№	8030-2	43721	43841	6024	2020-1	2-139.0	2051-2	2054	2051-1	1-35.2	2-23.5
Порода	трахиандезибазалты			трахиандезит	трахидацит	трахириолиты						
SiO ₂	55,97	52,59	52,40	56,13	64,77	68,49	74,11	79,213	72,434	69,060	71,281	73,343
TiO ₂	0,58	1,24	1,26	0,48	0,24	0,40	0,11	0,080	0,115	0,379	0,170	0,146
Al ₂ O ₃	19,43	15,83	14,84	18,73	20,10	14,04	14,81	10,972	15,158	15,566	14,567	12,061
Fe ₂ O ₃	7,55	9,78	9,20	6,50	3,19	2,38	1,17	1,169	1,191	3,029	1,526	2,136
MnO	0,12	0,16	0,16	0,15	0,06	0,02	0,02	<0,01	0,015	0,045	0,017	0,017
MgO	4,61	5,39	6,41	3,41	0,77	0,77	0,27	0,121	0,583	0,745	0,627	0,426
CaO	1,13	8,45	8,17	3,59	1,05	3,17	0,67	0,262	1,179	1,797	2,430	1,064
Na ₂ O	4,49	2,29	2,05	7,35	4,89	4,74	3,72	2,221	2,895	4,023	5,604	4,774
K ₂ O	2,20	1,43	2,10	1,43	3,10	4,20	4,27	5,605	6,312	4,061	3,389	5,295
P ₂ O ₅	0,50	0,36	0,39	0,20	0,22	0,05	0,09	0,028	0,131	0,067	0,013	0,020
LOI	3,51	2,23	2,80	1,94	1,57	1,28	0,37	0,314	0,086	1,2	0,350	0,08
сумма	100,10	99,75	99,78	99,92	99,98	99,52	99,62	99,985	100,100	99,972	99,974	99,356

Анализы приведены по опубликованным и фондовым материалам:

Свита	Тарланская свита																
	№	25*	1-14Д**	60*	T-31**	T-29**	1886**	T-29-1**	1-148**	23*	285*	T-26**	75a***	337***	258***	5029***	50276***
Порода	базальты					трахибазальты			трахиандезибазалты		андезибазалт		трахиандезит				трахириолит
SiO ₂	47,2	47,78	48,81	49,62	50,34	49,95	50,25	51,18	52,18	52,75	54,48	53,44	60,8	61,6	62,6	62,6	73,1
TiO ₂	1,13	1,55	0,9	1,6	1,5	1,35	1,43	1,11	1,58	1,37	1,45	1,14	0,8	0,48	1,12	0,68	0,25
Al ₂ O ₃	15,13	16,56	12,64	16,91	17,9	13,31	17,62	16,68	13,17	20,47	15,13	18,76	15,75	19,82	18,16	16,95	13,12
Fe ₂ O ₃	4,38	3,38	9,47	2,58	3,33	8,89	3,21	2,42	9,57	5,39	3,97	5,02	6,47	1,8	3,41	4	1
FeO	4,61	8	2	7,58	7,87	3,99	5,38	7,3	2,11	2,69	4,13	3,88	2,58	2,3	2,16	1,72	1,53
MnO	0,18	0,2	0,11	0,08	0,07	0,43	0,08	0,2	0,13	0,1	0,12	0,2	0,12	0,13	0,03	0,08	0,01
MgO	4,15	6,57	2,44	4,15	7,09	1,1	2,85	6,59	1,87	2,93	2,23	6,63	2,46	1,76	1,08	2,35	0
CaO	8,25	8,61	14,69	4,29	0,9	9,86	5,88	6,63	6,33	2,15	5,65	2,7	2,7	1,62	1,96	1,54	1,24
Na ₂ O	4,56	2,83	0,91	3,5	3,3	3,83	4	3,85	3,6	4,78	5,4	4,26	4,1	5,76	5,93	5,72	3,9
K ₂ O	0,53	0,72	0,09	0,78	0,16	1,35	1,18	1,72	2	3,4	0,89	0,36	2,7	2,7	2,43	2,13	4,91
P ₂ O ₅	0,24	0,01	0,2	0,27	0,25	0,17	0,24	0,28	0,36	0,53	0,45	0	0	0	0	0	0,1
LOI	8,35	3,42	0	7,89	6,31	5,27	7,61	2,08	0	3,9	5,75	3,19	0,59	1,91	0,51	1,53	0,4
сумма	98,71	99,33	92,26	99,15	99,02	100,23	99,73	100,04	92,9	100,41	99,65	100,96	99,44	100,11	99,39	99,3	99,7

Аналитические данные по материалам: * – Каульинь В. Л., 1991; ** – Беспалов Ю. В., 1997ф; *** – Макаров Ю. В. и др., 1964ф.

**Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на листе
N-45-XXIV**

№ на карте	Характеристика объекта	№ по списку литературы, авторский № объекта
	Петротип тигертышского комплекса	Додин А.Л., 1948
1	Скважина 1, гл. 150,5 м, вскрывает зону скарнов на рудопроявлении Брусничный плес	Скважина 1
2	Скважина 2, гл. 200,3 м, вскрывает зону скарнов на рудопроявлении Брусничный плес	Скважина 2
3	Разрез русловых отложений левого берега р. Иней. Мощность аллювия 4,4 м	т.н. 5205
4	Разрез в шурфе десерпционно-солифлюкционных отложений и отложений поймы левого берега р. Иней. Вскрытая мощность аллювия 1,5 м	т.н. 5204
5	Разрез погребенного аллювия нижнего звена неоплейстоцена, верховья р. Теренсуг. Мощность аллювия 32 м	[83]
6	Разрез погребенного аллювия нижнего звена неоплейстоцена, р. Каролиновка. Мощность аллювия 4 м	[83]
7	Разрез погребенного аллювия нижнего звена неоплейстоцена, р. Балыксу. Мощность аллювия 27,5 м	[153]

Электронное научное издание

**Котельников А. Д.
Дербан А. Г.
Макаренко Н. А.
и др.**

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

**Издание второе
Серия Минусинская
Лист N-45-XXIV (Балыкса)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 153 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru