

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования
«НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи



Бабинцев Никита Анатольевич

**ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ
РУДОНОСНОСТЬ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
КУЛИБИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА КАНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

Специальность:

25.00.11 – Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Чернышов Алексей Иванович

Томск 2020

ВВЕДЕНИЕ	4
1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ	9
2. Геологическое строение исследуемой территории	13
2.1 Стратиграфия	13
2.2 Интрузивный магматизм.....	16
2.3 Тектоника	19
3. Строение мафит-ультрамафитовых интрузивных массивов и ассоциирующих эффузивных толщ	23
3.1 Адралкинский	23
3.2 Куйгинский	31
3.3 Кирельский.....	35
3.4 Кержинский.....	38
3.5 Борыньский	40
4. Петрографическая характеристика продуктивных интрузивных образований и вулканических толщ	43
4.1 Петрография.....	43
4.2 Особенности минералогического состава.....	54
5. Рудная минерализация	62
5.1. Ассоциации рудных минералов	62
5.2. Особенности состава рудных минералов	76
6. Петрогеохимическая характеристика магматических образований Кулибинского ПРУ	83
6.1. Петрохимические особенности изученных пород	83
6.2. Геохимия редких элементов	95
6.3. Геохимия ведущих рудных компонентов	110
7. Р-Т условия формирования ультрамафитов	130
7.1. Расчёты Р-Т условий формирования ультрамафитов	130
7.2. Интерпретация полученных данных	133
8. Потенциальная рудоносность магматических образований Кулибинского ПРУ	136
8.1. Типы потенциально значимой рудной минерализации	137
8.2. Особенности продуктивной рудной минерализации, прогноз рудоносности и сравнение с месторождениями-аналогами	145
9. Петрогенетические выводы	157
9.1. Возраст продуктивных магматических комплексов	157

9.2. Геодинамические обстановки формирования продуктивных толщ.....	157
9.3. Генезис продуктивных магматических образований.....	160
9.4. Генезис руд исследованной территории	163
9.5. Критерии разделения ультрамафитов и мафитов разных формаций	165
9.6. Прогнозно-поисковая модель месторождений и рудопроявлений.....	170
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	177
Список сокращений и условных обозначений	179
Список литературы	180
Приложение А	194
Приложение Б	212
Приложение В	220

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского рудного узла обусловлена широким спектром дискуссий в научном сообществе, связанных с этими образованиями. Канский зеленокаменный пояс (ЗКП) относят к неопротерозойским ЗКП и единого мнения о его строении, формационной принадлежности структурно-фациальных комплексов и перспективах рудоносности различных его образований нет и по настоящее время. Между тем, магматические комплексы исследуемой территории концентрируют в себе широкий спектр полезных ископаемых – никель, медь, хром, благородные металлы, нерудное сырьё, а повышающийся интерес к потенциально рудоносным площадям Канского ЗКП диктует необходимость разработки научно-методических обоснований постановки ГРР. Широкое разнообразие форм, состава исследуемых образований, сложная взаимосвязь различных критериев с фактической рудоносностью обуславливают необходимость комплексного подхода при изучении потенциально рудоносных территорий. Большое количество научных трудов, посвящённых Канскому зеленокаменному поясу, охватывают, как правило, крупные его зоны и узлы, тогда как для характеристики потенциала рудоносности сложных магматических комплексов необходимы детальные исследования в пределах локальных площадей. На данном этапе изучения, для образований Кулибинского рудного узла остаются дискуссионными формационная принадлежность тех или иных магматических образований, их рудная специализация, потенциал рудоносности и перспективность освоения.

Объектами исследования являются магматические образования Кулибинского рудного узла, в первую очередь – гипабиссальные мафит-ультрамафитовые тела кингашского и идарского комплексов, а также метавулканиды кулижинской и кузынской толщ.

Цель исследования – комплексная характеристика вулканических и гипабиссальных мафит-ультрамафитовых образований, анализ их вещественного состава и структур для выявления потенциала рудоносности и характеристики рудной специализации.

Задачи исследования. 1. Изучить петрографические, минералогические, структурные, геохимические и петрохимические особенности изучаемых пород. 2. Выявить главные типы рудной минерализации и охарактеризовать особенности распространения рудного вещества в продуктивных телах. 3. Провести типизацию изученных вулканических и гипабиссальных образований, определить их формационную принадлежность. Реконструировать геодинамические условия формирования выделенных типов магматических образований. 4. Разработать критерии рудоносности образований Кулибинского рудного узла и дать прогноз перспектив его освоения.

Фактический материал. В основу исследования положен материал, собранный автором в ходе поисковых работ 2013-2015 гг, проведённых ГПКК «КНИИГиМС». Минералого-

петрографическая характеристика дана по результатам изучения 804 прозрачных шлифов (в том числе 164 авторских) и 328 полированных шлифов (в том числе 41 авторский). Оценка петрохимических особенностей пород базируется на 163 силикатных анализах, которые проведены в лабораториях ОАО «Минусинская ГРЭ» (г. Минусинск) и Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск). Концентрации редких и редкоземельных элементов изучались методом MS-ISP в лабораториях «Аналитического центра геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) в количестве 60 анализов. Оценка химического состава породообразующих минералов проведена в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU - 155 определений и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JXA8200 – 159 определений, всего – 314 определений. Химические анализы на медь, никель, кобальт (3081 анализ), ICP-MS на платиноиды (957 анализов), а также атомно-эмиссионные спектральные анализы на 26 элементов заимствованы из материалов поисковых работ ГПКК «КНИИГиМС». При анализе имеющихся материалов использовались опубликованные и фондовые работы, полный список которых приведён в библиографии.

Основные защищаемые положения.

Положение 1. В Кулибинском потенциальном рудном узле впервые выделены и петрологически обоснованы два формационных типа гипбиссальных мафит-ультрамафитовых образований: реститовый дунит-гарцбургитовый (идарский комплекс) и дифференцированный дунит-верлит-пикритовый (кингашский комплекс) и четыре серии вулканогенных образований: пикрит-базальтовая, существенно базальтовая толеитовая, дацит-базальт-пикробазальтовая бимодальная и андезит-базальтовая известково-щелочная.

Положение 2. Интрузивные породы кингашского комплекса и вулканы пикрит-базальтовой серии слагают единый вулcano-плутонический комплекс и образованы в ходе дифференциации высокомагнезиального расплава, с продуктами эволюции которого связаны два типа месторождений: сульфидные медно-никелевые с платиноидами и малосульфидные платинометалльные, существенно палладиевые. Основной прогнозный потенциал рудоносности Кулибинского перспективного рудного узла связан с малосульфидными платинометалльными рудами магматического и эпимагматического генезиса, которые приурочены к базальным частям массивов пикритов кингашского интрузивного комплекса и вулканической пикрит-базальтовой серии.

Положение 3. Малосульфидные платинометалльные руды, в отличие от сульфидных медно-никелевых, формировались при повышенных температурах и пониженном давлении, что

связано с особенностями режима магматических камер и контаминацией различного корового материала. Критериями потенциальной малосульфидной платинометальной рудоносности являются: доля фаялитового компонента в оливине свыше 18%; примеси Co и Ni в сульфидных минералах; соотношения Ni/Cu – 15-100, Pd/Ir – 50-100, Zr/Y < 3 при Nb/Y < 0,2; обеднение Nb, Ba, Rb, Sr, Ti до уровня менее 1 MORB, ярко выраженная на мультиэлементных спектрах аномалия Zr-Hf отрицательного знака (до 0,1 MORB); наличие распределения Ni антиподного с Cu и Ti; расположение пиков концентраций Cu, Ag и Ti в кровле ритмов, а пиков Cr, Ni, Co, Pd – в подошве.

Научная новизна работы. Впервые детально изучены петрографические, минералогические, структурные, геохимические и петрохимические особенности мафит-ультрамафитовых образований кингашского и идарского интрузивных комплексов и метавулканитов кулижинской и кузьинской толщ Кулибинского РУ. Исследованные образования типизированы и впервые подразделены на два интрузивных комплекса и четыре вулканических ассоциации. Изучена рудная минерализация исследуемых комплексов, выявлены закономерности пространственного распространения рудного вещества в пределах продуктивных толщ. Выявлен новый для региона тип оруденения в мафит-ультрамафитовых комплексах – малосульфидный платинометальный, установлена платинометальная специализация исследованной территории. Установлено, что потенциально рудоносными являются субвулканические тела кингашского комплекса и вулканы пикрит-базальтовой серии, которые вместе образуют единый рудоносный вулcano-плутонический комплекс. Разработаны геолого-генетические модели образования исследованных тел мафит-ультрамафитовых комплексов и обоснованы прогнозно-поисковые модели для наиболее перспективных типов оруденения. Реконструированы геодинамические условия формирования изученных образований.

Практическое значение. Проведена оценка перспектив рудоносности мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского РУ, впервые выделен малосульфидный платинометальный тип оруденения. Разработаны критерии выделения потенциально рудоносных площадей и даны рекомендации по проведению дальнейших ГРП. Потребителями полученной информации являются научно-производственные предприятия Красноярского края, а также недропользователи, ведущие добычу руд платиноидов на его территории (ОАО «Норильский никель», ООО «Русская платина»).

Публикация и апробация работы.

8 публикаций, в том числе 4 в изданиях из списка ВАК:

1. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Кипизация платиноносных пикритов северо-запада Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Известия Томского политехнического

университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 6. С. 118-127

2. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Перспективы платиноносности кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 6 (282). С. 9-15.

3. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Петрогеохимические особенности платиноносных метапикритов Кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян) // Известия Иркутского Государственного Университета. Серия: Науки о Земле. 2018. Т. 26. С. 3-17.

4. Чернышов А.И., Бабинцев Н.А., Ворошилов В.Г. Петрографические и минералогические особенности ультрамафитов Кирельского фрагмента Канского зеленокаменного пояса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2017, т. 328, № 1, с. 75–88.

5. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Малосульфидные платинометалльные рудопроявления северо-запада Восточно-Саянской платино-никеленозной провинции как аналог платинометалльных месторождений комплекса Порtimo (Финляндия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V международной конференции. Улан-Удэ, 2017, с. 30-32.

6. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Платиноносные пикриты северо-запада Канского зеленокаменного пояса // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы IX международной конференции. Томск, 2017.

7. Бабинцев Н.А. Составы оливинов в ультрамафитах Кулибинской платино-никеленозной площади (Восточный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня основания Томского политехнического университета. Том I. – Томский политехнический университет. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2016. – с. 110-112.

8. Бабинцев Н.А. Сравнительная петрохимическая характеристика ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Том I. – Томский политехнический университет. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2017.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю, д.г.-м.н., профессору А.И. Чернышову за неоценимую помощь в написании работы на всех этапах.

За критические замечания и ценные советы по наиболее важным вопросам металлогении и рудоносности автор также благодарен д.г.-м.н., профессору С.С. Сердюку.

В обсуждении результатов принимали участие д.г.-м.н., профессор О.М. Глазунов, д.г.-м.н. Т.Я. Корнев, Г.И. Шведов, к.г.-м.н., доцент В.И. Совлук и Н.Е. Зобов в дискуссиях с которыми рождалась истина, за что автор им искренне признателен.

Особую благодарность автор хотел бы выразить заслуженному геологу РФ, к.г.-м.н. П.П. Курганькову за наставления и поддержку на самых ранних этапах написания работы, без которых она могла и не состояться.

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения задач исследования разработан методологический подход, основанный на принципе синтеза результатов различных исследований: геологических, петрографических, минераграфических и петролого-геохимических. Исследования в рамках данной работы проводились в четыре этапа: подготовительный, полевой, лабораторно-аналитический и камеральный.

На *подготовительном этапе* проведён анализ работ предшественников: фондовых материалы геологического картирования и прогнозно-поисковых работ, тематических работы на территории Восточного Саяна, научных публикации и монографий по теме геологии и рудоносности Восточного Саяна, мафит-ультрамафитовых комплексов, месторождений медно-никелевых и платиноидных руд. На рекогносцировочном этапе первоначально намечены ключевые геологические образования, изучение которых будет проведено на полевом этапе.

На *полевом этапе* применялись традиционные методы геологического картирования: макроскопическое изучение горных пород, определение залегания структурных элементов массивов магматических пород, изучение их внутренней структуры и характера контактов. С использованием результатов геологического картирования и собственных наблюдений, намечены оптимальные точки отбора образцов для последующих лабораторно-аналитических исследований. Образцы для исследований отбирались частично - непосредственно из массива в ненарушенном состоянии, частично – из дубликатов истёртых рядовых проб, отобранных ГПКК «КНИИГиМС» в ходе поисковых работ. По ряду буровых скважин были отобраны образцы керн на всю мощность отдельных магматических тел, что позволило полноценно охарактеризовать их разрезы.

На *лабораторно-аналитическом этапе* проводилось изучение отобранных образцов в соответствии с выбранным комплексом прецизионных методик анализа горных пород и минералов. Изучение прозрачных и полированных шлифов проводилось на кафедре петрографии Томского Государственного Университета на поляризационном микроскопе Axioskop 40 фирмы Carl Zeiss. Изучено 164 прозрачных и 41 полированный шлиф, из материалов предшественников заимствованы описания 700 прозрачных и 287 полированных шлифов.

Для характеристики петрохимических особенностей изучаемых магматических комплексов были проведены силикатные анализы по отобранным образцам. В исследовании использованы анализы из материалов поисковых работ, проведённые по стандартным методикам (НСАМ № 138-Х, НСАМ № 61-С, НСАМ №172-С, НСАМ № 50-Х, НСАМ № 3-Х, НСАМ № 118-Х) в лабораториях ОАО «Минусинская ГРЭ» (г. Минусинск, 36 анализов) и Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск, 20 анализов). Данные анализы

проведены с использованием методов атомной абсорбции, пламенной фотометрии, спектрофотометрии, титриметрии и гравиметрии. Дополнительно проведено 107 силикатных анализов рентген-флуоресцентным методом в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) по оригинальной методике института. По результатам контроля, относительная погрешность по классам содержаний свыше 0,1% отвечает отраслевому стандарту ОСТ 41-08-272-04, анализы методом РФА с концентрациями элемента ниже 0,1% в исследовании не использовались. Также в лаборатории Института геохимии проведено 219 количественных определений Ni, Co, Cr, Zn, Pb рентген-флуоресцентным методом.

Содержание редких и редкоземельных элементов в образцах изучено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре ELEMENT 2 (ThermoFinnigan) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на 47 элементов – 15 анализов, и на масс-спектрометре Agilent 7500 в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) на 35 элементов – 45 проб.

Для проведения рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом породообразующих и рудных минералов из отобранных для исследования образцов пород с рудной минерализацией были изготовлены плоскопараллельные аншлифы толщиной 3-4 мм по рекомендуемым методикам [Reed, 2005; Taylor, Radtke, 1965]. Пластинки горных пород являются диэлектриками и не проводят электрический ток, поэтому для отвода с поверхности электрического заряда, возникающего при электронной бомбардировке, перед проведением анализов их исследуемые поверхности напылялись углеродом. При напылении углеродного слоя (толщина слоя 30 нм) образцы помещались в вакуумную камеру с источником углеродного напыления. Определение химического состава минералов проведено в «Аналитическом центре геохимии природных систем» при Томском государственном университете (г. Томск) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 – 374 определения, и в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) на микроанализаторе «Superprobe-8200» фирмы Jeol – 95 определений.

В лаборатории Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) проводилось сцинтилляционное определение концентраций Pt, Pd, Au и Ag методом АЭС с дуговым разрядом (спектрограф СТЭ-1 с высокоскоростными фотодиодными линейками МАЭС; устройство "Поток"; количество параллельных измерений $n=2$; аналитическая навеска одного параллельного измерения при определении 0,15 г). Описание методики определения

концентраций благородных металлов дуговым сцинтилляционным атомно-эмиссионным анализом приведено в [Бусько, 2015].

Из материалов поисковых работ ГПКК «КНИИГиМС» (г. Красноярск) заимствованы химические анализы на медь, никель, кобальт, ICP-MS на платиноиды, определение серы в горных породах, а также атомно-эмиссионные спектральные анализы на 26 элементов.

В лаборатории ГПКК «КНИИГиМС» проводилось измерение массовых долей Pt, Pd, Rh, Ru, Ir методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) после обжига пробы и перевода ее в раствор разложением в смеси кислот (соляной, азотной, фтористоводородной, хлорной) и доплавом нерастворимого остатка (при его наличии). Всего проанализировано 957 проб. Для выполнения измерений применялся метод TotalQuant из программного обеспечения прибора ELAN 9000. Определения методом ИСП-МС проводились без предварительного концентрирования по методике М-02-АЛ-2011 (ФР.1.31.2011.10375), соответствующей требованиям ОСТ 41-08-212-04.

Элементный состав горных пород определялся в лаборатории ГПКК «КНИИГиМС» атомно-эмиссионным спектральным методом на 26 элементов с использованием способа просыпки пробы в дуговой разряд по методике М-05-АЛ-2012 с использованием атомно-эмиссионного комплекса «Гранд».

Концентрации меди, никеля и кобальта определялись в лаборатории ГПКК «КНИИГиМС» атомно-абсорбционным методом по методике НСАМ №155-ХС-1, с использованием спектрофотометра атомно-абсорбционного Solaar S2, всего 3081 анализ.

В лаборатории ОАО «Красноярскгеология» (г. Красноярск) проведено 142 определения концентраций общей серы в образцах горных пород по методике НД-МИ-ЛАМС-02-2013.

На *камеральном этапе* проведена аналитическая обработка полученных материалов. По результатам полевых геологических наблюдений уточнено геологическое строение отдельных фрагментов Кулибинского ПРУ. По результатам описания прозрачных и полированных шлифов проведена петрографическая аттестация изученных пород, охарактеризована рудная минерализация, выделены её типы и закономерности размещения рудного вещества в толщах горных пород. С использованием программных средств Statistica и MS Excel проведена статистическая обработка количественных результатов аналитических работ. Дана комплексная петролого-геохимическая характеристика изученных мафит-ультрамафитовых комплексов, проанализированы мультиэлементные и редкоземельные спектры, валовые химические составы пород и их составы в системе пары или тройки ведущих элементов. Полученные материалы графоаналитическим способом сравнивались с эталонами, взятыми из проанализированных исследований предшественников. В качестве эталонов использовались как результаты исследований конкретных месторождения (Кингашское, Норильский РР, Стилуотер,

месторождения комплекса Портимо и др.), так и результаты масштабных исследований (Condie, 1981; Jensen, 1976; Naldrett, 1989 и др.). На основании сравнения и собственной аналитики полученных результатов сделаны выводы о генезисе месторождения, определена его рудная специализация и разработана геолого-генетическая модель месторождения. При анализе распределения петрогенных и рудных элементов в разрезах магматических тел, сделаны выводы о закономерностях распределения полезных компонентов в продуктивных толщах. С использованием методов термобарометрии [Перчук Л.Л., 1977; Ballhaus et al., 1991; Fabreis, 1979; Оно, 1983; Putirka, 2008; Roeder et al., 1979] рассчитаны температуры и условия образования продуктивных магматических тел. Обобщая все результаты проведённой работы, изученные мафит-ультрамафитовые комплексы типизированы, охарактеризовано их геологическое строение, рудоносность и петро-геохимические особенности, сделаны выводы о благоприятных факторах рудообразования в комплексах Кулибинского ПРУ и северо-востока Канской глыбы, разработаны критерии выделения перспективно рудоносных площадей.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Кулибинский ПРУ расположен в центральной части Канского глыбового выступа фундамента Сибирской платформы, являющегося составной частью складчатых структур Восточного Саяна. Главными структурными элементами Восточного Саяна являются: на севере – блоки дорифейского фундамента Канский и Бирюсинский, разделенные среднепалеозойским Агульским грабеном; в центральной части – Дербинская структура (Дербинский антиклинорий) пассивной континентальной окраины, ориентированная в северо-западном направлении [Линд, 2001ф]; на юге – Кембросаян, представляющий собой аккреционный комплекс раннепалеозойских островных дуг и карбонатно-терригенно-вулканогенных задуговых бассейнов. Канская глыба отделена от Дербинского террейна зоной Главного Саянского разлома, на западном продолжении которого в рифее заложился Манский прогиб, выполненный рифтогенной осадочно-вулканогенной кувайской серией. Исследование Канской глыбы и сопряженных с ней структур показало, что Канская глыба по своему строению и составу ближе всего соответствует гранит-зеленокаменным образованиям древних кратонов [Ножкин, 1985]. В современных исследованиях данная территория чаще всего именуется Канским зеленокаменным поясом [Корнев и др., 1997, 2003, 2004; Ножкин и др., 2001, 2004, 2005; Чернышов и др., 2001, 2002, 2004 и др.].

В геологическом строении исследуемой территории принимают участие интенсивно метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций породы верхнеархейско-раннепротерозойского возраста, относимые к Караганскому нижнему структурно-вещественному комплексу (СВК) и залегающие на них с угловым несогласием раннепротерозойские отложения Анжинского верхнего структурно-вещественного комплекса. Распространенные парагенезисы роговой обманки с плагиоклазом и гранатом, биотита с силиманитом, гранатом, находки дистена, эклогитоподобных пород, широкое развитие мигматитов свидетельствует об изменении пород в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма.

Характеристика геологического строения Кулибинского ПРУ дана по результатам синтеза материалов ГТС [Никульченко, 1962, Ящук, 1973ф; Смагин, 1983ф; 1997ф], тематических [Ножкин, Туркина, Бибилова, 2001] и поисковых работ [Смагин, Ренжин, 2010ф; Хаиров, Бабинцев, Зобов, 2015ф] с авторскими наблюдениями в рамках данного исследования.

2.1 Стратиграфия

В составе Караганского СВК раннего (позднего?) протерозоя на Кулибинской площади выделяются две согласно залегающие вулканогенно-осадочные толщи – кулижинская (нижняя) и кузынская (кингашская) верхняя (рис. 1). Отмечается ритмичность метаморфизованных

пород, среди которых, по всему разрезу СВК выделяются горизонты вулканитов ультраосновного состава (метапикриты, метакоматииты). Вверх по разрезу от кулижинской к кузынской толще уменьшается магнезиальность пород.

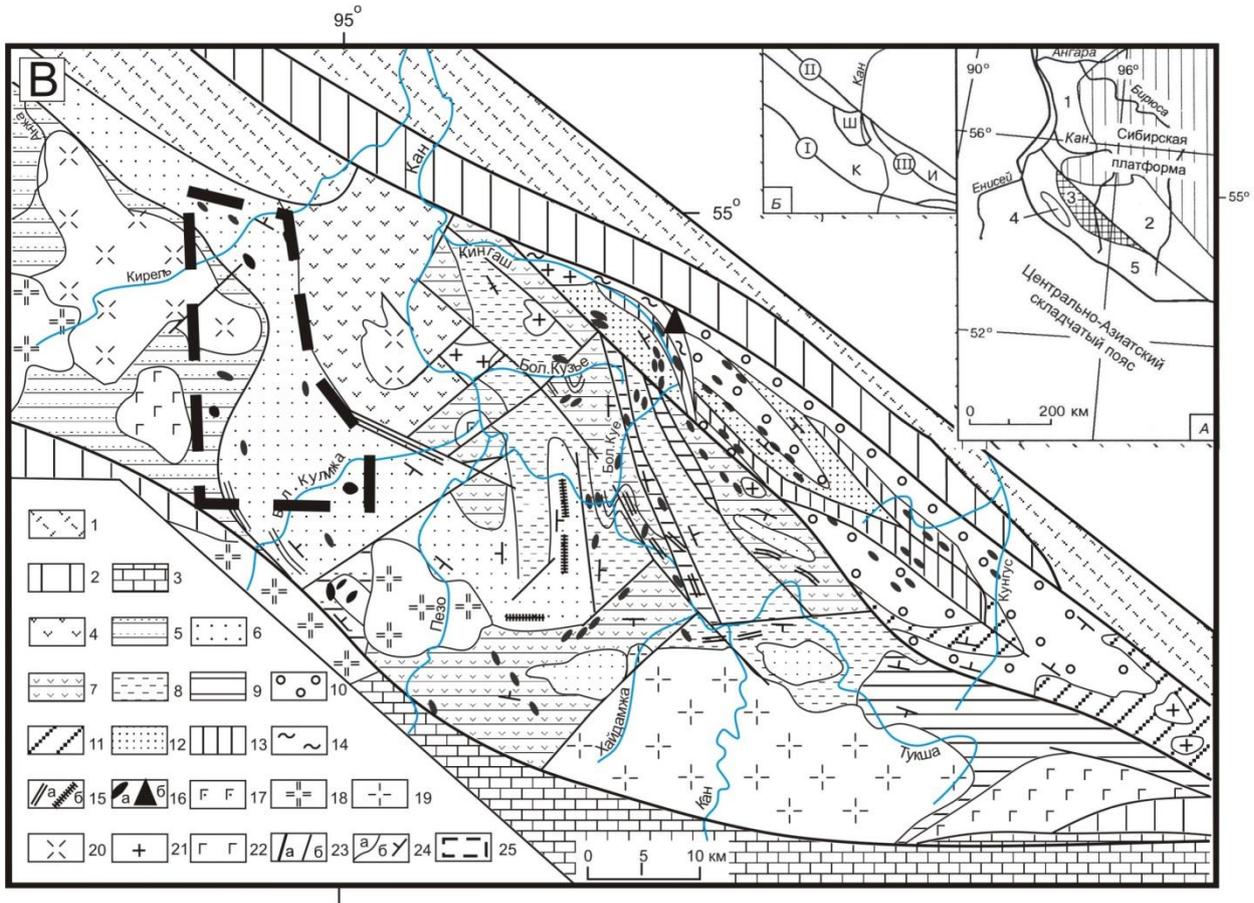


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Канской гранит-зеленокаменной провинции [Ножкин и др., 2005]

А. Положение Канской глыбы в структурах юго-западной части Сибирской платформы. 1 - Ангаро-Канский выступ; 2 - Бирюсинская; 3 - Канская; 4 - Арзыбейская глыбы; 5 - Дербинский антиклинорий.

Б. Блоки второго порядка в пределах Канского мегаблока, включающие комплексы Шумихинского вулканического (Ш), Канского (К) и Идарского (И) зеленокаменных поясов. Разломы (цифры в кружках - I - Главный Саянский, II - Канско-Агульский, III - Идарский).

В. Схематическая геологическая карта Канской гранит-зеленокаменной провинции. 1-осадочно-вулканогенные образования девона (Рыбинская впадина); 2-вулканогенно-осадочные отложения позднего рифея-кембрия; 3-метатерригенно-карбонатные комплексы протерозоя; 4-5-позднерифейские метаморфические гнейсово-амфиболитовые комплексы: 4-Шумихинского террейна, 5-Кирельского ареала; 6-15-метаморфические толщи зеленокаменных поясов раннего протерозоя: 6-биотитовых и гранат-биотитовых парагнейсов, 7-гнейсово-амфиболитовая (дацит-базальтовая), 8-биотитовых и амфиболовых ортогнейсов (андезит-дацит-риодацитовая), 9-амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая); 10-гранатсодержащих амфиболовых и биотитовых парагнейсов (граувакковая), 11-полевошпатовых амфиболитов (лейкобазальт-андезибазальтовая), 12-гранатсодержащих биотитовых парагнейсов (терригенная) и амфиболитов, 13-амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматиит-базальтовая), 14-мигматит-гнейсовая; 15-маркирующие горизонты: а) мраморов, б) кварцитов; 16-тела ультрамафитов (вне масштаба) (а); треугольником обозначено положение Кингаушского рудоносного массива (б). 17-22-интрузивные комплексы: 17-палеозойский габброидный, 18-ордовикский лейкогранит-гранитовый, 19-вендский трондьемитовый (Верхнеканский массив), 20-верхнерифейский тоналит-трондьемитовый (Шумихинский и Кирельский массивы), 21-позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузынский массив), 22-раннепротерозойский габбровый. 23-тектонические границы: а) региональные разломы, б) прочие, 24- а) геологические границы, б) элементы залегания толщ, 25 - Кулибинский ПРУ

Кулижинская толща (PR₁?kl) представлена в основном апобазальтовыми амфиболитами (70-85%) и высокомагнезиальными (MgO до 41 %) тремолит-серпентиновыми, тальк-серпентиновыми и хлорит-серпентиновыми породами пикритоидного состава близкими к коматиитам и базальтовым коматиитам архейских ЗКП (подробно в разделе б), с линзами, прослоями и горизонтами биотитовых, гранат-биотитовых, амфиболовых и других плагиогнейсов и гнейсов, кварцитов и мраморов. Данные породы выходят на крыльях Кирельской синклинали. Типоморфный разрез толщи вскрыт в междуречье Шумиха-Кулижа, где наблюдается чередование мощных (150-350 м) пачек меланократовых амфиболитов с горизонтами (мощностью до 60 м) амфиболовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов. Среди них отмечаются прослои (20-50 м) гранатсодержащих амфиболитов, более лейкократовых амфиболитов и чередующихся между собой биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов, реже – единичные прослои дистенового кварцита или мрамора в верхах толщи. Мощность толщи – 1700-1900 м.

Кузьинская (PR₁?kz) толща образована преимущественно монотонными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами (80-85%), среди которых наблюдаются прослои амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, кварцитов и плагиосланцев. Контакт толщи, согласно залегающей на амфиболитах, проводится по подошве первого мощного горизонта биотитовых гнейсов. Метаморфические породы слагают брахисинклинальные и желобоподобные структуры, окаймляющие амфиболитовые купола. Наиболее мощные разрезы (до 1500 м) кузьинской толщи вскрыты в междуречье Кингаш-Кузье. В этих и других разрезах в составе толщи преобладают (60-75%) серые мелкозернистые биотитовые гнейсы, слагающие горизонты мощностью от 50 до 250 м, менее развиты кремово-серые тонкозернистые биотитовые гнейсы (15-20%). Среди них наблюдаются редкие прослои (до 50-70 м) амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов, плагиоклазовых амфиболитов (метабазитов), кварцитов.

По данным предшествующих исследований, толщи Караганского СВК сложены в нижней части – метавулканитами основного-ультраосновного состава, в верхней – парагнейсами и сланцами с горизонтами кварцитов. Отложения кузьинской толщи считаются существенно гнейсовыми, однако по данным авторских наблюдений, количество орто-, парагнейсов и парасланцев нарастает постепенно от кровли кузьинской толщи, достигая максимума в центральной части Канского ЗКП в среднем течении р. Бол. Кулижа. Горизонты метапикритов, между тем, отмечаются в подошвенной части кузьинской толщи, что отмечалось ранее в исследованиях Корнева и Еханина [Корнев, Еханин, 1997; Корнев и др., 2003]. В пределах Кирельской синклинали приподошвенная часть кузьинской толщи маркируется горизонтами метапикритов и пикробазальтов. Характеристика метавулканитов кулижиской и

кузьинской толщ подробно приведена в разделах 4, 5 и 6. Парагнейсы кузьинской толщи образованы за счёт магматических пород энсиалической островной дуги, со значительным преобладанием материала кислого (дацитового) состава [Дмитриева и др., 2008].

Анжинский комплекс ($Pr_1^{?an}$) в пределах Кулибинского ПРУ развит в осевой части кирельской синклинали, локально выходит в северной части Борыньского ареала ультрамафитов и представлен биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-кварцевыми темно-серыми сланцами, залегающими с угловым несогласием на амфиболито-гнейсовой кузьинской толще.

На юге ПРУ в бассейне р. Мина и ее притоков отмечаются позднерифейская вулканогенно-осадочная формация нерасчлененной кувайской серии (R_{3kv}), сложенной metabазальтами, метариодацитами, метариолитами и их туфами.

С угловым несогласием на кувайской серии залегает венд-нижнекембрийская терригенно-карбонатная формация ($V-\epsilon_3$) нерасчлененная, включающая карбонатно-терригенные отложения овсянковской, солбинской, ангульской, лейбинской и крольской свит.

К северу от изучаемой территории отмечаются карбонатно-терригенные нерасчлененные девонские отложения павловской и кунгусской свит Рыбинской впадины.

2.2 Интрузивный магматизм

Интрузивные образования в пределах Кулибинского ПРУ имеют широкое распространение и составляют около 20% его территории.

По результатам собственных исследований и аналитики работ предшественников, в пределах изученной территории выделены следующие интрузивные комплексы [Смагин, Ренжин, 2010 ф; Хаиров и др., 2015]:

1). δ - $vPR_1^{?kg}$ – дунит-перидотит-пикритовый кингашский комплекс.

Породы кингашского комплекса залегают в метаморфической вулканогенно-осадочной тоще караганской серии, слагающей раннепротерозойский? наложенный прогиб Канского зеленокаменного пояса. Ультрамафиты образуют силлообразные, лополитообразные сближено расположенные небольшие, либо единичные крупные гипабиссальные интрузивные тела среди комагматичных им пикрит-базальтовых горизонтов вмещающей толщи, образующих в ней несколько уровней. Характерной особенностью пород кингашского комплекса является наличие в них кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях [Коматииты..., 1988].

Наиболее представительным и эталонным объектом этого комплекса является Кингашский массив, расположенный в пределах Идарского ЗКП в 30-40 км к востоку от Кулибинского ПРУ. Кингашский массив неоднократно изучался многими исследователями

[Глазунов и др., 2003; Глазунов, Радомская, 2010; Гертнер и др., 2005, 2009; Корнев, Еханин, 1997; Радомская, 2012; Радомская и др., 2017; Чернышов и др., 2001, 2002, 2004; Юричев, Чернышов, 2015] и включает в себя одноименное Cu-Ni с ЭПГ месторождение. Несмотря на пристальное к нему внимание, многие аспекты его внутреннего строения и происхождения остаются дискуссионными. Одни исследователи относят его к расслоенным интрузиям [Глазунов и др., 2003], другие считают его субвулканическим телом базальт-коматиитовой формации [Ножкин и др., 1995, 1996; Цыпуков и др., 1993; Чернышов и др., 2001, 2004], третьи рассматривают его в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса [Корнев, Еханин, 1997; Корнев и др., 2003], четвертые считают, что по формационным признакам массив больше соответствует полигенным комплексам, а не расслоенным интрузиям [Гертнер и др., 2005, 2009].

В пределах Кулибинского ПРУ породы кингашского комплекса обладают рядом особенностей и несколько отличаются от эталонного Кингашского массива. Отдельные тела кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ существенно меньше, чем в Кингашском РР, подвержены более интенсивным метаморфическим и метасоматическим изменениям, для них характерны меньшие концентрации общей серы в породе, а также для них характерно отчётливое деление на серии ранних дифференциатов (преимущественно дуниты) и поздних дифференциатов (верлиты, пикриты и пироксениты).

Ранние дифференциаты отличаются повышенной магниальностью ультрамафитов. Они обнаруживаются в метавулканитах кузьинской толщи и представлены преимущественно дунитами и различными аподунитовыми породами, реликты оливина характеризуются пониженной (в сравнении с Кингашским массивом) железистостью (см. раздел 4.2). Ранние дифференциаты слагают разнообразные по масштабам и форме тела, субсогласно залегающие среди вмещающей толщи, среди которых преобладают тела пластообразной и линзовидной морфологии, в отдельных случаях отмечаются дайковые тела до 10 м мощностью. Кумулятивные структуры, в виду интенсивной метаморфической и метасоматической переработки, сохраняются редко. Отмечается акцессорная магнетитовая вкрапленность и редкие каплевидные образования пирротин-пентландитового состава.

Поздние дифференциаты образуют линзы, силлы и лополитообразные массивы, ассоциирующие с вулканитами пикрит-базальтовой ассоциации. Характерной особенностью этих пород является наличие в них хорошо сохранившихся кумулятивных и бластопорфировых структур. Тела сложены метапикритами, клинопироксенитами, верлитами, лерцолитами, редко – дунитами и габбро. Повсеместно отмечается метаморфическое и метасоматическое преобразование. Породы этой фазы отличаются повышенной железистостью, железистость оливина значительно выше как оливинов первой фазы, так и оливинов Кингашского массива

(см. раздел 4.2). Породы второй фазы близки по ряду характеристик к породам Кингашского массива и являются их аналогами. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, очевидно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения. Они формируют малые штоки и дайковые тела. Клинопироксениты, в отличие от аналогичных пород Кингашского массива [Глазунов и др., 2003], по-видимому, не являются реакционными образованиями, а слагают самостоятельные тела [см. разделы 3 и 4].

Массивы кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ обнаруживают неоднородный петрографический состав. В одних случаях они сложены преимущественно дунитами, их серпентинизированными разностями и являются схожими по составу с ультрамафитами, слагающим Кингашский массив. В других – они представлены высокожелезистыми верлитами, лерцолитами, их серпентинизированными разностями и неоднородными по составу метапикритами, которые по валовому составу отвечают перидотитам. На отдельных участках среди ультрамафитов кингашского комплекса наибольшим распространением пользуются различные по составу метапикриты, зачастую по составу близкие к пироксенитам. Спорадически обнаруживаются тела клинопироксенитов, оторванные в пространстве от прочих пород кингашского комплекса. Такое разнообразие состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено различной степенью дифференцированности исходного магматического расплава пикритового состава и глубиной кристаллизации пород [Чернышов и др., 2010; Чернышов и др. 2017].

Анализ размещения массивов ультрабазитов и комагматичных им метапикритов эффузивного происхождения в пределах Кулибинского ПРУ позволяет выделить два пикрит-базальтовых горизонта с гипабиссальными массивами кингашского комплекса, один из которых располагается в кровле кулижинской, а другой – вблизи подошвы кузьинской толщ. Отмечается закономерное уменьшение магнезиальности вверх по разрезу караганской серии, а также увеличение содержания серы в вулканогенно-осадочной толще, что отражается на составе пород, слагающих массивы кингашского комплекса, и на их рудной специализации.

Подробная характеристика пород кингашского комплекса приводится далее в разделах 3, 4, 5 и 6.

2). Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\delta PR_1?id$) представлен множественными телами чаще линзовидной формы и сложен преимущественно серпентинитами по дунитам и гарцбургитам. Тела комплекса залегают преимущественно среди отложений караганской серии. Породы комплекса имеют монотонный состав и часто характеризуются повышенным содержанием хрома. В большинстве случаев они полностью серпентинизированы и представлены хризотил-антигоритовыми серпентинитами. Характерной особенностью пород

является наличие в них гранобластовых и порфирокластовых структур, свойственных для метаморфических образований [Гончаренко, Чернышов, 1990]. Ультрамафиты идарского комплекса представляют собой реститовые образования, которые, вероятно, были выведены в верхние этажи литосферы по эшелонированным глубинным надвигам, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу [Чернышов и др., 2010]. В результате тектонических процессов ультрамафиты кингашского и идарского формационных типов нередко оказываются пространственно сближены и, в отдельных случаях, совмещены.

Подробная характеристика пород идарского комплекса приводится далее в разделах 3, 4, 5 и 6.

3). γ PR₁?s – плагиограниты саянского интрузивного комплекса, пространственно тесно связаны с метаморфическими образованиями Караганского СВК. В пределах Кулибинского ПРУ породы саянского комплекса распространены в основном на западе, меньше в северной части, в небольшом объеме отмечаются на детально изученных территориях вблизи мафит-ультрамафитовых интрузивных массивов. Форма тел обычно удлиненная, залегают они, как правило, согласно с вмещающими породами. Размеры массивов невелики и составляют около 2 км². Наиболее часто встречаются жиллообразные и линзообразные тела. Размеры их изменяются в широких пределах: мощность колеблется от первых десятков сантиметров до 30-50 м, по простиранию они прослеживаются от первых метров до 200-800 м. Маломощные линзы и жилы плагиогранитов повсеместно пронизывают как вмещающую вулканогенно-осадочную толщу, так и интрузивные тела мафит-ультрамафитового состава. Из числа линзообразных и жиллообразных тел изредка отмечались несогласно залегающие во вмещающих породах. Макроскопически граниты представляют собой светло-серые, реже розовато-серые и серые разновидности, содержащие биотит. Отмечаются двуслюдистые и практически мусковитовые разновидности. Среди гранитов, затронутых в незначительной степени катаклизмом и вторичными изменениями встречаются чисто биотитовые разновидности. Это преимущественно среднезернистые, реже мелко и крупнозернистые породы преимущественно гнейсовидного облика.

4) γ - ξ €₃kt – Кутурчинский комплекс, слагающий одноименный массив, а также несколько мелких тел гранитоидов, не имеющих собственного названия на юге Кулибинского ПРУ представлен гранитами, сиенитами, в меньшей мере диоритами. Комплекс проявлен в междуречье верховьев рек Мана и Мина, занимает осевую часть Кутурчинского белогорья.

2.3 Тектоника

Канский блок, ограниченный зонами разломов, занимает пограничное положение между юго-западной окраиной Сибирского кратона и структурами его складчатого обрамления. Для метаморфогенных толщ блока характерно сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение,

интенсивная тектонизированность и минеральные ассоциации эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с температурным диапазоном от 600 до 700 °С и максимальными значениями давления – 7,7-8,5 кбар [Ножкин и др., 2001]. На северо-востоке Канская глыба граничит с Бирюсинской глыбой, сложенной раннедокембрийскими метаморфическими образованиями. Бирюсинская глыба отделена от Канской Тагульским глубинным разломом. На юго-западе к Канской глыбе примыкает Дербинский антиклинорий, на северо-западе она перекрыта палеозойскими отложениями Рыбинской впадины, а на северо-востоке – отложениями Агульской впадины. В структуре Канской глыбы выделяется три террейна: Канский, Идарский и Шумихинско-Кирельский [Ножкин и др., 2001] (рис. 1). Каждый из этих террейнов разбит на микроблоки и пластины, в пределах которых породы подвержены неоднократному метаморфизму. По данным U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологических исследований и геолого-структурных наблюдений раннедокембрийские? комплексы Канской глыбы только в венде и нижнем палеозое претерпели четырехкратное тектоно-термальное преобразование [Ножкин, Туркина, 2004].

Канский террейн сложен палеопротерозойским? СВК и является наиболее древней ядерной частью Канского блока. В нижней части разреза преобладают метавулканы толеитовой и известково-щелочной ассоциаций, а в верхней – парасланцы и парагнейсы. Возраст ортогнейсов определен в ~ 2,2 млрд. лет [Ножкин и др., 2001]. Близкие значения модельного возраста – 2,3-2,6 млрд. лет установлены и для метаграувакк. При этом по последним данным, ассоциирующие с вулканами породы кингашского комплекса имеют неопротерозойский возраст [Ernst et al, 2012; Мехоношин и др., 2016]. Метавулканогенно-терригенные отложения по характерным геохимическим параметрам сопоставимы с магматическими ассоциациями и граувакками субдукционных обстановок. Стратифицированный комплекс интродуцирован поздневендскими (555±5 млн. лет) трондьемитами Верхнеканского массива и вмещает ряд тел ультрамафитового состава [Ножкин и др., 1996, 2001].

Идарский террейн отделен от Канского коллизийным швом надвигового типа. Нижняя часть стратифицированной толщи сложена метавулканами пикрит-базальтовой серии, по геохимическим признакам близкими к океаническим вулканитам, и содержит многочисленные ультрамафитовые массивы, инъецированные жильными телами плагиогранитов. На юго-востоке террейна разрез наращивается толщами гранатсодержащих биотитовых и амфиболовых парагнейсов, которые по редкоэлементному составу близки к терригенным осадкам островных дуг [Ножкин и др., 1996]. Нижняя возрастная граница осадконакопления парагнейсовых толщ определяется в 1,9 млрд лет для нижнего и в 1,3 млрд лет для верхнего уровней разреза [Туркина и др., 2007]. СВК Канского и Идарского террейнов рассматриваются как комплексы

одноименных древних зеленокаменных поясов (Идарский $AR_2(?)$ - $PR_1?$ и Канский $PR_1?$ ЗКП), представляющие собой палеопротерозойскую ювенильную кору, сформированную в субдукционной обстановке [Ножкин и др., 1995, 1996, 2001]. Обоснованием для выделения зеленокаменных поясов послужили как геологические данные (состав вулканогенных толщ, характерные интрузивные образования и характер оруденения), так и результаты петролого-геохимических исследований амфиболито-гнейсовых толщ, позволившие установить их первичную осадочно-вулканогенную природу.

Шумихинско-Кирельский террейн образован островодужными комплексами мезо-неопротерозойского возраста. В террейне установлено две неопротерозойские породные ассоциации: 1 - известково-щелочных метавулканитов ряда базальт-андезит-дацит с комагматами средне-кислых вулканитов – тоналитами Шумихинской интрузии (U-Pb возраст циркона 686 ± 32 млн. лет) и 2 - толеитовых высокотитанистых metabазальтов и низкокалийевых метадацит-риодацитов, последние аналогичны по составу океаническим плагиогранитам. Породы первой ассоциации сопоставимы с вулканитами энсиматических островных дуг, а второй – задуговых бассейнов. Минеральные ассоциации метамагматических пород – гнейсов и амфиболитов, соответствуют условиям эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. Аккреция террейнов Канского блока и их причленение к окраине Сибирского кратона произошла в венде, что привело к латеральному наращиванию континентальной коры последнего [Ножкин и др., 2007; Туркина и др., 2007]. В Канской глыбе выделяются шесть основных пликативных структур: синклинали - Караганская, Кирельская и Малотагульская и антиклинали – Кулижинская, Тукшинская и Игильская [Корнев и др., 2003]. В юго-восточной части Канской глыбы находится Малотагульская синклиналь, к северо-западу от нее в междуречье Кингаша и Агула – Караганская и к западу от Кингашской в междуречье Кана и Кирели – Кирельская синклиналь. Наиболее четко выражена Кулижинская антиклиналь северо-западного простирания, занимающая промежуточное положение между Караганской и Кирельской синклиналями. Тукшинская антиклиналь расположена к юго-востоку от Кулижинской и является ее продолжением. В ее ядре располагается Канский гранитный массив. Площадь Игильской антиклинали на большей части перекрыта венд-палеозойскими отложениями. В ядрах антиклиналей широко проявлены гранитоиды и мигматиты тукшинского гранитоидного комплекса. В ядрах синклиналей Канской глыбы – Кингашской, Кирельской и Малотагульской резко преобладают отложения верхов караганского комплекса. Вдоль ядерных частей Караганской и Малотагульской синклиналей проходит Канский глубинный разлом, вдоль Кирельской синклинали – Кирельский, являющийся опережающим по отношению к Канскому. В ядрах Кулижинской и Тукшинской антиклиналей развиты отложения низов караганского комплекса. Дизъюнктивная тектоника на площади Канской глыбы проявлена

интенсивно. Четко выделяются два ведущих направления дизъюнктивных нарушений – северо-западное, совпадающее с общей структурой региона, и северо-восточное. Присутствуют также субширотные и субмеридиональные направления дизъюнктивов [Корнев и др., 2003]. Глубинные разломы имеют северо-западное направление и определяют основные структурные элементы геологического строения региона. С ними часто связаны мелкие тела и массивы кингашского дунит-верлит-пикритового и идарского дунит-гарцбургитового комплексов, хотя многие тела кингашского комплекса не имеют отчетливо выраженной связи с тектоническими нарушениями. Поперечные структуры четко проявлены в геологическом строении площади. С ними часто связаны значительные осложнения пликативных дислокаций караганского комплекса, поперечные вторичные более мелкие синклинальные складки, а также поперечные флексуры, в том числе Кингашская и Караганская. Гидрографическая сеть подчеркивает эти структуры. Очаговые зоны вулканизма, расположенные в депрессионных структурах, связаны с дизъюнктивами северо-западного простирания, которые определяют распространение и положение пород кингашского вулканоплутонического комплекса. Менее значимы дизъюнктивы субширотного и субмеридионального простирания. Они обычно менее протяженные и слабо выражены в рельефе. Значительную роль в распределении ультрабазитов и базитов играют дизъюнктивы структур оперения Канского и Кирельского глубинных разломов. Они имеют ориентировку от субширотной до субмеридиональной. С ними устанавливаются цепочки мелких тел кингашского комплекса.

3. СТРОЕНИЕ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ ЭФФУЗИВНЫХ ТОЛЩ

Основным объектом изучения в рамках данной работы явились потенциально рудоносные породы мафит-ультрамафитовых комплексов, широко распространённые в пределах Кулибинского ПРУ. Он объединяет группу разобщённых мафит-ультрамафитовых массивов, расположенных в междуречье рр. Кулижа-Кирель. Выделение данных потенциально рудоносных образований в единый объект связано не только с территориальной их близостью, но и приуроченностью к единой локальной структуре – Кулижинской синклинали. К крыльям этой синклинали приурочена большая часть как мафит-ультрамафитовых тел интрузивных комплексов, так и метаэффузивы пикритового состава, которые залегают либо непосредственно в кулижинской толще, либо в нижних частях кузынской, вблизи контакта с кулижинской.

На рис. 2 схематично отражено геологическое строение Кулибинского ПРУ и расположение в его пределах продуктивных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов. Эти массивы, выделенные по результатам аэромагнитной съёмки, в ходе детального изучения состоялись группами мелких тел. Как видно на схеме, в пределах Кулибинского ПРУ можно выделить пять основных ареалов массивов (с юга на север): Адралкинский, Куйгинский, Кирельский, Кержинский и Боряньский. В отличие от других, в пределах Боряньского ареала выделяется крупный массив площадью около 4,5 кв. км, тогда как прочие массивы, выделенные предшественниками, «распались» в результате изучения на группы мелких. Отдельные мелкие массивы, закартированные в пределах Кулибинского ПРУ, на данном этапе промышленного интереса не представляют и их детальное изучение не проводилось.

Потенциально рудоносные пикробазальты и пикриты пользуются наиболее широким распространением в метаэффузивных толщах вблизи перечисленных ареалов интрузивных ультрамафитовых тел, поэтому приводимое далее описание строения этих ареалов даёт исчерпывающую геологическую характеристику всех объектов, изученных в рамках данного исследования.

3.1 Адралкинский

Адралкинский ареал расположен в западном крыле Кирельской синклинали вблизи её северного центриклинального замыкания (рис. 2) в верхнем течении р. Адралка, левого притока р. Кулижи. В приподошвенной части кузынской толщи, по материалам предшественников откартирован ультрамафитовый массив площадью около 4 кв. км [Курганьков, 2006ф; Смагин, Ренжин, 2010ф], который, по результатам детальных поисков, сложен группой малых тел ультрамафитового и мафит-ультрамафитового состава (рис. 3).

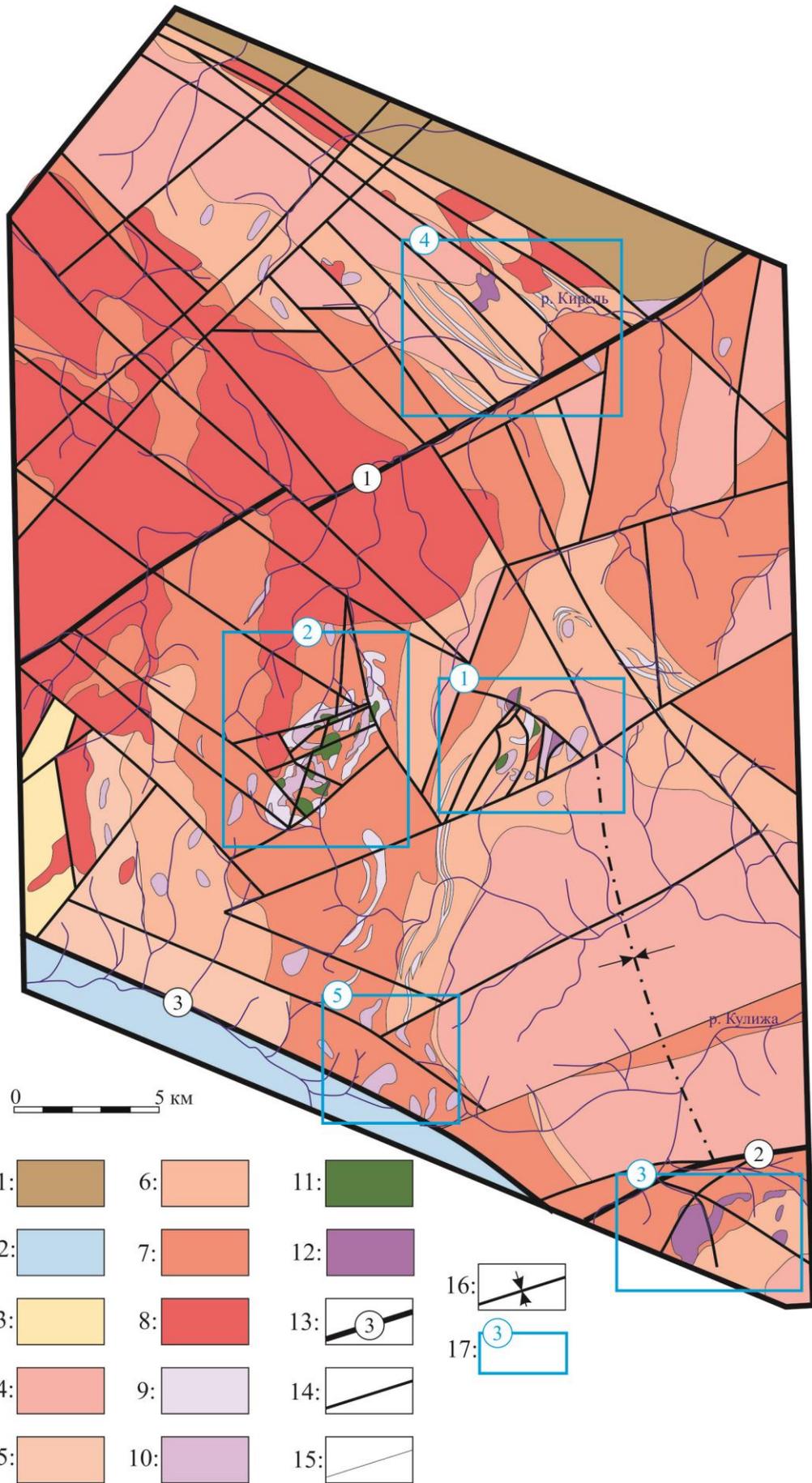


Рис. 2. Геологическая карта Кулибинского потенциального рудного узла (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015])

1 – средне-верхнедевонская карбонатно-терригенная формация: павловская и кунгусская свиты; 2 – венд-нижнекембрийская терригенно-карбонатная формация: солбинская и ангульская свиты; 3 – позднерифейская вулканогенно-осадочная формация: кувайская серия; 4 – раннепротерозойская? гнейсо-амфиболито-сланцевая формация: анжинская серия; 5 – раннепротерозойская? гнейсо-амфиболитовая формация: караганская серия; 6 – раннепротерозойская? существенно гнейсовая формация с прослоями амфиболитов, метапикритов, кварцитов и мраморов: кузьинская толща; 7 – раннепротерозойская? существенно амфиболитовая формация: кулижинская толща; 8 – раннепротерозойская? гранодиорит-плагиогранитная формация: кирельский (саянский) комплекс; 9 – горизонты метапикритов и пикробазальтов в кузьинской и кулижинской толщах; 10-11 – раннепротерозойская? пикрит-перидотит-дунитовая формация: кингашский комплекс, 10 – ультрамафиты, 11 – мафиты; 12 – раннепротерозойская? дунит-гарцбургитовая формация: идарский комплекс; 13 – разрывные нарушения главные (1 – Кирельский, 2 – Кулижинский, 3 – Мимийский); 14 – разрывные нарушения второстепенные; 15 – геологические границы; 16 – ось Кирельской синклинали; 17 – ареалы ультрамафитовых тел (1 – Адралкинский; 2 – Куйгинский; 3 – Борынский; 4 – Кирельский; 5 – Кержинский).

Амфиболито-гнейсовые отложения кузьинской толщи слагают в пределах ареала моноклиналь юго-восточного падения (рис. 4), на локальных участках осложнённую пликативными структурами более низкого порядка (рис. 5). Интенсивная тектонизированность толщ в пределах ареала обусловила, с одной стороны – благоприятные обстановки для интродуирования вулканогенно-осадочных толщ телами магматических комплексов, а с другой – крайне усложнила геологическое строение. Как результат интенсивно проявленных процессов дизъюнктивной тектоники, наблюдаются группы пространственно совмещённых тел ультрамафитов, относящихся к разным формационным типам. Ультрамафиты кингашского и идарского интрузивных комплексов, а также некоторые тела эффузивов ультраосновного состава кузьинской толщи обладают схожими чертами. По результатам работ предшественников [Смагин, Ренжин, 2010ф; Хаиров и др., 2015ф], формационная принадлежность ультрамафитовых тел ареала не была достоверно установлена. Методика, по которой они разделялись, отражена в разделе 9.5, здесь же приводится лишь характеристика выделенных массивов.

К дугообразному разрывному нарушению, протягивающемуся в юго-восточном направлении, приурочена серия крутопадающих тел идарского комплекса (рис. 3). Тела идарского комплекса представляют собой линзы, повсеместно одним краем примыкающие к разрывным нарушениям. Мощность таких линз не превышает 200-300 м, в приразломных частях они сложены серпентинитами и разнообразными карбонат-талък-серпентиновыми метасоматитами, которые по мере удаления от разломов постепенно переходят в серпентинизированные дуниты. Положение линз контролируется разломами, поэтому они образуют крутопадающие до субвертикальных тела, в значительной мере тектонически проработанные и метасоматически изменённые.

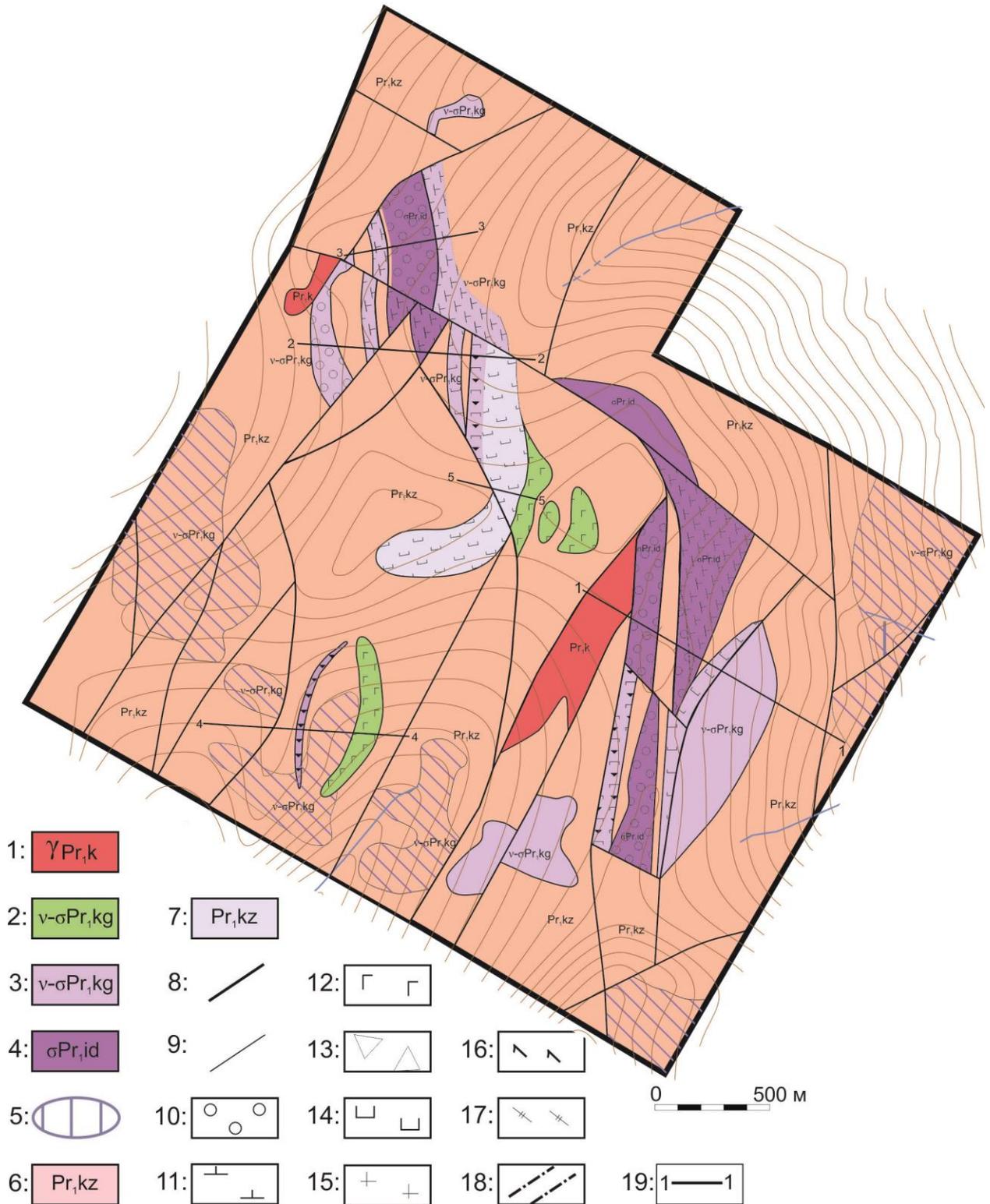


Рис. 3. Геологическая карта Адралкинского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – кирельский комплекс раннего протерозоя?: плагиограниты, гранодиориты; 2 – кингайский комплекс раннего протерозоя?: мафиты; 3 – кингайский комплекс раннего протерозоя?: ультрамафиты; 4 – идарский комплекс раннего протерозоя?: дуниты, гарцбургиты; 5 – массивы кингайского комплекса, не выходящие на поверхность; 6 – кузынская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: гнейсы, амфиболиты, кварц-слюдяные сланцы, кварциты; 7 – кузынская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: метапикриты, метапикробазальты; 8 – разрывные нарушения, 9 – геологические границы; 10-18 – обозначения разновидностей пород на плане и разрезах: 10 – дуниты; 11 – серпентиниты, серпентин-тальковые и тальк-

карбонатные породы апоультрамафитовые; 12 – габбро; 13 – брекчии клинопироксенитов; 14 – метапикриты, метапикробазальты; 15 – гранитоиды; 16 – амфиболиты; 17 – гнейсы; 18 – кварц-амфибол-слюдяные сланцы; 19 – линии разрезов

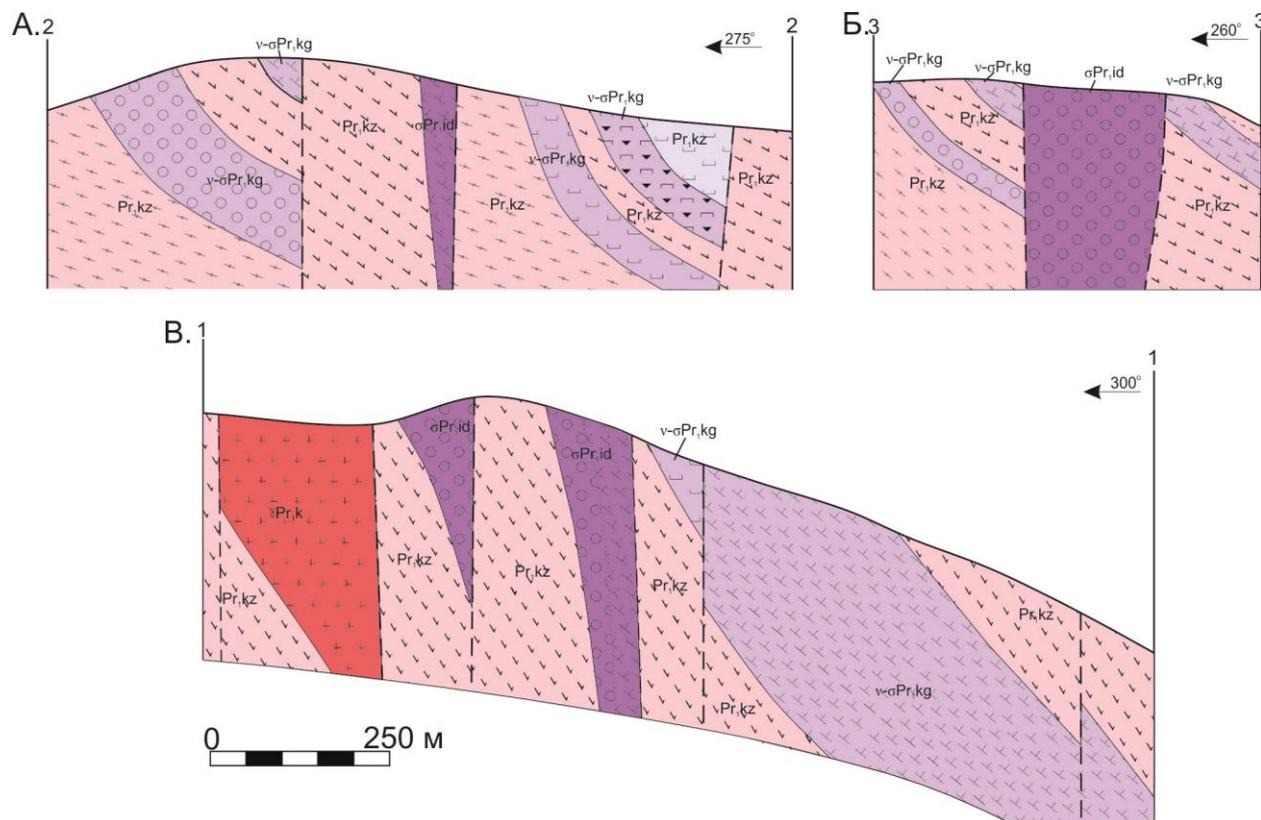


Рис. 4. Геологические разрезы продуктивных толщ (построены автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

A – разрез по линии 2-2; *B* – разрез по линии 3-3; *B* – разрез по линии 1-1. Условные обозначения и расположение линий – на рис. 4.

Тела кингашского комплекса на поверхности вскрываются в виде пластов, даек и небольших штоков, мощность которых редко превышает 50-100 м. Они сложены куммулятивными дунитами, аподунитовыми серпентинитами, редко – верлитами и клинопироксенитами. В делювии обнаружены образцы оливиновых пикритов, которые, вероятно, слагают кровельные части отдельных тел. Клинопироксениты чаще всего встречаются в составе брекчий эруптивного облика. В отдельных телах такие брекчии имеют постепенные переходы в массивные клинопироксениты. Массивы кингашского комплекса залегают субсогласно вмещающим толщам и падают моноклинально на юго-восток под углами 45-70 градусов. В виду малой мощности тел, в них не наблюдается дифференциации или первичной зональности, однако отмечается широкое разнообразие минерального и химического состава в разных телах.

На северо-западе ареала массивы кингашского комплекса сложены дунитами, а в зонах сочленения с массивами идарского комплекса – серпентинитами и различными аподунитовыми метасоматитами. С ультрамафитами здесь ассоциируют тела карбонат-тальковых

метасоматитов, количество карбонатов в которых достигает 50% при мощностях тел метасоматитов близких мощностям самих ультрамафитов. В центральной части и на юге преобладают тела клинопироксенитов и их брекчий. На юго-востоке – серпентиниты без сохранения первичных микроструктур. В центральной и южной частях ареала отмечены небольшие тела габброидов (пластообразные либо субсогласные дайки).

На юге, западе и востоке ареала по геофизическим данным картируются тела ультрамафитов, не выходящие на поверхность. Над данными телами вскрываются мелкие выходы поздних дифференциатов кингашского комплекса и ассоциирующих с ними метасоматитов, а также отмечаются повышенная поляризуемость пород и геохимические аномалии меди. Это позволяет относить не выходящие на поверхность тела ультрамафитов к кингашскому комплексу.

В северной и юго-восточной части ареала, массивы идарского комплекса сближены с массивами кингашского, и картировались, изначально, едиными телами. В виду тесного сосуществования массивов в процессе их становления и последующего метаморфизма, породы разных комплексов частично унаследовали черты друг друга. Интенсивная тектонизированность зачастую не позволяет установить в породах исходные микроструктуры и для разделения сближенных тел идарского и кингашского комплексов применена методика, основанная на комплексном петрологическом подходе (см. раздел 9.5). В результате установлено, что в этих частях ареала породы идарского комплекса образуют относительно крупные крутопадающие линзы до 300 м мощностью, а кингашский комплекс слагает пластообразные тела до 100 м мощностью, которые залегают субсогласно с вмещающими породами кузьинской толщи.

В центральной части (рис. 6) и на юге ареала (рис. 5) в кузьинской толще отмечаются горизонты метавулканитов пикробазальт-базальтового состава. Это пачки до 200 м мощностью, в пределах которых переслаиваются отдельные пласты metabазальтов, пикробазальтов и пикритов. Мощности отдельных пластов – до 20 м, вниз по разрезу постепенно увеличивается магнезиальность (рис. 6): в верхней части пачки преобладают metabазальты, в подошве – высокомагнезиальные метапикриты. С такими горизонтами ассоциируют дайки и малые тела габброидов кингашского комплекса, которые, нередко, сопровождаются ареалами метасоматитов. Установлено, что в пределах таких пачек распространены горизонты малосульфидной палладиевой минерализации, что подробно описано в разделе 8. Данные толщи условно считаются эффузивными из-за равномерно-тонкозернистого облика (метаафировые структуры?), однако исходя из взаимоотношений с вмещающими сланцевогнейсовыми толщами они могут оказаться гипабиссальными образованиями кингашского комплекса.

Для всех пород ареала характерна насыщенность мелкими дайками и жилами плагиогранитов и гранодиоритов кирельского (саянского) комплекса. С данными образованиями повсеместно связано перераспределение рудных компонентов, нередко на контактах с дайками гранитоидов кирельского и габброидов кингашского комплексов образуются сульфидно-оксидные руды, объёмная доля рудных минералов в которых достигает 50%.

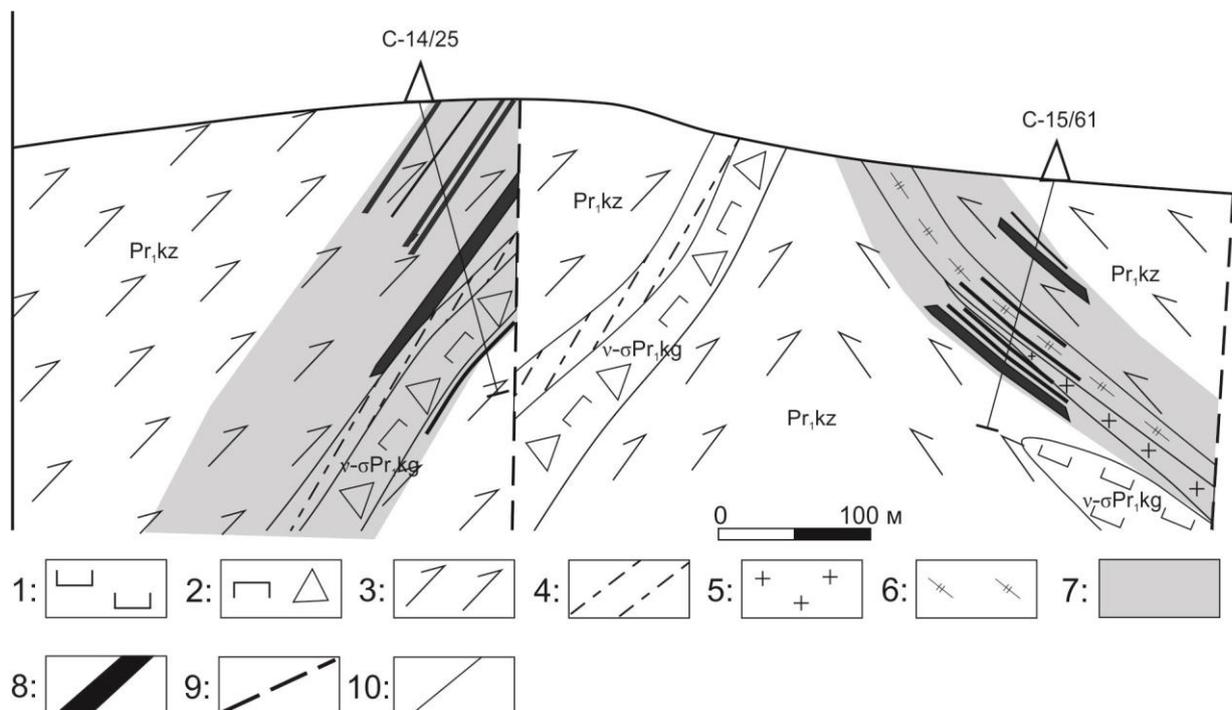


Рис. 5 Геологический разрез по линии 4-4 (построен автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1-2 – ультрамафиты кингашского комплекса: 1 – метапикриты; 2 – брекчии клинопироксенитов; 3-4 – вулканы бимодальной серии: 3 – апобазальтовые амфиболиты; 4 – аподацитовые гнейсы и сланцы; 5 – плагиограниты; 6 – палладиеносные горизонты, вмещающие сближенные тела палладиевых руд; 7 – рудные тела, выделенные по результатам рядового опробования (средние содержания Pd > 0,5 г/т при мощности более 2 м); 8 – тектонические нарушения; 9 – геологические границы.

Интрузии ареала, сложенные ранними дифференциатами кингашского комплекса имеют крайне малые масштабы (до первых десятков метров мощностью) и близки по строению к малым дайкам ультрамафитов кингашского комплекса Кингашского рудного района [Михайлов, 2011ф]. Для подобных образований на Кусканаском рудопроявлении Кингашского РР характерны слабая сульфидизация, низкие содержания никеля, и крайне низкие – меди, а также повышенные фоновые концентрации ЭПГ на уровне первых десятых долей г/т. Аналогично образованиям Адралкинского ареала, они не представляют интереса, как промышленный источник полезных компонентов.

Метаэффузивные ультрамафитовые толщи центральной части ареала, если рассматривать их как рудоносный объект, - не имеют изученных аналогов на сопредельной

территории. Потенциальная рудоносность таких пород неоднократно отмечалась исследователями Еханина [Богнибов, Глазунов, 2000; Глазунов и др., 2003; Корнев, Еханин, 1997; Корнев и др., 2003], однако полноценных исследований рудоносности метаэффузивов ультрамафитового ряда в пределах Канского блока не проводилось. На относительно хорошо изученной территории Кингашского РР такие образования не вскрыты, в связи с чем в качестве аналога рассматриваются платинометальные массивы комплекса Портимо в Финляндии (подробнее в разделе 8).

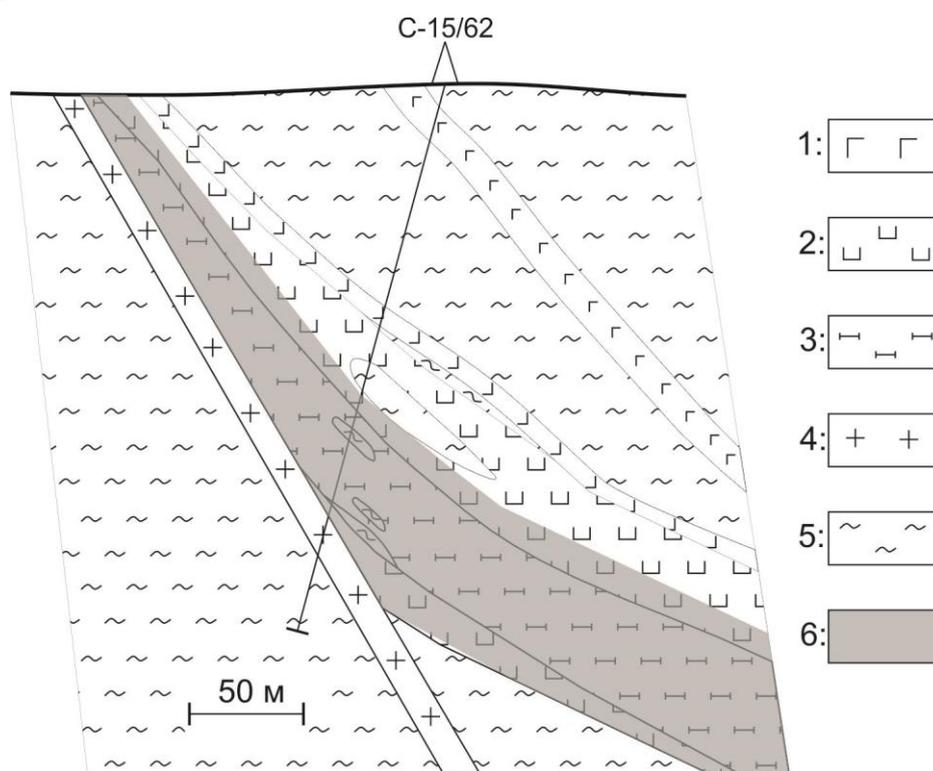


Рис. 6. Геологический разрез по линии 5-5 (построен автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – габброиды кингашского комплекса и ассоциирующие с ними метасоматиты; 2-3 – мафит-ультрамафитовая часть разреза кузьинской толщи: 2 – метапикриты и пикробазальты, 3 – высокомагнезиальные ультрамафиты: меланопикриты (коматииты) и дайковые тела перидотитов кингашского комплекса; 4 – гранитоиды кирельского (саянского) комплекса; 5 – гнейсы, сланцы и кварциты кузьинской толщи; 6 – палладиеносные горизонты, вмещающие сближенные тела палладиевых руд с содержаниями Pd до 1 г/т. Положение разреза отражено на рис. 4.

Резюмируя, следует отметить следующее. Адралкинский ареал характеризуется сложным геологическим строением и сосредотачивает в себе группу разнообразных по характеристикам и формационной принадлежности тел мафит-ультрамафитового состава. В качестве потенциально рудных объектов интерес здесь представляют скрытые на глубине массивы кингашского комплекса с сульфидной платино-медно-никелевой минерализацией и метаэффузивы мафит-ультрамафитового ряда с малосульфидной платинометальной минерализацией.

3.2 Куйгинский

Куйгинский ареал располагается в истоках рр. Куйга и Кулижа и выделен предшественниками [Смагин, Ренжин, 2010ф] как крупный Кулибинский массив одноимённого анортозит-пироксенит-габбрового комплекса, площадью около 100 кв. км. Не смотря на ряд тематических [Курганьков, 2006ф; Смагин, Ренжин, 2010ф] и авторских [Юричев, 2011; Чернышов, Юричев 2012] исследований данного массива, его геологическая изученность до недавнего времени была довольно слабой. При детальном изучении в рамках поисковых работ КНИИГиМС [Хаиров и др, 2015ф] и авторских исследований установлено, что Кулибинского анортозит-пироксенит-габбрового массива как такового не существует, а описанная как этот массив площадь сложена metabазальтовыми толщами, вмещающими группу тел ультрамафитов кингашского комплекса с подчинённым количеством массивов габброидов.

Вмещающей рамой Куйгинского ареала являются metabазальты кулижинской толщи, слагающие моноклираль восточного падения, осложнённую локальными пликративными структурами и многочисленными дизъюнктивами. Среди пород кулижинской серии отмечается 2 типа metabазальтов: первый тип – роговообманковые амфиболиты, широко распространённые в кулижинской и кузынской толщах, второй – актинолит-соссюритовые metabазальты с постепенными переходами в пикробазальты и пикриты (аналогично рудоносным эффузивам центральной части Адралкинского ареала). Последние тесно ассоциируют с интрузивными образованиями кингашского комплекса.

Интрузивные образования ареала сложены ультрамафитами и мафитами кингашского комплекса. Ультрамафиты слагают 2 чашеобразных лопполита площадью выхода около 1 кв. км каждое в южной и центральной частях ареала (рис. 7). Глубина залегания подошвы этих тел косвенно определяется равной 1 км, мощность – около 500 м. На востоке ареала закартировано узкое (менее 200 м) крутопадающее линейно-вытянутое тело ультрамафитов, приуроченное к разрывному нарушению. Габброиды слагают 8 небольших (до 500x500 м) штоков и имеют с ультрамафитами реакционные либо тектонические взаимоотношения. Часть габброидов образуют с ультрамафитами единые структуры, аналогично массивам Кингашского РР, часть слагает отдельные, либо резко секущие ультрамафиты тела.

Тела ультрамафитов обладают широкими вариациями состава – от дунитов до оливин-пироксеновых метапикритов и пикросенитов. Здесь широко распространены своеобразные куммулятивные метапикриты интрузивного происхождения, в которых кумулаты оливина и пироксена порфиробластового облика погружены в тонкозернистый интеркумуляусный материал, который может слагать до 70 % объёма породы. Изученные разрезы представлены в одних случаях – монотонными толщами дунитов либо верлитов, в других – переслаиванием куммулятивных метапикритов с пироксенитами, дунитами и верлитами. При таком

переслаивании не отмечается следов реакционных взаимодействий между прослоями, сложенными разными разновидностями пород. В результате реконструкции полного разреза ультрамафитовых массивов Куйгинского ареала (рис. 8), в них выделено 2 зоны:

1. Мезокумулятная зона имеет мощность 80-100 м, располагается в приподошвенных частях интрузий и представляет собой монотонную толщу куммулятивных дунитов либо верлитов. В породах мезокумулятной зоны кумулаты оливина и клинопироксена составляют 70-85 % от объёма породы. Верхняя граница зоны выделяется условно, явных маркеров в виде специфических горизонтов или зон реакционных взаимодействий не обнаружено.
2. Ортокумулятная зона имеет мощность 150-250 м и располагается в верхней части интрузии. Представляет собой переслаивание дунитов/верлитов с куммулятивными метапикритами и пироксенитами. Дуниты и верлиты ортокумулятной зоны отличаются от вышеописанных меньшим количеством кумулюсных зёрен (60-75 %), а в метапикритах количество интеркумуляусного материала может достигать 70%. В пироксенитах соотношение кумулюсного интеркумуляусного материала различно, но обе фазы представлены клинопироксеном. Характерным для зоны является переслаивание разновидностей, которое не соответствует типичной расслоенности, возникающей в результате гравитационной отсадки (см. рис. 8). Прослои метапикритов располагаются не параллельно нижней кромке массива, а образуют подобие секущих крутопадающих тел. Помимо прочего, отмечается нормальная для расслоенных массивов геохимическая зональность мезокумулятной зоны и не типичная – ортокумулятной зоны (подробно в разделе 6.3). При этом реакционные взаимодействия между разновидностями отсутствуют и в массиве они описываются как единая ультрамафитовая толща. Такое строение обусловлено, вероятно, формированием при широком участии реакционной миграции расплава, при которой формируются «каналы», обогащённые интеркумуляусным расплавом, кристаллизовавшиеся как куммулятивные пикриты [Ceuleneer, Rabinowicz, 1992; Pec et al, 2015; Spiegelman et al., 2001].

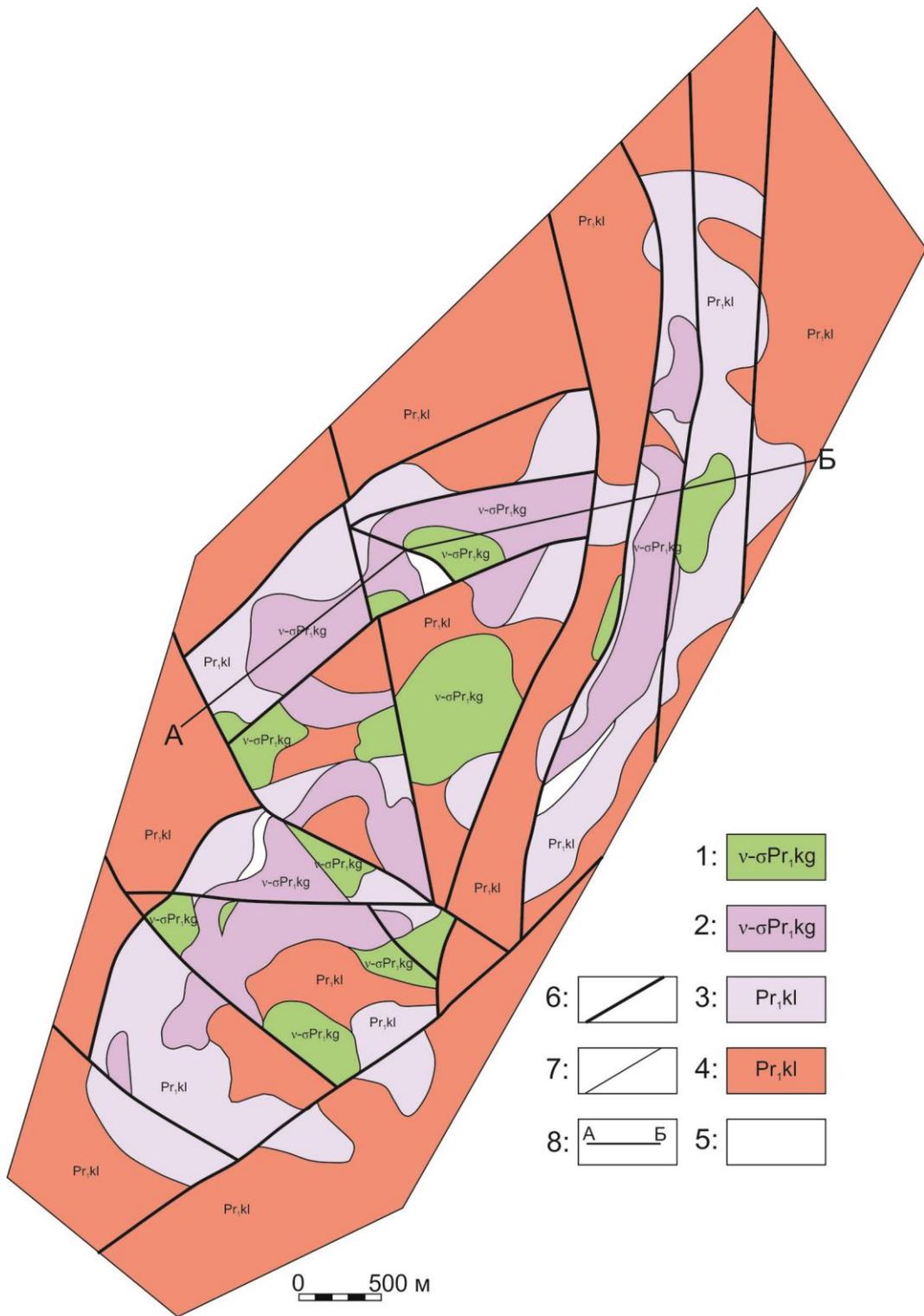


Рис. 7. Геологическая карта Куйгинского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф])

1 – кингашский комплекс раннего протерозоя?: мафиты; 2 – кингашский комплекс раннего протерозоя?: ультрамафиты; 3 – кулижинская метавулканная серия нижнего протерозоя?: метапикриты, метапикробазальты; 4 – кулижинская метавулканная серия нижнего протерозоя?: метабазаальты (амфиболиты, актинолитовые сланцы), плагиогнейсы; 5 – карбонатные породы в зоне контактов ультрамафитов; 6 – разрывные нарушения, 7 – геологические границы; 8 – линия разреза

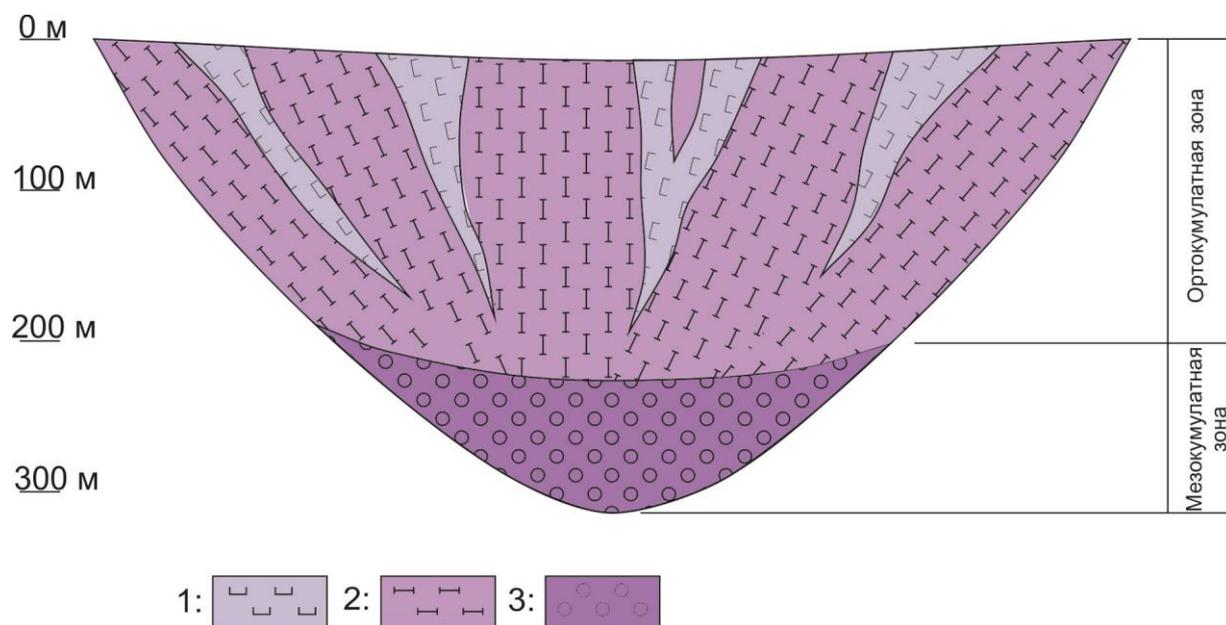


Рис. 8. Схематичный разрез ультрамафитовых массивов Куйгинского ареала (построен автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф]) и собственных наблюдений)

1-2 – породы ортокумулатной зоны: 1 – оливиновые и оливин-пироксеновые метапикриты, пироксениты, 2 – ортокумулатные дуниты и верлиты; 3 – мезокумулатные дуниты и верлиты

Как видно на плане и разрезе (рис. 8) ультрамафитам кингашского комплекса сопутствуют ареалы метаморфизованных пикробазальт-пикритовых толщ. И если одна часть из них располагается в отрыве от самих ультрамафитовых массивов и их вулканогенное происхождение не вызывает сомнений, то другая образует вокруг интрузивных ультрамафитов «каймы», повторяющие их форму, чему может быть несколько объяснений:

1. Данные образования являются апобазальтовыми метасоматитами, возникшими на контакте с интрузиями Куйгинского ареала в процессе их становления. Подобные процессы характерны для ряда малых интрузий кингашского комплекса в Кингашском РР, например, в пределах Кусканакского проявления.
2. Интрузии кингашского комплекса и пикрит-базальтовые отложения кулижинской толщи образуют единый вулcano-плутонический комплекс, формирование которого происходило в относительно короткий временной промежуток и в схожих обстановках.

Ряд петро-геохимических и структурных критериев позволяет основной считать вторую гипотезу (подробно в разделе 6). Помимо прочего, при метасоматических преобразованиях изменениям подвергаются не только вмещающие породы, но и эндоконтактные части

интрузии, а такие апоультрамафитовые метасоматиты (карбонат-серпентин-талькового состава) здесь пользуются куда менее значимым распространением, чем ареалы пикробазальт-пикритовых толщ.

Интрузивы Куйгинского ареала схожи с рудоносными массивами Кингашского РР, в связи с чем могут рассматриваться как потенциально медь-никеленосные. Однако низкие содержания серы в них свидетельствует об их существенно меньших промышленных перспективах в качестве сульфидных медно-никелевых месторождений. При этом наличие афировых пикритовых толщ и специфической зональности в интрузивных телах свидетельствует о высоком потенциале обнаружения платинометалльных рудопроявлений в пределах ареала.

3.3 Кирельский

Кирельский ареал располагается в среднем течении р. Кирель в районе устья р. Шумиха. В пределах ареала откартировано 2 группы ультрамафитовых тел, которые отличаются по геологическому строению и формационной принадлежности: северная и южная.

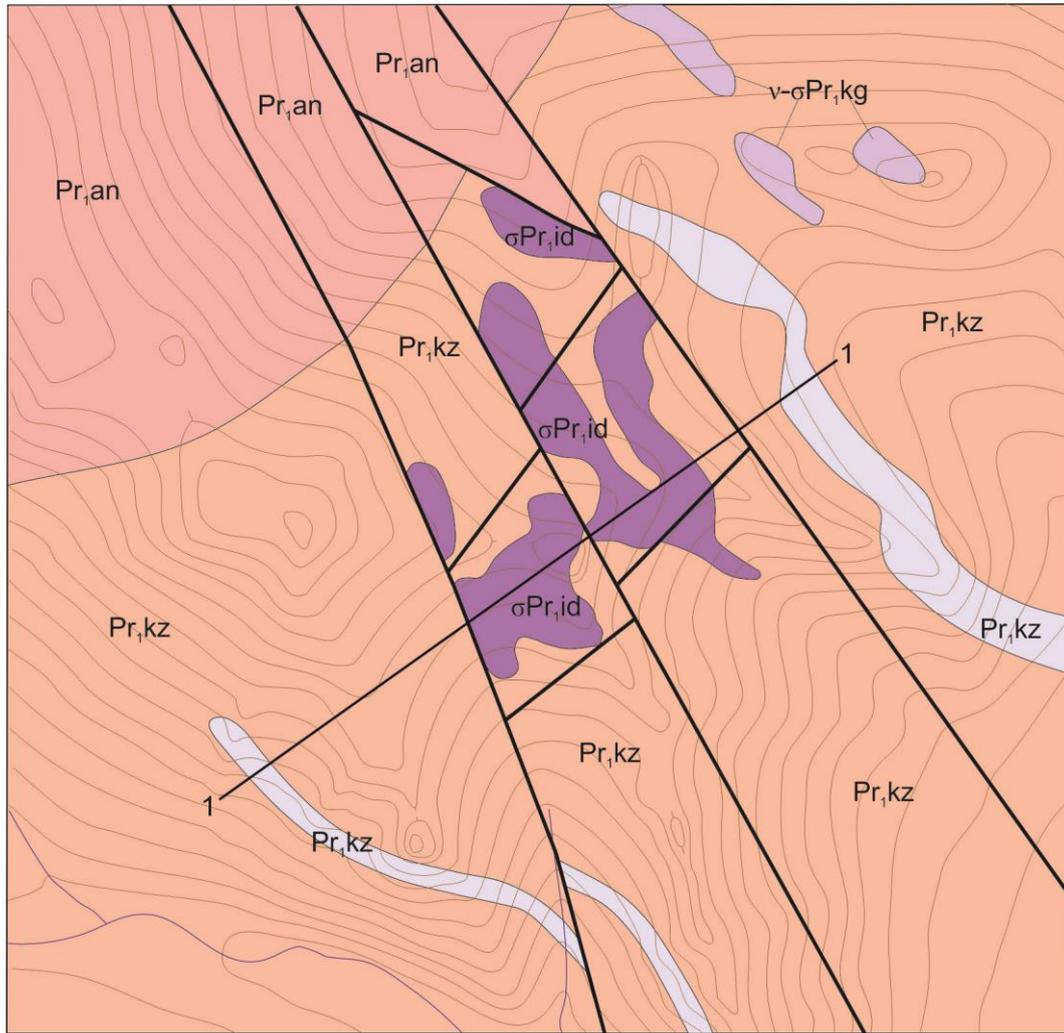
В северной части Кирельского ареала (рис. 9) вскрываются гнейсово-сланцевые с горизонтами амфиболитов горизонты кузынской толщи, которые с севера перекрываются несогласно залегающими породами анжинской серии. Здесь, в зоне сближенных разломов север-северо-западного простирания, метавулканы образуют локальную грабен-синклиналиную структуру, в пределах которой вскрыта серия ультрамафитовых тел.

Ультрамафиты слагают неправильной формы в плане тела, приуроченные к разрывным нарушениям, сложенные серпентинитами и апоультрамафитовыми метасоматитами серпентин-тальк-карбонатного состава, которые отнесены к идарскому комплексу. В разрезе они образуют две крутопадающие линзы (серии линз?), юго-западным краем примыкающие к разломам. Мощность линз – 250-400 м, протяжённость – до 1 км.

На востоке и западе от сближенных ультрамафитовых линз идарского комплекса, в кузынской толще откартированы горизонты метапикробазальтов. На северо-восток от тел идарского комплекса по геофизическим данным отрисовано несколько мелких штоков ультрамафитов кингашского комплекса. Данные образования, в виду мелких масштабов, не представляют практического интереса и детально не изучались.

В южной части Кирельского ареала (рис. 10) закартирована группа сближенных ультрамафитовых тел в породах кулижинской толщи. Гнейсово-сланцевые горизонты падают моноклинально на северо-восток и осложнены отдельными локальными разрывными нарушениями.

В отложениях кулижинской толщи субсогласно залегает 5 пластообразных тел ультрамафитов кингашского комплекса, которые в плане картируются в виде линз.



Геологический разрез по линии 1-1

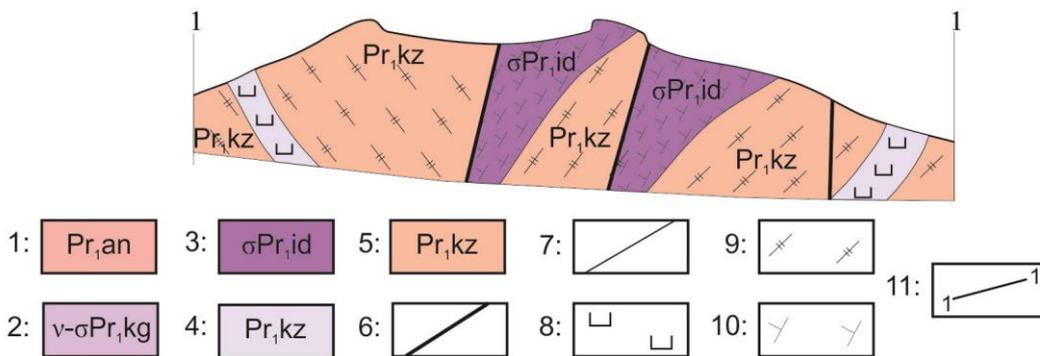


Рис. 9. Геологическая карта северной части Кирельского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хайров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – раннепротерозойская? гнейсо-амфиболито-сланцевая формация: анжинская серия; 2 – кингашский комплекс раннего протерозоя?: ультрамафиты; 3 – идарский комплекс раннего протерозоя?: дуниты, гарцбургиты; 4 – кузынская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: метапикриты, метапикробазальты; 5 – кузынская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: гнейсы, амфиболиты, кварц-слюдяные сланцы, кварциты; 6 – разрывные нарушения, 7 – геологические границы; 8-10 –

обозначения разновидностей пород: 8 – метацикриты; 9 – плагиогнейсы; 10 – серпентиниты, серпентин-тальковые и тальк-карбонатные породы апоультрамафитовые; 11 – линия разреза

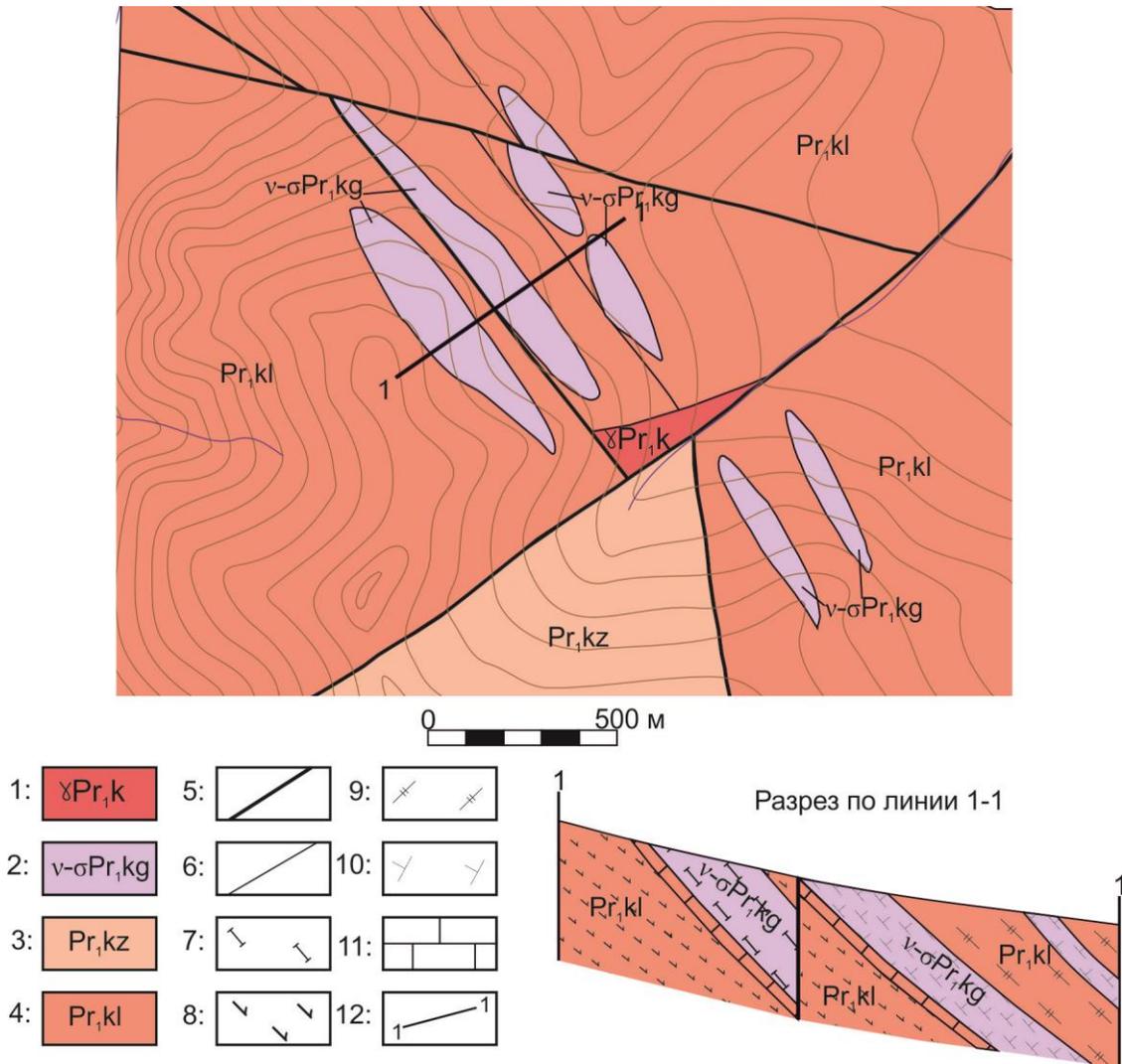


Рис. 10. Геологическая карта южной части Кирельского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – кирельский (саянский) комплекс раннего протерозоя?: гранодиориты, плагиограниты; 2 – кингашский комплекс раннего протерозоя?: ультрамафиты; 3 – кузгинская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: гнейсы, амфиболиты, кварц-слюдяные сланцы, кварциты, отдельные горизонты мраморов; 4 – раннепротерозойская? существенно амфиболитовая формация: кузгинская толща 5 – разрывные нарушения, 6 – геологические границы; 7-11 – обозначения разновидностей пород: 7 – верлиты, лерцолиты; 8 – амфиболиты; 9 – плагиогнейсы; 10 – серпентиниты, серпентин-тальковые и тальк-карбонатные породы апоультрамафитовые; 11 – горизонты мраморов; 12 – линия разреза

Три ультрамафитовых тела сближены и расположены субпараллельно вблизи разрывного нарушения северо-западного простирания, их мощность колеблется от 100 до 200 м при протяжённости 500x1000 м. Западное тело сложено аповерлитовыми и аполерцолитовыми серпентинитами, остальные тела – серпентинитами, в которых реликты исходных микроструктур не сохраняются. Ультрамафиты подстилаются горизонтами мраморов. На юго-востоке по геохимическим данным картируется ещё 2 тела, но меньших масштабов: ~ 50x500 м.

В изученных телах не отмечается расслоенности, их состав монотонен и присутствует типичная геохимическая зональность с постепенным накоплением ряда элементов к подошве.

Ультрамафиты северной и южной частей Кирельского ареала, не смотря на пространственную близость, относятся к разным формационным типам и залегают на разных стратиграфических уровнях. На севере ареала, в левом борту р. Кирель, обнаружены тела идарского комплекса в породах кузьинской толщи, ультрамафиты тесно связаны с разрывными нарушениями и образуют крутопадающие тела к ним приуроченные. На юге ареала, в правом борту р. Кирель, обнаружена серия параллельно расположенных пластообразных тел ультрамафитов кингашского комплекса, субсогласно залегающих в амфиболито-гнейсовых отложениях кулижинской толщи. При этом, потенциально рудоносные тела юга ареала крайне малы и не несут сульфидной минерализации в значимых количествах, что позволяет сделать вывод о низких перспективах рудоносности всего ареала.

3.4 Кержинский

Кержинский ареал расположен в истоках р. Кержа, левого притока р. Кулижа. Здесь, в западном крыле Кирельской синклинали, группа мелких ультрамафитовых тел субсогласно залегают в метапикритах и metabазальтах кулижинской толщи. Ареал расположен в зоне влияния Кулижинского разлома и в его пределах широко проявлена дизъюнктивная тектоника.

В пределах ареала отложения кулижинской толщи слагают синклиналичную структуру более низкого, по отношению к Кирельской синклинали, порядка, ось которой ориентирована вкрест оси последней (рис. 11). Это связано с приуроченностью ареала к зоне сочленения группы разноориентированных разрывных нарушений, которые, в том числе, служили магмоподводящими каналами. Кулижинская толща здесь представлена преимущественно амфиболитами (metабазальтами) и разнообразными метапикритами и пикробазальтами с отдельными горизонтами мраморов.

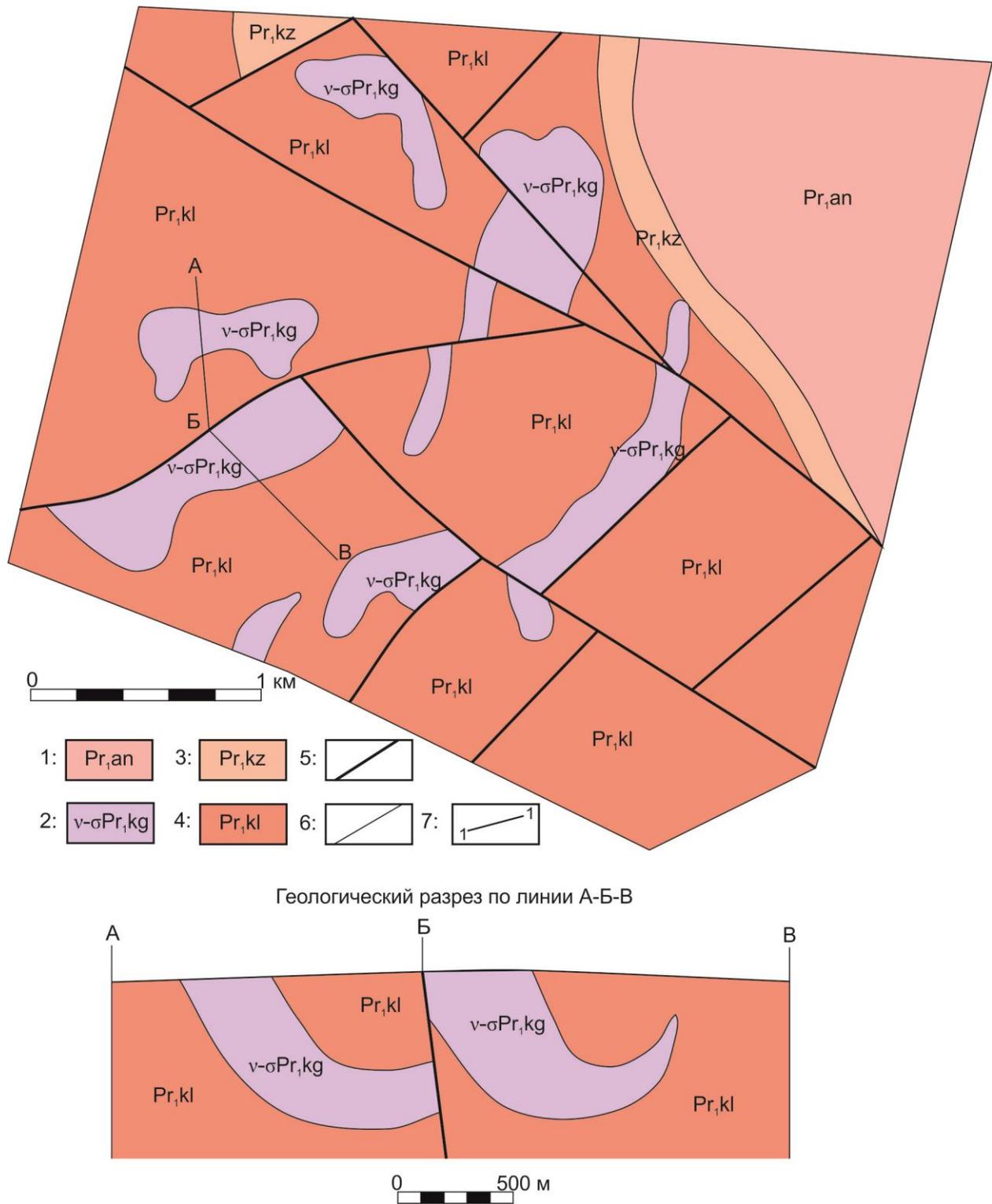


Рис. 11. Геологическая карта Кержинского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – раннепротерозойская? гнейсо-амфиболито-сланцевая формация: анжинская серия; 2 – кингашский комплекс раннего протерозоя?: ультрамафиты; 3 – кузгинская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: гнейсы, амфиболиты, кварц-сланцевые сланцы, кварциты, отдельные горизонты мраморов; 4 – раннепротерозойская? существенно амфиболитовая формация: кулжинская толща; 5 – разрывные нарушения, 6 – геологические границы; 7 – линия разреза

Интрузивные образования ареала представлены группой чашеобразных и лентовидных тел ультрамафитов кингашского комплекса. В восточной части закартировано три

чашеобразных тела размером 1000x300 м, залегающих согласно вмещающим толщам, на поверхности вскрываются только краевые части этих тел. В западной части отмечается группа линейно-вытянутых тел северо-восточного простирания до 1500 м протяжённостью и до 200 м мощностью. Тела сложены апоультрамафитами без сохранения исходных микроструктур: серпентинитами, тремолит-тальковыми и тремолит-хлоритовыми породами. Породы, в основном, близки по составу к куммулятивным метапикритам Куйгинского ареала, но полностью замещены вторичными минералами, что говорит о существенно меньшем количестве куммулятивного материала.

Интрузивные тела повторяют структуры вмещающих пород в плане и разрезе, что в комплексе с микроструктурами пород свидетельствует об их гипабиссальной природе и формировании в условиях меньших глубин (в сравнении с другими массивами). По результатам изучения образцов, ультрамафиты ареала не содержат сульфидов свыше 5% и не несут значимых концентраций меди и никеля, в связи с чем потенциал сульфидной медь-никеленосности здесь низок. Однако по ряду критериев они могут быть перспективны на обнаружение малосульфидных платинометаллических руд, по аналогии с проявлениями Адралкинского ареала.

3.5 Борыньский

Борыньский ареал располагается в бассейне р. Борынь, правого притока р. Бол. Кулижа и объединяет одноимённый ультрамафитовый массив и группу его мелких сателлитов.

Борыньский ареал приурочен к группе разрывных нарушений, оперяющих Кулижинский разлом с юга, в зоне контакта кулижинской и кузьинской вулканогенно-осадочных толщ. В тектоническом плане ареал расположен в южной центриклинальной части Кирельской синклинали. Северо-западная часть ареала располагается в зоне развития существенно амфиболитовой кулижинской толщи, в юго-восточной части ареала вскрываются плагиогнейсовые отложения кузьинской толщи, контакт толщ – согласный геологический, в пределах ареала вмещающая толща падает моноклиально на юго-восток под углом около 50 градусов.

Борыньский массив (рис. 12) представляет собой крупную линзу 4x1 км, погружающуюся на юго-восток согласно вмещающей толще. Он сложен в разной степени серпентинизированными ультрамафитами: в нижней части – дунитами, в верхней – гарцбургитами. Среди дунитов и гарцбургитов отмечаются жилообразные тела ортопироксенитов.

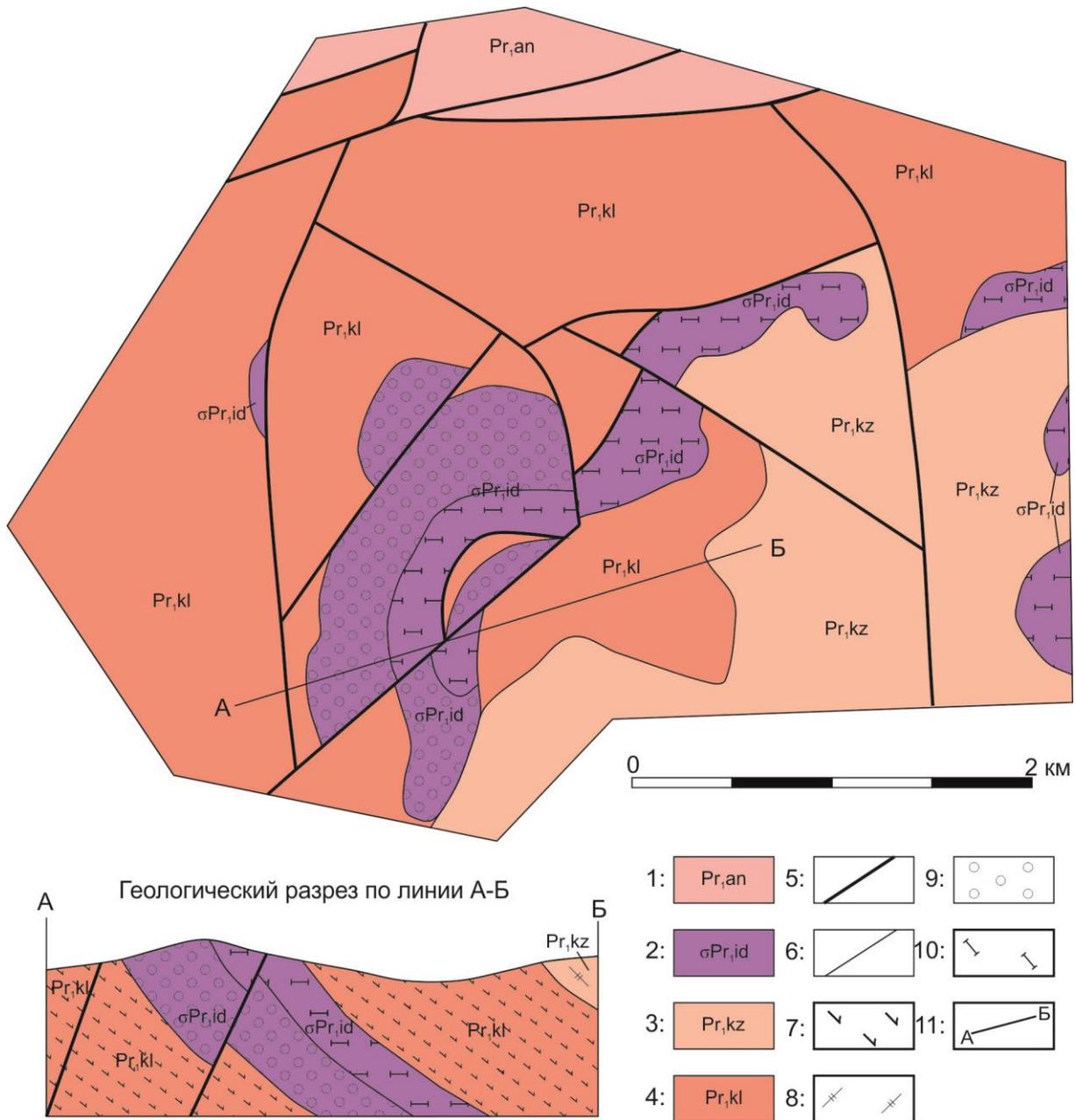


Рис. 12. Геологическая карта Борынского ареала ультрамафитов (построена автором на основании материалов [Хаиров и др., 2015ф] и собственных наблюдений)

1 – раннепротерозойская? гнейсо-амфиболито-сланцевая формация: анжинская серия; 2 – идарский комплекс раннего протерозоя?: дуниты, гарцбургиты; 3 – кузынская метавулканогенно-осадочная серия нижнего протерозоя?: гнейсы, амфиболиты, кварц-сланцевые сланцы, кварциты; 4 – кулижинская толща нижнего протерозоя?: амфиболиты; 5 – разрывные нарушения, 6 – геологические границы; 7-10 – обозначения разновидностей пород: 7 – амфиболиты, 8 – гнейсы; 9 – дуниты; 10 – гарцбургиты; 11 – линия разреза

Западная часть Борынского массива представляет собой относительно слабоизменённую толщу с отчётливо выделяющимися дунитовой и гарцбургитовой зонами. К востоку массив пересекается группой разрывных нарушений, в связи с чем в восточной части широко развиты вторичные изменения и зоны брекчирования. Обломки апоультрамафитовых брекчий имеют размеры до 5 см и сцементированы аналогичным по составу материалом, но перетёртым и метаморфизованным то тонкозернистой тальк-серпентиновой массы. В зонах меланжа отмечаются горизонты, обогащённые хромшпиннелидами. Также, по свидетельству

О.М. Глазунова (личное сообщение), в пределах массива им обнаружены сульфидные руды, что подтверждается отобранными образцами, один из которых был предоставлен для микрозондовых исследований в рамках данной работы

К востоку от Борыньского массива картируется группа малых (до 500x200 м) линзовидных тел, приуроченных к разломам. Тела сложены гарцбургитами и ортопироксенитами.

Перспективы рудоносности Борыньского массива и его сателлитов связаны с тектоническими зонами, насыщенными хромшпиннелидами, и с зонами метасоматоза, где отмечаются пробы с повышенными концентрациями палладия.

4. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОДУКТИВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ

В данной главе приведена петрографическая характеристика пород мафит-ультрамафитовых массивов и ассоциирующих с ними эффузивных толщ, а также описаны особенности состава породообразующих минералов.

4.1 Петрография

4.1.1 Кингашский комплекс

Породы кингашского комплекса представлены двумя сериями: ультрамафитовой (дуниты, верлиты, лерцолиты, кумулятивные пикриты) и мафитовой (клинопироксениты и габброиды). Отличительной особенностью пород кингашского комплекса является наличие кумулятивных и порфириковых структур, что свидетельствует об относительно малой глубине их образования.

Дуниты свежего облика в пределах изученной территории не встречаются, во всех образцах они интенсивно серпентинизированы, вплоть до образования серпентинитов. Структура дунитов среднезернистая, кумулятивная, с наложенной петельчатой, текстура однородная, реже – сланцеватая. В составе дунитов около 70% оливина, 20-30% - хлорит, тремолит, тальк и кальцит в различных количественных вариациях, до 5% магнетита. Оливин слагает кумулятивные зёрна до 2-3 мм, наиболее крупные из которых представляют собой порфириковидные вкрапленники. Все зёрна оливина замещаются лизардитом по трещинам, либо агрегатами и пластинчатыми зёрнами антигорита, чаще всего в образцах отмечаются лишь реликты серпентинизированных зёрен оливина. Интерстиции между кумулятивными зёрнами оливина выполнены агрегатами хлорита, тремолита, талька, кальцита, соотношение между которыми значительно варьирует, обычно с преобладанием хлорита и тремолита. Нередко хлорит и тремолит образуют сланцеватый матрикс, огибающий кумулятивные зёрна оливина. Тонковкрапленные агрегативные скопления магнетита имеют неправильную форму и часто подчёркивают кумулятивную структуру породы, относительно крупные (до 1 мм) зёрна магнетита образуют отдельные вкрапленники и являются продуктом замещения исходных зёрен хромшпиннелидов.

Аподунитовые серпентиниты кингашского комплекса уверенно выделяются лишь при наличии сохранившихся реликтов кумулятивных структур. Породы состоят на 60-80% из антигорита и лизардита, остальная часть породы сложена тремолитом, хлоритом и магнетитом. Серпентины обнаруживаются в контурах исходных зёрен оливина, пространство между которыми заполнено минералами интеркумулусной фазы, аналогично вышеописанным

дунитам. Нередко исходные границы зёрен оливина дизентегрированы и уничтожены, в таких случаях кумулятивные структуры полностью затушёваны.

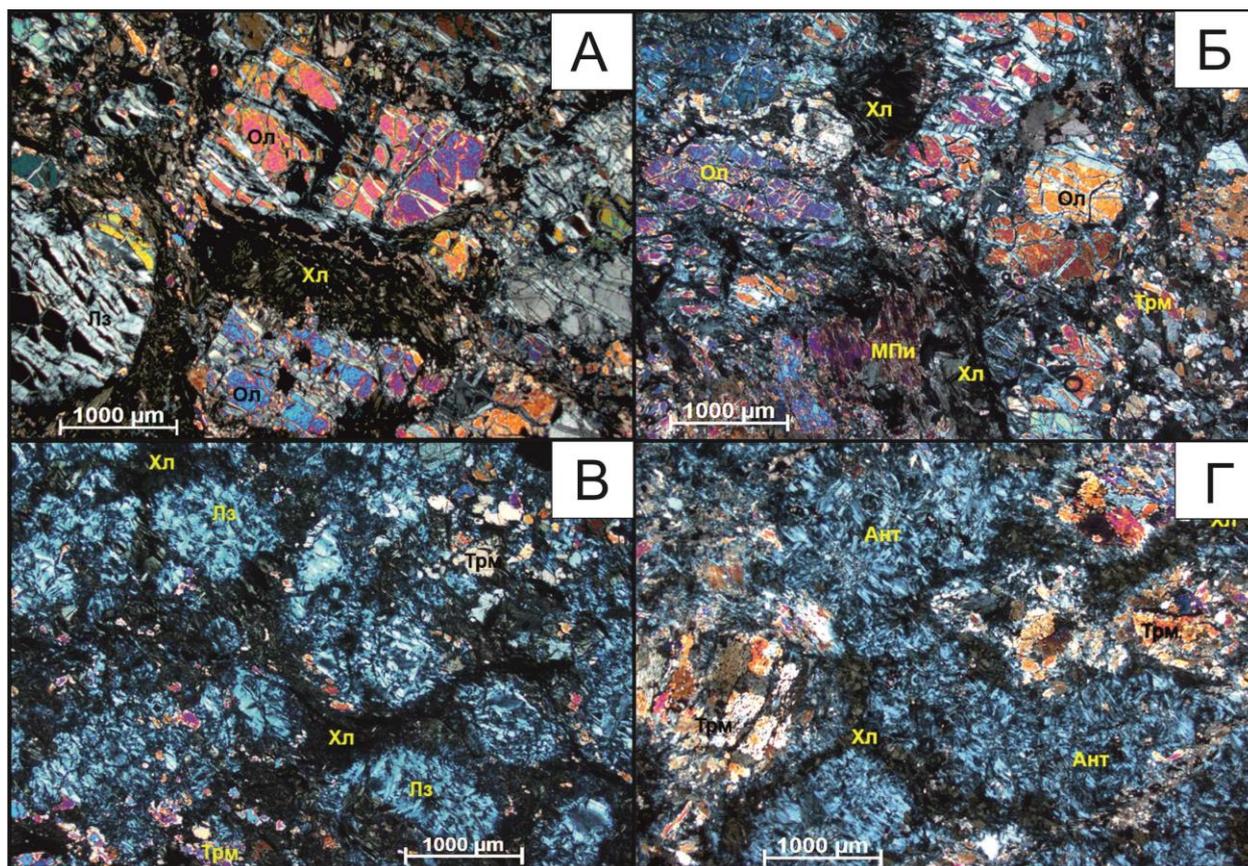


Рис. 13. Дуниты и верлиты кингашского комплекса

А – дунит с выраженной кумулятивной структурой; Б – верлит с выраженной кумулятивной структурой; В – аподунитовый серпентинит с реликтами кумулятивной структуры; Г – аверлитовый серпентинит с реликтами кумулятивной структуры. Ол – оливин, МПи – клинопироксен, Хл – хлорит, Лз – лизардит, Ант – антигорит Трм – тремолит. Николи +

Верлиты, как и дуниты кингашского комплекса, подвержены интенсивному замещению вторичными минералами, однако в целом, облик верлитов в изученных образцах существенно свежее, чем у дунитов. Верлиты характеризуются мелко-среднезернистой кумулятивной структурой и однородной текстурой. В составе – оливина около 50%, ~ 25% клинопироксена, ~ 20% тремолита и до 5% магнетита. Отмечается кальцит. Кумулятивные зёрна в породе представлены оливином и клинопироксеном. Кумулульный оливин наблюдается чаще и образует агрегаты округлых зёрен размером 1-4 мм, в разной степени замещённые серпентином (от 15 до 60%). Клинопироксен в кумулятивных зёрнах наблюдается реже, его зёрна имеют размеры до 2,5 мм и менее идиоморфны в сравнении с оливином. Клинопироксен в разной степени замещается тремолитом и хлоритом. Кумулятивные зёрна оливина и пироксена погружены в тремолит-хлоритовый агрегат сланцеватого облика (в различных количественных вариациях), который их огибает. Отмечается повсеместная тонкая вкрапленность магнетита, его просечки и тонкие жилки.

В *аповерлитовых серпентинитах* оливин полностью замещён антигоритом, а клинопироксен на 50-70% замещается тремолитом. Границы оливиновых зёрен часто затушёваны. В остальном, породы аналогичны верлитам, с поправкой на интенсивное замещение вторичными минералами.

Лерцолиты встречаются редко и по структурно-текстурным особенностям аналогичны верлитам. Отличие пород в меньшем количестве оливина (до 60%) и наличии в равных количествах энстатита и клинопироксена.

Клинопироксениты характеризуются структурой от мелко- до грубозернистой, панидиоморфной, с участками сидеронитовой. В их составе 80-90% клинопироксена, до 10% флогопита, до 10% апатита, до 10% магнетита, в отдельных образцах – до 15% пирита, пирротина и халькопирита. В породах отмечаются актинолит, кальцит, хлорит, кварц и сфен. Размерность зёрен клинопироксена от 1 мм до 10 мм и более, вдоль спайности клинопироксен замещается тремолитом. Флогопит образует чешуйки менее 1 мм, часто в виде пойкилитовых включений в клинопироксене. Апатит и сфен отмечаются в виде мелких (до 0,5 мм) самостоятельных зёрен. Рудные минералы обнаруживаются в виде ксеноморфных зёрен и их обособлений, которые цементируют зёрна клинопироксенита и апатита с образованием сидеронитовой структуры. Сульфиды, помимо этого, образуют отдельные гнёзда и вкрапленники, а также прожилки. Количество рудных минералов колеблется от десятых долей процента до 10-15 %. В породе отмечается неравномерное окварцевание и карбонатизация.

Метапикриты отличаются от кумулятивных дунитов и верлитов меньшим количеством вкрапленников оливина и клинопироксена, их содержание обычно менее 50% от объема породы. Для них характерны бластопорфировые, реже порфирокластовые и милонитовые структуры, текстуры пород однородные, пятнистые. По составу вкрапленников выделяются оливиновые и пироксеновые метапикриты, редко оливин-пироксеновые. Количество порфировых выделений оливина и пироксена составляет 15-45%, хлорит слагает 15-45% породы, тремолит – 15-70%, магнетит – до 5 %. Отмечаются хризотил, иддингсит и кальцит. Порфировые вкрапленники оливина изометричной формы, размером до 4,5 мм, иногда образуют гломеробластовые скопления. В порфирокластовых и милонитизированных породах зерна оливина наблюдаются в виде удлинённых порфирокласт, имеющих форму будин. Зёрна оливина повсеместно в разной степени замещаются серпентином (до полного замещения), иногда – иддингситом. Порфировые вкрапленники оливина нередко оконтуриваются микрозернистыми каемками тремолита. Порфировые зёрна клинопироксена имеют размеры до 4 мм и обычно полностью псевдоморфно замещены уралитом, который, в свою очередь, вдоль трещин спайности замещается актинолитом. Основная масса в породе являет собой продукт кристаллизации интеркумуляусной фазы, которая в данных разновидностях ультрамафитов

слагает большую часть породы. Она сложена мелкозернистым хлорит-тремолитовым (в пироксеновых пикритах с актинолитом) агрегатом. Основная масса нередко сланцеватая, в милонитизированных разностях – полосчатая за счёт чередования мономинеральных полос, которые ориентированы вдоль сланцеватости. Сланцеватые агрегаты хлорита, тремолита и актинолита огибают порфирокластовые зёрна оливина и пироксена, придавая им форму будин. Магнетит часто приурочен к вкрапленникам оливина и наблюдается в виде просечек в жилках лизардита, либо образует тонкую вкрапленность.

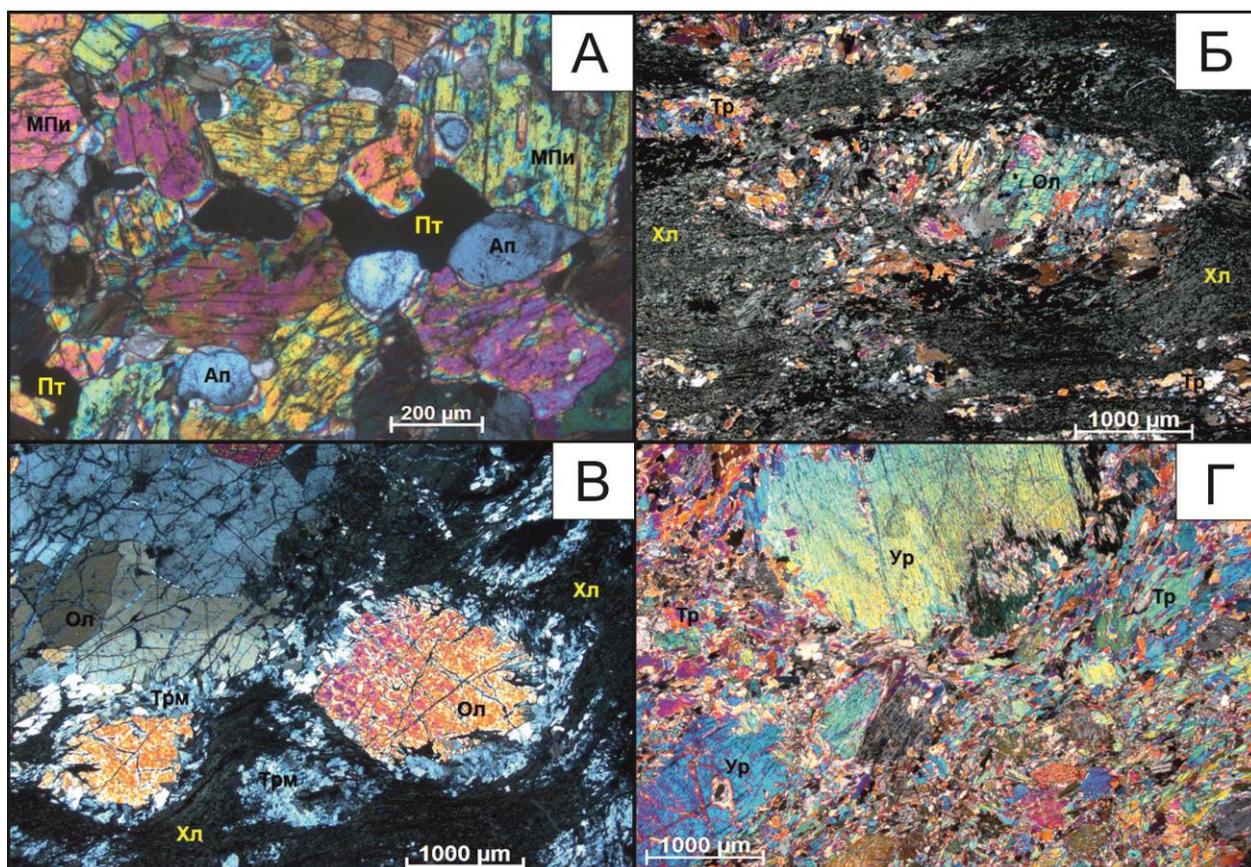


Рис. 14. Пироксениты и метапироксениты кингашского комплекса

А – апатитовый клинопироксенит с элементами сидеронитовой структуры; *Б* – оливиновый метапироксенит милонитизированный с будинированными порфирокластовыми зёрнами оливина; *В* – оливиновый метапироксенит с отчётливо проявленными порфировыми вкрапленниками оливина; *Г* – пироксеновый метапироксенит с отчётливо проявленными порфировыми вкрапленниками пироксена, псевдоморфно замещёнными уралитом. Ол – оливин, МПи – клинопироксен, Хл – хлорит, Тр – тремолит, Мг – магнетит, Ап – апатит, Ур – уралит. . Николи +

Метагаббро встречается редко и слагают, по-видимому, мелкие гипабиссальные тела. Структура метагаббро от тонкозернистой до среднезернистой, нематогранобластовая, текстура однородная, иногда пятнистая. Состав породы: сосюритизированный плагиоклаз ~35-50%, актинолит, уралит ~50-65%, эпидот, клиноцоизит до 15%. Отмечаются хлорит, рутил, рудные минералы. Породы интенсивно амфиболлизированы и сосюритизированы. Исходные зерна клинопироксена полностью замещены амфиболами. Вначале по ним образовались псевдоморфозы уралита, которые затем были перекристаллизованы в агрегаты актинолита. Пластинчатые индивиды уралита сохраняются редко, их размер до 3 мм. Плагиоклаз

наблюдается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен с размерами ~1 мм. Зерна плагиоклаза представлены альбитом, который заместил исходный плагиоклаз. Обычно зерна плагиоклаза интенсивно сосюритизированы, с образованием альбит-клиноцоизит-эпидотовых агрегатов. Хлорит наблюдается в виде мелких чешуйчатых скоплений. Рутил присутствует в породе в виде неравномерной вкрапленности мелких зерен с размерами менее 0,1 мм. Магнетит распространен неравномерно, в отдельных участках в заметных количествах. Размер зёрен – менее 0,5 мм, нередко образует срастания с рутилом.

4.1.2 Идарский комплекс

Идарский комплекс представлен дунитами, гарцбургитами, ортопироксенитами и образовавшимися по ним серпентинитами. Эти породы – реститовые мантийные образования, перемещённые в верхние этажи литосферы по глубинным надвигам. Для них характерны гранобластовые, порфирокластовые и мозаичные структуры, образовавшиеся как результат пластических деформаций, которым подверглись породы [Karato, 2003; Nicolas, Poirier, 1976; Wenk, 1985].

Дуниты свежего облика пользуются широким распространением в массивах Борыньского ареала, на остальной площади ПРУ они интенсивно серпентинизированы, вплоть до формирования серпентинитов. Для них характерны тонко-, мелкозернистые, мозаичные, либо мозаично-лейстовые структуры, реже - среднезернистые мезогранулярные и грубозернистые протогранулярные структуры. Текстуры однородные либо директивные. В составе дунитов – до 100% оливина, который замещается антигоритом, лизардитом, тремолитом, тальком, хлоритом. В энстатитовых дунитах отмечается 10-15 % энстатита, который обычно полностью замещён агрегатом талька и хлорита. Отмечаются хромшпинелиды, кальцит и магнетит. В тонко-, мелкозернистых дунитах оливин представлен мозаичными и мозаично-лейстовыми агрегатами, сложенными зернами с размерами менее 1 мм. Зёрна оливина субизометричные, отдельные удлиненные индивиды ориентируются субпараллельно и отражают направление директивности. В грубозернистых дунитах оливин представлен очень крупными субизометричными протогранулярными зернами с размерами более 10 мм. Оливин в разной степени (от первых % до 100%) замещается лизардитом и антигоритом, нередко с хлоритом, крупные чешуйки которого часто содержат пойкилобластовые реликты оливина. Тальк, кальцит и тремолит в породе имеют ограниченное распространение и приурочены к антигоритовым агрегатам. Отмечается неравномерная вкрапленность зерен хромшпинелидов до 1 мм, которые иногда обособляются в мелкие агрегативные скопления. Магнетит наблюдается в виде тонкой и мелкой вкрапленности с размерами зерен менее 0,5 мм, либо он образует мелкие просечки и цепочки.

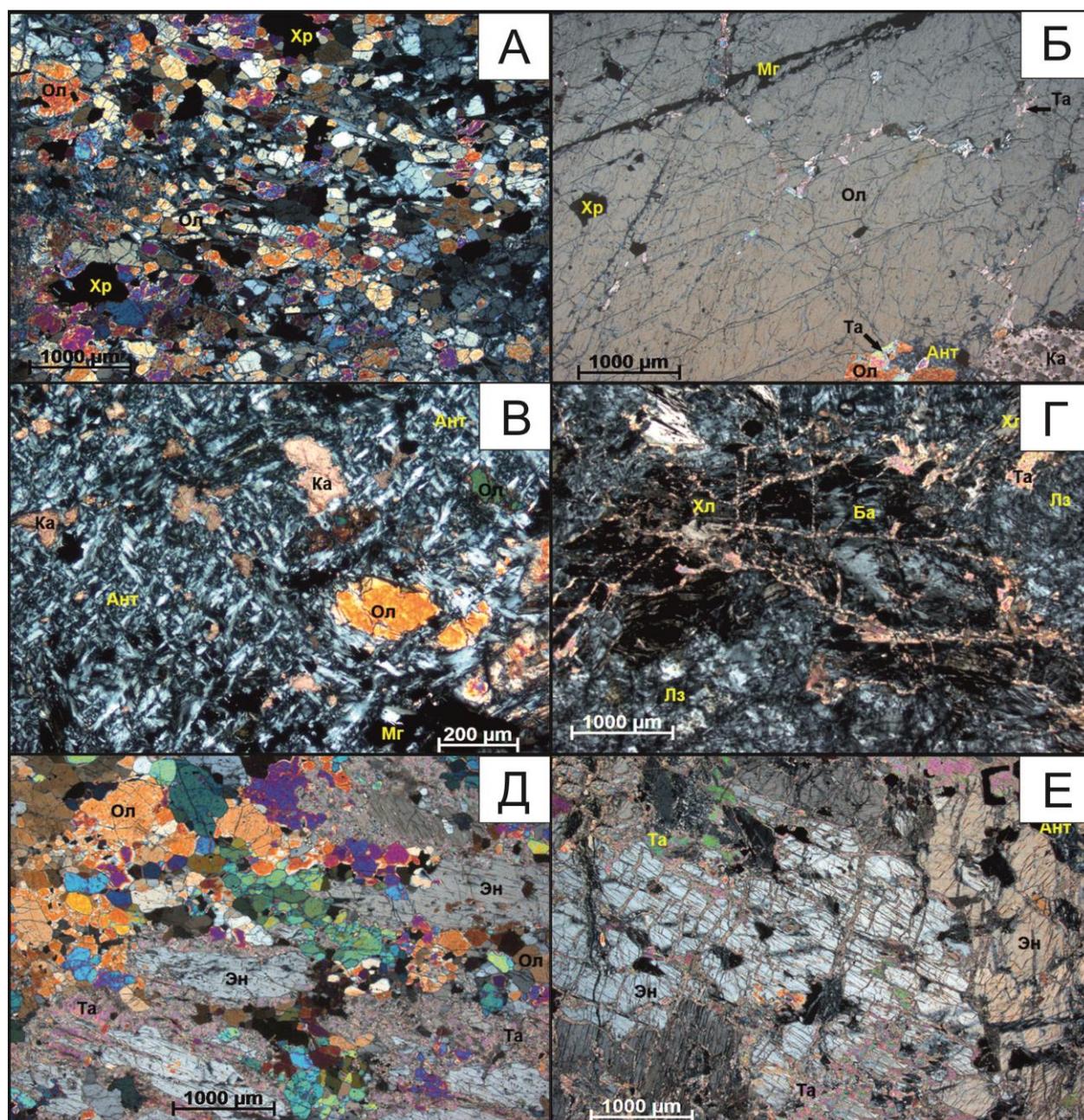


Рис. 15. Ультрамафиты идарского комплекса

А – дунит мозаичный с вкрапленностью хромшпинелидов; *Б* – дунит с грубозернистой протогранулярной структурой; *В* – аподунитовый серпентинит антигоритовый; *Г* – апогарцбургитовый серпентинит лизардитовый с псевдоморфозами бастита по энстатиту; *Д* – гарцбургит с порфирокластовой структурой, оталькованный; *Е* – ортопироксенит серпентинизированный, оталькованный. Ол – оливин, Эн – энстатит, Хл – хлорит, Хр – хромшпинелид, Мг – магнетит, Та – тальк, Ка – кальцит, Ант – антигорит, Лз – лизардит, Ба – бастит. . Николи +

Аподунитовые серпентиниты подразделяются на антигоритовые и лизардитовые. До 80-90% в них слагает серпентин, и до 20% - тальк (в лизардитовых) и кальцит (в антигоритовых), которые образуют порфиробластовые зёрна и агрегаты до 4 мм. Прочие вторичные минералы и магнетит с хромшпинелидом распространены аналогично вышеописанным дунитам.

Для гарцбургитов характерны различные структуры: от мозаичных до протогранулярных, гранобластовые, нередко порфиробластовые, иногда порфирокластовые.

Текстура однородная либо директивная. В составе – 70-85% оливина, 15-25% энстатита, до 5% хромшпинелидов. Оливин представлен гранобластовыми агрегатами зёрен от долей мм до 10 мм и более. Зёрна оливина субизометричные, нередко удлиненные, которые вытягиваются субпараллельно и отражают направление директивности. Оливин интенсивно замещается лизардитом и антигоритом, нередко полностью. Порфирокласты оливина имеют неоднородное, субблоковое, мозаичное погасание, иногда отмечаются полосы пластического излома. Они по краям синтетонически рекристаллизованы с образованием мозаичных агрегатов с размерами менее 0.5 мм. Энстатит наблюдается в виде таблитчатых и удлиненных зерен с размерами до 3 мм, либо образует порфиробласты до 10 мм и небольшие агрегативные скопления. Удлиненные зерна вытягиваются субпараллельно и отражают направление директивности. В деформированных зёрнах энстатита отмечается неоднородное субблоковое погасание. Энстатит интенсивно замещается тальком, вплоть до 100%. Среди агрегатов талька отмечается хлорит, тремолит и кальцит. Хромшпинелиды образуют ксеноморфные вкрапленники до 2 мм, магнетит – тонкую вкрапленность и просечки среди агрегатов серпентина.

Апогарцбургитовые серпентиниты образуются в результате полного замещения оливина серпентином, а энстатита – баститом и тальком. При этом границы исходных зёрен оливина дезинтегрированы, а энстатита – сохраняются. В агрегате серпентина отмечаются жилки, сложенные тальком и хлоритом. Хромшпинелиды в таких породах полностью замещаются магнетитом.

Ортопироксениты характеризуются средне-, крупнозернистой структурой, редко мелкозернистой, панидиоморфной, текстура однородная. Они сложены энстатитом на 70-80%, оливином на 20%, отмечается до 5% хромшпинелида. Энстатит представлен субизометричными, неправильными, удлиненными зернами с размерами чаще от 2 до 10 мм которые интенсивно пластически деформированы. В них отмечается неоднородное погасание, катаклиз и дезинтеграция крупных зерен на отдельные индивиды. Энстатит зачастую интенсивно замещается тальком, в агрегатах талька так же отмечаются чешуйки хлорита. Оливин нередко присутствует в заметных количествах и представлен субизометричными зернами с размерами до 2 мм. Оливин замещается пластинчато-волокнистыми агрегатами хризотила и лизардита. Отмечаются субизометричные зерна хромшпинелидов размером до 1 мм. Магнетит наблюдается в виде очень тонкой вкрапленности, тонких просечек приуроченной обычно к серпентину и хлориту.

4.1.3 Апоультрамафитовые метасоматиты

Вблизи относительно крупных разломов в ультрамафитах кингашского и идарского комплексов широко проявлены процессы метасоматоза, результатом которых стало

формирование пород, условно объединённых в группу «*апоультрамафитовые метасоматиты*». Это микро- и мелкозернистые породы с разнообразными бластоструктурами и однородной, сланцеватой, либо пятнистой текстурой. Породы сложены оливином, тальком, тремолитом, серпентином, кальцитом, хлоритом в различных количественных сочетаниях вплоть до мономинеральных. Выделяются метасоматиты следующего состава: тальковые, антигорит-тальковые, кальцит-тальковые, хлорит-тальковые, тремолит-тальковые, хлорит-кальцит-тальковые, хлорит-тремолит-тальковые, оливин-хлорит-тальковые. Данные образования имеют локальное распространение и приурочены, как правило, к разрывным нарушениям, однако наблюдаются в пределах Кулибинского ПРУ повсеместно. Реконструкция исходной породы невозможна в связи с полным уничтожением первичных структур и минералов, однако судя по пространственному положению тел таких метасоматитов, породы идарского комплекса более склонны к их образованию.

4.1.4 Вулканические породы мафит-ультрамафитовых комплексов

В пределах Кулибинского ПРУ широко распространены породы вулканических мафит-ультрамафитовых комплексов, которые обнаружены в кулижинской и кузынской вулканогенно-осадочных толщах. В результате реконструкции исходного состава пород, выделяются следующие их разновидности: метапикриты, метапикробазальты, metabазальты 1-го типа, metabазальты 2-го типа, метаандезиты и метадациты.

Для *метапикритов* характерны различные бластоструктуры от тонко- до среднезернистых, в том числе – порфиробластовые. Текстура – сланцеватая. В составе пород в разных соотношениях присутствуют тальк, тремолит, хлорит, кальцит. Отмечается магнетит. Для мономинеральных разновидностей характерны равномернозернистые структуры, а при полиминеральном составе отмечаются порфиробластовые. Порфиробластовые вкрапленники сложены тремолитом и кальцитом, которые образуют удлинённые зёрна до 3 мм, вытянутые вдоль сланцеватости. Основная масса, как правило, сланцеватая, при наличии в ней зёрен кальцита и тремолита – они вытягиваются вдоль сланцеватости. Отмечается неравномерная вкрапленность зёрен магнетита до 1 мм, который образует струйки и цепочки вдоль сланцеватости. В крупных порфиробластах тремолита часто мелкие пластинчатые зерна магнетита ориентированы параллельно, очевидно, вдоль исходной спайности клинопироксена и наблюдаются в виде закономерных симплектитовых вростков.

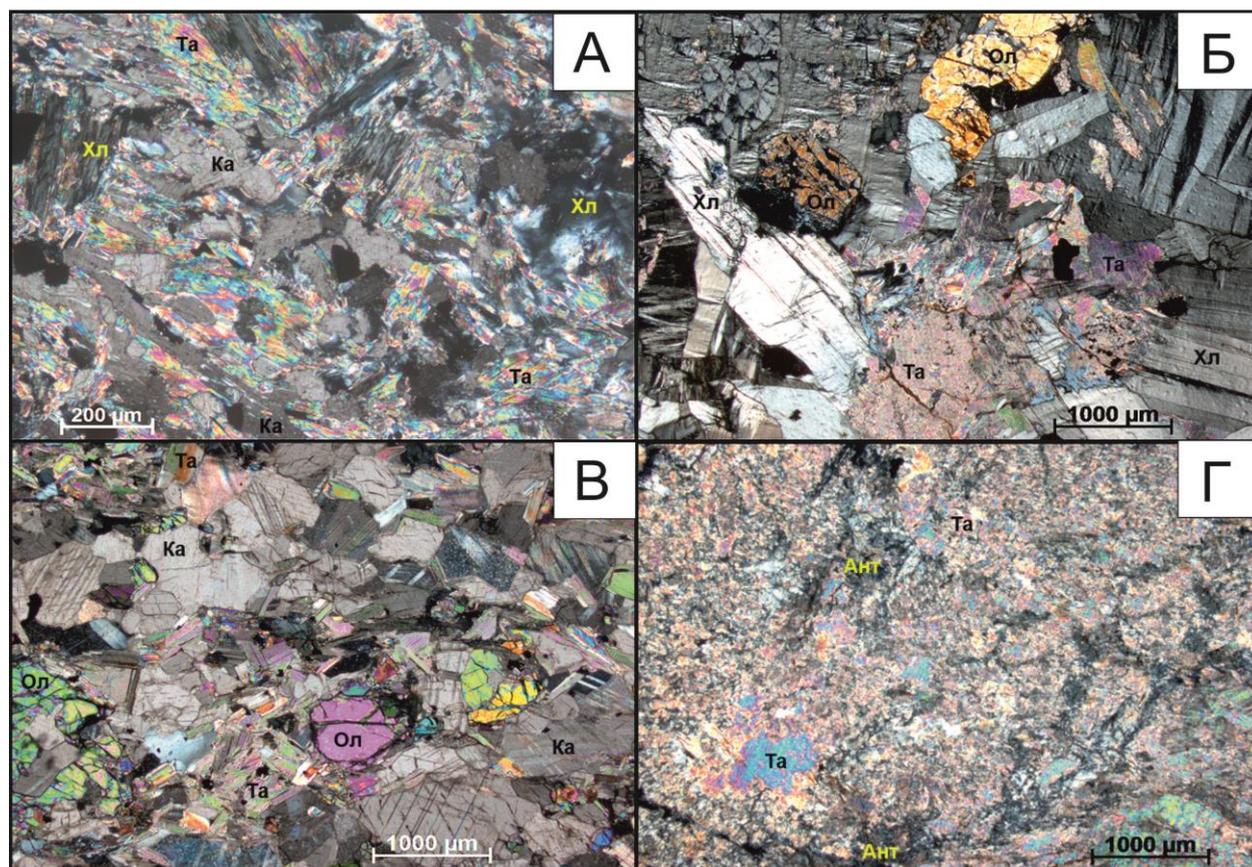


Рис. 16. Апоультрамафитовые метасоматиты

А – хлорит-кальцит-талковый сланец; *Б* – оливин-талк-хлоритовый метасоматит; *В* – оливин-талк-кальцитовый метасоматит; *Г* – талькит с порфиробластами антигорита. Ол – оливин, Хл – хлорит, Та – тальк, Ка – кальцит, Ант – антигорит. Николи +

Метапикробазальты схожи с метапикритами и отличаются отсутствием в составе талька, меньшим количеством кальцита, распространённостью актинолита наравне с тремолитом и спорадически появляющимися агрегатами соссюрита. Структурно-текстурные особенности метапикробазальтов аналогичны метапикритам и зачастую разделить их по минеральному составу затруднительно.

Метабазальты 1-го типа представлены амфиболитами и кварцевыми амфиболитами. Для пород характерны мелкозернистые гранонематобластовые структуры, и сланцеватые, реже однородные структуры. Породы сложены роговой обманкой на 40-80%, плагиоклазом на 40-50%, может присутствовать до 15% кварца, до 15% эпидота и клиноцоизита, до 5% рудных минералов. Отмечаются сфен, биотит, хлорит, циркон, апатит, рутил, гранат. Роговая обманка преобладает во всех разновидностях, она слагает зёрна до 2 мм, которые слабо замещаются актинолитом. Плагиоклаз по составу отвечает андезину №35-40 и слагает зёрна до 1,5 мм размером. Плагиоклаз часто полностью замещается альбитом, соссюритом, в меньшей степени – эпидотом, серицитом и клиноцоизитом. Кварц слагает мелкие (0,5 мм, редко до 1,5 мм) зёрна и агрегаты зёрен, ориентированные вдоль сланцеватости. Породы насыщены мелкими (до 0,5 мм) зёрнами рудных минералов, которые слагают цепочки вдоль сланцеватости. Эпидот и

клиноцоизит распределены неравномерно и образуют отдельные зёрна и агрегаты до 1,5 мм. Прочие минералы отмечаются в виде акцессорной вкрапленности.

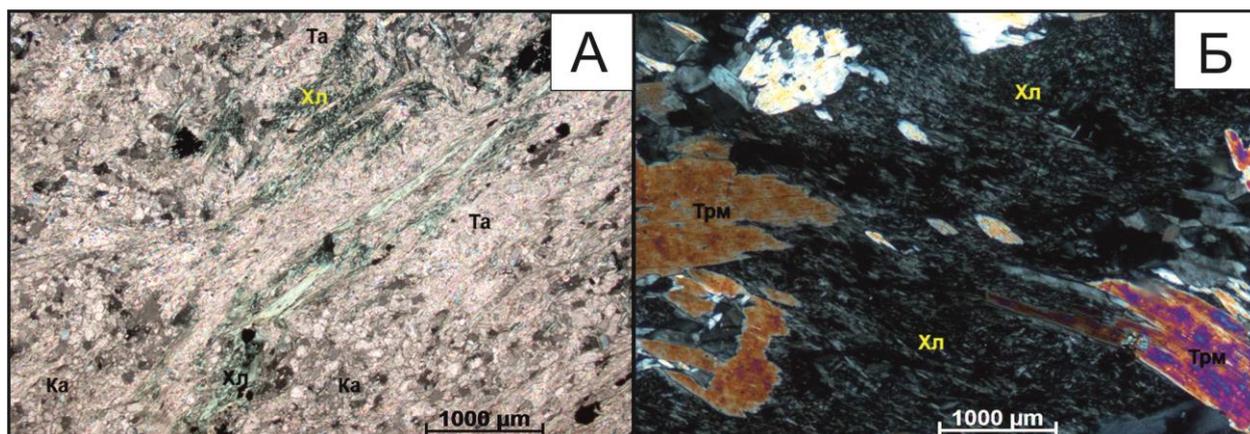


Рис. 17. Метапикриты и метапикробазальты

А – метапикрит афировый высокомагнезиальный, перекристаллизованный в хлорит-кальцит-талковый сланец; Б – метапикробазальт порфировый, порфиробласты тремолита по пироксену в агрегате хлорита. Трм – тремолит, Хл – хлорит, Та – тальк, Ка – кальцит. Николи +

Метабазальты 2-го типа представлены различными сланцами, в составе которых распространены хлорит, актинолит, серицит, соссюрит, альбит, клиноцоизит, эпидот, кварц, кальцит и тремолит. Минералы обнаруживаются в различных сочетаниях и количественных соотношениях. Для пород характерны тонко- и мелкозернистые бластоструктуры, сланцеватые с элементами плейчатости структуры. Темноцветные минералы часто обособляются в полосы вдоль сланцеватости, а тремолит и актинолит образует вытянутые индивиды, которые вдоль неё ориентированы. В отдельных участках вытянутые индивиды амфиболов описывают мелкие плейчатые складочки. Редко актинолит образует порфиробласты до 3 мм, которые выделяются на фоне основной массы. Рудные минералы в породе относительно редки, наблюдаются в виде отдельных зёрен до 1 мм. В ряде образцов отмечается насыщенность сульфидов, где они группируются в цепочки, вытянутые вдоль сланцеватости.

Метаандезиты и метадациты представлены амфиболовыми, биотитовыми и амфибол-биотитовыми плагиогнейсами. Метаандезиты схожи с метабазальтами 1-го типа, но кварц и плагиоклаз в них преобладает над роговой обманкой и слагают суммарно не менее 50-60%. Метадациты вмещают не более 20 % темноцветов, и в них, нередко, отмечается до 20-30% микроклина. Породы в образце полосчатые, микроструктура сланцеватая, зёрна темноцветов обнаруживают директивность параллельно сланцеватости. Породы нередко насыщены сульфидами, которые образуют цепочки вдоль полосчатости на отдельных горизонтах.

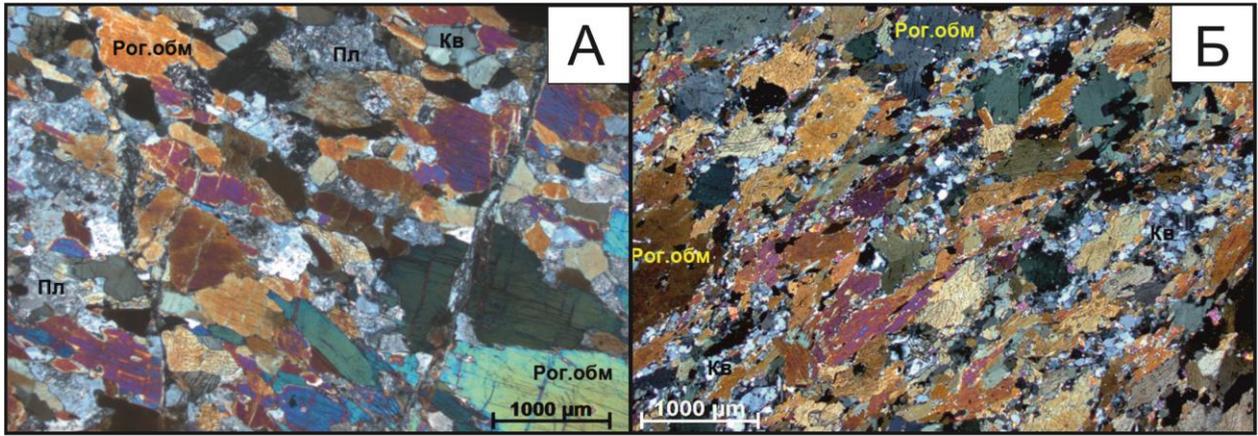


Рис. 18. Метабазальты 1-го типа

А – апобазальтовый роговообманковый амфиболит равномернoзернистый; *Б* – апоандезибазальтовый эпидот-кварцевый амфиболит равномернoзернистый. Рог.обм. – роговая обманка, Пл – серицитизированный плагиоклаз, Кв – кварц. Николи +

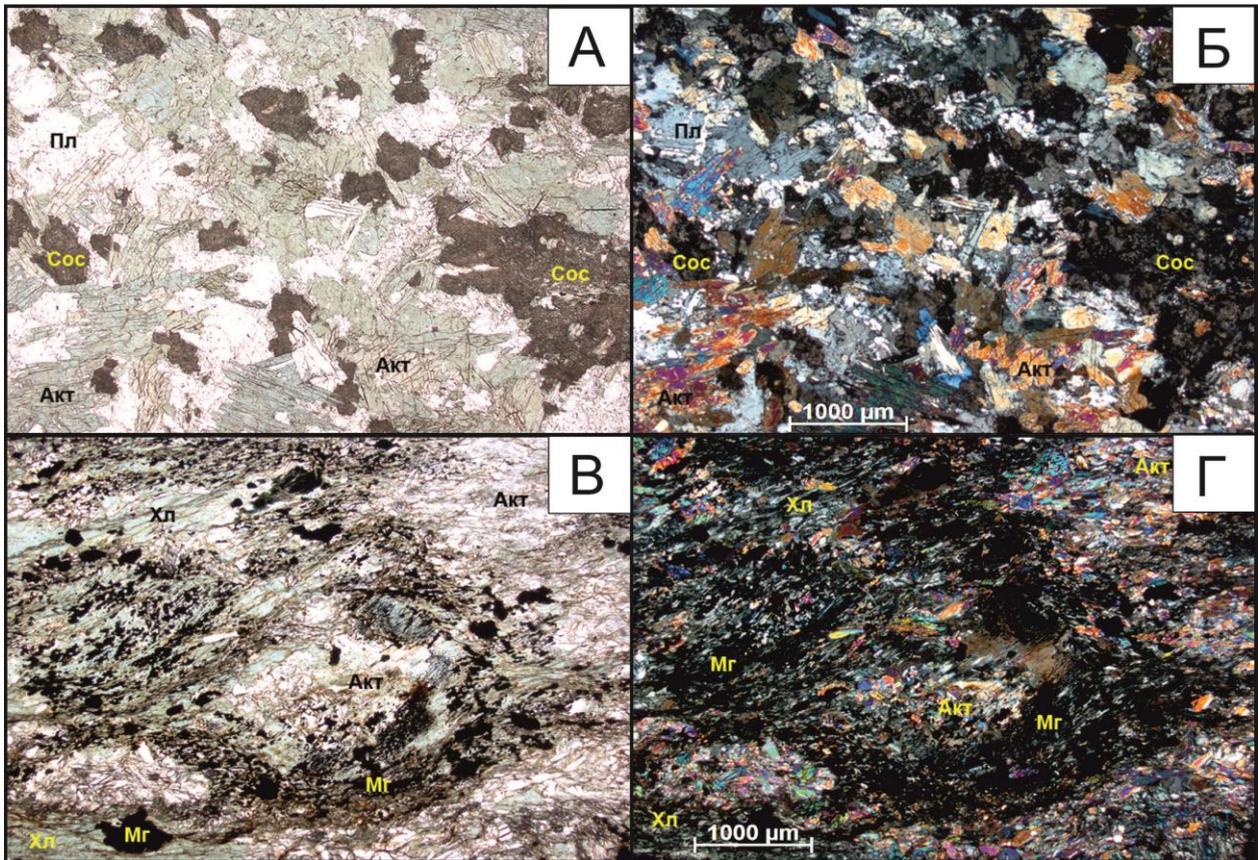


Рис. 19. Метабазальты 2-го типа

А, Б – метабазальт афировый, преобразованный в плагиоклаз-сосюрит-актинолитовый тонкозернистый агрегат со сланцеватой текстурой, *А* – николи -, *Б* – николи +. *В, Г* – метабазальт порфировый, полностью замещённый хлоритом и актинолитом, исходные порфировые зёрна очерчиваются участками, обогащёнными магнетитом, внутри которых обнаруживаются мономинеральные агрегаты актинолита. *В* – николи -, *Г* – николи +. Хл – хлорит, Пл – плагиоклаз, Сос – сосюрит, Акт – актинолит, Мг – магнетит.

4.1.5 Апомафитовые метасоматиты

Крупные тела габброидов в пределах Кулибинского ПРУ не обнаружены, а с мелкими дайками часто ассоциируют поля метасоматитов. При интенсивном метасоматозе сами

габброиды преобразовываются в мелкозернистые агрегаты актинолита-альбита-серицита-эпидота-клиноцоизита в разных количественных соотношениях. В таких агрегатах отмечается до 30% реликтов диопсида. В приконтактной части габброидов отмечается метасоматическое преобразование вмещающей толщи, состав метасоматитов зависит от состава толщи, чаще всего это кварц-серицит-мусковитовые либо альбит-клиноцоизит-кварцевые сланцы. Во вмещающей толще отмечается зональность, выраженная в постепенном уменьшении доли плагиоклаза по мере удаления от границы с дайкой габброидов. С такими метасоматитами ассоциирует интенсивная сульфидно-оксидная рудная минерализация.

4.1.6 Гранитоиды и апогранитные метасоматиты

Как указывалось выше, для толщ Кулибинского ПРУ характерно насыщение многочисленными мелкими дайками гранитоидов. Гранитоиды представлены мелко-среднезернистыми плагиогранитами, микрогранитами и гранодиоритами, в составе которых в различном соотношении наблюдаются кварц, плагиоклаз, калишпат и слюды. Структура пород гранитовая, реже аллотриоморфная, в отдельных случаях фрагментарно отмечается порфириовидная структура. Текстура всех гранитоидов однородная. С плагиогранитами ассоциируют зональные метасоматиты, состав которых изменяется следующим образом: рудные плагиограниты с сидеронитовой и брекчиевой структурой – биотитовые амфиболиты с сидеронитовой структурой – кварц-гранатовые амфиболиты – биотитовый амфиболит. Зональность метасоматитов выражена так же в изменении состава амфиболов по мере удаления от дайки гранитоидов с кальциево-натриевого до кальциевого, а также в изменении характера рудной минерализации, что подробно описано в разделе 5.

4.2 Особенности минералогического состава

При изучении состава породообразующих минералов пород Кулибинского ПРУ особое внимание уделялось оливину, пироксенам и амфиболам. Особенности их составов позволили сделать ряд важных геолого-генетических выводов. Для получения дополнительной информации об изучаемых объектах, исследовался состав серпентинов, хлоритов, талька, гранатов, эпидота, слюд и плагиоклаза. Методика лабораторно-аналитических исследований описана в разделе 1, результаты исследований состава минералов приведены в приложении А. Составы минералов рассчитывались кислородным методом.

4.2.1 Оливин

Составы *оливинов* кингашского комплекса Кулибинского ПРУ схожи с составами аналогичных образований Кингашского РР, однако имеют ряд отличий. При этом оливины из пород кингашского комплекса обеих территорий существенно отличаются от оливинов из

пород идарского комплекса и образуют с ними на бинарных диаграммах (рис. 20) непересекающиеся поля распространения фигуративных точек.

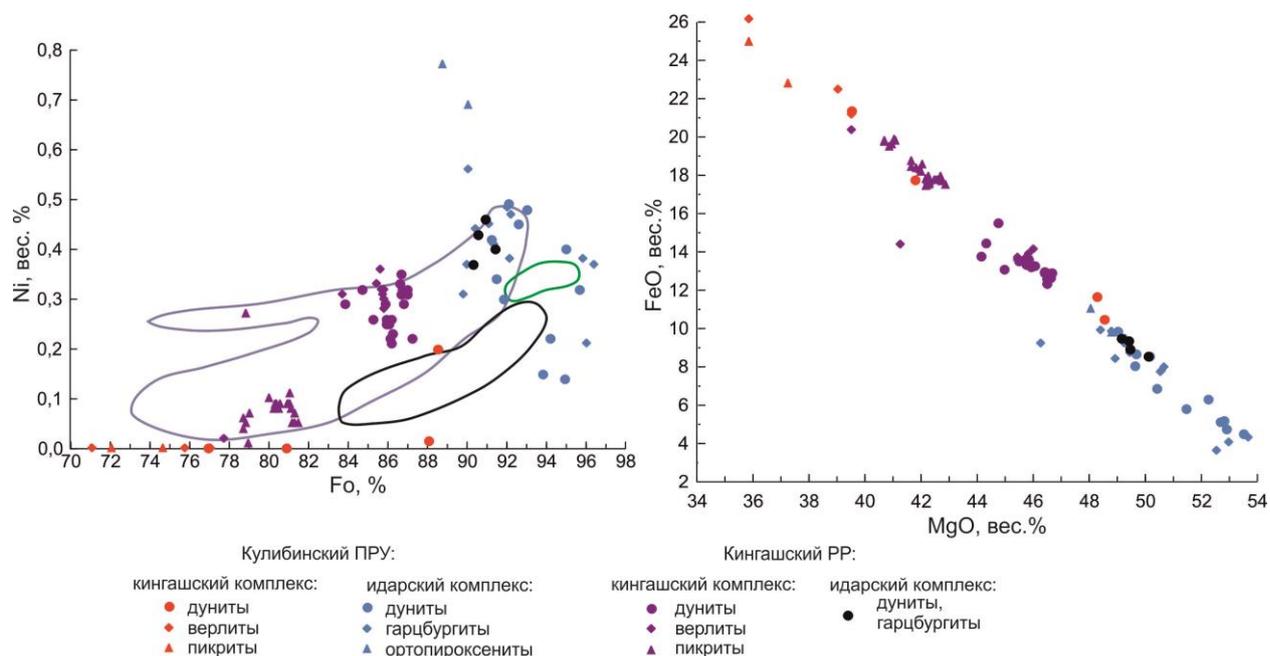


Рис. 20. Составы оливинов на бинарных диаграммах

Составы оливинов Кулибинского ПРУ приведены по результатам оригинальных исследований, составы оливинов Кингашского РР – даны по [Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003; Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017; Чернышов, Ножкин, Мишенина, 2010]. Fo – содержание форстеритовой молекулы, в %. Поля на диаграмме по [Sobolev et. al, 2007]: чёрной линией – оливины из базальтов зон срединно-океанических хребтов, зелёной – из перидотитовых коматитов, фиолетовой – из эффузивов внутриплитовых магм.

В ультрамафитах кингашского комплекса Кулибинского ПРУ отчётливо выделяется две генерации оливина (рис. 20): первая по химическому составу соответствует магнезиальному хризолиту (Fa~12%), вторая – хризолиту (Fa=21,2-26,8%) [Трегер, 1968]. С уменьшением магнезиальности исходной породы в ряду дуниты-верлиты-пикриты-пироксениты отмечается постепенное увеличение железистости оливина, что характерно для продуктов дифференциации единого высокомагнезиального расплава. Низкожелезистые оливины здесь отвечают ранним дифференциатам, железистые – поздним. В оливинах постоянно присутствует MnO, его максимальные количества характерны для дунитов (0,69-0,75%) и уменьшаются к пикритам и затем к верлитам (до 0,33%). Примесь NiO в оливинах для пород кингашского комплекса на площади не характерна, лишь обнаружена в оливинах дунитов (0,2%).

Оливины кингашского комплекса Кулибинского ПРУ по составу схожи с оливинами из аналогичных ультрамафитов Кингашского рудного района, но при этом имеют ряд отличий. В Кингашском РР по составу оливин делится на две группы: оливин ранних дифференциатов с Fa=12-15% и оливины поздних дифференциатов с Fa=18-21%. Тогда как для ультрамафитов Кулибинского ПРУ характерны относительно широкие вариации состава оливинов с постепенным увеличением железистости (Fa) от 10 % до 29%. При этом оливины Кингашского

РР занимают на диаграмме промежуточное положение между ранними и поздними оливинами Кулибинского ПРУ.

Оливины ультрамафитов идарского комплекса Кулибинского ПРУ существенно отличаются от оливинов кингашского комплекса (рис. 21). Они соответствуют форстериту ($Fa=7,0\%$) [Трегер, 1968]. Составы оливина в дунитах и гарцбургитах перекрываются и отвечают форстериту ($Fa=4,7-8,06\%$), ($Fa=3,73-9,71\%$), соответственно. В оливиновых ортопироксенитах железистость оливина незначительно возрастает до магнезиального хризолита ($Fa=10,07...11,37\%$). В отличие от оливинов кингашского комплекса они не содержат MnO и, в тоже время, в них присутствует до $0,77\% NiO$.

При анализе состава оливинов Кулибинского ПРУ отчётливо прослеживается схожесть оливинов из пород кингашского комплекса исследуемой территории и Кингашского РР. Также оливины кингашского и идарского комплекса уверенно различаются, как на исследуемой территории, так и в Кингашском РР. Однако при нанесении на бинарные диаграммы большого количества точек из обоих районов всё сильнее просматриваются черты единого тренда для пород кингашского и идарского комплекса. На диаграмме Ni-Fo (рис. 20, слева) оливины обоих комплексов из двух смежных районов попадают в поле оливинов эффузивов внутриплитовых магм (WPM) по [Sobolev et. al, 2007] и образуют там 3 компактных поля фигуративных точек. Поздние дифференциаты кингашского комплекса группируются на «железистом» окончании тренда WPM, ранние дифференциаты кингашского комплекса в центральной части поля WPM и оливины идарского комплекса на «магнезиальном» окончании тренда WPM.

4.2.2 Клинопироксены

В составах *клинопироксенов* Кулибинского ПРУ проявляется существенная неоднородность (рис. 21). В ряду верлиты-пикриты отмечается постепенное снижение магнезиальности при неизменной железистости, в ряду пикриты-клинопироксениты отмечается увеличение железистости при неизменной магнезиальности. При этом клинопироксены в верлитах Кулибинского ПРУ относятся к авгиту, а в пикритах и клинопироксенитах – к диопсиду. Характерно, что клинопироксены из интенсивно серпентинизированных верлитов близки по составу к клинопироксенам пикритов, тогда как в относительно свежих верлитах их состав существенно отличается. Такая эволюция составов клинопироксена от верлитов к клинопироксенитам (см. тренд на рис. 21) обусловлена магматической дифференциацией исходного пикритового расплава. При постепенном уменьшении магнезиальности исходного расплава, в ранних дифференциатах избыток железа уходил в оливин, который кристаллизуется раньше пироксенов, а в поздних дифференциатах, при уменьшении количества кумулюсных зёрен оливина в породе – начала возрастать железистость клинопироксена.

При сравнении с клинопироксенами Кингашского РР, как и для оливинов, отличаются как сходства, так и различия. В Кингашском РР верлиты по структурным особенностям разделяются на два контрастных типа [Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017], в одном из которых (верлиты-1) клинопироксен наблюдается в интерстициях кумулусных зерен оливина и представлен клиноэнстатитом, а в другом (верлиты-2) клинопироксен образует кумулусные зёрна вместе с пироксеном и по составу отвечает диопсиду. Клинопироксены в габброидах Кингашского массива отличаются по составу от перечисленных выше и отвечают авгиту. Клинопироксены верлитов-2 Кингашского РР идентичны по составу клинопироксенам пикритов и серпентинизированных верлитов Кулибинского ПРУ, тогда как аналога клинопироксенов из верлитов-1 в пределах Кулибинского ПРУ не обнаружено. Клинопироксены из габброидов Кингашского массива близки по составу к клинопироксенам из ранних верлитов Кулибинского ПРУ, однако отличаются несколько большей железистостью.

Как и в случае с оливинами, для клинопироксенов Кулибинского ПРУ отмечается постепенное изменение состава, которое уверенно интерпретируется как результат магматической дифференциации расплава, тогда как в Кингашском РР клинопироксены группируются в отдельные компактные поля контрастного состава. В пределах Кулибинского ПРУ породы, в составе которых обнаруживаются кумулятивные авгиты, являются более ранними дифференциатами, а породы с кумулятивными диопсидами – поздними.

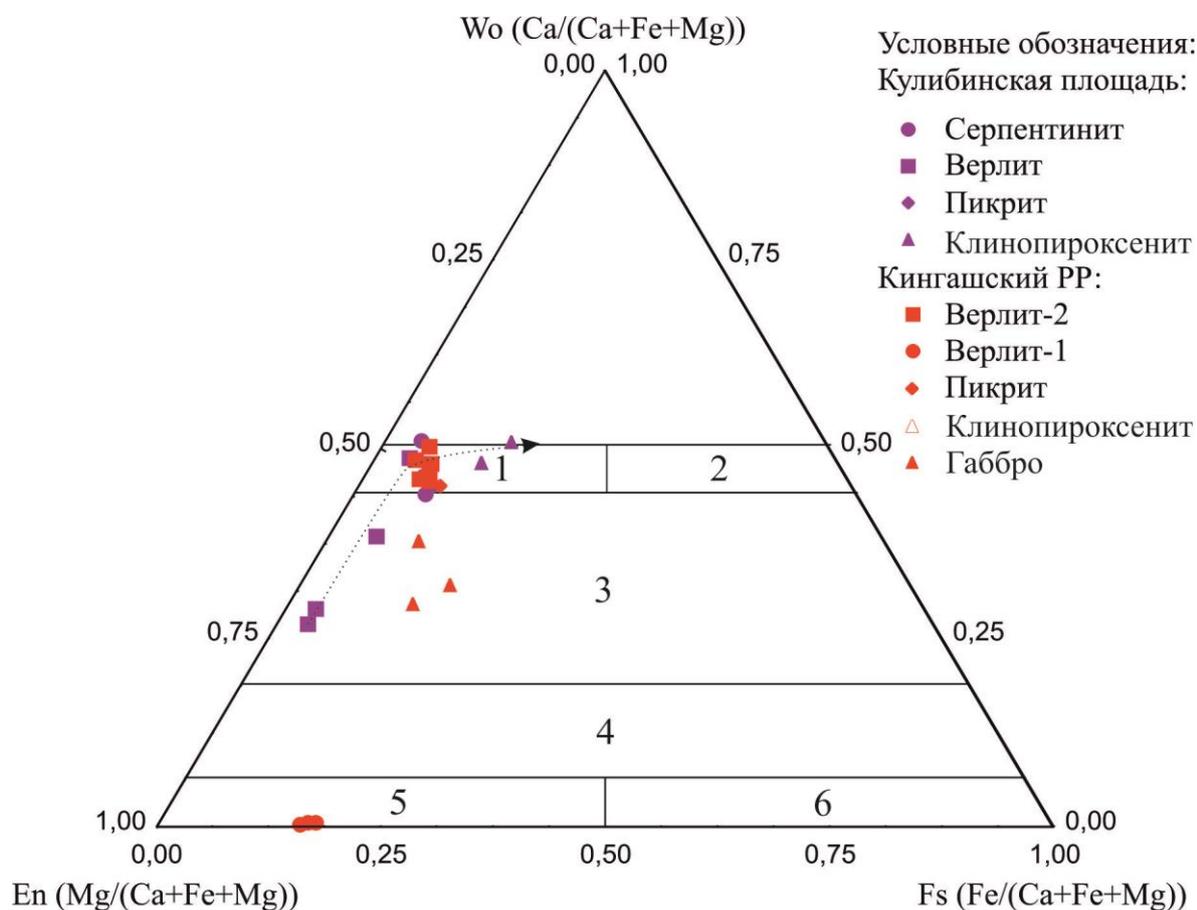


Рис. 21. Составы клинопироксенов в породах кингашского комплекса Канской глыбы.

Поля на классификационной диаграмме [Morimoto, Fabries, Ferguson, 1988]: 1–дионсид, 2–геденбергит, 3–авгит, 4–пизонит, 5–клиноэнстатит, 6–клиноферросилит. Пунктирной линией – тренд изменения состава клинопироксенов в породах Кулибинского ПРУ. Составы оливинов Кулибинского ПРУ приведены по результатам оригинальных исследований, составы оливинов Кингашского РР – даны по [Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003; Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017].

4.2.2 Амфиболы

Амфиболы в пределах Кулибинского ПРУ обнаруживаются практически во всех разновидностях исследованных пород: в апоультрамафитовых породах кингашского и идарского комплексов, в metabазальтах и метапикритах всех типов, а также в рудных метасоматитах и гнейсах. Их состав широко варьирует в различных породах и отражает условия их формирования (рис. 22).

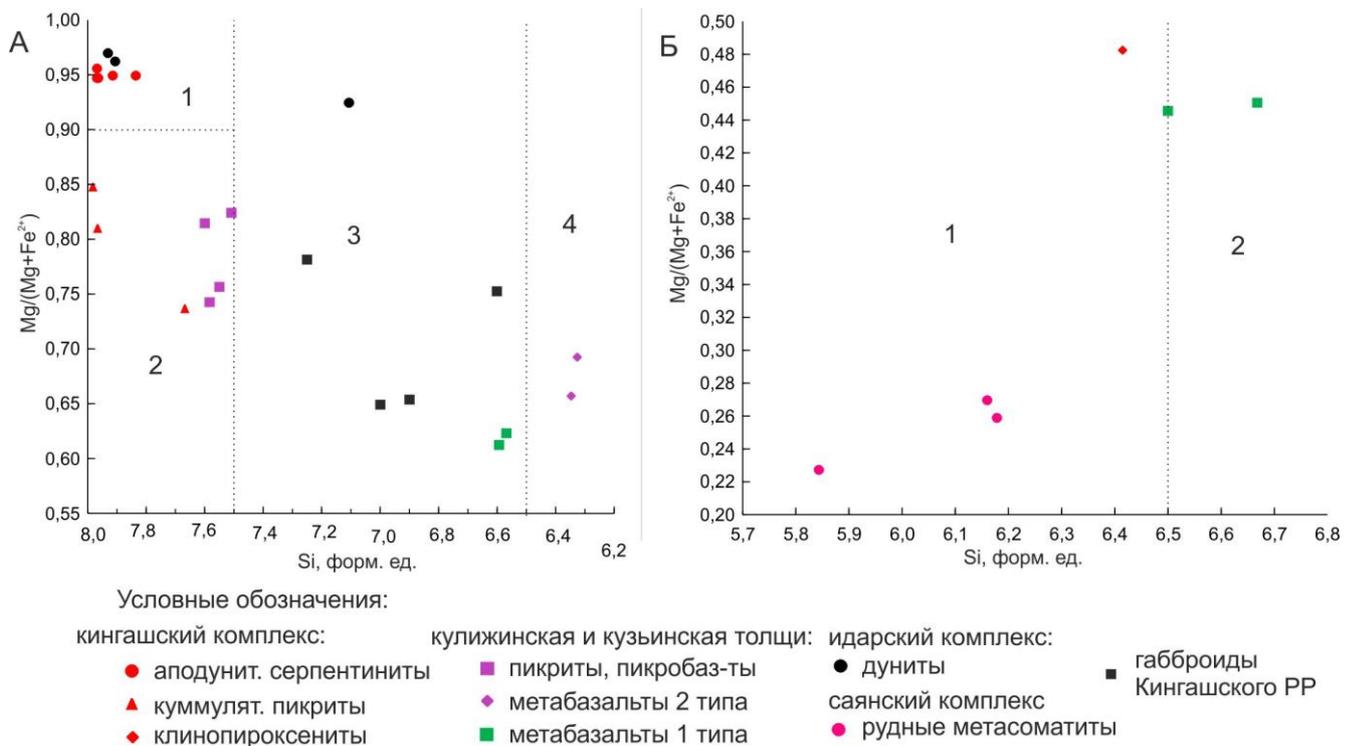


Рис. 22. Составы амфиболов в породах Кулибинского ПРУ

А – кальциевые амфиболы. Поля на классификационной диаграмме [Leake et. al., 1997]: 1–тремолит, 2–актинолит, 3–магнезиальная роговая обманка, 4–чермакит. Б – кальциево-натриевые амфиболы. Поля на классификационной диаграмме [Leake et. al., 1997]: 1–ферропargasит, 2–ферропargasит. Составы амфиболов из габброидов Кингашского РР даны по [Глазунов, Богнибов, Еханин].

По минералам дунитов как кингашского, так и идарского комплексов образуются тремолиты близкого состава, по минералам куммулятивных пикритов кингашского комплекса и афировых пикритов кулижинской и кузынской толщ – актинолиты со значительными вариациями состава. По минералам metabазальтов 1-го типа, как и по габброидам Кингашского РР, развивается магнезиальная роговая обманка, реже – аналог железистой роговой обманки повышенной щёлочности – ферропargasит. В metabазальтах 2-го типа обнаруживается чермакит,

с составом, граничным к роговой обманке, а в пироксенитах кингашского комплекса – амфибол со схожим составом, но повышенной щёлочностью, по классификации отнесённый к ферроэденитам. Обособленную группу на диаграммах образуют ферроэдениты рудных метасоматитов, образованных в приконтактовых частях тел гранитоидов.

Амфиболы во всех породах Кулибинского ПРУ являются вторичными минералами и отражают в первую очередь состав материнских пород. Породы кингашского комплекса и метаэффузивы пикрит-базальтовой ассоциации (пикриты и metabазальты-2), по-видимому, являются продуктами эволюции единого магматического источника, что отражается в их химическом составе, и как следствие – в составе вторичных амфиболов по ним. В ряду дуниты – верлиты - куммулятивные пикриты - афировые пикриты - базальты-2 наблюдается постепенное снижение магнезиальности, которое отражается и в тренде эволюции состава амфиболов: от дунитов к базальтам-2 снижается магнезиальность амфиболов и доля кремния в их составе. Отмечается, что для всех пород этой ассоциации характерно наличие амфиболов, образующих сильно удлинённые до игольчатых индивиды: актинолит, тремолит, чермакит, тогда как для пород толеитовой серии (metабазальтов-1, метаандезитов) характерны минералы, образующие хорошо выраженные призматические индивиды: роговые обманки и паргаситы. О важности данного минералогического критерия подробно сказано в разделе 9. Богатые железом рудные метасоматиты в приконтактовых частях гранитных интрузивов характеризуются наличием специфических и достаточно редких железистых амфиболов повышенной щёлочности – ферроэденитов.

В отличие от Кулибинского ПРУ, для Кингашского РР характерно широкое распространение амфиболов магматического происхождения [Радомская, 2012] эденит-паргаситового ряда. В Кулибинском ПРУ только ферроэдениты клинопироксенитов несут черты магматической природы, что свидетельствует о существенно большей интенсивности процессов наложенного метаморфизма и метасоматоза в пределах изученной территории.

4.2.3 Ортопироксены

Ортопироксены в пределах Кулибинского ПРУ наблюдаются преимущественно в породах идарского комплекса. Ортопироксены в дунитах, гарцбургитах и ортопироксенитах идарского комплекса характеризуются близким химическим составом (табл. 4 приложения А). Они имеют высокую магнезиальность, низкую железистость и глиноземистость. В них отсутствует Cr_2O_3 . По своему составу ортопироксены соответствуют энстатиту малоглиноземистого типа [Малахов, 1966]. Они по своему составу являются очень близкими энстатитам из гарцбургитов идарского комплекса Кингашского рудного района, отличия заключаются в постоянном присутствии в энстатитах сравниваемых комплексов Cr_2O_3 и MnO .

4.3.4 Вторичные и примесные минералы

Серпентины в аподунитовых серпентинитах и серпентинизированных верлитах Кулибинского ПРУ представлены двумя генерациями. Лizardит является наиболее ранней генерацией, а антигорит – поздней. Несмотря на выделенные генерации, серпентины во всех изученных образцах имеют довольно однородный состав с незначительными вариациями железистости (табл. 6 приложения А).

Хлориты в породах Кулибинского ПРУ развиваются по минералам всех магматических пород и пользуются широким распространением. Их состав, как и у амфиболов, отражает состав исходной породы. По валовому химическому составу хлориты ультрамафитов идарского и кингашского комплекса близки (табл. 7 приложения А), но по классификации [Сердюченко, 1953] их минеральная форма различна: в породах идарского комплекса по первичным минералам развивается клинохлор, а в породах кингашского – пеннин. Для пород метапикритов и metabазальтов-2 характерно наличие рипидолита в составе, а в клинохлорах метапикритов существенно возрастает железистость и глинозёмистость, в сравнении с клинохлорами интрузивных ультрамафитов. Помимо того, в хлоритах афировых метапикритов отмечается примесь СаО.

Тальк развивается по минералам ультрамафитов кингашского и идарского комплексов и существенных различий в его составе не отмечено (табл. 10 приложения А).

Эпидоты наблюдаются в качестве вторичного минерала в metabазальтах обоих типов. В metabазальтах-2 отмечается несколько более низкие концентрации СаО и повышенные – FeO, однако из-за недостаточно широкой выборки достоверность этих различий под сомнением.

Биотит пользуется распространением в metabазальтах 1-го типа, клинопироксенитах кингашского комплекса и рудных метасоматитах в приконтактных частях тел гранитоидов. Существенные различия отмечаются в соотношении FeO/MgO в составе биотитов (табл. 13 приложения А). Наибольших значений это соотношение достигает в рудных метасоматитах (7-8), где биотит ассоциирует со специфическими субщелочными железистыми амфиболами, а наименьших – в клинопироксенитах (~1). В metabазальтах 1-го типа биотит наблюдается в ассоциации с роговой обманкой и соотношение в нём FeO/MgO ~ 2-3. Высокая магниальность биотитов в клинопироксенитах объясняется исходно повышенной магниальностью исходной породы, где биотит наблюдается в качестве вторичного минерала. В metabазальтах же железистость биотита может служить вспомогательным критерием выявления полей метасоматитов – в зонах продуктивного метасоматоза, связанного с гранитоидами, отмечается привнос железа, что выражается в увеличении доли магнетита в породе и снижения магниальности биотита и роговой обманки. **Плагиоклаз** же в зоне метасоматоза замещается альбитом-олигоклазом с An = 9,6-13,4 (табл. 14 приложения А), что

наблюдается повсеместно и связано не с процессами метасоматоза, а с региональным метаморфизмом.

Гранат в пределах Кулибинского ПРУ наблюдается в парасланцах стратифицированных толщ, реже – в metabазальтах 2-го типа, а также в рудных метасоматитах, где он образует крупные выделения (до 1 см в поперечнике), слагающие до 20% породы. Парасланцы Кулибинского ПРУ не изучались в рамках данной работы. В изученных породах гранат представлен альмандином (табл. 11 приложения А), со значительным содержанием гроссулярового минала (в metabазальтах), либо с примесью гроссулярового и андрадитового минала (в метасоматитах). В целом, для метасоматитов характерна повышенная железистость гранатов (также как и многих других минералов, о чём говорилось выше), однако критерием выявления полей метасоматоза является в первую очередь не состав граната, а размер его выделений. В орто- и парасланцах, образованных в ходе регионального метаморфизма, гранат образует мелкие (до 1-2 мм) зёрна, тогда как вблизи зоны изменения их размер увеличивается вплоть до 1 см непосредственно в самих метасоматитах.

5. РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

5.1. Ассоциации рудных минералов

В пределах Кулибинского ПРУ выделено одиннадцать рудоопределяющих породных ассоциаций, которые характеризуются своей оригинальной металлогенической специализацией.

Таковыми ассоциациями являются:

- ранние дифференциаты кингашского комплекса;
- поздние дифференциаты кингашского комплекса;
- пироксениты кингашского комплекса;
- ультрамафиты идарского комплекса
- метабазалты 1-го типа;
- метабазалты 2-го типа;
- вулканические метапикриты;
- апобазитовые метасоматиты;
- апогранитные метасоматиты;
- апоультрамафитовые метасоматиты.

5.1.1 Ранние дифференциаты кингашского комплекса.

Для ранних дунигов кингашского комплекса характерна бедная до убогой сульфидно-оксидная минерализация. Среди рудных минералов преобладают хромшпиннелиды, образующие ксеноморфные зёрна размером в десятые доли мм, располагающиеся в интеркумулусном материале и слагающие до 5% породы (рис. 23, В). Хромшпиннелиды замещаются магнетитом, который их обрастает и образует от тонких каёмки, до полных псевдоморфоз (рис. 23, Д). Магнетит так же обнаружен в виде пластинчатых агрегатов и струек, образованных при серпентинизации оливина и интеркумулусного агрегата. Магнетит, в свою очередь, замещается гематитом. В подчинённом количестве (доли %) отмечаются железоникелевые сульфиды. Пирротин с пентландитом образует мелкие (0,01-0,05 мм) каплевидные сростки, которые обрастает и замещает магнетит (рис. 23, А, Б, Г). Пентландит интенсивно замещён виоларитом, реже валлериитом, незамещённые зёрна наблюдаются редко (рис. 23, Е). Выделение магнетита в таких сростках, вероятно, произошло ещё на магматической стадии, когда при взаимодействии пирротинового расплава с водно-углекислотным флюидом из него наравне с сульфидами произошло образование магнетита [Конников и др., 2004]. Подобные каплевидные сростания пирротина-пентландита, которые замещаются магнетитом, характерны для ультрамафитов Кингашского месторождения. Данная ассоциация сформирована в 3 этапа: на раннемагматическом этапе сформирован сульфидно-

хромшпинелевый парагенезис, на позднемагматическом этапе произошло замещение пентландита вторичными сульфидами (виоларитом, валлериитом), а в ходе регионального метаморфизма – замещение хромшпинелидов магнетитом.

5.1.2 Поздние дифференциаты кингашского комплекса.

Для поздних дифференциатов кингашского комплекса характерна бедная сульфидно-оксидная минерализация. Оксиды представлены магнетитом двух генераций и слагают до 5% породы. Первая генерация представлена ксеноморфными изометричными зёрнами размером в десятые доли мм, которые образованы при замещении исходных зёрен хромшпинелидов (рис. 24, А). Реликты хромшпинелидов изредка наблюдаются в ядерных частях зёрен. Вторая генерация магнетита представлена пластинчатыми зёрнами и струйками, образованными в ходе замещения пороодообразующих минералов. Такие зёрна подчёркивают исходную структуру зерна (рис. 24, А), либо куммулятивную структуру породы (рис. 24, Б). Сульфиды представлены эпигенетической вкрапленностью пирита и пирротина, реже – халькопирита. Они редко слагают более 1% породы и обнаруживаются в виде рассеянной вкрапленности. Идиоморфные зёрна пирита часто замещаются гётитом (рис. 24, В) и магнетитом (рис. 24, Г). Пирит, пирротин и халькопирит часто образуют сростки различных форм (рис. 24, Д), а халькопирит изредка наблюдается в ассоциации с борнитом (рис. 24, Е). Часть сульфидных сростаний образована по исходным раннемагматическим сросткам и унаследует их форму, близкую к каплевидной (рис. 24, Г). Рудные минералы данной ассоциации ремобилизованы в пост-магматическую стадию и в ходе регионального метаморфизма с сохранением следов исходной магматической сульфидно-оксидной минерализации.

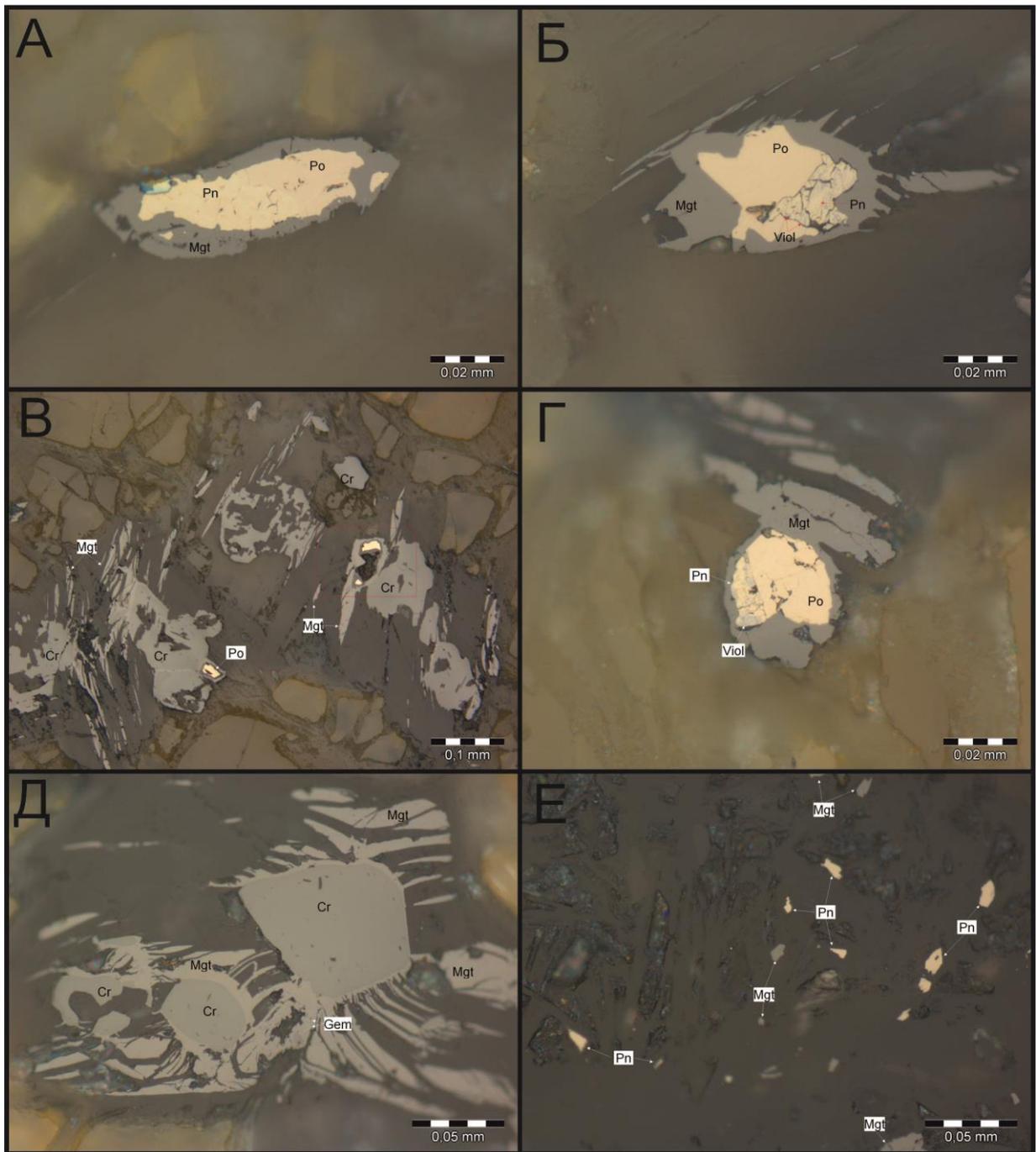


Рис. 23. Ассоциация рудных минералов ранних дифференциатов кингашского комплекса

Фото в отражённом свете. А, Б, Г – каплевидные сростания пирротина и пентландита, обрастаемые магнетитом, пентландит интенсивно замещён виоларитом; В – вкрапленность рудных минералов в интеркумулусном материале дунитов кингашского комплекса, красной рамкой выделен фрагмент каплевидного зерна сульфидов, интенсивно замещаемый магнетитом; Д – замещение хромшпинелида магнетитом; Е – вкрапленность мелких зёрен пентландита в серпентинизированном дуните. Mgt - магнетит, Cr - хромшпинелид, Po- пирротин, Pn - пентландит, Viol - виоларит, Gem - гематит.

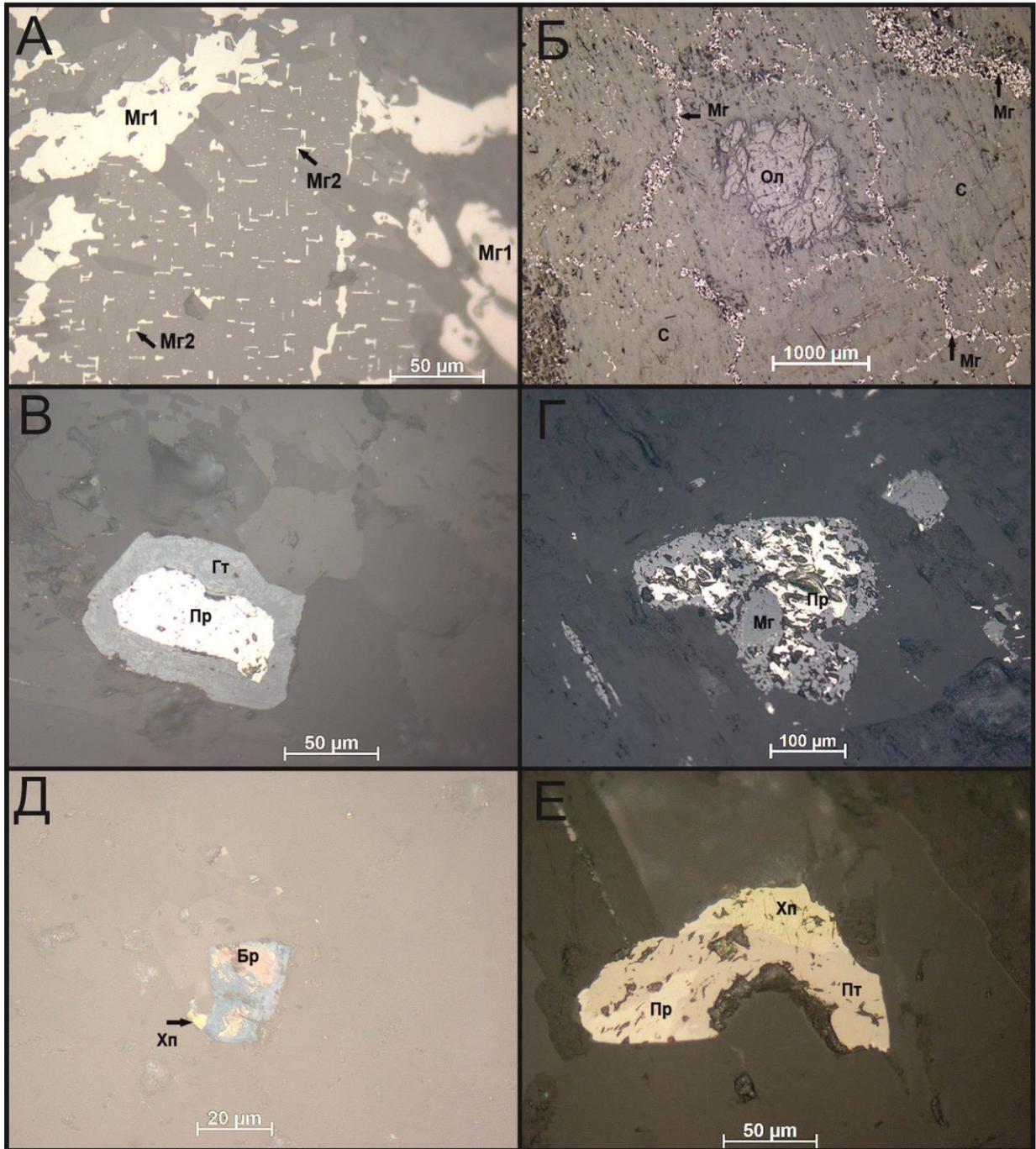


Рис. 24. Ассоциация рудных минералов поздних дифференциатов кингашского комплекса

Фото в отражённом свете. А – магнетит двух генераций, Mg1 – замещающий хромитиелиты, Mg2 – замещающий породообразующие минералы; Б – магнетит второй генерации, подчёркивающий кумулятивную структуру вермилита; В – замещение гётитом идиоморфных зёрен пирита; Г – пирит замещается магнетитом, сохраняется каплевидная форма раннемагматических зёрен сульфидов; Д – сросток халькопирита и борнита; Е – тесное срастание ведущих сульфидных минералов ассоциации. Mg – магнетит, Пр – пирит, Пт – пирротин, Хп – халькопирит, Бр – борнит, Ол – оливин, С – серпентин.

5.1.3 Клинопироксениты кингашского комплекса.

Клинопироксениты среди поздних дифференциатов кингашского комплекса выделяются более богатой сульфидной минерализацией (10-20 %) при полном отсутствии оксидов в породе.

Рудные минералы представлены пиритом, пирротином и халькопиритом. На разных участках в телах клинопироксенитов преобладают либо пирит (рис. 25, А), либо пирротин (рис. 25, Б). Халькопирит всегда обнаруживается в подчинённом количестве. На участках обогащения сульфидами отмечается брекчиевая структура, где фрагменты клинопироксенитов цементируются перетёртым силикатным материалом и сульфидами. На участках, где сульфиды слагают 10 % и менее – отмечается сидеронитовая структура (рис. 14, А). Внутри сульфидных скоплений отмечаются очень мелкие зёрна галенита, а в стороне от них, в брекчиевой силикатной матрице обнаружено единичное зерно теллурида свинца, предположительно – алтаита, однако из-за крайне малых размеров зерна достоверно состав установить не удалось. Данная ассоциация схожа с брекчиевыми рудами Кингашского месторождения с поправкой на состав вмещающих пород, и, как следствие, на состав сульфидов.

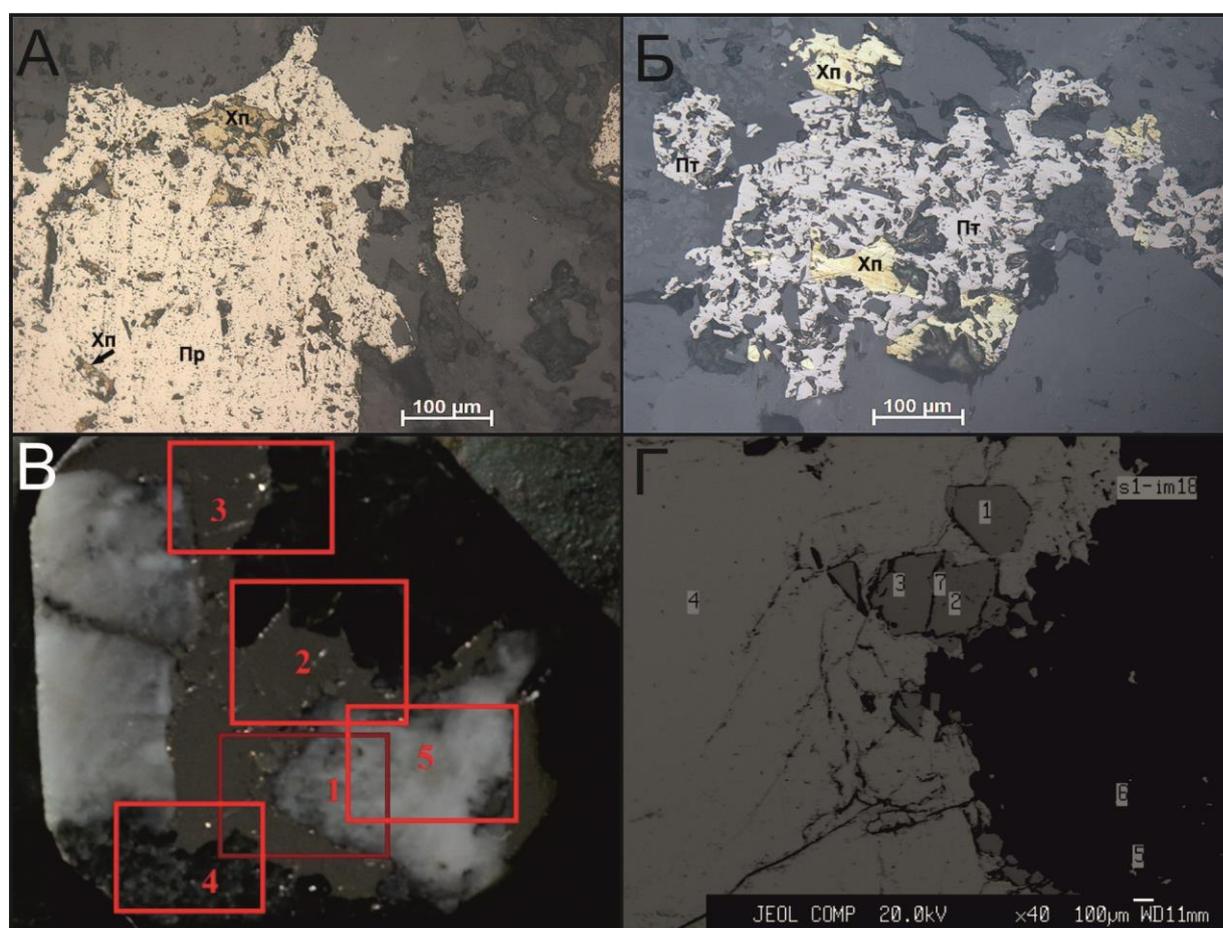


Рис. 25. Ассоциация рудных минералов пироксенитов кингашского комплекса
 Фото в отражённом свете: А – включения халькопирита в пирите; Б – сростки пирротина с халькопиритом. Фото полированного образца с областями микронзондовых исследований: В – брекчиевая структура в богатых сульфидами клинопироксенитах, в ассоциации с сульфидами отмечаются гнёзда кварца. Изображение в обратно-рассеянных электронах области № 4 с рис. В: Г – включения пирита (1, 2, 3) в пирротине (4), мелкое зерно галенита в пирите (7), халькопирита в силикатной матрице (5) и очень мелкое зерно теллурида свинца (6). Пр - пирит, Пт- пирротин, Хп - халькопирит.

5.1.4 Ультрамафиты идарского комплекса

Ультрамафиты идарского комплекса, по данным предшественников, характеризуются аксессуарной вкрапленностью хромшпиннелидов до 5-7% и, чаще всего, полным отсутствием сульфидов в составе. В отдельных случаях в породах идарского комплекса была обнаружена убогая вкрапленность пирротина и пентландита [Юричев, 2014; Юричев, Чернышов, 2012], которая по данным поисковых работ сопровождается повышенными концентрациями палладия при фоновой платине [Михайлов, 2010]. В пределах Кулибинского ПРУ в составе ультрамафитов идарского комплекса из рудных минералов так же преобладают хромшпиннелиды, которые обычно в разной степени замещены магнетитом (рис. 26, А). Однако среди пород идарского комплекса спорадически обнаруживается убогая вкрапленность железо-никелевых сульфидов, даже в тех массивах, формационная принадлежность которых не вызывает сомнений (например в Борыньском массиве, который является эталоном идарского комплекса территории). Сульфиды здесь представлены мелкими зёрнами пентландита, которые обычно замещаются виоларитом, валлериитом и хизлевудитом (рис. 26, Б, В), в отдельных случаях отмечаются сростки пирита с халькопиритом (рис. 26, Д) и отдельные крупные зёрна халькопирита (рис. 26, Г). Форма выделений сульфидов, их состав и приуроченность к краевым частям, либо мелким массивам, говорит об эпигенетической природе, однако отдельные сростки имеют отчётливую каплевидную форму (рис. 26, Б) и следы расслоенности, а в образце О.М. Глазунова из Борыньского массива, изученном в рамках поисковых работ КНИИГиМС, обнаружено скопление сульфидов размером несколько сантиметров, в котором отмечается сразу группа каплевидных сростаний пентландита с миллеритом (хизлевудитом?) (рис. 26, Е). Это говорит о том, что как минимум часть сульфидных образований идарского комплекса имеет первично-магматическую природу. Ранее считалось, что для пород идарского комплекса характерны преимущественно эпимагматические сульфиды, а первично магматические описаны только в отдельных работах по северо-западу Канского ЗКП [Юричев, Чернышов, 2012].

5.1.5 Метабазальты 1-го типа

Метабазальты 1-го типа вмещают рассеянную ильменит-магнетитовую вкрапленность на уровне 1-2 %, оксиды слагают зёрна размером в десятые доли мм, которые, как правило, ксеноморфны. Магнетит часто замещается гематитом (рис. 27, А). Зёрна ильменита имеют ровные границы, а магнетит корродирован и нередко имеет неправильную форму. Сульфиды в данной ассоциации наблюдаются в виде отдельных струек и цепочек вдоль сланцеватости либо директивности породообразующих минералов и представлены пиритом и халькопиритом с редкими зёрнами пирротина. Зёрна сульфидов мелкие, размером десятые и сотые доли мм, вдоль зон обогащённых сульфидами наблюдается увеличение количества оксидов и суммарная

доля рудных минералов тут достигает 5-10 % (рис. 27, В). Зёрна пирита обрастаются зональным гётитом (рис. 27, Г), а халькопирит, изредка, - борнитом и халькозином (рис. 27, Д). Часто пирит и халькопирит образуют неизменённые сростки (рис. 27, Е). Оксидная рудная минерализация здесь связана с акцессорной вкрапленностью магнетита и ильменита в исходном базальте, а сульфидная носит наложенный характер и образована в ходе метаморфизма и взаимодействия с близкими рудовмещающими образованиями других ассоциаций.

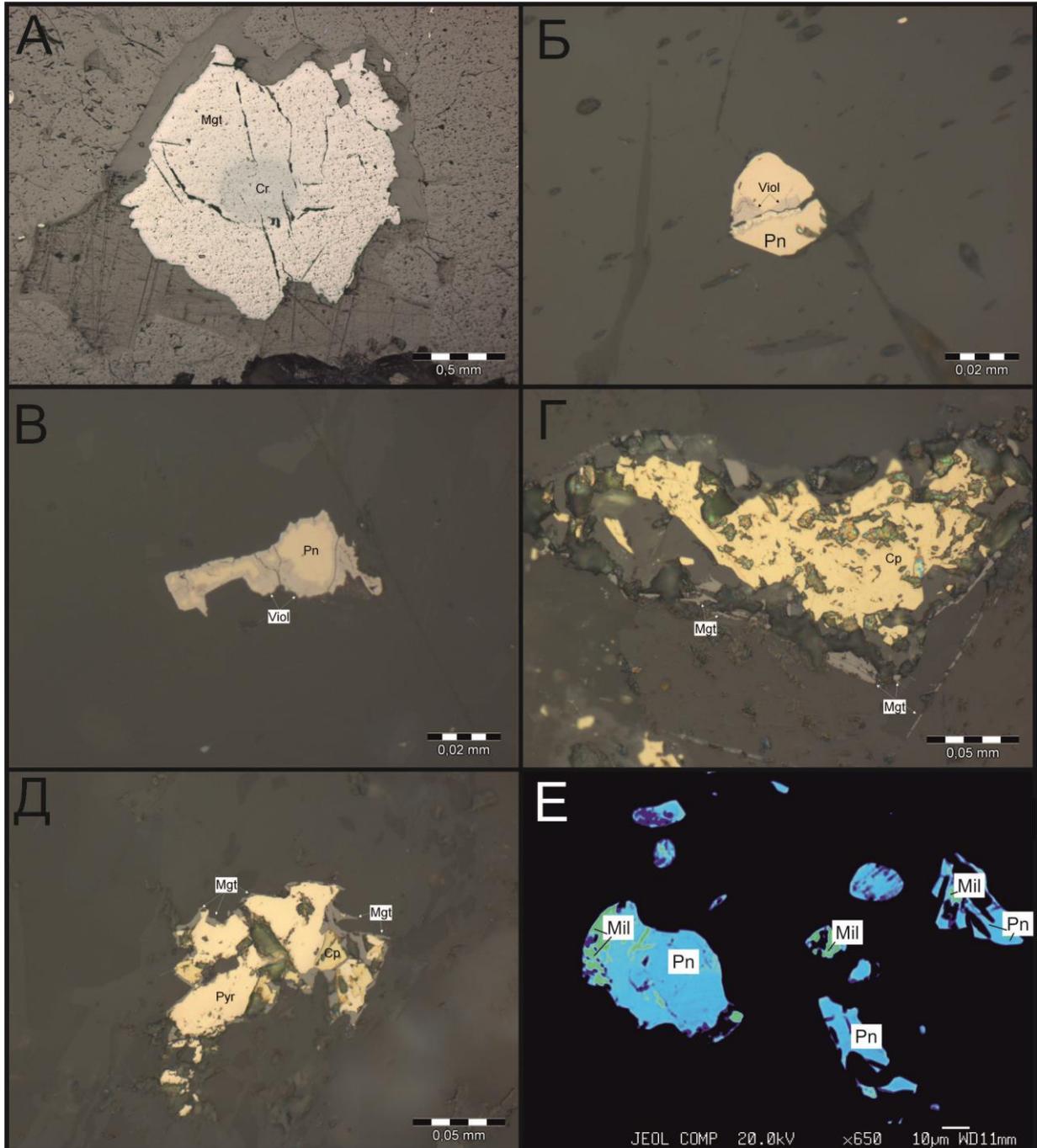


Рис. 26. Ассоциация рудных минералов ультрамафитов идарского комплекса
 Фото в отражённом свете: А – замещение хромитинелида магнетитом; Б – каплевидное зерно пентландита, по трещине замещаемое виоларитом; В – замещение пентландита виоларитом; Г – относительно крупное зерно халькопирита; Д – сросток пирита и халькопирита, обрастаемый магнетитом. Изображение в обратно-рассеянных электронах: Е – группа сростков пентландита и миллерита (хизлевудита?). Mgt - магнетит,

Pyr - пирит, *Pn*- пентландит, *Cr* - халькопирит, *Viol* – виолярит, *Val* – валлериит, *Mil* – миллерит, *Cr* - хромитинелид.

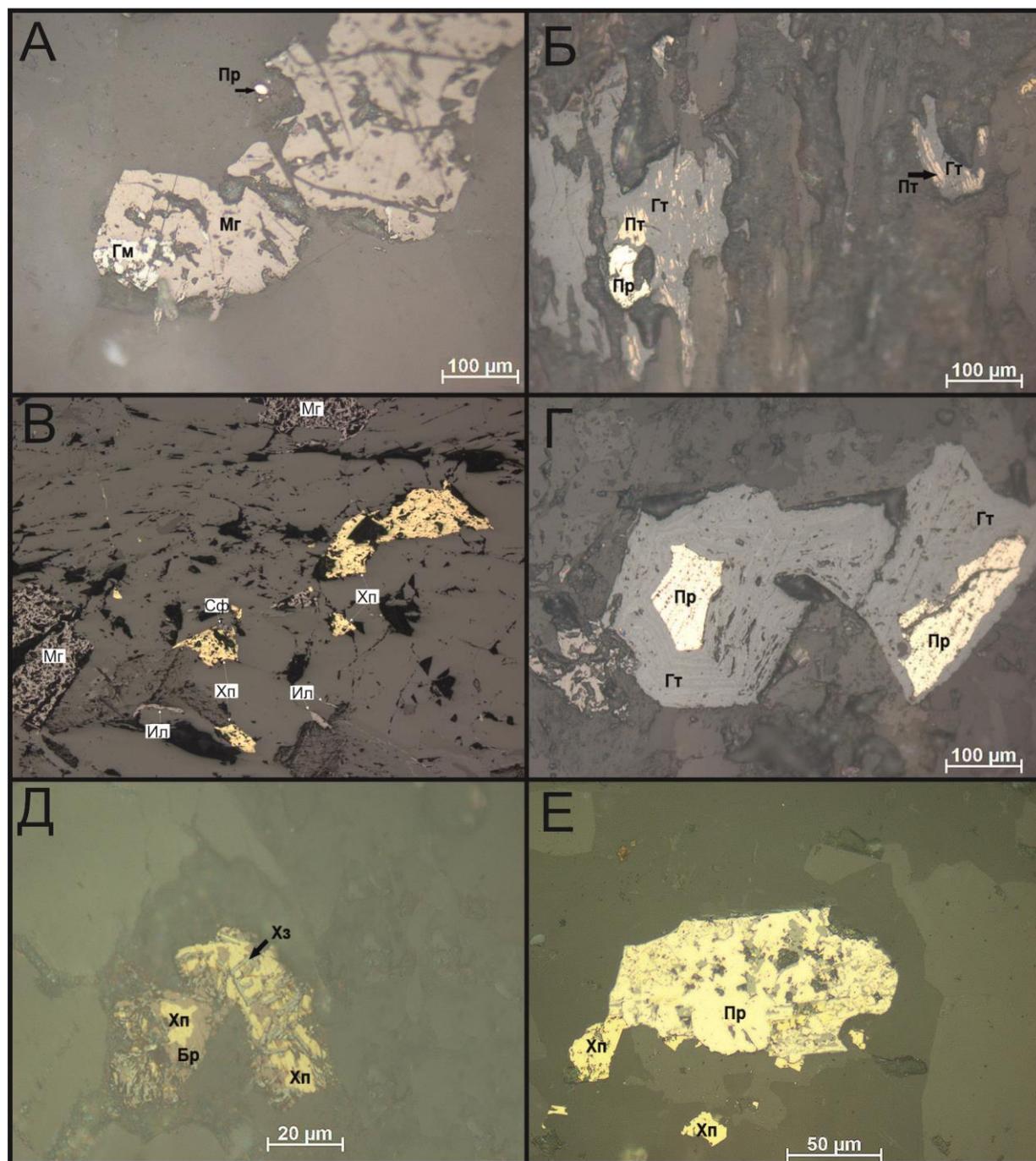


Рис. 27. Ассоциация рудных минералов metabазальтов 1-го типа

Фото в отражённом свете: А – замещение магнетита гематитом; Б – замещение пирита и пирротина гётитом; В – зона обогащения сульфидами и оксидами в metabазальте; Г – замещение пирита зональным гётитом; Д – замещение халькопирита борнитом и халькозином; Е – относительно крупный неизменённый сросток пирита и халькопирита. Мг - магнетит, Пр - пирит, Пт- пирротин, Хп - халькопирит, Гм – гематит, Гт – гётит, Сф – сфалерит, Ил – ильменит, Хз – халькозин, Бр – борнит.

5.1.6 Метабазальты 2-го типа

Метабазальты 2-го типа вмещают сульфидно-оксидную минерализацию, в которой главными минералами являются пирит, халькопирит и магнетит. Они образуют агрегаты и

скопления вкрапленных зёрен до 0,5 мм, количество которых на обогащённых участках достигает 10-15% (рис. 28, А, Б). Зёрна пирита, как правило, относительно крупные и хорошо образованные, нередко обрастаются магнетитом (рис. 28, Б). В подчинённом количестве отмечается ильменит (рис. 28, Г). Халькопирит обычно образует мелкие зёрна, которые обрастают пиритом или включены в него. Минерализация в породах неравномерная, на отдельных участках Куйгинского ареала – до 10-15% на 30-метровую толщу metabазальтов, а в пределах Адралкинского ареала – в виде акцессорной вкрапленности (рис. 28, В). Минерализация эпигенетическая, исходный сульфидно-оксидный материал, вероятно, ремобилизован и перетложен в ходе метаморфизма и метасоматоза.

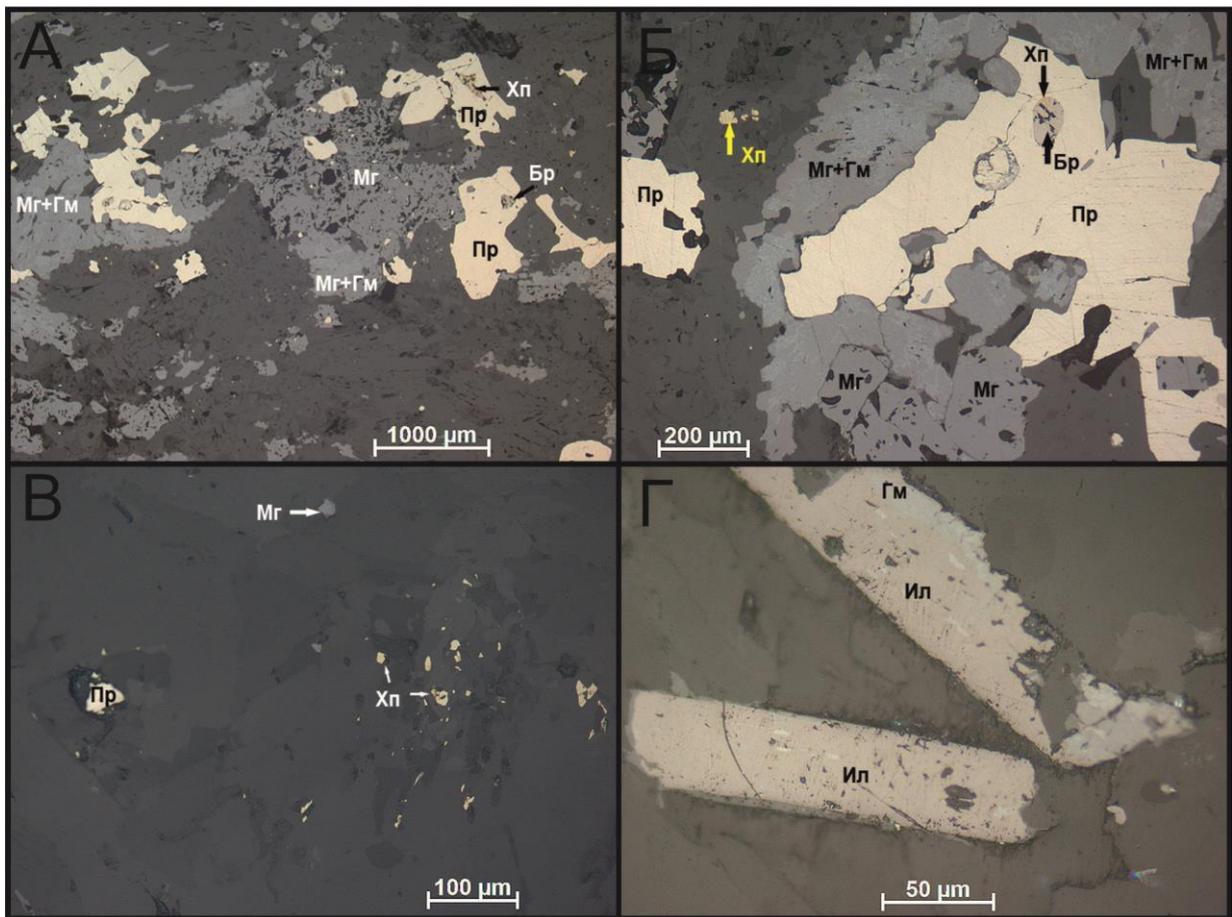


Рис. 28. Ассоциация рудных минералов metabазальтов 2-го типа

Фото в отражённом свете: А, Б – зона сульфидно-оксидной вкрапленности повышенной интенсивности; В – акцессорная сульфидно-оксидная вкрапленность; Г – хорошо образованные зёрна ильменита гематит замещает магнетит, подчёркивая исходную структуру распада. Mg – магнетит, Pr – пирит, Chp – халькопирит, Gm – гематит, Il – ильменит, Br – борнит.

5.1.7 Метапикриты

Для метапикритов характерна однообразная рассеянная сульфидная вкрапленность на уровне 1-5%. Рудные минералы представлены пирротином и халькопиритом, которые образуют зёрна размером в десятые доли мм. Пирротины существенно преобладают над халькопиритом,

который распределён неравномерно – от отдельных зёрен до 1-2% (рис. 29, А). В метапикритах спорадически обнаруживается вкрапленность магнетита в пределах 1%. Характерной особенностью является увеличение количества сульфидов к подошве тел метапикритов без видимой связи с интрузивными образованиями, что говорит о первично-магматической природе рудной минерализации. Так же в пользу магматической природы рудной минерализации говорит наличие отдельных зёрен и сростков каплевидной формы (рис. 29, Б).

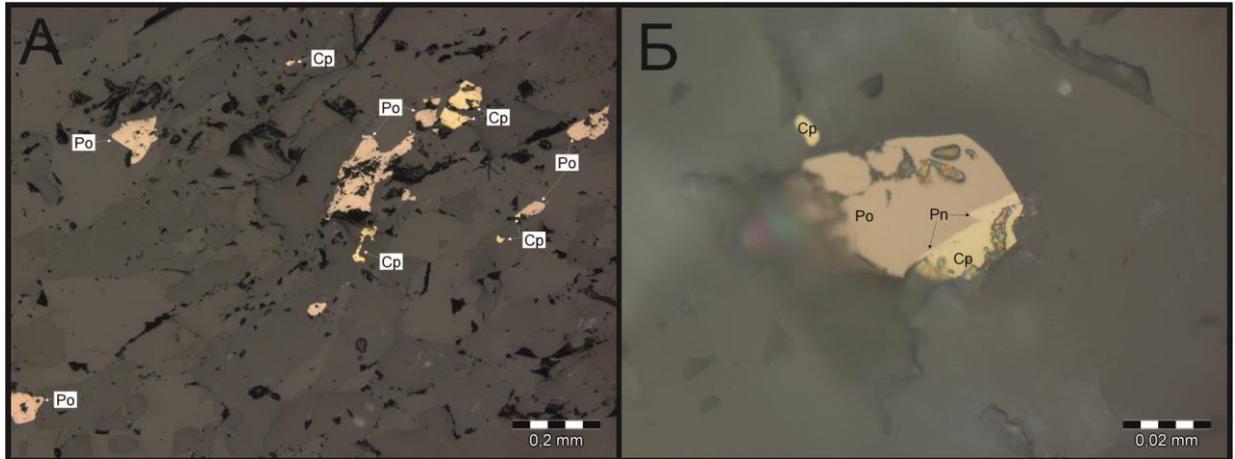


Рис. 29. Ассоциация рудных минералов метапикритов

Фото в отражённом свете: А – вкрапленность сульфидов в метапикритах; Б – каплевидный сросток сульфидных минералов из приподошвенной части пачки метапикритов. Po - пирротин, Pn- пентландит, Cr - халькопирит.

5.1.8 Апобазитовые метасоматиты

С небольшими дайковыми телами габброидов кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ связаны ареалы метасоматитов, вмещающих обильную сульфидно-оксидную минерализацию. В таких метасоматитах рудная минерализация разнообразна и в ней обнаруживается зональность следующего характера:

- в кровле изменённой дайки габброидов преобладают пирротин (~5%) и рутил (~ 2%), а также отмечается до 1% графита;
- к подошве дайки габброидов снижается количество графита до полного его исчезновения, и при неизменном количестве пирротина и рутила, появляется значительное количество халькопирита (~1%);
- в экзоконтакте дайки габброидов практически полностью исчезает пирротин с халькопиритом, появляется пирит и значительное количество графита. По мере удаления от контакта с дайкой габброидов, количество пирита постепенно снижается с 15 до 7-8 %, а графита – увеличивается с 5 до 15%. На расстоянии ~ 10 м от контакта, количество рудных минералов резко снижается и далее начинаются неизменённые породы.

Помимо наиболее распространённых рудных минералов в таких метасоматитах обнаруживаются в количествах от десятых долей % до отдельных зёрен: пентландит (рис. 30, А, Б), галенит (рис. 30, В), сфалерит (рис. 30, Г), молибденит (рис. 30, Д), ильменит, кубанит, виоларит (рис. 30, Е), марказит, миллерит, макинавит. Рудная минерализация в пределах интрузий габброидов несёт следы первично-магматической (формы отдельных выделений и их скоплений), однако большая часть сульфидов ремобилизованы и перераспределены.

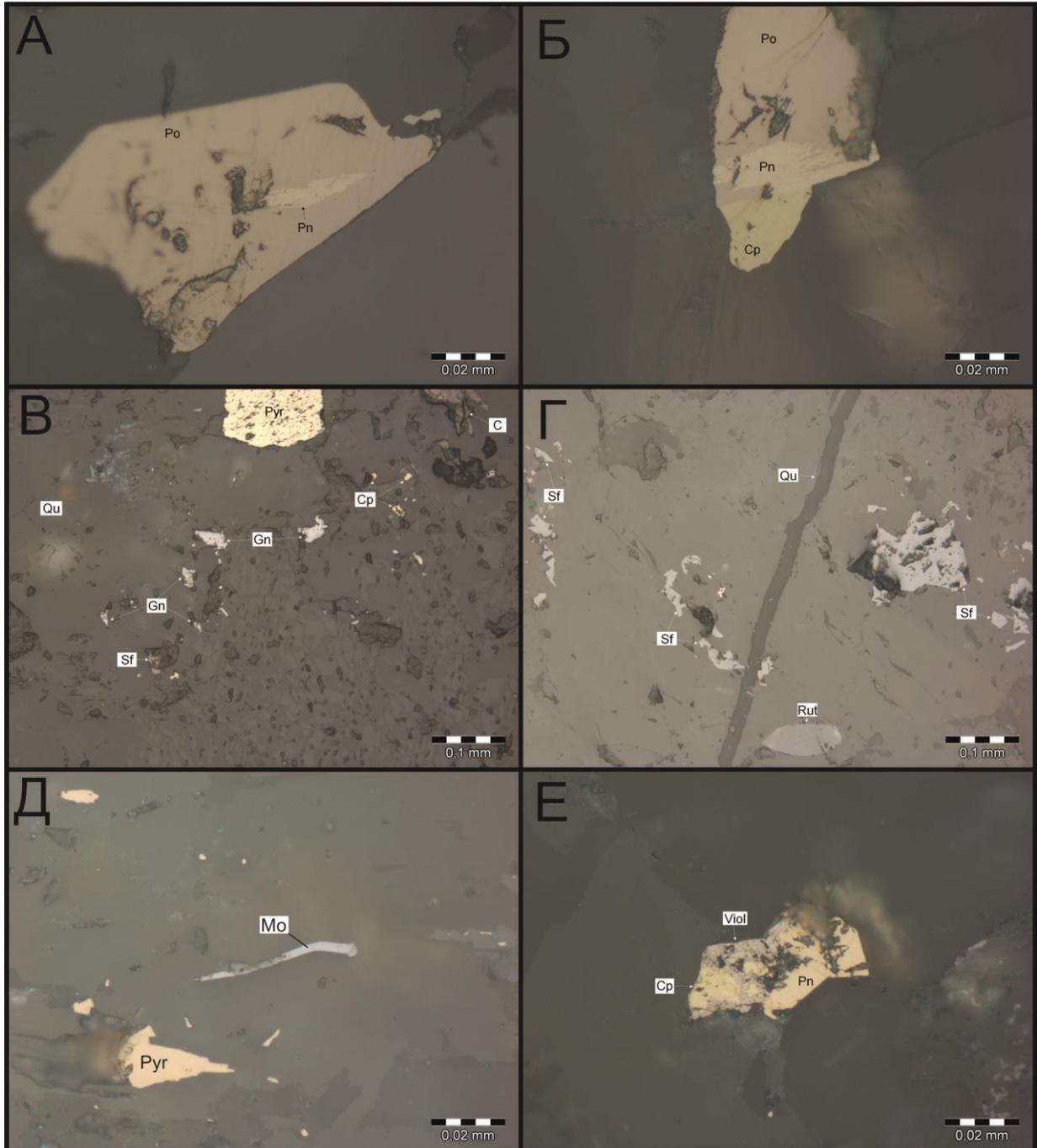


Рис. 30. Ассоциация рудных минералов апобазитовых метасоматитов

Фото в отражённом свете: А – структура распада пентландита в пирротине; Б – сросток пирротина, пентландита и халькопирита; В – мелкие зёрна галенита в породе; Г – вкряпленность сфалерита в ассоциации с рутилом; Д – пластинка молибденита; Е – замещение виоларитом сростка пентландита с халькопиритом. Po -

пирротин, Pn - пентландит, Cr - халькопирит. Pyr - пирит, Viol – виоларит, Sf - сфалерит, Gn - галенит, Rut - рутил, Mo - молибденит, C - графит, Qi - кварц.

5.1.9 Апогранитные метасоматиты

С некоторыми телами гранитоидов саянского комплекса, как и с вышеописанными габброидами, связаны ареалы метасоматитов, вмещающих рудную минерализацию. Здесь обнаруживается следующая зональность ассоциации рудных минералов:

- для самих гранитоидов характерна богатая (до 20-30 %) вкрапленность пирротина и халькопирита с подчинённой долей магнетита и пирита (рис. 31, А, Б);

- в непосредственно приконтактных частях гранитоидов на экзоконтакте отмечается резкое повышение количества ильменита до 20-30% и практически полное исчезновение халькопирита;

- далее следует зона гранатовых амфиболитов, в которых рудная минерализация крайне бедна и ограничена ~ 5% ильменита;

- в краевой части интенсивно изменённой зоны отмечаются амфиболиты с 20-25% магнетита, 3-5% ильменита, 1-2% пирита и следовыми количествами прочих рудных минералов (рис. 31, Г).

Далее на протяжении 5 м во вмещающих амфиболитах исчезают сульфиды, а количество оксидов снижается до фоновых значений. Мощность наиболее крупной известной интенсивно изменённой зоны апогранитных метасоматитов составляет 3 м.

Помимо перечисленных минералов в описанных породах присутствуют в количествах от следовых до десятых долей %: рутил, сфалерит, миллерит (рис. 31, Д), виоларит (рис. 31, Д), кубанит (рис. 31, В), макинавит (рис. 31, Е), марказит (рис. 31, Г).

На отдельных участках доля рудных минералов достигает 40-50 об.% в породе.

5.1.10 Апоультрамафитовые метасоматиты

Апоультрамафитовые метасоматиты образованы за счёт дунитов кингашского и идарского комплексов и наблюдаются вблизи разрывных нарушений, пересекающих тела дунитов. Они характеризуются не богатой (до 5-7%), но достаточно разнообразной рудной минерализацией. Наиболее распространены пирит, магнетит и рутил, количество которых колеблется от 1 до 7%. Прочие минералы наблюдаются в следовых количествах, редко до десятых долей %: пирротин (рис. 32, Д, Е), пентландит (рис. 32, Б, В), миллерит (рис. 32, А), зигенит (рис. 32, А), макинавит, валлериит, виоларит (рис. 32, Б), марказит, сфалерит (рис. 32, В), молибденит (рис. 32, Г), халькопирит (рис. 32, Е). Пентландит обнаруживается в виде мелких пластинчатых зёрен внутри пирротина, что характерно для зёрен, образованных в ходе распада mss (рис. 32, Е).

Чаще всего такие метасоматиты образованы по дунитам идарского комплекса, однако, систематическое наличие специфических каплевидных и сферических сростаний сульфидов и структур распада mss, говорит о наличии некоторого количества первично-магматических сульфидных образований в исходной породе

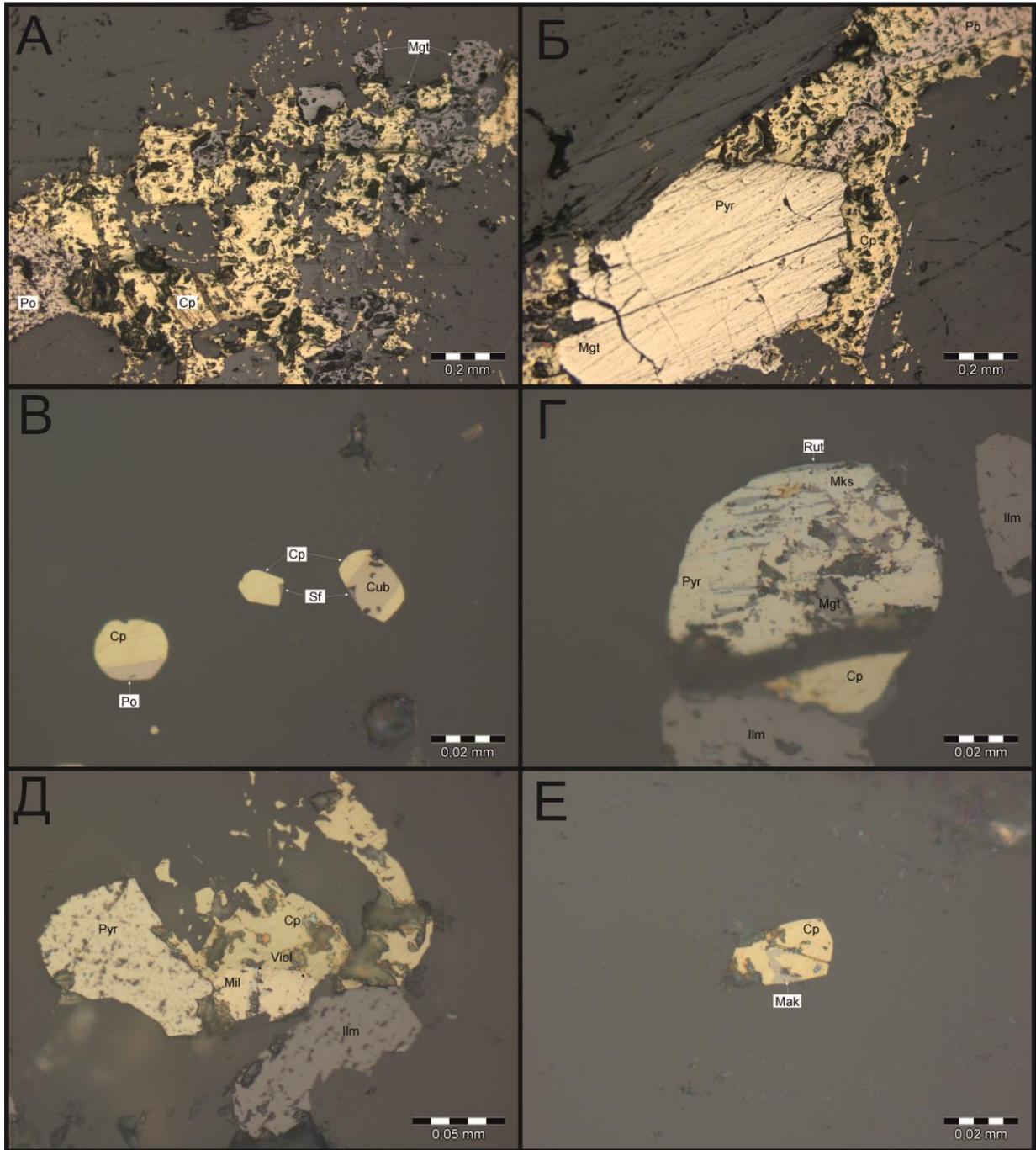


Рис. 31 Ассоциация рудных минералов апогранитных метасоматитов

Фото в отражённом свете: А, Б – богатая сульфидно-оксидная минерализация в приконтактных частях даек гранитоидов; В – каплевидные расслоенные сростки халькопирита и пирротина в приконтактной части дайки гранитоидов; Г – краевая часть изменённой зоны – отдельные относительно крупные зёрна сульфидов среди магнетит-ильменитовой вкрапленности; Д – зёрна миллерита и виоларита среди сульфидных сростков; Е – сросток халькопирита и макинавита. Po - пирротин, Pn- пентландит, Cp - халькопирит. Pyr - пирит, Viol –

виоларит, *Mil* - миллерит, *Маk* - макинавит, *Mgt* - магнетит, *Cub* - кубанит, *Mks* - марказит, *Rut* - рутил, *Илт* - ильменит.

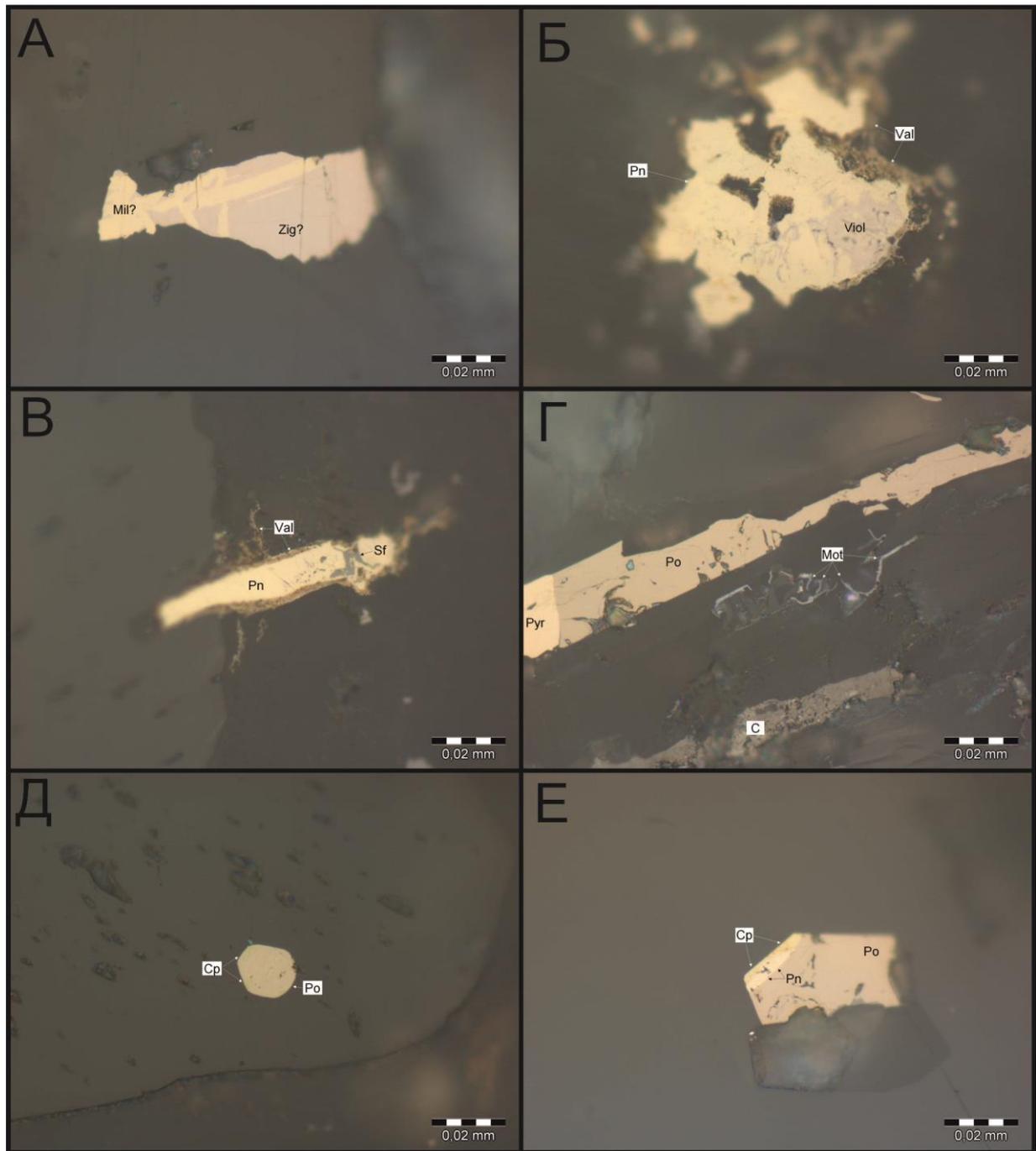


Рис. 32. Ассоциация рудных минералов апоультрамафитовых метасоматитов
 Фото в отражённом свете: А – сросток миллерита и зигенита; Б – пентландит, замещаемый виоларитом и валлериитом; В – мелкие зёрна сфалерита в сульфидных сростках; Г – тонкие пластинки молибденита в ассоциации с сульфидами железа; Д – каплевидный сросток пирротина и халькопирита; Е – структура распада пентландита в сростке пирротина с халькопиритом. *Po* - пирротин, *Pn*- пентландит, *Cr* - халькопирит. *Pyr* - пирит, *Viol* – виоларит, *Val* – валлериит, *Mil* - миллерит, *Маk* - макинавит, *Zig* – зигенит, *Mot* – молибденит.

5.1.11 Приконтактных зоны массивов идарского комплекса

В зоне контакта фрагмента Борыньского ультрамафитового массива с амфиболитами вмещающей толщи обнаружено тело магнетитовых руд в эндоконтакте ультрамафитов. Руды представляют собой густую вкрапленность магнетита и титаномагнетита в аподунитовых серпентинитах, магнетит слагает от 30 до 60 об.% породы, мощность обогащённой зоны – 20-40 м при протяжённости около 400 м. В зонах с проявленной дизъюнктивной тектоникой, магнетит замещается гематитом, нередко – полностью. Происхождение магнетитов ассоциации, вероятно, метаморфогенное, в результате замещения тела хромшпиннелидов, образовавшегося в позднемагматическую стадию становления Борыньского массива.

5.2. Особенности состава рудных минералов

В ходе исследования методом рентгеноспектральной микроаналитики изучались составы наиболее распространённых рудных минералов Кулибинского ПРУ: магнетита, хромшпиннелидов, пирротина, пентландита, халькопирита, пирита, а также были изучены отдельные зёрна миллерита, галенита и одно зерно телурида свинца. Опираясь на результаты исследования состава минералов был сделан ряд важных геолого-генетических выводов, которые описаны далее в данном разделе.

5.2.1 Хромшпиннелиды

Хромшпиннелиды в ультрамафитах Кулибинского ПРУ метаморфизованы до магнетитов и хроммагнетитов (рис. 33), свежие индивиды в изученных образцах отсутствуют. В породах *кингашского комплекса* выделяются магнетиты двух типов: хромистые разновидности в ранних дифференциатах (до 17% Cr_2O_3) и практически чистые магнетиты (до 96% FeO) в поздних дифференциатах. В качестве примесей в них систематически отмечаются титан и марганец. В части магнетитов пород *кингашского комплекса* отмечается примесь серы и никеля, что обусловлено замещением ими сульфидов железа. Примесь никеля, при этом, более характерна для магнетитов в ранних дифференциатах, а серы – в поздних. В породах *идарского комплекса* в пределах Кулибинского ПРУ выделяется 2 группы шпиннелидов: магнетиты, по составу близкие магнетитам *кингашского комплекса* и хроммагнетиты, образующие обособленное поле. Не смотря на образование обособленных полей на диаграммах, все хромшпиннелиды являются результатом метаморфического преобразования исходных минералов. Об этом свидетельствует то, что в породах *идарского комплекса* отмечается закономерное увеличение железистости хромшпиннелидов с уменьшением размеров массива, из которого был отобран образец. Так, все изученные хромшпиннелиды крупного Борыньского массива относятся к хроммагнетитам и субальюмохроммагнетитам, тогда как в образцах из малых массивов, как правило, отмечаются магнетиты. Единственный свежий хромшпиннелид обнаружен в пределах Адралкинского ареала ультрамафитов и относится он к ферриальюмохромиту – такой состав хромшпиннелидов условно

можно принять за первичный состав для идарских ультрамафитов в пределах Кулибинского ПРУ. Хромшпинелиды идарского комплекса отличаются от кингашских существенно большей хромистостью, большей магниальностью, частой примесью никеля и отсутствием примесей серы. Отсутствие серы и большее количество никеля в хромшпинелидах идарского комплекса свидетельствует о практически полном отсутствии сульфидного вещества в расплаве, из которого сформированы эти породы.

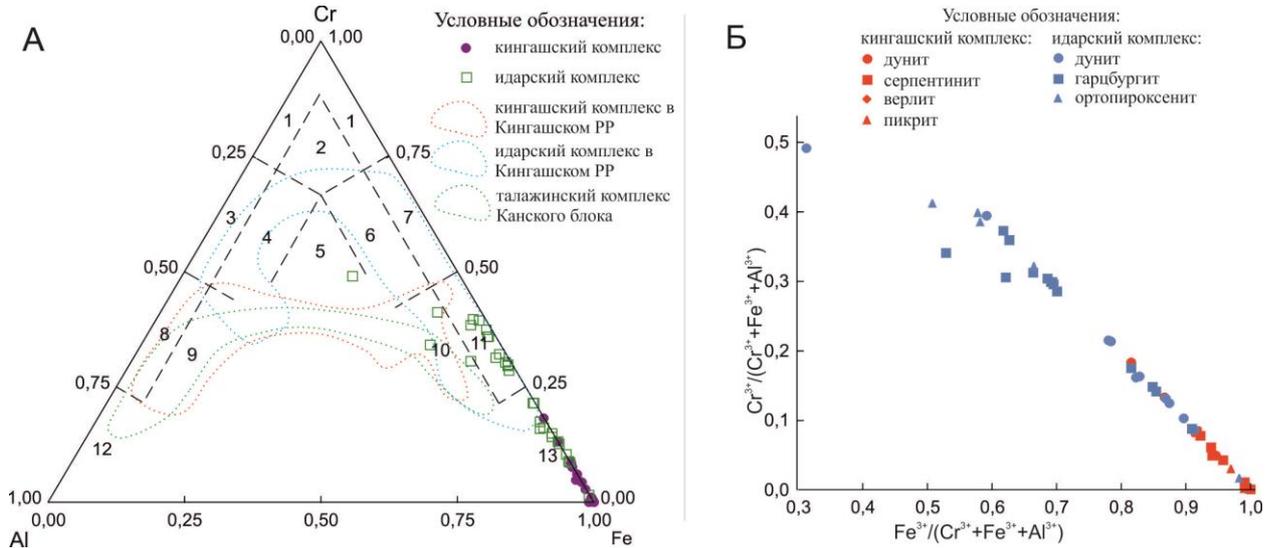


Рис. 33. Состав хромшпинелидов

А – треугольная диаграмма в системе Al-Cr-Fe, поля на классификационной диаграмме [Павлов, 1949]: 1–хромит, 2–субферрихромит, 3–алюмохромит, 4–субферриалюмохромит, 5–ферриалюмохромит, 6–субалюмоферрихромит, 7–феррихромит, 8–хромпикотит, 9–субферрихромпикотит, 10–субалюмохроммагнетит, 11–хроммагнетит, 12–пикотит, 13–магнетит. Поля составов для Кингашского РР по [Чернышов, Бабинцев, Ворошилов, 2017; Юричев, Чернышов, 2012], для пород талажинского комплекса по [Юричев, Чернышов, 2012]. *Б* – бинарная диаграмма составов хромшпинелидов, отражающая соотношение железистости и хромистости изученных минералов.

В сравнении с хромшпинелидами из пород Кингашского РР, изученные образования отличаются интенсивной метаморфизованностью и преобразованием до магнетитов и хроммагнетитов. Такие хромшпинелиды наблюдаются в пределах Кингашского РР в мелких массивах, либо в хорошо проработанных частях относительно крупных. Так, в самом Кингашском массиве отмечаются в основном хромпикотиты, а в относительно свежих разностях идарских пород в Кингашском РР – алюмохромиты и ферриалюмохромиты. Отсутствие свежих хромшпинелидов в Боряньском массиве связано с тем, что исследованные образцы взяты, преимущественно, с краевых частей массива, где он подвержен брекчированию, тектонизирован, и, как следствие, метаморфизован интенсивнее. Исходя из вывода о метаморфогенной природе изученных хромшпинелидов, делать геолого-генетические выводы, опираясь на их состав, следует с осторожностью.

5.2.2 Оксиды титана

Оксиды титана в Кулибинском ПРУ обнаруживаются в виде акцессорной вкрапленности практически во всех изученных образованиях, а в метасоматитах их количество резко возрастает в отдельных образцах до 20-30 %. Для ильменитов Кулибинского ПРУ, как и для Кингашского РР характерны существенные примеси марганца (до 5,7 %) и магния (до 7,7 %). Для рутилов характерны примеси железа до 0,5 % и магния до 1 % (табл. 9 приложение А). Обогащение мафит-ультрамафитовых толщ оксидами титана свидетельствует о продуктивности их на медь-никель-платиноидную минерализацию, так как повышенная титанистость толщ является характерным критерием выделения рудоносных частей массивов в Кингашском РР.

5.2.3 Пирротины

Пирротины в Кулибинском ПРУ отмечаются практически во всех рудных минеральных ассоциациях, и во многих из них являются преобладающими минералами. В разных ассоциациях пирротины сформированы в разных условиях: пирротины магматического происхождения обнаружены в породах кингашского и идарского комплексов, а также в метапикритах, эпимагматические пирротины широко распространены в поздних дифференциатах кингашского комплекса, а в различных метасоматитах и metabазальтах отмечаются пирротины метасоматического и метаморфогенного происхождения. Не смотря на такое разнообразие сульфидных ассоциаций, пирротины во всех из них обнаруживают близкий состав, характерный для высокотемпературных магматических образований (рис. 34, табл. 8 приложение А). Это свидетельствует в пользу единого магматического очага, который послужил источником всего сульфидного материала, обнаруженного на изученной территории.

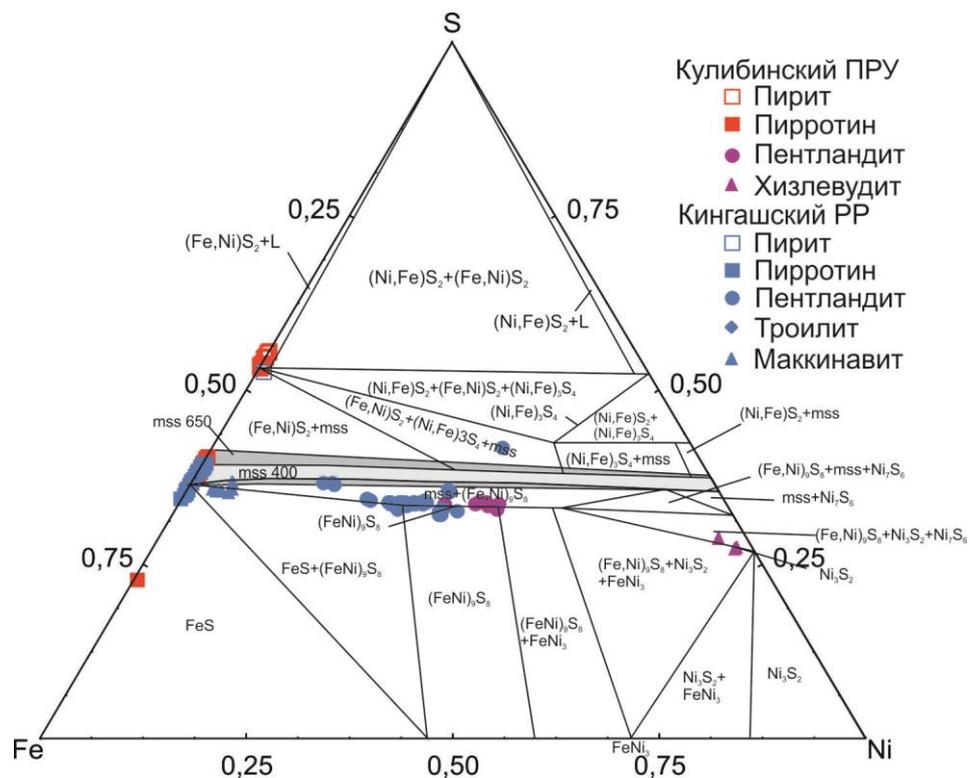


Рис. 34. Состав сульфидов железа и никеля в системе Fe-Ni-S

Поля на классификационной диаграмме отражают соотношения конденсированных фаз при температуре 400 градусов Цельсия по [Vaughan, Craig, 1974], mss-650 – поле моносульфидного твёрдого раствора при 650 градусах Цельсия по [Kullerud, Yund, Moh, 1969]. Составы минералов Кулибинского ПРУ приведены по результатам оригинальных анализов и фондовых материалов работ КНИИГиМС, составы минералов Кингашского РР приведены по [Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003, Радомская и др, 2017] и их библиографии.

Для всех пирротинов Кулибинского ПРУ характерна повышенная сернистость при пониженной железистости, постоянные примеси Co на уровне 0,1-0,2%, Ni на уровне 0,05-0,15% и практически полное отсутствие примесей Cu. Для Кингашского РР, напротив, характерны высокожелезистые пирротины с существенно меньшими примесями Co и Ni, и большими – Cu. Пирротины Кулибинского ПРУ обнаруживают заметно большее сходство с пирротинами месторождений Норильского РР и Аллареченского месторождения, для которых так же характерны повышенная сернистость и примеси никеля и кобальта. На диаграмме (рис. 34) видно, что пирротины Кулибинского ПРУ попадают в поле характерное только для mss при 650 градусах Цельсия, тогда как для пирротинов Кингашского РР характерен состав mss при 400 градусах Цельсия. Если отталкиваться от гипотезы, что пирротины на обеих территориях являются продуктом распада mss, то можно сделать вывод о формировании исходных пирротинов Кулибинского ПРУ на магматическом этапе при относительно высоких температурах, а пирротинов Кингашского РР на поздне-магматическом этапе при более низких температурах. Однако данный вывод противоречит выводам предшественников [Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003, Радомская и др., 2017] о формировании вкрапленных руд Кингашского месторождения на ранне-магматическом этапе при высоких температурах. Вероятно, вследствие дополнительного обогащения исходного кингашского пикритового расплава, о котором неоднократно говорилось предшественниками (например, в [Радомская, 2012, Радомская и др, 2017]), поведение сульфидного вещества значительно отличается от теоретического, отражённого на диаграмме, и в составе пирротинов происходит смещение в сторону железистости. Исходя из вышесказанного можно сделать вывод, что расплав, из которого сформирован Кингашский массив, был дополнительно существенно обогащён серой, в отличие от родственного ему расплава, сформировавшего массивы Кулибинского ПРУ.

5.3.4 Пентландиты

Пентландиты в породах Кулибинского ПРУ распространены слабо, и в породах кингашского комплекса формируют очень мелкие сростания с пирротинном в ранних дифференциатах, состав которых не изучался. Изучению были подвергнуты пентландиты из пород идарского комплекса, которые, хоть и достаточно редки, но при этом образуют относительно крупные индивиды, пригодные для проведения достоверных микронзондовых

исследований. Как видно из диаграммы (рис. 34) и таблицы составов (табл.8 приложение А) пентландиты изученных образцов существенно более никелестые и менее сернистые, чем пентландиты Кингашского РР. Пентландиты Кулибинского ПРУ близки по составу и отвечают «среднему стехиометричному» пентландиту с близкими соотношениями железа и никеля. Наиболее схожи с ними по составу пентландиты из руд Аллареченского месторождения. Пентландиты же Кингашского РР характеризуются широкими вариациями состава при значительном преобладании железа. Исходя из положения фигуративных точек составов пентландита на диаграмме Fe-Ni-S, можно сделать вывод о том, что изученные пентландиты идарского комплекса Кулибинского ПРУ образованы в результате эпимагматических процессов, либо ремобилизованы с изменением состава в ходе метаморфизма и метасоматоза: они формируют компактное поле, укладывающееся точно на линию, отвечающую составу пентландита. Пентландиты Кингашского РР формируют обширное поле фигуративных точек, которое попадает как в поле теоретических пентландитов при 450 градусах Цельсия, так и в поле mss, что говорит об образовании этих пентландитов в результате распада mss без значимого изменения состава в ходе последующей эволюции вмещающих их ультрамафитов.

5.3.5 Эпимагматические Fe-Ni сульфиды

Эпимагматические железо-никелевые сульфиды представлены миллеритом, виоларитом, валлериитом, зигенитом и хизлевудитом, которые обнаруживаются повсеместно в сростках с пентландитом. Из-за крайне малых размеров, изучение их состава затруднительно, в связи с чем состав таких минералов определялся лишь в одном образце из пород идарского комплекса. Изначально описанный миллеритом, по результатам изучения состава он был отнесён к хизлевудиту, как видно на диаграмме (рис. 34) и в таблицах (табл. 8 приложение А), состав минерала близок к стехиометричному, в нём отмечаются примеси железа, кобальта и меди. Хизлевудит образует сростания с пентландитом и само его наличие (как и наличие миллерита, виоларита и валлериита) говорит о значительном влиянии эпимагматических либо метасоматических процессов на формирование изученной рудной минерализации. Однако каплевидная и сфероидальная форма сростков железо-никелевых сульфидов свидетельствует о наличии первично-магматической пентландит-пирротиновой минерализации как в породах кингашского, так и в породах идарского комплексов. Промышленной значимости такая бедная минерализация не имеет, однако она является важным диагностическим признаком и важна для формулирования геолого-генетических выводов.

5.3.6 Пириты

Пириты в изученных породах обнаруживаются повсеместно, их доля возрастает от ультрамафитов к мафитам, а в метасоматических образованиях они распространены

Рис. 35. Состав сульфидов железа и меди в системе Fe-Cu-S

Поля на классификационной диаграмме отражают соотношения конденсированных фаз при температуре 400 градусов Цельсия по [Vaughan, Craig, 1974]. Py-пирит, po – поле пирротинового твёрдого раствора, sp - халькопирит, id - идаит, cv - ковеллин, bn - борнит, ss-dg – халькозин-дигенит-борнитовый твёрдый раствор, iss – промежуточный твёрдый раствор. Составы минералов Кулибинского ПРУ приведены по результатам оригинальных анализов и фондовых материалов работ КНИИГиМС, составы минералов Кингашского РР приведены по [Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003] и их библиографии.

5.3.8 Минералы свинца

Минералы группы галенита в пределах Кулибинского ПРУ обнаруживаются систематически в поздних дифференциатах кингашского комплекса и метасоматитах в виде очень мелких зёрен в сростании с другими сульфидами и в виде отдельных мелких зёрен в силикатной матрице. При попытке изучения их состава из-за крайне мелкого размера зёрен они были определены в одном случае как смесь **галенита** с сульфидами железа, а в другом – как смесь алтаита с силикатами. Теллурид свинца **алтаит** был обнаружен в клинопироксенитах кингашского комплекса в виде отдельного включения в силикатной матрице и само его наличие в парагенезисе с водосодержащими минералами (апатитом) в породах с повышенными концентрациями P_2O_5 говорит о насыщенности поздних дифференциатов кингашского комплекса остаточным флюидом. Такая обстановка благоприятна для формирования благороднометаллической минерализации, связанной с редкими висмотеллуридами, довольно широко распространёнными в рудоносных толщах Кингашского массива [Глазунов и др., 2003; Радомская и др., 2017] и других платиноносных массивах Восточного Саяна [Мехоношин и др., 2013]. В парагенезисе с алтаитом в Кингашском массиве обнаружены висмотеллуриды платины и палладия, с которыми связана платинометаллическая рудоносность Кингашского месторождения.

Значимость находок теллуридов в пределах Кулибинского ПРУ обусловлена особенностями поведения ЭПГ в мафит-ультрамафитовых комплексах. Pt и Pd являются несовместимыми с малосульфидным твердым раствором (mss), и их коэффициенты распределения в mss уменьшаются с уменьшением температуры (Fleet et al., 1993). По мере кристаллизации mss Pt и Pd обогащают остаточный сульфидный расплав и в конечном итоге образуют соединения с As, Te, Sb и Bi. Это обуславливает широкое развитие висмотеллуридов ЭПГ во всех платиноносных массивах Восточно-Саянской провинции.

5.3.9 Минералы группы платины

По результатам ICP-MS и сцинтиляционного атомно-эмиссионного анализов в поздних дифференциатах кингашского комплекса, метабазальтах-2 и метапикритах, а также в отдельных образцах из Боряньского массива, установлены повышенные концентрации ЭПГ (в первую очередь палладия). Фазовым анализом в отдельных пробах установлены сотни знаков

металлического палладия, однако *минералы платиноидов* в шлифах и образцах на микронзондовые исследования не обнаружены, что связано с размерностью частиц благородных металлов – все обнаруженные в ходе сцинтиляционного атомно-эмиссионного анализа частицы палладия имеют размер менее 5 мкм, в связи с чем их обнаружение в ходе микроскопической аттестации затруднительно.

Характер платинометальной минерализации и её перспективы описаны в отдельном разделе. Ожидается, что ЭПГ выделяются в форме висмутеллуридов палладия – по аналогии с Кингашским месторождением и в связи с обнаружением очень мелких зёрен теллуридов свинца, описанных выше.

6. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КУЛИБИНСКОГО ПРУ

Петрогеохимические критерии являются важнейшими при определении формационной принадлежности магматических образований, выделении магматических комплексов и серий, а в метаморфизованных образованиях, нередко, ключевыми критериями выделения рудоносных площадей и горизонтов. Для характеристики изученных образований использованы результаты оригинальных анализов, проведённых в рамках данной и предыдущих авторских работ (результаты силикатных и спектральных анализов в приложениях Б и В, методика аналитических работ – в разделе 1), а также заимствована аналитика из работ предшественников в пределах Канского [Ножкин и др. 2001] и Идарского ЗКП [Глазунов и др., 2003, Ножкин и др. 2005, Чернышов и др., 2011]. В дальнейшем все образцы из Канского ЗКП рассматриваются без разделения по площадям и в авторской интерпретации, образцы из Идарского ЗКП так же рассматриваются в авторской интерпретации. Общее разделение пород на группы и серии проведено по результатам изучения петрохимических особенностей, детальная характеристика вулканитов и интрузивов дана по результатам анализа распределения редких примесных элементов, а особенности геохимической зональности в текущем залегании описаны на основании распределения ведущих рудных компонентов в изученных толщах.

6.1. Петрохимические особенности изученных пород

По результатам анализа распределения петрогенных элементов, его сопоставления с результатами геологических наблюдений, и петрографической аттестации пород, в пределах Кулибинского ПРУ выделено 4 серии вулканических и 3 серии интрузивных пород. При сопоставлении результатов собственной аналитики с материалами предшественников по Канскому ЗКП [Ножкин и др. 2001] обнаружена их хорошая сходимость и далее на всех диаграммах и в выводах рассматривается результат комплексной аналитики составов вулканитов для всего Канского ЗКП.

6.1.1 Вулканисты

Метавулканисты Канского ЗКП подразделены автором на 4 серии:

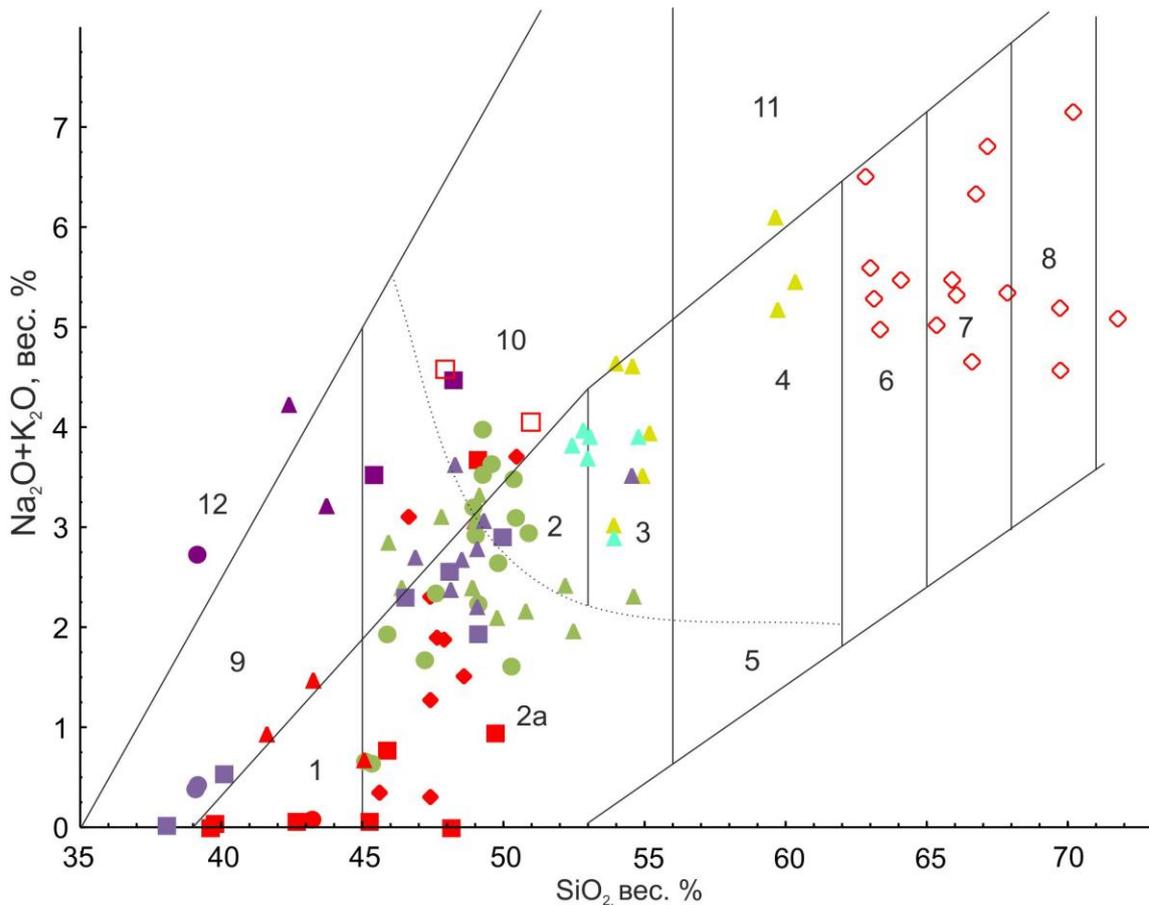
1. Пикрит-базальтовая;
2. Толеитовая базальт-андезибазальтовая;
3. Бимодальная пикробазальт-базальт-дацитовая;
4. Известково-щелочная.

Для классификации вулканистов использована TAS-диаграмма (рис. 37). Породы *пикрит-базальтовой серии* Канского ЗКП отвечают по составу нормальным пикритам, пикробазальтам и базальтам. Аналогичные образования Идарского ЗКП близки по составу и образуют с породами Канского ЗКП единое поле. На диаграммах (рис. 37-43) околонушено единое поле пикрит-базальтовой серии для Канского и Идарского ЗКП. Породы *толеитовой серии* отвечают по составу, в основном, нормальным базальтам, толеиты Канского и Идарского ЗКП образуют единое поле, которое околонушено аналогично полю пикрит-базальтовой серии. Породы *бимодальной серии* образуют два обособленных поля: поле умеренно-щелочных пикробазальт-базальтов и поле нормальных дацитов. Изначально данные образования объединены по геологическим предпосылкам (они образуют отдельные пачки, внутри которых отмечается контрастное переслаивание), и, как будет показано далее, по ряду петрохимических критериев они действительно выделяются в отдельную общую серию. Аналоги пород бимодальной серии в работах предшественников по Идарскому ЗКП не описаны. Породы *известково-щелочной серии* отвечают по составу нормальным андезибазальтам и андезитами, известково-щелочные породы Канского и Идарского ЗКП образуют единое поле, которое околонушено аналогично полю пикрит-базальтовой серии.

Серии вулканистов выделяются не только по петрохимическим и геохимическим критериям, каждая серия имеет своё положение в разрезе кулижинской и кузынской толщ, петрографические и геологические особенности, а также различное происхождение и потенциал рудоносности. Комплексная характеристика приводится в разделе 9, здесь же будут детально описаны петрохимические особенности каждой серии.

Вулканисты пикрит-базальтовой серии образуют на диаграммах (рис. 37-40) обособленное поле распространения фигуративных точек, не пересекающееся с полями других вулканических серий. Состав образований серии по [Jensen, 1976] отвечает перидотитовым коматиитам, базальтовым коматиитам и высокомагнезиальным толеитовым базальтам (рис. 37). Как показано на диаграммах (рис. 38 А, В, Г) состав пород серии в целом отвечает составу аналогичных образований из известных ЗКП, пикробазальты серии делятся на две группы, одна из которых отвечает базальтовым коматиитам барбертонского типа, а другая – базальтовым коматиитам гелукского типа по Конди (рис. 39). Для Идарского ЗКП исследователями ранее

отмечалось 2 геохимических типа высокомагнезиальных вулканитов в регионе и высказывалось предположение о разных материнских магматических источниках [Ножкин и др., 2001, 2005].



Условные обозначения

Породы Канского ЗКП:

Породы пикрит-базальтовой серии:
 ● метамеланопикриты
 ■ метапикриты
 ◆ метапикробазальты
 ▲ метабазаальты

Породы толеитовой серии:
 ● метабазаальты
 ▲ метаандезибазаальты

Породы известково-щелочной серии:
 ▲ метабазаальты и метаандезиты

Породы бимодальной серии:
 ● умеренно-щелочные метапикриты
 ▲ умеренно-щелочные метапикробазальты
 ■ умеренно-щелочные метабазаальты
 □ высокотитанистые метабазаальты
 ◇ метадациты

Породы Идарского ЗКП:

Породы пикрит-базальтовой серии:
 ● метапикриты
 ■ метапикробазальты
 ▲ метабазаальты

Породы толеитовой серии:
 ▲ метабазаальты и андезибазаальты

Породы известково-щелочной серии:
 ▲ метабазаальты и метаандезиты

Средние составы различных магматических образований по (Конди, 1983):

gr■ гранатовый перцолит
 op■ перидотит из офиолитов
 rk■ архейский перидотитовый коматиит
 bk◆ архейский базальтовый коматиит
 th▲ архейский толеитовый базальт
 morb▲ современный базальт COX
 iab▲ современный толеитовый базальт океанических островов

cab▲ современный известково-щелочной базальт
 crb▲ современный базальт внутриконтинентальных рифтов
 aa● архейский андезит
 iaa● современный андезит океанических островов

caa● современный известково-щелочной андезит
 kcaa● современный высококалийный известково-щелочной андезит
 df+ архейский дацит
 rf+ архейский риолит

Поля составов (а) и эволюционные тренды (б) для пород различных серий:

а б пикрит-базальтовая а б толеитовая а б известково-щелочная а б бимодальная

Рис. 36. Составы вулканитов Канского и Идарского ЗКП на TAS-диаграмме

Поля на классификационной диаграмме по [Петрография и петрология..., 2001]: 1 – пикриты, коматииты, 2 – базальты, 2a – пикробазальты, коматиитовые базальты, 3 – андезибазаальты, 4 – андезиты, 5 – бониниты, 6 – андезидациты, 7 – дациты, 8 – риодациты, 9 – кимберлиты, 10 – трахибазаальты, 11 – трахиандезибазаальты, 12 – щелочные пикриты. Условные обозначения приведены для рисунков 36-40.

В ходе фракционирования исходного для пород серии высокомагнезиального пикритового расплава происходило постепенное снижение магнезиальности, которое сопровождалось ростом глинозёмистости (рис. 37, 38 Г) при нелинейном изменении валового количества железа (рис. 37, 38 Д). На ранних этапах железистость исходного расплава (а вместе с ним и продуктов его фракционирования) постепенно росла вместе с падением магнезиальности, а на поздних – железистость падала вместе с магнезиальностью. Перегиб линии тренда состава серии на диаграммах (рис. 37, 38 Д) отвечает изменению состава пород от перидотитовых коматиитов до коматиитовых базальтов. При снижении общей железистости в ходе эволюции исходного расплава отмечается резкое увеличение железистости относительной ($\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}}+\text{MgO})$), рис. 38 А), что является характерным для известных ЗКП. Титанистость пород серии в ходе эволюции постепенно растёт параллельно с ростом концентраций SiO_2 и снижением MgO , концентрации двуокиси титана изменяются от следовых количеств в меланопикритах до 0,5-1 об.% в пикробазальтах. В отличие от пород других серий, здесь отмечается тренд увеличения концентраций CaO с падением магнезиальности. Магнезиальность пород в ходе эволюции изменяется линейно (рис. 38 Е), достигая минимальных значений MgO равных 10-12 %. Данный параметр позволяет уверенно выделять образования серии среди прочих вулканитов. Помимо прочего, особенности химического состава исходного расплава обуславливают и петрографо-минералогические особенности пород серии, к которым относятся метапикриты, пикробазальты и metabазальты 2-го типа (см. раздел 4).

Породы пикрит-базальтовой серии в пределах Канского и Идарского ЗКП близки по составу и образуют на диаграммах единое поле, которое отвечает полям составов известных ЗКП мира, однако между породами этих регионов имеются некоторые отличия, которые связаны с наиболее магнезиальными разностями, отвечающими по составу перидотитовыми коматиитами. Меланопикриты Идарского ЗКП отличаются несколько повышенной титанистостью и отношениями $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и, в отличие от меланопикритов Канского ЗКП, не попадают в поле «классических» перидотитовых коматиитов по Конди (рис. 39 А).

Вулканиты толеитовой базальт-андезибазальтовой серии образуют на всех диаграммах компактные поля распространения фигуративных точек с трендом изменения состава от нормальных базальтов до андезибазальтов (рис. 36). На части диаграмм (рис. 37 А, Б, Д, Е) точки пород серии образуют обособленное поле, не пересекающееся с другими сериями. Для состава исходного для пород серии расплава характерен при росте концентраций SiO_2 и снижении магнезиальности рост общей и относительной железистости (рис. 38 А, Д, Е). Со снижением магнезиальности в породах серии также растут концентрации TiO_2 от 0,1 до 1,5 %.

На диаграмме CaO-MgO-Al₂O₃ (рис. 39 А) породы толеитовой серии попадают в поле архейских толеитов, а на бинарных диаграммах (рис. 38) в поле толеитов Канского и Идарского ЗКП ложатся точки «средних» значений для двух разных типов толеитов по Конди. На всех диаграммах поля толеитов расположены на продолжении трендов пикрит-базальтовой серии, что позволяет сделать вывод об общности процесса их образования. О том, как это согласуется с положением данных образований в разрезе, с геохимическими и прочими особенностями – детально описано в разделе 9. В целом, для пород толеитовой серии характерны близкие составы и образование компактных полей со слабовыраженными либо непротяжёнными трендами изменения состава.

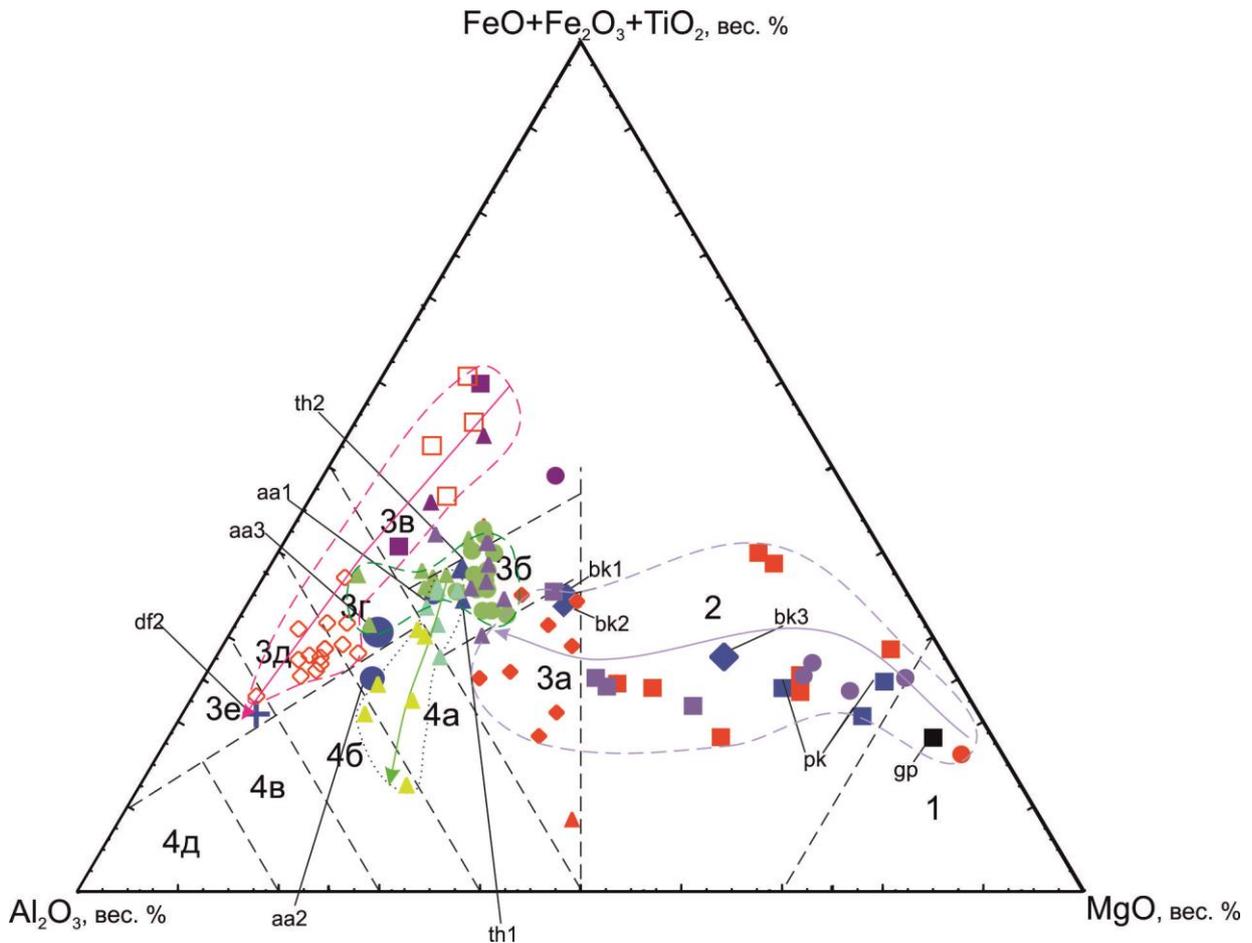


Рис. 37. Составы вулканитов Канского и Идарского ЗКП на диаграмме Al₂O₃-MgO-(FeO+Fe₂O₃+TiO₂)

Поля на классификационной диаграмме по [Yensen, 1976]: 1 – коматииты; 2 – коматиитовые базальты; 3 – породы толеитовой серии – 3а – магнезиальные базальты, 3б – нормальные базальты, 3в – железистые базальты, 3г – андезиты, 3д – дациты, 3е – риолиты; 4 – породы известково-щелочной серии – 4а – базальты, 4б – андезиты, 4в – дациты, 4е – риолиты. Условные обозначения приведены на рисунке 36.

Вулканиты бимодальной серии образуют на диаграммах (рис. 36-39) обширное и протяжённное поле, одна часть которого соответствует умеренно щелочным пикробазальтам и базальтам, а вторая – дацитам. Поле вулканитов бимодальной серии на всех диаграммах обособлено и отражает эволюционные тренды, существенно отличающиеся от других серий по

положению и направленности. От вулканитов других серий эти образования отличаются повышенной щёлочностью, железистостью и титанистостью. В ходе эволюции в породах серии возрастает глинозёмистость (рис. 37), в несколько раз падает титанистость и общая железистость (рис. 38 Б, В, Д), а относительная железистость в мафитовой части сначала растёт, а в кислой части – снижается (рис. 38 А). По составу дациты серии близки к дацитам архейских ЗКП второго типа [Condie, 1981], а мафиты – к базальтам континентальных рифтов. Само наличие бимодальных серий характерно для континентального рифтогенеза, и состав мафитовой части говорит в пользу такого происхождения данных образований. Между тем, бимодальные серии вулканитов являются типичными для архейских ЗКП, к которым не применимы близкие аналогии с современными геодинамическими обстановками. Не смотря на пространственную сопряжённость с породами других серий, вулканиты бимодальной серии существенно отличаются от них по петрохимическим характеристикам, что делает дискуссионным вопрос об их происхождении и геодинамических обстановках формирования вулканогенных толщ.

Вулканиты известково-щелочной серии образуют на диаграммах (рис. 36-39) компактное поле распространения фигуративных точек с трендом изменения состава от андезибазальтов до андезитов (рис. 37). В мафитовой части вулканиты серии обнаруживают некоторое сходство с описанными выше толеитами (рис. 37, 38 В, Г), однако по мере роста количества SiO_2 , отличия от толеитов становятся всё более явными. На части бинарных диаграмм (рис. 38 А, Б, Д, Е) породы известково-щелочной серии образуют обособленное поле распространения фигуративных точек, не пересекающееся с полями других серий. На диаграмме АFM (рис. 39 Б) видно, что составы мафитов серии отвечают известково-щелочным, в отличие от мафитов других серий. С учётом материалов Конди [Condie, 1981], можно сделать вывод, что для ЗКП характерно некоторое смещение линии разделения известково-щелочной и толеитовой серий, в связи с чем часть мафитов, отнесённых к толеитовым, возможно следует определять как известково-щелочные. В целом для пород серии характерно нелинейное изменение относительной железистости в ходе эволюции – в ранних мафитах она изменяется незакономерно, а в поздних – остаётся неизменной на уровне 65%. Изменение соотношения Fe/Mg и общей щёлочности в ходе эволюции резко отличает породы серии от толеитов. В ходе эволюции так же резко снижается титанистость пород, на диаграмме (рис. 38 В) для толеитов и известково-щелочных пород отмечаются разнонаправленные тренды. По составу породы серии близки к архейским андезитам первого и второго типов по Конди [Condie, 1981] и к современным известково-щелочным андезитам островных дуг.

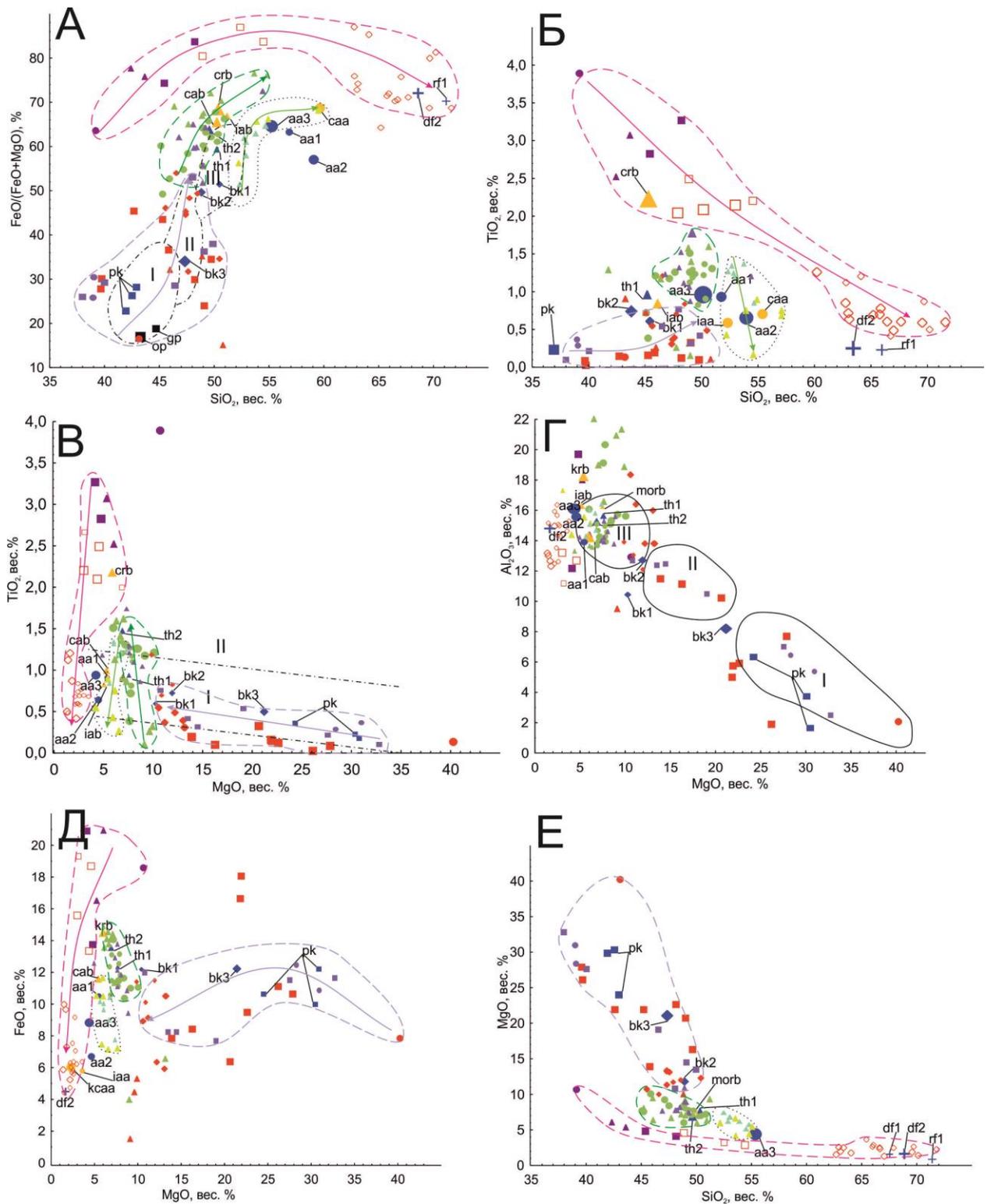


Рис. 38. Составы вулканитов Канского и Идарского ЗКП на бинарных диаграммах
 Поля штрихпунктирными линиями на классификационной диаграмме А по [Магматические горные породы..., 1985]: I – перидотитовые коматииты; II – коматиитовые базальты; III – толеитовые базальты.
 Поля штрихпунктирными линиями на классификационной диаграмме В по [Коматииты и высокомагнезиальные..., 1988]: I – толеитовые базальты; II – породы коматиитовой серии. Поля сплошными линиями на классификационной диаграмме Г по [Богнибов, Глазунов, 2000]: I – мелалапкритоиды; II – субмелалапкритоиды; III – базальты. Условные обозначения приведены на рисунке 36.

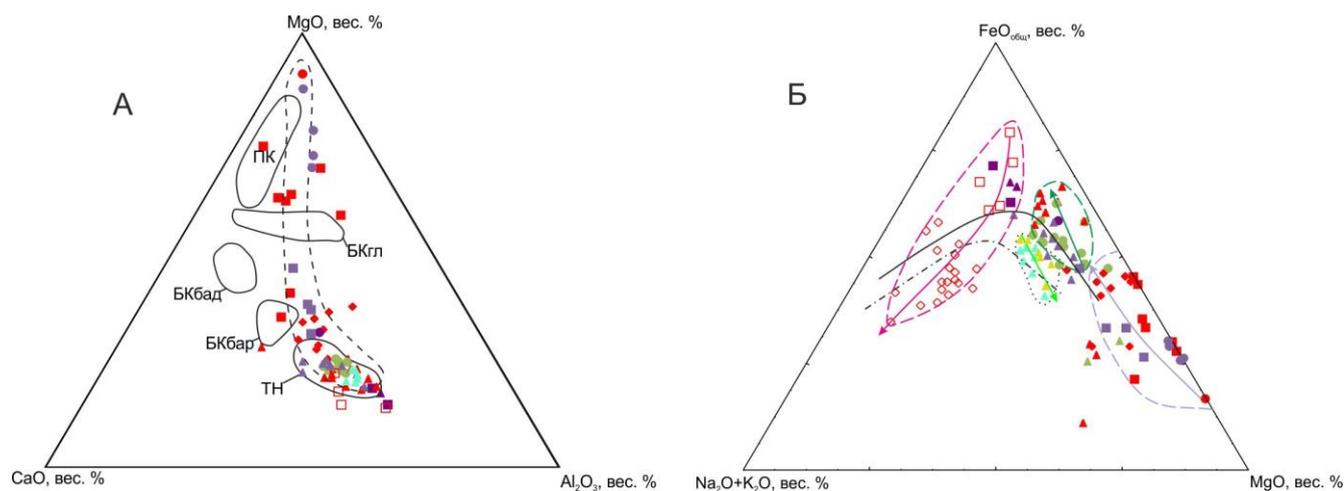


Рис. 39. Составы вулканитов Канского и Идарского ЗКП на треугольных диаграммах
 На диаграмме А поля сплошными линиями по [Конди, 1983]: ПК – перидотитовые коматииты, БКгг – базальтовые коматииты гелдукского типа, БКбгд – базальтовые коматииты гелдукского типа, БКбар – базальтовые коматииты барбертонского типа, ТН – толеиты, штриховой линией – коматиит-толеитовый тренд ЗКП. На диаграмме Б сплошной линией – разделение толеитовой и известково-щелочной серий базальтов по [Irvine, Baragar, 1971], штрихпунктирной линией – по [Condie, 1981]. Условные обозначения приведены на рисунке 36.

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

- метавулканиты Канского и Идарского ЗКП подразделяются на 4 серии, каждая из которых имеет ряд петрохимических особенностей и образует обособленное поле на петрохимических диаграммах;
- поле вулканитов толеитовой серии расположено на продолжении трендов пикрит-базальтовой серии, что позволяет сделать вывод об общности процесса их образования, поля известково-щелочной и бимодальной серий расположены обособлено и не связаны с продуктивным пикритовым вулканизмом;
- характеристики вулканических серий Канского и Идарского ЗКП в целом схожи, однако в частности (в первую очередь в особенностях состава ультрамафитовой части) у каждой структуры отмечаются свои особенности; это может свидетельствовать о том, что это две сопряжённые структуры с общей геологической историей и несколько отличающимся возрастом – так называемые «первичный и вторичный» ЗКП;

6.1.2 Интрузивные образования

В ходе поисковых работ КНИИГиМС в пределах Кулибинского ПРУ все относительно крупные тела ультрамафитов были отнесены к продуктивному на Cu-Ni сульфидное оруденение кингашскому комплексу. В связи с отсутствием собственно медно-никелевых руд и в целом спорным отнесением всех ультрамафитов к кингашскому комплексу, в рамках данной работы был проведён комплексный анализ мафит-ультрамафитового магматизма территории,

одной из наиболее важных частей которого стал петрохимический анализ. В результате анализа, интрузивные образования мафит-ультрамафитового состава подразделены на два комплекса: *кингашский и идарский*. Крупные тела гранитоидов саянского комплекса в данной работе не изучались. Мелкие дайки и жилы кислого состава отнесены к *саянскому комплексу*. Кулибинский комплекс, описанный предшественниками [Курганьков, 2006ф; Смагин, Ренжин, 2010ф; Юричев, 2011; Юричев, Чернышов, 2011; Чернышов, Юричев, 2012], в качестве самостоятельного не выделяется, а тела, ранее отнесённые к нему – включены в состав кингашского комплекса.

Породы *кингашского комплекса* Канского ЗКП на диаграмме Барсукова-Соболева (рис. 40) образуют поле, которое, с поправкой на влияние метаморфизма в отдельных образцах, совпадает с полем составов вулканитов пикрит-базальтовой серии. Вулканиты пикрит-базальтовой серии и породы кингашского комплекса обнаруживают единый тренд, отражающий эволюцию общего для них исходного высокомагнезиального расплава. Вулканические аналоги дунитов кингашского комплекса отмечаются крайне редко, однако в ряду верлит-пикрит-клинопироксенит обнаруживается полный набор вулканитов схожего состава. В Идарском ЗКП породы кингашского комплекса в целом аналогичны по составу, но в них отмечается существенно меньшая распространённость относительно кислых пикритов и существенно большая – верлитов. На классификационной диаграмме по [Yensen, 1976] (рис. 41 А) породы кингашского комплекса попадают в поле вулканитов пикрит-базальтовой серии и отвечают по составу коматиитовым базальтам. Аналогичные образования Идарского ЗКП близки по составу и их поле распространения фигуративных точек расположено внутри поля пород Канского ЗКП. Отличия от вулканитов пикрит-базальтовой серии видны на диаграмме по [Condie, 1981] (рис. 41 Б): среди вулканитов выделяется 2 типа пикробазальтов, один из которых соответствует базальтовым коматиитам барбертонского, а другой – гелукского типа, тогда как интрузивный аналог первых в ходе исследования не обнаружен. На бинарных диаграммах (рис. 42) породы кингашского комплекса Канского ЗКП обнаруживают схожие с вулканитами пикрит-базальтовой серии петрохимические особенности. В ходе эволюции исходного расплава в породах кингашского комплекса при росте концентраций SiO_2 отмечается снижение магнезиальности и общей железистости при росте относительной железистости (рис. 42 Б) и титанистости (рис. 42 В). Интенсивность падения железистости в ходе эволюции расплава снижается, тогда как интенсивность увеличения титанистости – растёт. Концентрации CaO и Al_2O_3 в ходе эволюции линейно растут. Составы пород кингашского комплекса в Идарском ЗКП в целом соответствуют аналогичным породам Канского ЗКП, однако отмечается 2 существенных отличия. Первое отличие заключается в отсутствии аналогов поздних

дифференциатов Канского ЗКП в Идарском ЗКП. Второе отличие – в существенно большей титанистости пород Идарского ЗКП, которая, нередко, отличается на порядок.

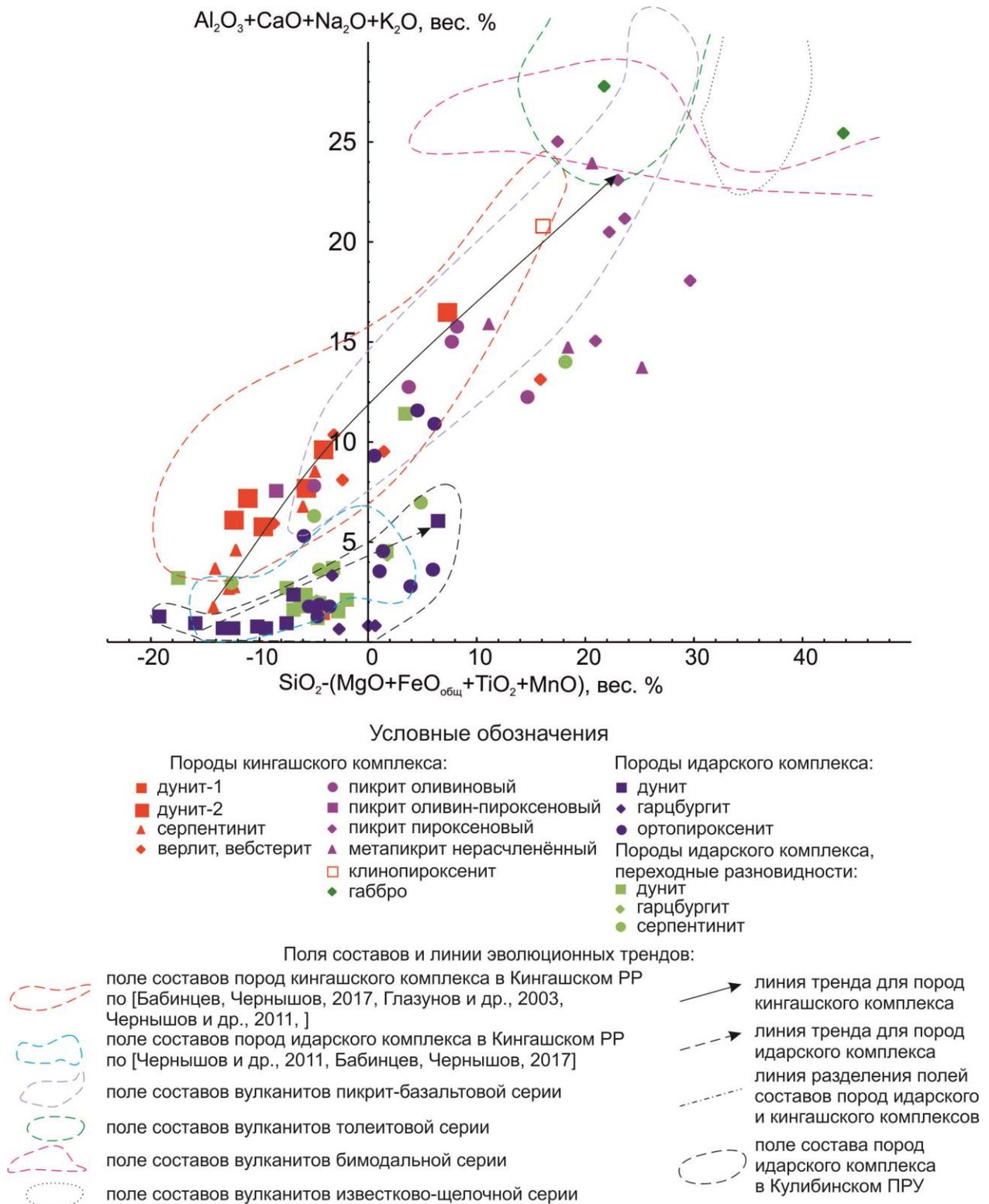


Рис. 40. Составы интрузивных образований Кулибинского ПРУ и Кингашского РР на диаграмме Барсукова-Дмитриева

Условные обозначения приведены для рис. 41-43.

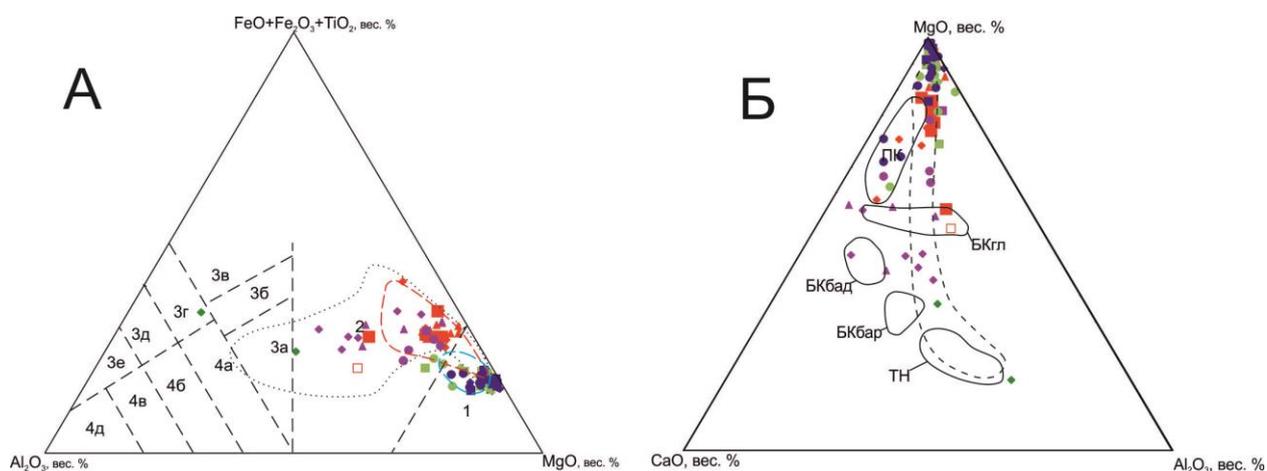


Рис. 41. Составы интрузивных образований Кулибинского ПРУ и Кингашского РР на треугольных диаграммах

Поля на классификационной диаграмме А по [Yensen, 1976]: 1 – коматииты; 2 – коматиитовые базальты; 3 – породы толеитовой серии – 3а – магнезиальные базальты, 3б – нормальные базальты, 3в – железистые базальты, 3г – андезиты, 3д – дациты, 3е – риолиты; 4 – породы известково-щелочной серии – 4а – базальты, 4б – андезиты, 4в – дациты, 4е – риолиты. На диаграмме Б поля сплошными линиями по [Condie, 1981]: ПК – перидотитовые коматииты, БКгл – базальтовые коматииты гелукского типа, БКбад – базальтовые коматииты гелукского типа, БКбар – базальтовые коматииты барбертонского типа, ТН – толеиты, штриховой линией – коматиит-толеитовый тренд ЗКП. Пунктирная линия на диаграмме А – поле состава вулканитов пикрит-базальтовой серии. Прочие условные обозначения приведены на рисунке 40.

Породы **ударского комплекса** Канского ЗКП образуют обособленное поле распространения фигуративных точек на петрохимической диаграмме Барсукова-Дмитриева (рис. 40). Тренд изменения их состава схож с трендом пород кингашского комплекса по направлению, однако отличается по положению на диаграмме. На треугольных диаграммах (рис. 41) породы ударского комплекса образуют компактные поля, отстоящие от полей пород кингашского комплекса. На бинарных диаграммах (рис. 42 А, В, Е) зачастую не отмечается выраженных трендов изменения состава пород ударского комплекса. Отмечается незначительное снижение относительной железистости при росте концентраций SiO_2 . Зависимость общей железистости от магнезиальности аналогична породам кингашского комплекса, однако положения трендов на диаграмме (рис. 42 Г) существенно отличаются за счёт значительно меньшей общей железистости пород ударского комплекса. На диаграмме $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ тренд изменения составов пород ударского комплекса частично совпадает с трендом пород кингашского комплекса и их поля пересекаются. Породы ударского комплекса Идарского ЗКП образуют более компактные поля, которые расположены внутри полей пород ударского комплекса Канского ЗКП. В целом их составы идентичны, однако в Канском ЗКП отмечаются существенно более широкие вариации, вероятно за счёт большей выборки.

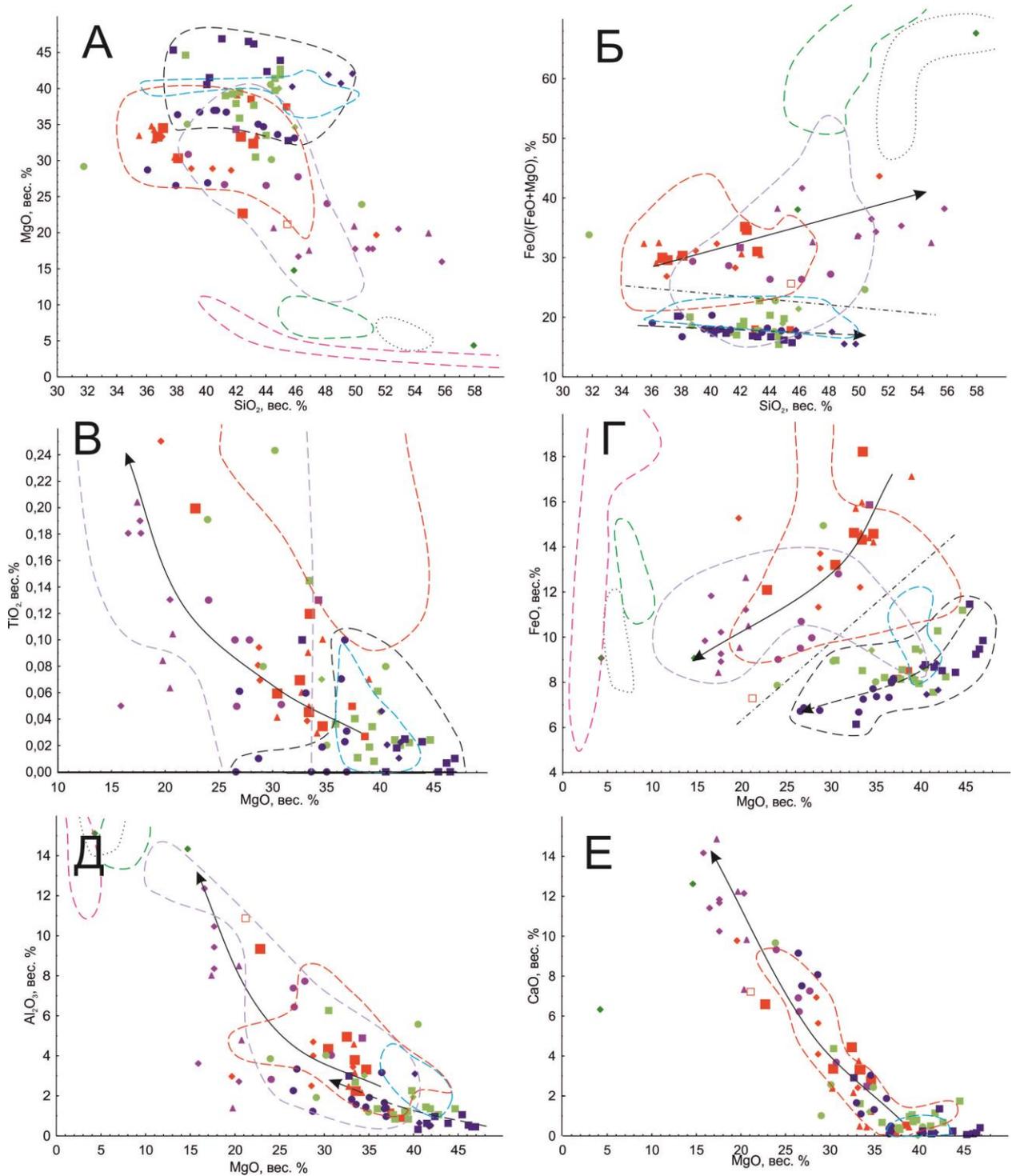


Рис. 42. Составы интрузивных образований Кулибинского ПРУ и Кингашского РР на бинарных диаграммах

Условные обозначения приведены на рисунке 40.

Установлено, что ключевые петрохимические отличия пород кингашского от идарского комплексов заключаются в следующем:

1. Породы кингашского комплекса отличаются широкими вариациями состава и образуют тренды, отражающие эволюцию исходного расплава; породы идарского комплекса представлены дунитами и гарцбургитами, которые образуют компактные

поля распространения фигуративных точек и для них не характерно наличие выраженных трендов изменения состава;

2. Породы идарского комплекса в целом менее железистые и более магнезиальные, чем породы кингашского комплекса;
3. В высокомагнезиальных разновидностях, где породы идарского и кингашского комплекса наиболее трудно различимы, ведущим петрохимическим критерием является относительная железистость $Fe^* = (FeO_{общ}/(FeO_{общ}+MgO))$. У пород идарского комплекса Fe^* колеблется в пределах 15-20% и не превышает 25%, у пород кингашского комплекса Fe^* варьирует в пределах 25-45%. Граничное значение $Fe^*=25\%$ актуально как для Канского, так и для Идарского ЗКП. Отмечается также, что в породах кингашского комплекса зависимость Fe^* от концентраций SiO_2 прямопропорциональная, а в породах идарского комплекса – обратнопропорциональная;
4. Вспомогательным петрохимическим критерием является различие в концентрациях Al_2O_3 , CaO и TiO_2 . Суммарные концентрации $Al_2O_3 + CaO$ не превышают 1-2% в наиболее магнезиальных породах идарского комплекса и 5-7% в наименее магнезиальных. В породах кингашского комплекса концентрации этих компонентов в 2-4 раза выше. Породы идарского комплекса отличаются в целом существенно меньшей титанистостью, концентрации TiO_2 в них редко превышают 0,05%. Однако, в части высокомагнезиальных пород идарского комплекса отмечались близкие значения титанистости, в связи с чем данный критерий следует использовать с осторожностью.

Тем не менее, ранние дифференциаты кингашского комплекса в Канском ЗКП настолько схожи по составу, что используя лишь петрохимические критерии их разделить невозможно и при изучении требуется комплексный подход.

Петрохимические особенности пород мафит-ультрамафитовых комплексов в Кингашском и Идарском ЗКП близки, существенно отличается только титанистость ультрамафитов кингашского комплекса, которая в Идарском ЗКП в несколько раз выше. Исключая бинарные диаграммы с TiO_2 , породы кингашского и идарского комплексов образуют общие поля составов для Канского и Идарского ЗКП.

6.2. Геохимия редких элементов

Все изучаемые магматические образования в той или иной степени подвергнуты метаморфическим преобразованиям, в особенности это касается вулканитов, которые полностью преобразованы в амфиболиты, гнейсы и сланцы, исходный состав которых

определяется со значительной долей условности. Как показано К.Конди при изучении архейских ЗКП [Condie, 1981], наименее подвижными при метаморфизме является ряд редких элементов: РЗЭ, Y, Nb, Ta, Zr, Hf, Sc, Th. В связи с этим для реконструкции геодинамических обстановок, разделения пород на типы и серии и выделения их геохимических особенностей традиционно используются интерпретации на основании редкоэлементных спектров и соотношений ряда примесных элементов.

Аналогично подразделу 6.1 в исследовании помимо оригинальных определений использованы результаты лабораторных исследований, заимствованные из [Глазунов и др., 2003; Ножкин и др. 2001, 2005; Чернышов и др., 2010]. Результаты прочих исследований вынесены в виде отдельных полей со ссылками в каждом рисунке.

Наиболее показательной для общей оценки всего комплекса вулканических и интрузивных образований Канского и Идарского ЗКП является дискриминационная диаграмма Nb/Y-Zr/Y (рис. 44), на которую нанесены все изученные породы. Часть образцов, очевидно, подвергнута в ходе метаморфизма и метасоматоза изменениям, существенно повлиявшим на соотношение данных элементов, что особенно касается соотношения Nb/Y. Это связано с тем, что Nb в одних случаях привносится (например, при карбонатизации), а в других – выносится (при эпидотизации) из исходной породы [Condie, 1981]. В связи с этим, фигуративные точки с существенно завышенными либо заниженными соотношениями Nb/Y в интерпретации не участвуют.

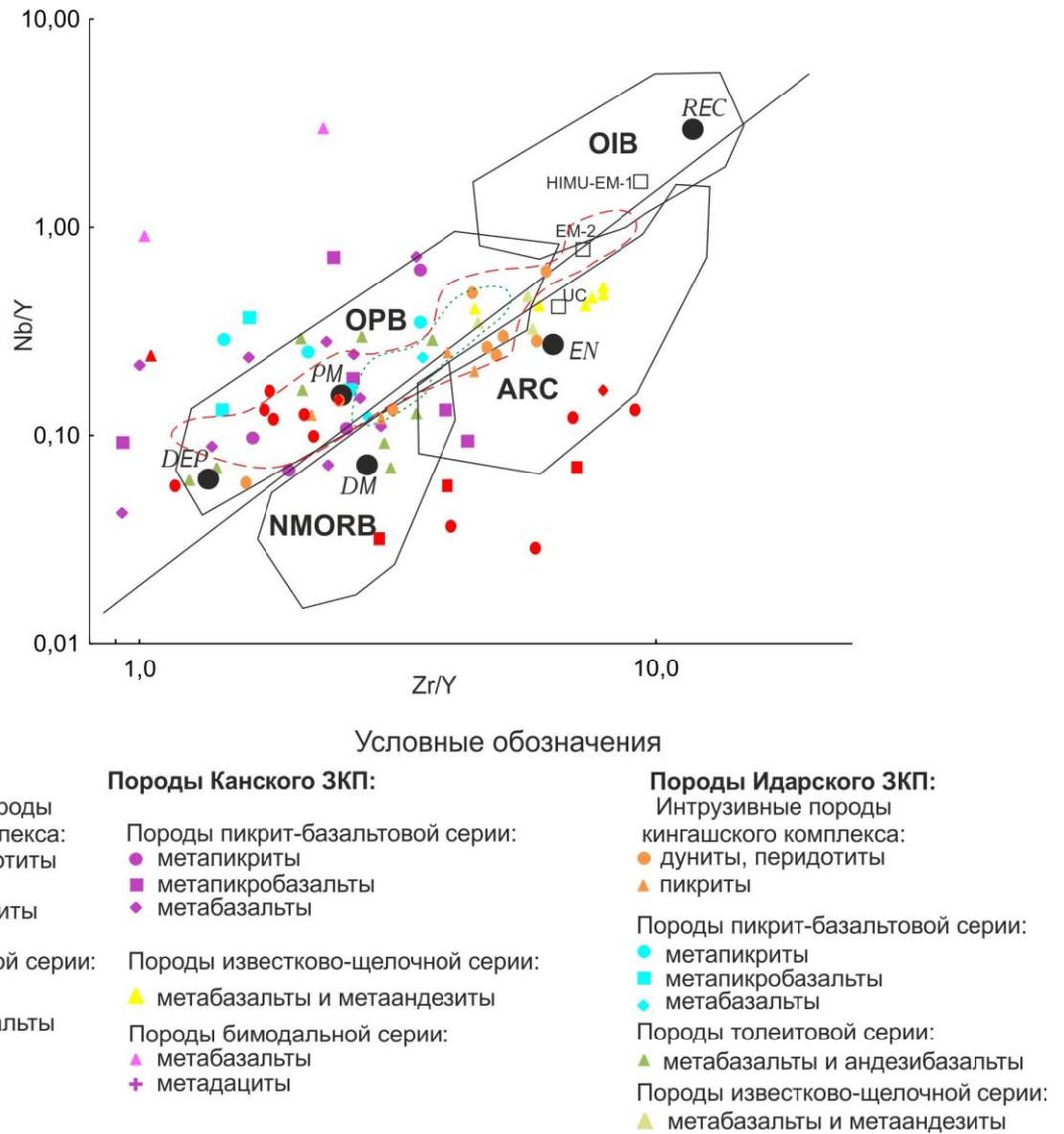


Рис. 43. Дискриминационная диаграмма Nb/Y-Zr/Y мафитов и ультрамафитов Канского и Идарского ЗКП

Поля на классификационной диаграмме по [Condie, 2005]: OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов, ARC – базальты островных дуг, NMORB – базальты срединно-океанических хребтов. Черными кружками и квадратами показаны мантийные компоненты – REC – рециклированная мантия, DEP – интенсивно деплетированная мантия, DM – умеренно деплетированная мантия, EN – обогащённый компонент, UC – континентальная кора, EM – обогащённая мантия, HIMU источник с высоким отношением U/Pb. Сплошной линией показано деление на плюмовые (в верхней части диаграммы) и неплюмовые (в нижней) источники. Зелёным пунктиром отмечено поле распространения пород талажинского массива. Красной штриховой линией – поле вулканитов протерозойских ЗКП по [Condie, 2005].

Как видно на диаграмме (рис. 43), вулканиты пикрит-базальтовой серии Канского и Идарского ЗКП образуют поле, соответствующее базальтам океанических плато, родоначальный расплав которых соответствовал примитивной мантии. Вулканиты толеитовой серии схожи с вулканитами пикрит-базальтовой серии и образуют с ними единое поле. Образования этих двух серий схожи с вулканитами протерозойских ЗКП [Condie, 2005]. Вулканиты известково-щелочной серии обоих ЗКП образуют обособленное поле, которое

соответствует базальтам, сформированным в островодужных обстановках с родоначальным расплавом, соответствующим обогащённой мантии. Породы кингашского комплекса Канского ЗКП комагматичны вулканитам пикрит-базальтовой серии и формируют с ними единое поле. Породы кингашского комплекса Идарского ЗКП также комагматичны вулканитам пикрит-базальтовой серии, однако часть пород, относящихся к Кингашскому массиву, образуют обособленное поле и их родоначальный расплав интерпретируется как близкий к обогащённой мантии. Данный факт объясняется частичной контаминацией фрагментов континентальной коры и является важным при прогнозировании оруденения (подробнее в разделе 9).

Далее геохимические особенности описываются отдельно для вулканических и интрузивных образований.

6.2.1 Вулканиты

На дискриминационных диаграммах (рис. 44) видно, что вулканиты пикрит-базальтовой и толеитовой серии обоих ЗКП образуют единое поле и соответствуют толеитам островных дуг, а вулканиты известково-щелочной серии – известково-щелочным базальтам островных дуг. Интерпретировать положение пород бимодальной серии затруднительно из-за малого количества определений. Изученные породы, при этом, значительно отличаются от толеитов архейских ЗКП, которые чаще всего соответствуют современным базальтам СОХ на дискриминационных диаграммах.

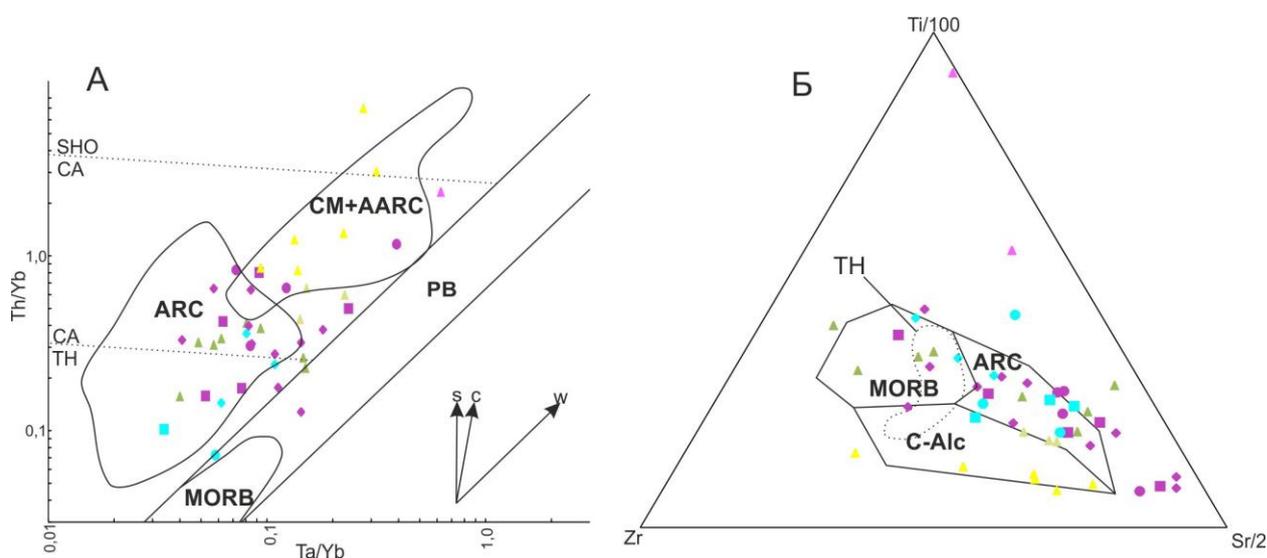


Рис. 44. Дискриминационные диаграммы для вулканитов Канского и Идарского ЗКП

А. Поля на классификационной диаграмме по [Pearce, 1983]: PB – внутриплитные базальты, CM+AARC – базальты активных окраин и изв.-щел. островных дуг, ARC – базальты островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Стрелками показаны векторы обогащения мантийного компонента в ходе субдукции (s), коровой контаминации (c) и процессов внутриплитного обогащения (W). Б. Поля на классификационной диаграмме по [Pearce, Cann, 1973]: C-Alc – известково-щелочные базальты, ARC – толеиты

островных дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов. Пунктирной линией – поле толеитов архейских ЗКП по [Condie, 1981].

Условные обозначения на рис. 44

Кислые и средние вулканиты на диаграммах (рис. 45), также как и изученные мафиты-ультрамафиты соответствуют современным образованиям островных дуг, при этом они близки по составу раннепротерозойским островодужным вулканитам [Condie, 1986]. Геохимические особенности изученных вулканитов позволяют интерпретировать 3 серии вулканитов как продукт единой магматической системы, в ходе эволюции которой образовались в следующей последовательности: пикрит-базальтовая – толеитовая – бимодальная серии. На последнем этапе произошла смена геодинамического режима, в связи с чем породы известково-щелочной серии существенно отличаются от прочих и в разрезе залегают обособленно (подробно в разделе 9).

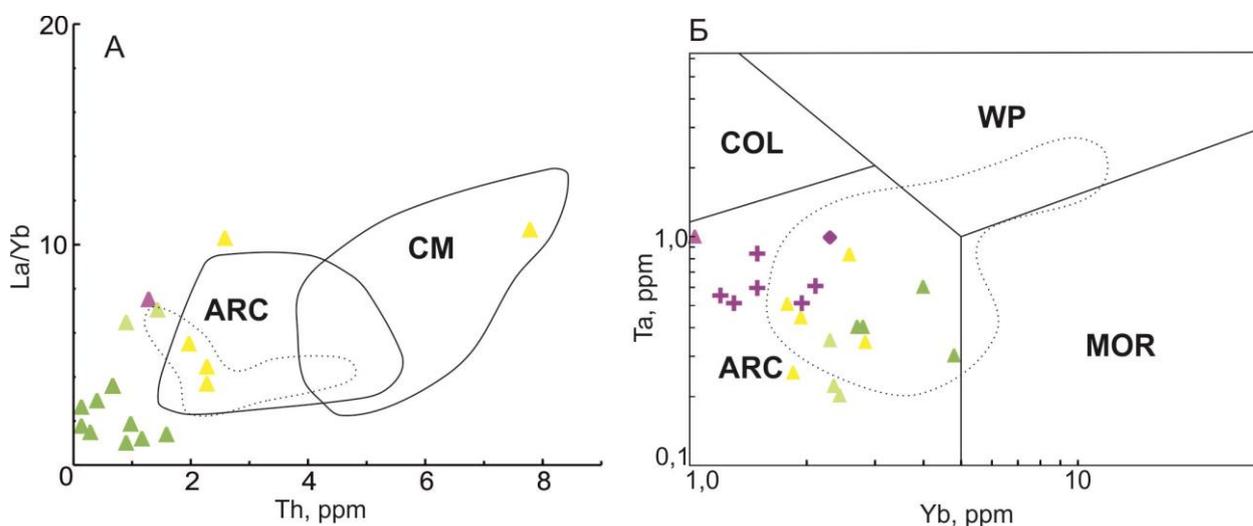


Рис. 45. Дискриминационные диаграммы для кислых и средних вулканитов Канского и Идарского ЗКП

А. Поля на классификационной диаграмме по [Bailey, 1981]: ARC – андезиты островных дуг, CM – андезиты активных окраин континентов. Пунктирной линией – поле раннепротерозойских андезитов по [Condie, 1986]. Б. Поля на классификационной диаграмме по [Pearce et al, 1984]: ARC – кислые вулканиты островных дуг, MOR – кислые вулканиты срединно-океанических хребтов, WP – внутриплитные кислые вулканиты, COL – кислые вулканиты коллизионных зон. Пунктирной линией – поле раннепротерозойских кислых вулканитов по [Condie, 1986].

Условные обозначения на рис. 44

Наличие 4 серий вулканитов, в составе которых преобладают базальты, обусловило сложность их разделения. Одним из ведущих способов их разделения является анализ топологии редкоземельных спектров. Пикриты и пикробазальты Канского и Идарского ЗКП характеризуются отчётливым обогащением лёгкими лантаноидами (рис. 46), La_n/Gd_n колеблется от 2 до 10, при выполаживании спектра в области тяжёлых лантаноидов, где $Gd_n/Lu_n \sim 1$. В Идарском ЗКП выделяется второй геохимический тип вулканитов ультраосновного состава, который характеризуется выположенными спектрами РЗЭ с $La_n/Lu_n \sim 1$ и лёгким обогащением

Sm, Eu и Gd. Первый геохимический тип наиболее распространён и наблюдается в обоих ЗКП, пикриты и меланопикриты этого типа схожи по спектрам РЗЭ с коматиитами Карелии и современными низкотитанистыми пикритами Камчатки, тогда как второй тип схож с архейскими коматиитовыми базальтами по Конди [Condie, 1981]. Вулканиты первого типа попадают в поле пород мафит-ультрамафитовых комплексов Алхадырского террейна, который расположен к юго-востоку от Канского и Идарского ЗКП и рядом авторов [Поляков и др., 2013] объединяется с изучаемой территорией в единый Канский супертеррейн.

Базальты пикрит-базальтовой серии по топологии спектров РЗЭ аналогичны вышеописанным пикритам первого геохимического типа и отличаются лишь несколько повышенными общими концентрациями РЗЭ. Вместе с пикритами они образуют единое поле и по характеру спектра схожи с архейскими толеитами типа ТН-2 [Condie, 1981].

Базальты толеитовой серии характеризуются умеренным обогащением лёгкими лантаноидами и пологонаклонными, близкими к ровным, спектрами. La_n/Lu_n в них $\sim 2-3$, а общий уровень концентраций РЗЭ аналогичен базальтам пикрит-базальтовой серии. Базальты толеитовой серии по характеру спектров РЗЭ схожи с архейскими толеитами типа ТН-1 [Condie, 1981]. При нанесении пород пикрит-базальтовой и толеитовой серий на общую диаграмму отмечается общая тенденция к выполаживанию спектра со снижением отношения лёгких лантаноидов к тяжёлым до 1. При этом породы серий образуют общее поле, что говорит об их формировании в схожих условиях из единого магматического источника, в котором постепенно накапливались тяжёлые лантаноиды, которыми он был обеднён.

Базальты известково-щелочной серии в Канском и Идарском ЗКП различаются: в Идарском ЗКП известково-щелочные базальты близки к современным известково-щелочным породам островных дуг, тогда как в Канском ЗКП они более схожи с современными островодужными толеитами. Идарские известково-щелочные базальты характеризуются отношением $La_n/Lu_n \sim 5$ и равномерно наклонными спектрами. Аналогичные породы Канского ЗКП формируют выположенные спектры РЗЭ с $La_n/Lu_n \sim 1$ и лёгким обогащением Sm, Eu и Gd (аналогично пикритам 2-го геохимического типа из Идарского ЗКП). Различие между двумя ЗКП именно в наиболее поздних известково-щелочных базальтах и генетическая «оторванность» пород известково-щелочной серии от прочих говорит об общей геологической истории этих ЗКП на ранней стадии формирования и разделении их на поздней.

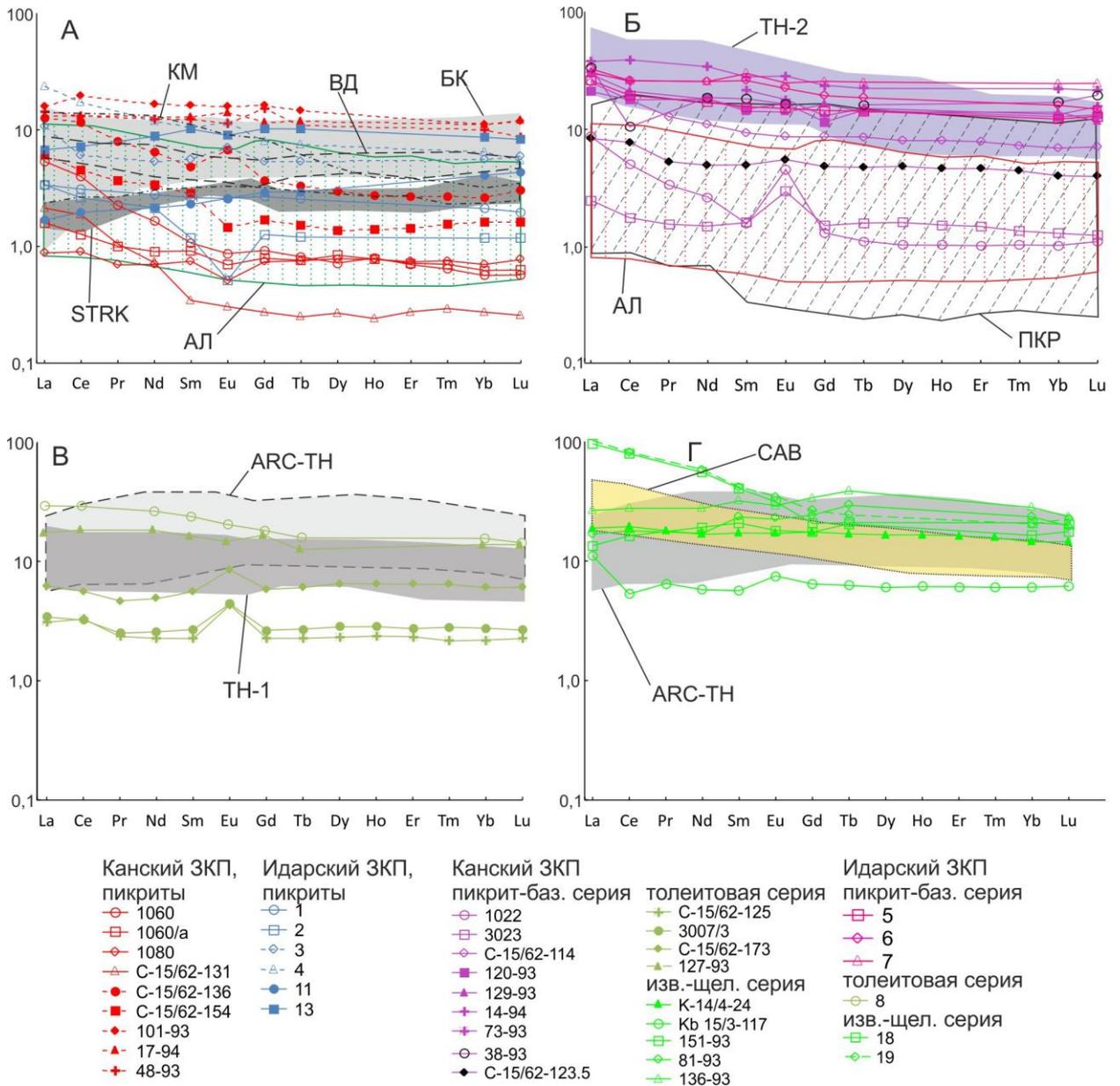


Рис. 46. Редкоземельные спектры основных и ультраосновных метавулканитов Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. А. Метавулканиты ультраосновного состава; Б. Метабазальты пикрит-базальтовой серии; В. Метабазальты толеитовой серии; Г. Метабазальты известково-щелочной серии. Поля на диаграммах: ПКР – поле пикритов Канского и Идарского ЗКП по оригинальным материалам; БК – архейские коматиитовые базальты, STRK – перидотитовые коматииты со структурой спинифекс, TH-1 и 2 – архейские толеитовые базальты двух типов по [Condie, 1981]; АЛ – мафит-ультрамафитовые комплексы Алхадырского террейна по [Глазунов и др., 2012; Мехоношин и др. 2016; Поляков и др. 2013]; KM – малотитанистые пикриты Камчатки по [Боброва, 2013]; ВД – коматииты Водлозёрского блока Карелии по [Ланда, Марковский, 2014]; ARC-TH – современные толеитовые базальты, CAB – современные известково-щелочные базальты по [Barley et al, 1979].

Кислые и средние вулканиты охарактеризованы по результатам аналитики, приведённой предшественниками [Ножкин и др. 2001, 2005]. Андезиты и дациты Канского ЗКП характеризуются отношением La_n/Lu_n от 5 до 10, крутонаклонными спектрами в области лёгких

лантаноидов и пологонаклонными – в области тяжёлых (рис. 47). Андезиты наиболее схожи с архейскими андезитами ЗКП 2 типа А2, часть образцов обладает некоторым сходством с андезитами 1 типа А1 [Condie, 1981]. Спектр дацитов Канского ЗКП аналогичен спектру кислых вулканитов архейских ЗКП второго типа F2 [Condie, 1981].

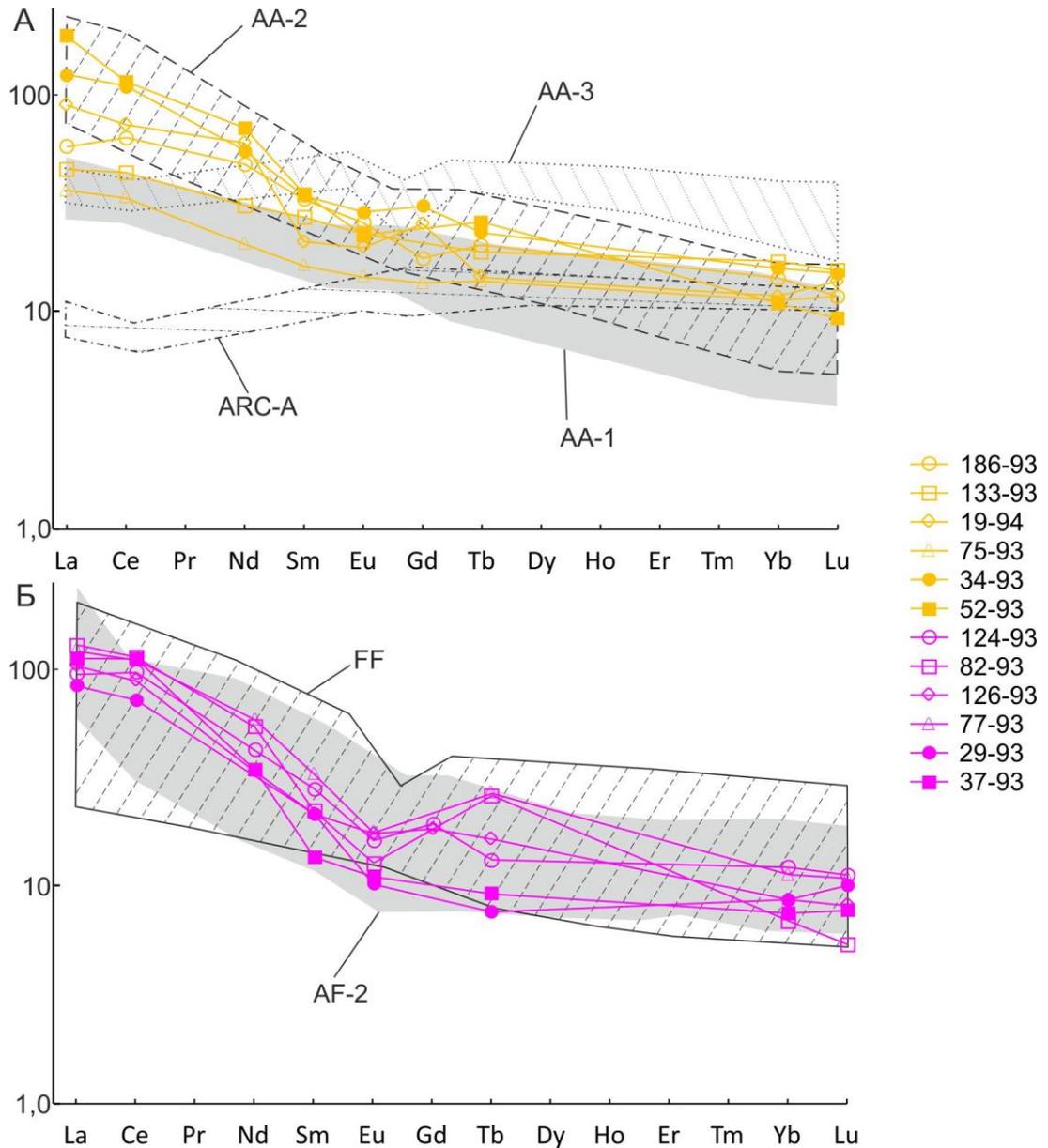


Рис. 47. Редкоземельные спектры кислых и средних метавулканитов Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] А. Метаандезиты; Б. Метадациты. Поля на диаграммах: AA-1,2,3 – поля архейских андезитов ЗКП трёх типов, ARC-A – современные андезиты островных дуг, FF – современные кислые вулканиты, AF-2 – архейские кислые вулканиты ЗКП второго типа по [Condie, 1981].

В ходе анализа редкоэлементных спектров (рис. 48) установлено 2 типа пикритов различающихся общим уровнем концентраций ряда элементов, и, особенно, литофильными Ba, Rb, в области которых у пикритов второго типа отмечается явно выраженная положительная аномалия. Вероятно, пикриты 1-го типа (ПК1) отражают состав исходного

высокомагнезиального расплава, тогда как пикриты второго типа (ПК2) – результат контаминации фрагментов коры этим расплавом. Обогащение рядом литофильных элементов и отрицательная ниобиевая аномалия может свидетельствовать также о высокой роли субдукционных процессов при выплавке исходных магм [Гертнер и др., 2005]. Вышеописанное характерно как для Канского, так и для Идарского ЗКП.

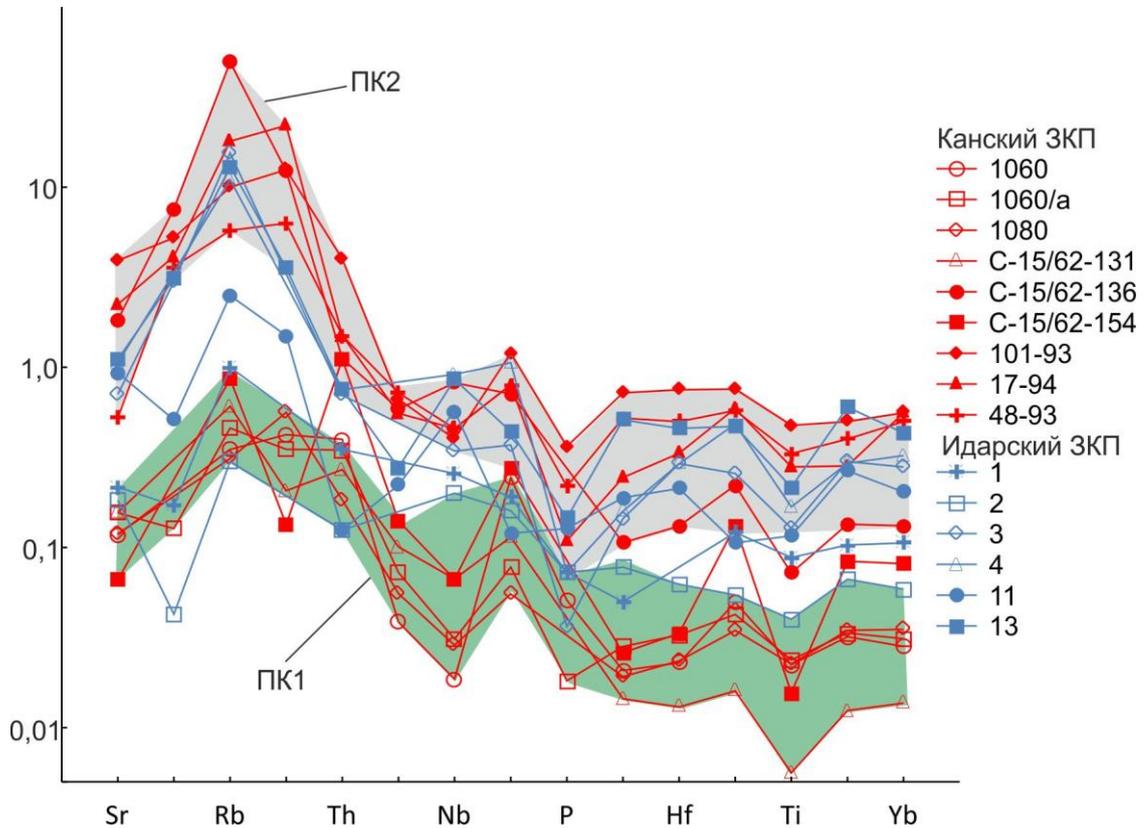


Рис. 48 Спайдер-диаграммы метавулканитов ультраосновного состава Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по нормальным базальтам срединно-океанических хребтов [Pearce, 1983]. Поля на диаграммах: ПК1 и ПК2 – поля пикритов двух геохимических типов, выделенных по результатам данного исследования.

Редкоэлементные спектры базальтов пикрит-базальтовой серии (рис. 49) схожи со спектрами пикритов на рис. 48. Они так же делятся на 2 типа, но если в части ультрамафитов количество пород разных типов приблизительно равно, то в базальтах отмечается значительное преобладание пород второго типа, обогащённого литофильными элементами. Данный факт свидетельствует о том, что контаминация корового материала исходным расплавом произошла уже после формирования части магматических тел ультраосновного состава, тогда как мафиты формировались из уже обогащённого коровыми компонентами источника. Базальты толеитовой серии схожи с базальтами пикрит-базальтовой серии, но они менее интенсивно обогащены Ba и Rb. Базальты пикрит-базальтовой серии схожи с протерозойскими толеитами островных дуг, а базальты толеитовой серии – с современными толеитами островных дуг.

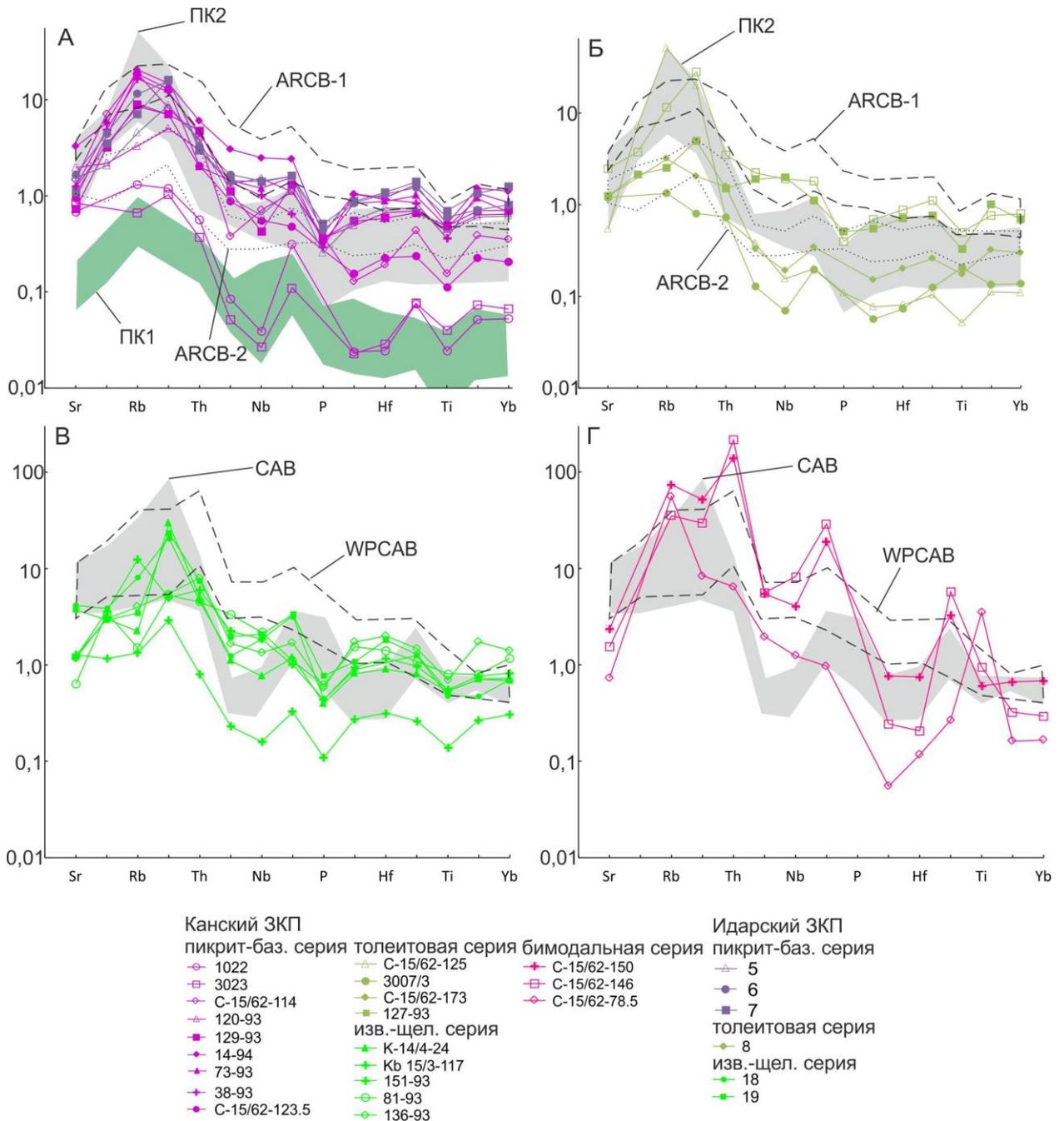


Рис. 49 Спайдер-диаграммы метавулканитов основного состава Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по нормальным базальтам срединно-океанических хребтов [Pearce, 1983]. А. Метабазальты пикрит-базальтовой серии; Б. Метабазальты толеитовой серии; В. Метабазальты известково-щелочной серии; Г. Метабазальты бимодальной серии. Поля на диаграммах: ПК1 и ПК2 – поля пикритов двух геохимических типов, выделенных по результатам данного исследования, ACRB-1 – толеитовые базальты островных дуг протерозоя по [Condie, 1986], ACRB-2 современные толеитовые базальты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты океанов и островных дуг, WPCAB – внутриплитные известково-щелочные базальты по [Pearce, 1983].

Спектры базальтов известково-щелочной серии схожи со спектрами современных известково-щелочных базальтов с поправкой на целом пониженные концентрации ряда элементов. Спектры базальтов бимодальной серии схожи со спектрами внутриплитных

известково-щелочных базальтов, но при этом в них отмечается существенный привнос Th и Ce с формированием положительных аномалий. Такое обогащение базальтов характерно для магм, контаминировавших значительное количество корового осадочного материала [Pearce, 1983].

Спектры андезитов и дацитов Канского ЗКП (рис. 50) близки к спектрам, типичным для протерозойских пород континентальных окраин и имеют некоторые отличия от спектров островных дуг в части Ta-Nb.

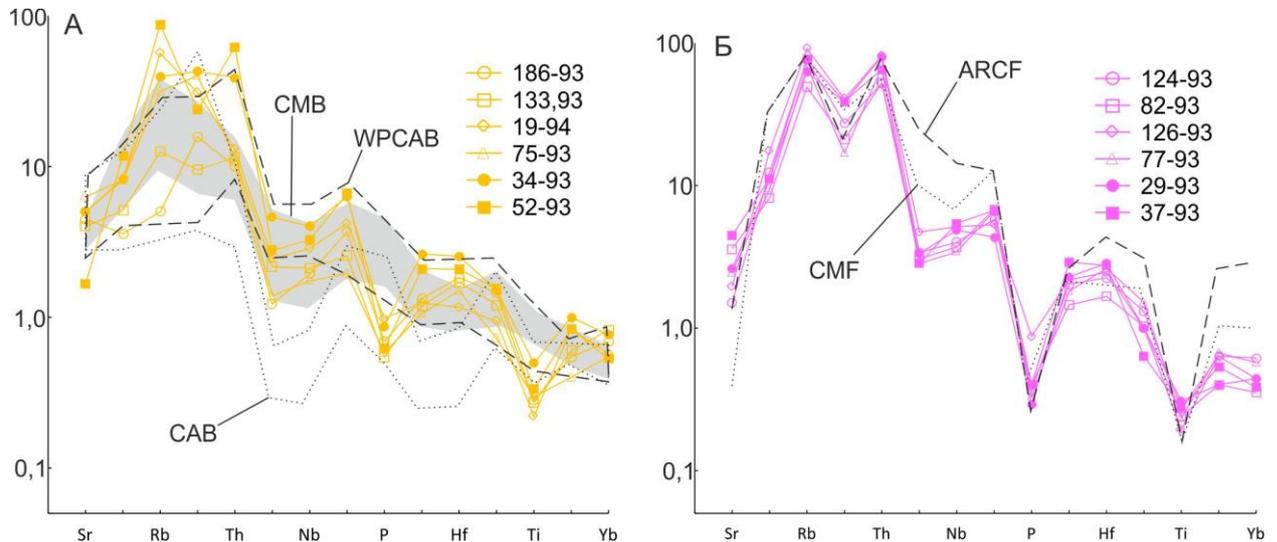


Рис. 50 Спайдер-диаграммы метавулканитов среднего и кислого состава Канского ЗКП

Нормировано по нормальным базальтам срединно-океанических хребтов [Pearce, 1983]. А. Метаандезиты известково-щелочной серии; Б. Кислые метавулканиты бимодальной серии. Поля на диаграммах: CMB – базальты континентальных окраин, ARCF – кислые вулканиты островных дуг, CMF – кислые вулканиты континентальных окраин по [Condie, 1986]; CAB – известково-щелочные базальты океанов и островных дуг, WPCAB – внутриплитные известково-щелочные базальты по [Pearce, 1983].

Реконструкция палеогеодинамических обстановок, в которых сформированы изученные образования, и прочие выводы развёрнуто приводятся в разделе 9.

6.2.2 Интрузивные образования

Интрузивные мафит-ультрамафитовые комплексы изученной территории представлены породами кингашского и идарского комплексов. Породы кингашского комплекса дифференцированы от дунитов до пикритов, которые при анализе редкоземельных спектров (рис. 51) не обнаруживают существенных различий. Отмечается постепенное накопление РЗЭ в ходе дифференциации исходного расплава без изменения топологии спектров РЗЭ. Редкоземельные спектры пород кингашского комплекса по результатам данного исследования не отличаются от ранее приведённых в публикациях спектров пород кингашского комплекса в Кингашском РР [Глазунов и др, 2003, Радомская и др, 2017, Чернышов и др., 2011]. Породы кингашского комплекса характеризуются пологонклонными спектрами с $La_n/Lu_n \sim 1$, в ранних дифференциатах отмечается повышенное La_n/Lu_n до 3-5. Концентрации РЗЭ растут от дунитов к

пикритами, в отдельных образцах отмечается отрицательная Eu-аномалия. Пироксениты кингашского комплекса отличаются топологией спектров и значительным обогащением лёгкими РЗЭ ($La_n/Lu_n = 10-20$), тогда как образец габбонидов из Кулибинского ПРУ схож с пикритами кингашского комплекса. Пироксениты обнаружены в виде эруптивных(?) брекчий и формируются в условиях интенсивной насыщенности флюидами, что, вероятно, вызвало значительное обогащение лёгкими РЗЭ.

Спектры РЗЭ пород кингашского комплекса практически идентичны спектрам пород Алхадырского террейна, который расположен к юго-востоку от Канского и Идарского ЗКП и рядом авторов [Поляков и др., 2013] объединяется с изучаемой территорией в единый Канский супертеррейн. По результатам данного исследования установлено, что по характеру поведения редкоземельных элементов породы Канского и Идарского ЗКП (интрузии кингашского комплекса и ассоциирующие с ними вулканиты пикрит-базальтовой серии) близки породам Алхадырского террейна (массивы Желос, Токты-Ой, Огнит, Тартай и др.) и их действительно можно рассматривать как разные фрагменты единой крупной изверженной провинции (как это делают [Поляков и др., 2013]). Ультрамафиты же, например, нижнедербинского комплекса значительно отличаются от рассмотренных пород и более схожи с архейскими коматиитами по характеру редкоземельных спектров, что позволяет выделить ряд геохимических критериев разграничения продуктивных ультрамафитовых комплексов Саянской зоны Восточно-Сибирской металлогенической провинции (по [Поляков и др., 2013]) от массивов непродуктивных формаций, пространственно близких к первым.

Породы идарского комплекса в пределах Канского ЗКП вызвали множество дискуссий в ходе прогнозных и поисковых работ 2000х-2010х, в итоговых материалах по последним поисковым работам тела данного комплекса вообще не выделяются. Трудности выделения массивов идарского комплекса связаны с особенностями его состава в Канском ЗКП: среди пород идарского комплекса отмечаются переходные разновидности, которые по ряду признаков можно отнести и к тому и к другому комплексу. В данной работе, там где это возможно (в разделе 6.3, например), породы переходного типа на диаграммах показаны отдельно, однако характер спектров РЗЭ мало отличается в породах переходного типа и на рис. 51 все породы идарского комплекса показаны вместе.

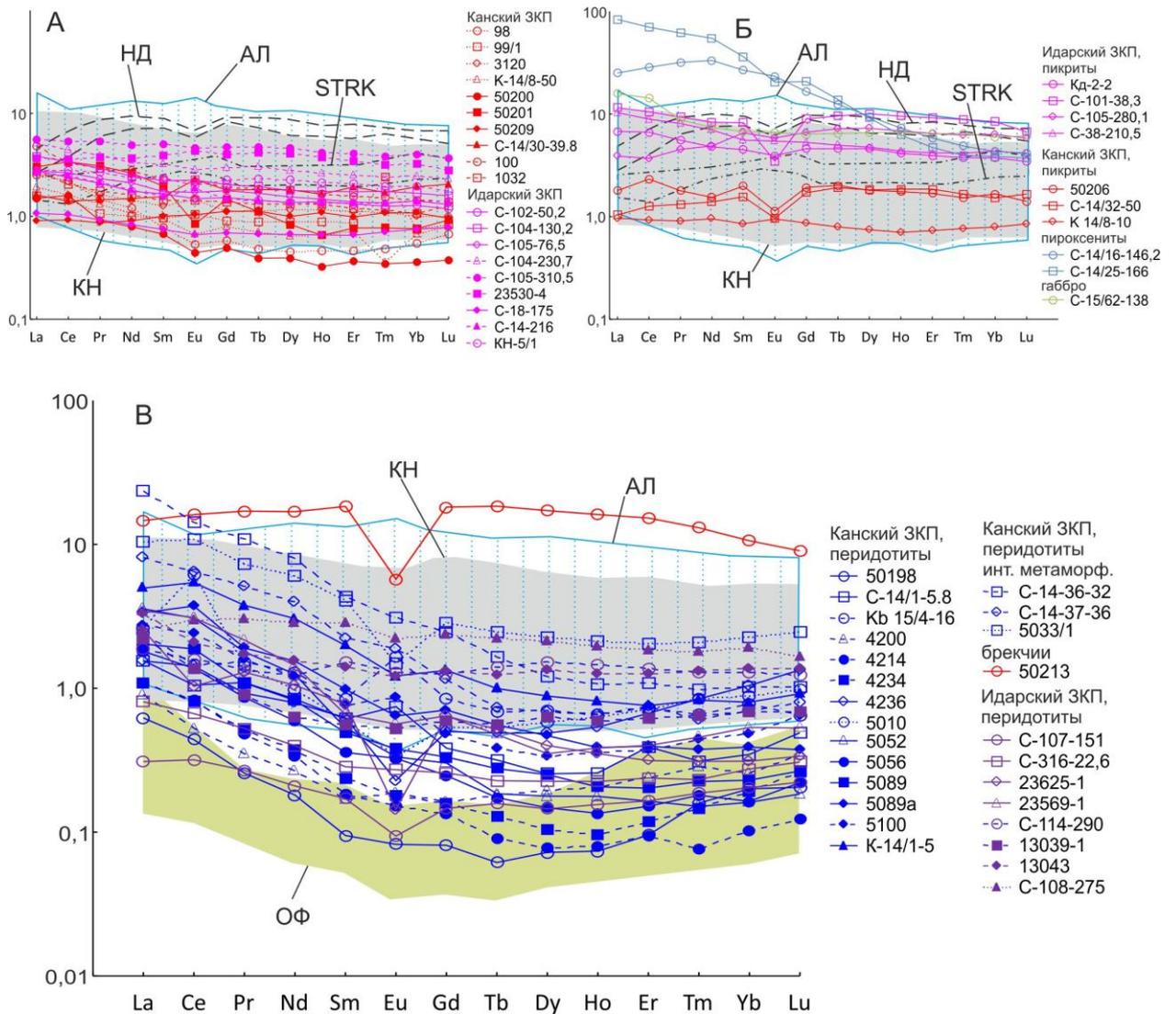


Рис. 51 Редкоземельные спектры интрузивных мафитов и ультрамафитов Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]А. Дуниты и перидотиты кингайского комплекса; Б. Пикриты, пироксениты и мафиты кингайского комплекса; В. Ультрамафиты идарского комплекса. Поля на диаграммах: STRK – перидотитовые коматииты со структурой спинифекс по [Condie, 1981]; АЛ – мафит-ультрамафитовые комплексы Алхадырского террейна по [Глазунов и др., 2012; Мехоношин и др. 2016; Поляков и др. 2013]; НД – ультрамафиты нижнедербинского комплекса по [Юричев, 2013]; КН – поле перидотитов кингайского комплекса по [Глазунов и др., 2003, Радомская и др., 2017, Чернышов и др., 2011], ультрамафиты офиолитовых комплексов Восточного Саяна по [Глазунов и др., 2012; Чернышов и др., 2011, Леснов, Чернышов, Пугачева 2016].

Породы идарского комплекса в Канском и Идарском ЗКП характеризуются значительным преобладанием лёгких РЗЭ, $La_n/Lu_n \sim 5-10$, и значительно меньшими концентрациями тяжёлых РЗЭ в сравнении с породами кингайского комплекса. Интенсивно метаморфически и метасоматически проработанные породы идарского комплекса обладают в целом более высокими концентрациями РЗЭ, однако топология спектра в них сохраняется. При сравнении с ультрамафитами офиолитовых комплексов Восточного Саяна (рис. 51 В) видно, что характер спектра и концентрации РЗЭ в породах идарского комплекса значительно от них

отличаются. Альпинотипные гипербазиты офиолитов формируют характерные «ковшеобразные» спектры, тогда как спектры пород идарского комплекса представляют собой нечто среднее между спектрами пород кингашского комплекса и офиолитовых комплексов. Породы кингашского и идарского комплексов, как уже указывалось в разделах 4 и 5, вероятно имеют общий источник вещества и сформированы в результате единого процесса: ультрамафиты идарского комплекса являются реститом от плавления материала, ставшего родоначальным для пород кингашского комплекса. При этом степень плавления исходного материала, очевидно, была существенно меньше, чем для ультрамафитов офиолитовых комплексов, в связи с чем источник был деплетирован не так интенсивно и концентрации РЗЭ в породах идарского комплекса выше, чем в офиолитах и, в отдельных случаях, близки к концентрациям в ультрамафитах кингашского комплекса.

Образец 50213 (рис. 51 В) показывает нетипичный случай, когда породы кингашского и идарского комплекса активно взаимодействовали на стадии становления массивов с формированием брекчий, в которых обломки дунитов идарского комплекса цементируются материалом, сходным с интеркумулусным компонентом пород кингашского комплекса. Такие породы показывают геохимические параметры не характерные ни для того, ни для другого комплекса, обладая очень высокими для ультрамафитов концентрациями РЗЭ.

Анализ мультиэлементных спектров (рис. 52) показал, что дуниты и перидотиты кингашского комплекса в Канском и Идарском ЗКП схожи по характеру распределения примесных элементов между собой и с ультрамафитами Алхадырского террейна. В части образцов из Кулибинского ПРУ отмечаются отчётливые Zr-Hf отрицательные аномалии, которых нет в других образцах. Аналогичные аномалии отмечены предшественниками в породах Талажинского массива [Юричев, Чернышов 2016]. Закономерностей в появлении отрицательных Zr-Hf аномалий не выявлено, однако в рудоносных массивах Кингашского РР повсеместно отмечается аномалия Zr-Hf положительного знака, что позволяет рассматривать наличие отрицательных Zr-Hf аномалий как критерий низкой перспективности массивов на Cu-Ni сульфидное оруденение. В пределах общего для пород кингашского комплекса поля спектров на отдельных фрагментах можно выделить особенности, характерные для ранних и поздних дифференциатов. Ранние дифференциаты существенно обеднены Nb, Sr, Zr, Hf, Ti, что связано с постепенным накоплением данных элементов в остаточном расплаве в ходе дифференциации. Для сравнения приведены средние спектры Йоко-Довыренского массива, которые в целом схожи со спектрами Канского и Идарского ЗКП, а также Алхадырского террейна и где также отмечается положительная Zr-Hf аномалия.

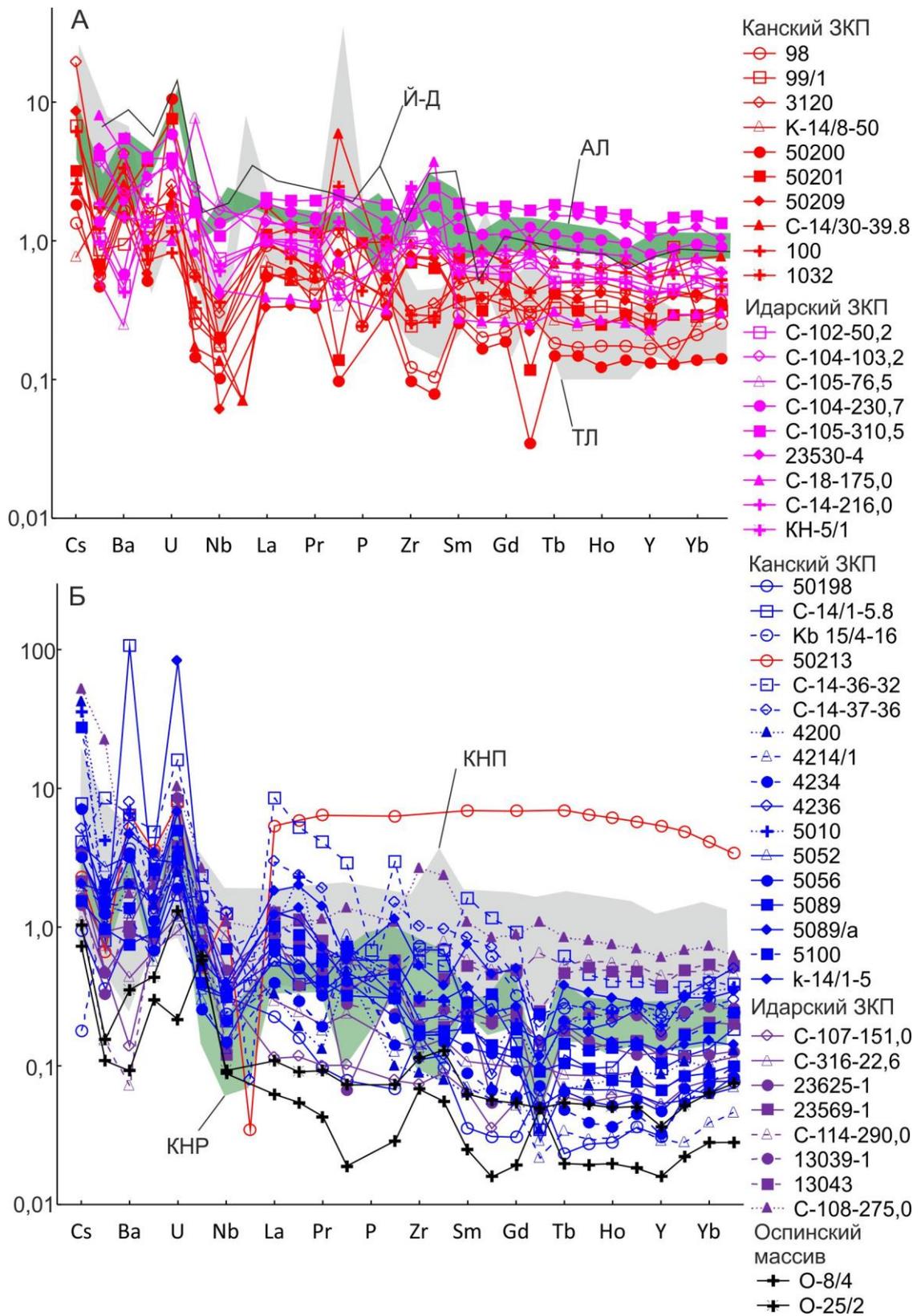


Рис. 52 Мультиэлементные спектры интрузивных дунитов и перидотитов Канского и Идарского ЗКП

Нормировано по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. А. Дуниты и перидотиты кингашского комплекса; Б. Ультрамафиты идарского комплекса. Поля на диаграммах: АЛ – мафит-ультрамафитовые комплексы Алхадырского террейна по [Мехоношин и др. 2016]; ТЛ – ультрамафиты талажинского комплекса по [Юричев, Чернышов 2016]; Й-Д – средний состав пород довыренского комплекса [Мехоношин и др., 2016]; КНП и

КНП – поля соответственно ранних и поздних перидотитов кингашского комплекса по результатам данного исследования.

Мультиэлементные спектры пород идарского комплекса в целом соответствуют ранним дифференциатам кингашского комплекса, за исключением RЗЭ и Y, концентрации которых существенно ниже. При этом ультрамафиты офиолитового Оспинского массива значительно беднее идарских во всей части спектра. Это подтверждает гипотезу об общем для кингашских и идарских пород магматическом источнике и относительно невысокой степени деплетирования исходного для пород идарского комплекса материала.

Мультиэлементные спектры куммулятивных пикритов кингашского комплекса (рис. 53, А) аналогичны спектрам поздних перидотитов кингашского комплекса. Для пикритов Идарского ЗКП характерны более высокие концентрации на всём спектре и отчётливая отрицательная Zr-аномалия, которая отсутствует в пикритах Канского ЗКП. Учитывая, что рудоносными в Кингашском массиве являются дуниты и верлиты, а не пикриты, наличие отрицательных Zr-Nf аномалий, как указывалось выше, можно использовать как критерий выделения продуктивных на Cu-Ni сульфидное оруденение массивов и горизонтов.

Пироксениты характеризуются концентрациями на 1-2 порядка выше на всём спектре, что подтверждает их формирование в условиях флюидонасыщенности, либо их реакционно-метасоматическое, а не магматическое происхождение.

Для ультрамафитов вулканического происхождения характерны широкие вариации состава для значительной части элементов (рис. 53, Б). Это связано с привнесением-выносом их в ходе метаморфизма, в связи с чем мультиэлементные диаграммы для этих пород неинформативны.

6.3. Геохимия ведущих рудных компонентов

Для выявления особенностей геохимической зональности изученных тел мафит-ультрамафитовых комплексов, а также разработки критериев выделения продуктивных тел и горизонтов, в данном разделе проводится анализ особенностей распределения ведущих рудных компонентов (в нашем случае – Cr, Co, Ni, Cu и Pd) и их соотношение с магнезиальностью и титанистостью пород.

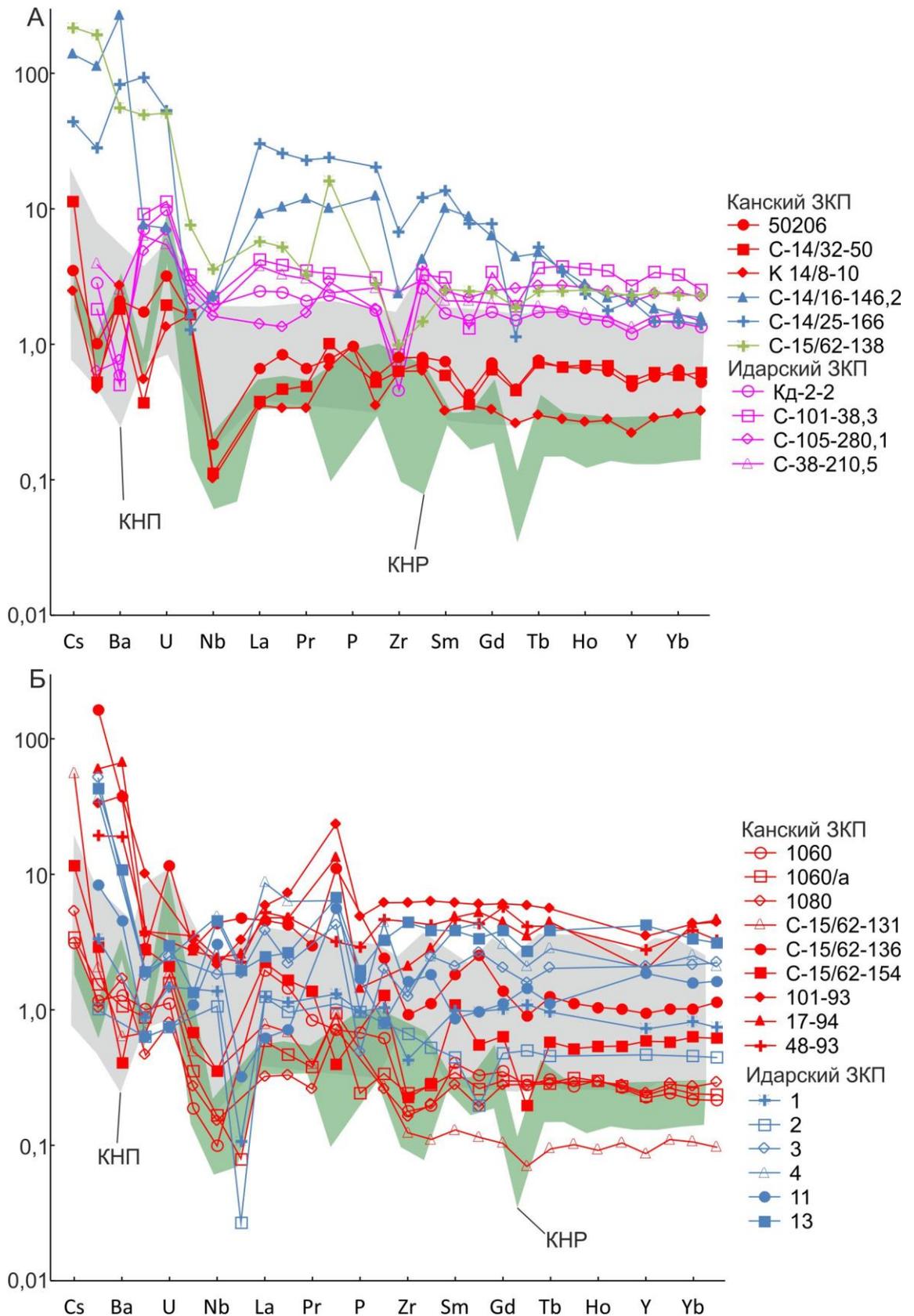


Рис. 53 Мультиэлементные спектры метапикритов Канского и Идарского ЗКП Нормировано по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. А. Куммулятивные метапикриты (красное и сиреневое), пироксениты (синее) и габброиды (зелёное) кингашского комплекса; Б. Ультраосновные вулканы пикрит-базальтовой серии. Поля на диаграммах: КНР и КНП – поля соответственно ранних и поздних

перидотитов кингашского комплекса по результатам данного исследования (на рисунке А – без учёта куммулятивных метапикритов, на рисунке Б – с учётом).

Как было показано ранее (раздел 6.1) в ходе дифференциации родоначального расплава отмечается постепенное снижение его магнезиальности. Как видно на рис. 54 в ходе дифференциации расплава снижаются общие концентрации Ni и соотношение Ni/Cu, что выражается в последовательном снижении общей и относительной никелестости в ряду дуниты-перидотиты-пироксениты-мафиты. Наиболее ярко данная картина выражена в интрузивных образованиях, где концентрации никеля снижаются в 10-20 раз, тогда как в комагматичных вулканитах в ряду пикриты-базальты никелестость снижается в 1,5-2 раза. По соотношению Ni/MgO породы мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского ПРУ схожи с породами Кингашского РР и образуют с ними единое поле (рис. 54 А), причём породы идарского комплекса попадают в поле дунитов и перидотитов Кингашского массива. Однако по соотношению Ni/Cu породы Кулибинского ПРУ резко отличаются:

1. Вулканиты пикрит-базальтовой серии, в основном, попадают в поле пород массива Желос;
2. Интрузивные ультрамафиты кингашского комплекса по характеру соотношений MgO-Ni/Cu схожи с породами кингашского комплекса в Кингашском РР, но отличаются несколько повышенными отношениями Ni/Cu (в 2-3 раза);

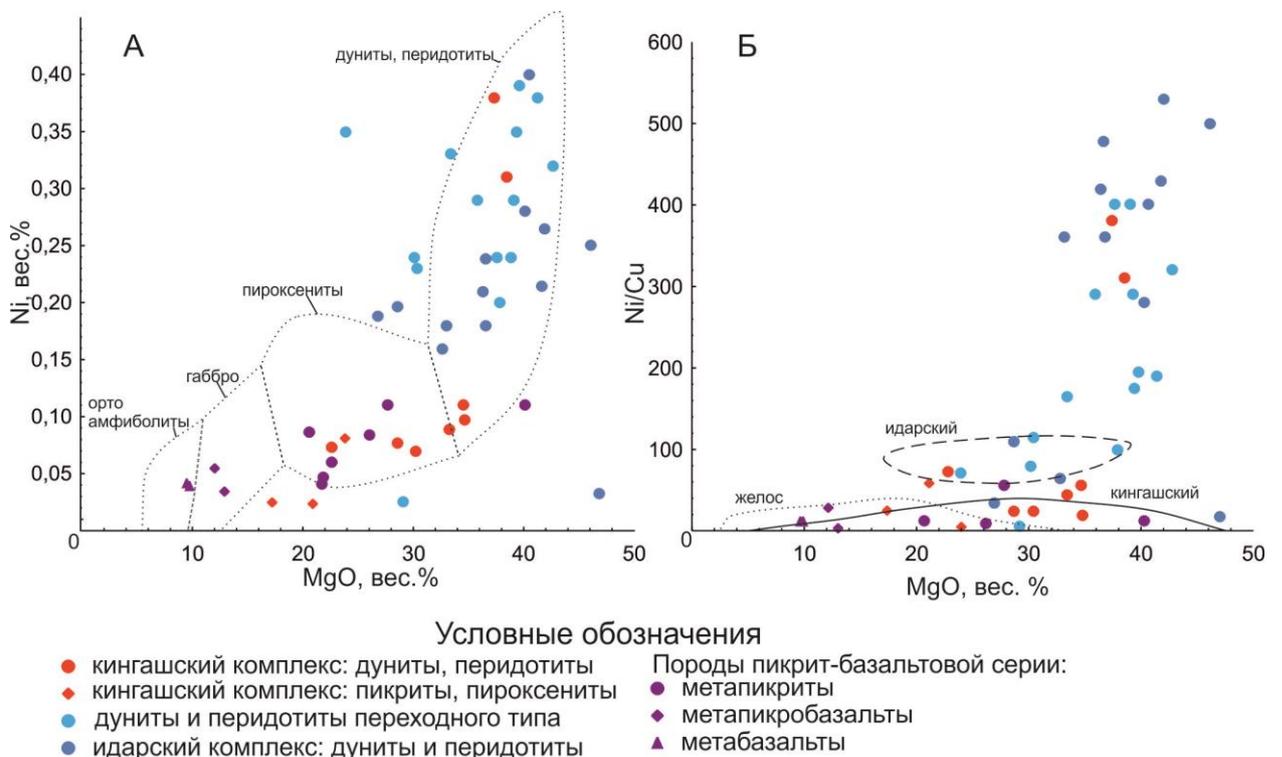


Рис. 54 Соотношение Cu, Ni и MgO в мафит-ультрамафитовых комплексах Кулибинского ПРУ на бинарных диаграммах

Поля на диаграммах: на рис. А – породы кингашского массива по [Сердюк и др. 2010], на рис. Б ультрамафиты массива Желос, кингашского и идарского комплексов по [Глазунов и др., 2012].

3. Породы идарского комплекса отличаются резко повышенными отношениями Ni/Cu (на 2 порядка) и образуют тренд, существенно отличающийся от всех ультрамафитов, изученных в Кингашском РР, в том числе – идарского комплекса.

В целом, при близких с эталонными образованиями Кингашского РР соотношениях Ni/MgO, породы Кулибинского ПРУ отличаются соотношением MgO-Ni/Cu, причём с ростом магнезиальности такие различия растут. Это связано с различиями в условиях формирования тел кингашского комплекса в Канском и Идарском ЗКП, о чём подробно указано в разделе 9.

По соотношению ведущих рудных компонентов и титана (рис. 55) видны отчётливые различия между породами кингашского и идарского комплекса Кулибинского ПРУ. Породы кингашского комплекса характеризуются возрастанием титанистости при увеличении концентраций хрома (рис. 55 Б), что характерно для магматических комплексов и отличает их от офиолитовых ультрамафитов Восточного Саяна [Глазунов, 1981; Глазунов и др., 2003]. Для ранних дифференциатов кингашского комплекса характерна слабая отрицательная корреляция между Ni и Cu, а также Ni и Ti (рис. 56 В, Г), здесь концентрации никеля слабоизменчивы и находятся на уровне ~ 0,08-0,12 %. В поздних дифференциатах Ni характеризуется отчётливым антиподным распределением с Cu и Ti. Такая картина обусловлена фракционированием расплава и продуктов его кристаллизации: никель, входящий в состав оливина, не обнаруживает существенных вариаций в дунитах и ранних (высоко-OI) перидотитах, в поздних же дифференциатах количество никеля падает вместе с уменьшением доли оливина, падает соотношение Ni/Cu, а количество титана возрастает за счёт вхождения его в состав клинопироксенов и салических минералов. Ультрамафитовая часть вулканитов пикрит-базальтовой серии показывает на диаграммах аналогичную картину и дополняет поле ультрамафитов кингашского комплекса.

Породы идарского комплекса характеризуются незначительным снижением общей хромистости при возрастании концентраций титана (рис. 55, Б), что характерно для ультрамафитов офиолитовых комплексов Восточного Саяна [Глазунов, 1981]. На диаграммах Ni-Cu и Ni-Ti (рис. 55 В, Г) породы идарского комплекса не образуют выраженных трендов, что свидетельствует о существенном отличии процессов их формирования от магматических ультрамафитов кингашского комплекса. Породы идарского комплекса сформированы, вероятно, не в результате фракционирования и дифференциации магматического расплава, а являются твёрдым реститом от плавления материала, послужившего исходным для образования родоначального кингашского расплава.

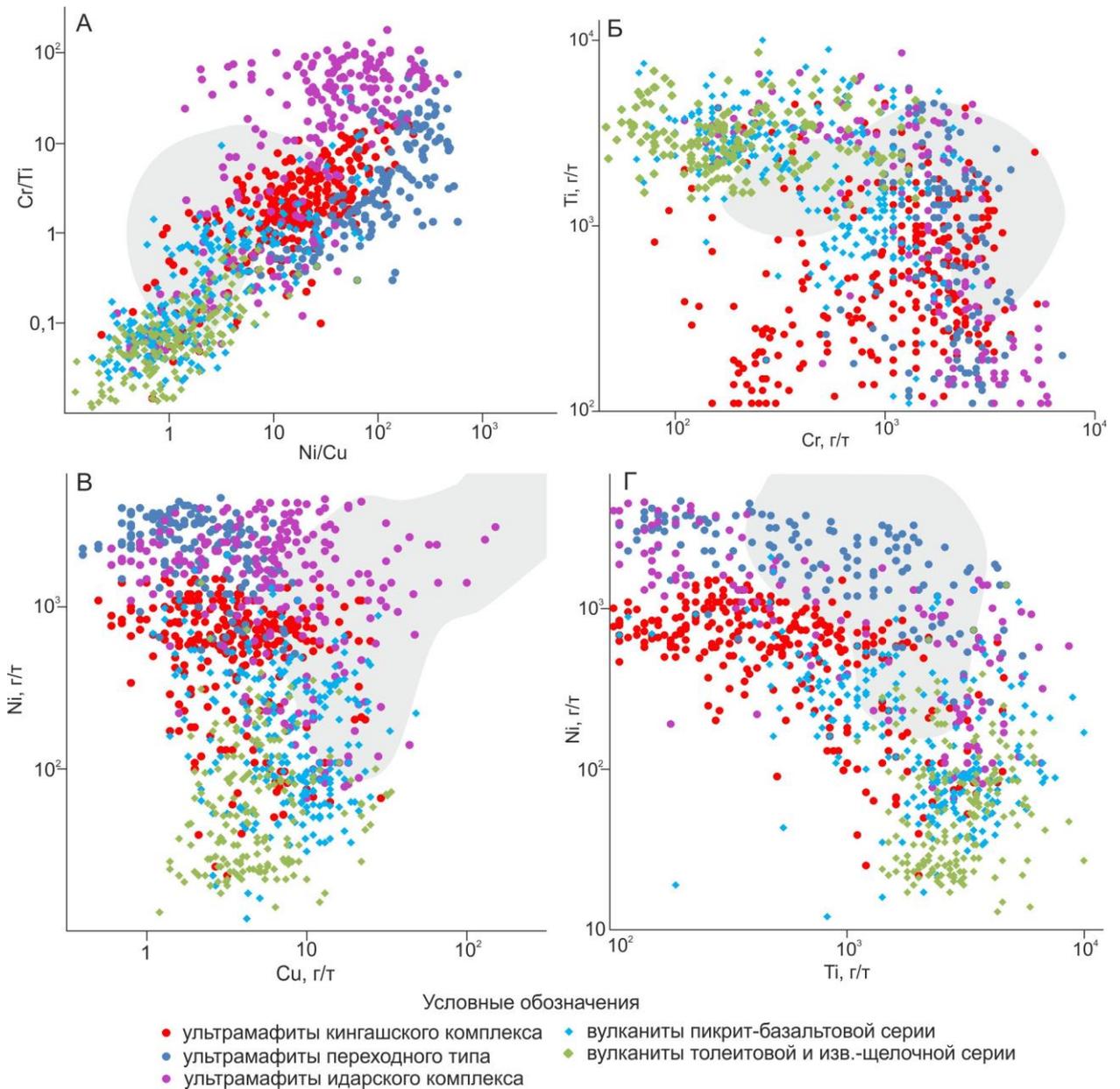


Рис. 55 Соотношение ведущих рудных компонентов в мафит-ультрамафитовых комплексах Канского ЗКП на бинарных диаграммах
 Поля на диаграммах (серым): породы кингашского комплекса в Кингашском РР по [Глазунов и др. 2003].

На комплексной диаграмме Cr/Ti-Ni/Cu (рис. 55 А), однако, видно, что среди пород идарского комплекса отчётливо выделяется 2 популяции, одна из которых здесь и ранее именована как «ультрамафиты переходного типа». Данные породы образуют обособленное от идарских пород поле, и близки к породам кингашского комплекса, образуя с ними единый тренд. Это обусловлено повышенной никелестостью и титанистостью пород переходного типа, соотношение Cr/Ti в них даже ниже, чем в породах кингашского комплекса. Такие породы, по мнению автора, могли формироваться в двух случаях:

1. В результате взаимодействия уже сформированных пород идарского комплекса с породами кингашского комплекса;

2. Как рестит продолжающегося плавления исходного материала, который был перемещён в верхние этажи литосферы до окончания процесса частичного плавления, то есть менее деплетированным, чем «классические» породы идарского комплекса.

Следует отметить, что на диаграмме Cr/Ti-Ni/Cu породы кингашского, идарского и переходного типов отчётливо различаются и формируют обособленные поля, в связи с чем различия между ними можно выразить в виде конкретных количественных соотношений этих элементов.

Мафиты толеитовой и пикрит-базальтовой серий на диаграмме Ti-Cr образуют поле, отражающее отсутствие зависимости между этими элементами: при близких во всех породах концентрациях титана отмечаются существенные вариации концентраций хрома, что обусловлено привнесением данного элемента в ходе метаморфизма и зависит от близости массивов ультрамафитов, несущих повышенные его концентрации. На диаграмме Ni-Cu мафиты пикрит-базальтовой серии продолжают общий с породами кингашского комплекса тренд, тогда как вулканиты толеитовой серии образуют поле без формирования отчётливых трендов. На диаграмме Ni-Ti в мафитах отмечается тренд увеличения концентраций никеля с ростом титанистости, что не характерно для магматического процесса и обусловлено, вероятно, региональным метаморфизмом.

В целом, по соотношению Ti, Ni и Cr породы ультрамафит-мафитовых комплексов Кулибинского ПРУ схожи с аналогичными породами Кингашского РР с поправкой на меньшую титанистость; по соотношению Ni-Cu породы изученной площади существенно отличаются за счёт значительно меньших концентраций меди (рис. 55).

По соотношению Pd/Ir - Ni/Cu (рис. 56) в Кулибинском ПРУ выделяется 3 популяции:

1. Поздние дифференциаты кингашского комплекса и ассоциирующие с ними вулканиты пикрит-базальтовой серии. Попадают в поле расслоенных интузий по [Barnes, Lightfoot, 2005] и близки скорее к породам массива Желос, чем к Кингашскому массиву;
2. Ранние дифференциаты кингашского комплекса формируют обособленное поле и обладают сходством с массивом Токты-Ой;
3. Породы идарского комплекса и метасоматиты по ним попадают в поле ультрамафитов офиолитовых поясов по [Barnes, Lightfoot, 2005].

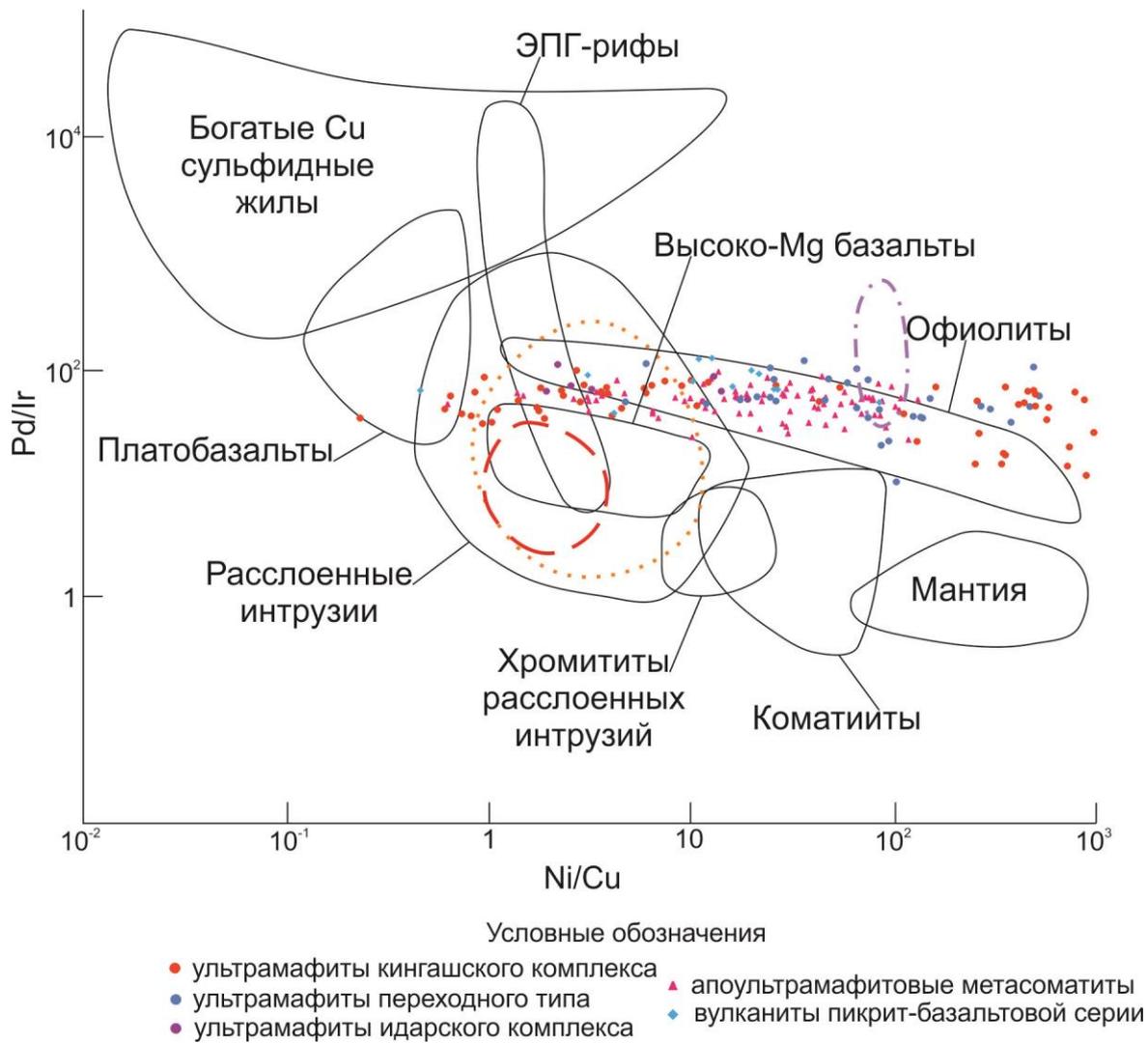


Рис. 56 Диаграмма Pd/Ir - Ni/Cu для пород мафит-ультрамафитовых комплексов Канского ЗКП

Поля на диаграмме по [Barnes, Lightfoot, 2005]. Красная штриховая линия – поле руд Кингашского месторождения по [Глазунов и др. 2003], красным пунктиром – поле руд массива Желос, фиолетовым штрихпунктиром – руды массива Токты-Ой.

Таким образом, по характеру распределения Pd/Ir - Ni/Cu породы Кулибинского ПРУ хоть и несколько отличаются от пород Кингашского РР, но схожи с образованиями Алхадырского террейна, с которыми Канский и Идарский ЗКП образуют единый Канский супертеррейн по [Поляков и др., 2013], а породы ряда ультрамафит-мафитовых комплексов (в числе которых кингашский) – плутонический комплекс с общей историей происхождения.

В соотношении Pd с Cu и Ti (рис. 57 Б, В) для всех изученных пород отмечается общий тренд положительной корреляции палладия с этими элементами, что отражает процессы регионального метаморфизма, в ходе которых происходит перегруппировка рудных компонентов, первично-магматическая геохимическая зональность затушёвывается, а границы между полями рассеяния и концентрирования стираются. В случае с соотношением Pd-Cu единый тренд обусловлен, возможно, не непосредственно процессами метаморфизма, а

пространственной связью минералов палладия с сульфидами меди, что характерно для мафит-ультрамафитовых комплексов Восточного Саяна.

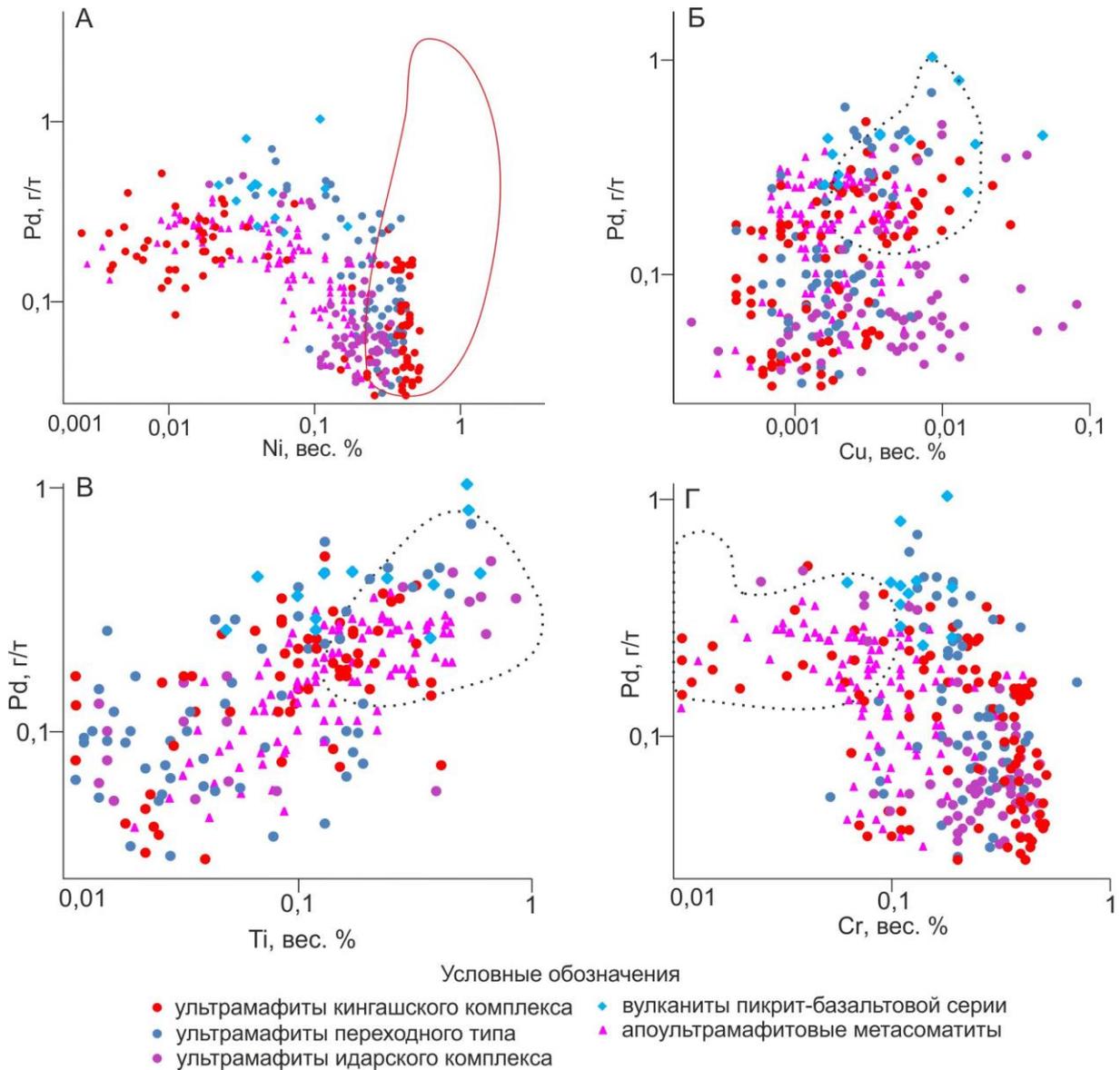


Рис. 57 Соотношение Pd и ведущих рудных компонентов в породах мафит-ультрамафитовых комплексов Канского ЗКП

Сплошной красной линией показано поле пород Кингашского массива по [Радомская и др., 2017], пунктирной линией – поле метавулканитов толеитовой и известково-щелочной серий.

На диаграммах Pd-Ni и Pd-Cr сохраняются черты исходного распределения и породы разных комплексов обнаруживают следующие особенности:

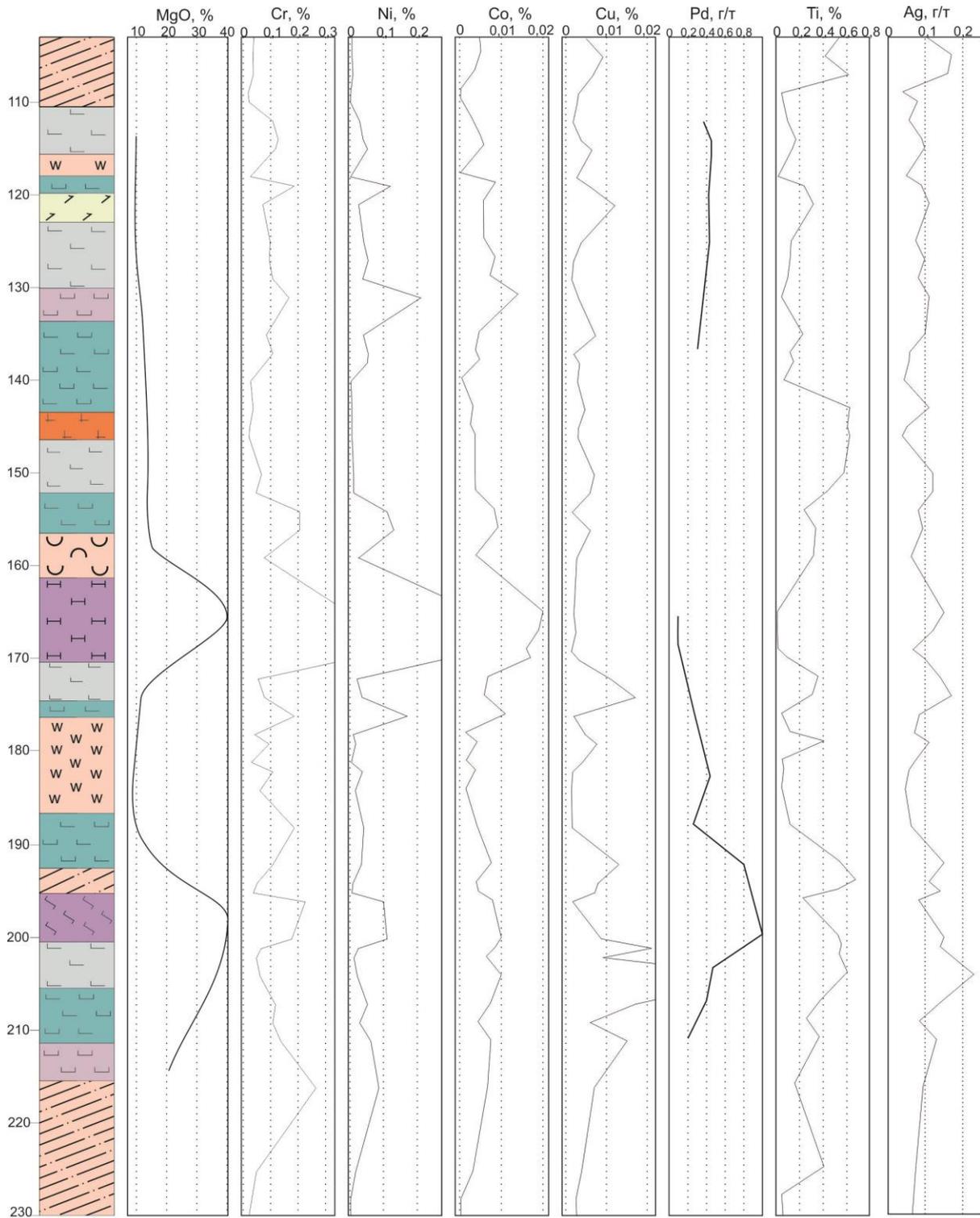
1. Породы кингашского комплекса образуют две популяции: ранние дифференциаты характеризуются близкими концентрациями Cr и Ni при концентрациях Pd, изменяющихся на порядок; поздние дифференциаты характеризуются концентрациями палладия одного порядка, которые обнаруживают тренд увеличения с увеличением концентраций никеля и хрома;

2. Вулканиды пикрит-базальтовой серии образуют единые тренды с поздними дифференциатами кингашского комплекса;
3. Породы идарского комплекса схожи по характеру распределения элементов с ранними дифференциатами кингашского комплекса;
4. Метасоматиты по ультрамафитам идарского комплекса характеризуются увеличением концентраций Pd при общем падении концентраций Cr и Ni, что типично для метаморфических и метасоматических образований.

По характеру изменчивости концентраций основных рудных компонентов в пределах Кулибинского ПРУ выделяются следующие типовые разрезы мафит-ультрамафитовых комплексов:

- ритмично переслаивающаяся толща вулканитов пикрит-базальтовой серии;
- относительно крупные массивы кингашского комплекса;
- крупные массивы «классического» идарского комплекса;
- массивы переходных идарских пород 1 типа;
- массивы переходных идарских пород 2 типа.

В толщах метавулканитов пикрит-базальтовой серии отмечается ритмичное переслаивание от мафитов к ультрамафитам, в разрезе по скважине С-15/62, принятом за эталонный (рис. 58), отмечается 5 таких ритмов мощностью 10-30 м. От кровли к подошве ритма растёт магнезиальность пород, которая также растёт в целом вниз по разрезу толщи. К подошвам ритмов растут концентрации Cr, Ni, Co, для Cu и Ti от кровли к подошве ритмов отмечается снижение концентраций. Такое распределение основных рудных компонентов отражает процесс фракционирования и дифференциации исходного расплава. Pd, концентрации которого в изученной толще достигают 1 г/т, обнаруживает накопление от кровли к подошве ритмов и ведёт себя аналогично Cr, Ni, Co. Вниз по разрезу от ритма к ритму также отмечается постепенное увеличение общих концентраций Pd, которые достигают максимума в приподошвенной части пачки вулканитов. Ag характеризуется распределением, аналогичным Cu и Ti: пики концентраций отмечаются в кровле ритмов с постепенным снижением к подошве. При этом для Cu и Ag от ритма к ритму отмечается постепенное увеличение пиковых концентраций, аналогично Cr, Ni, Co, Pd.



Условные обозначения:



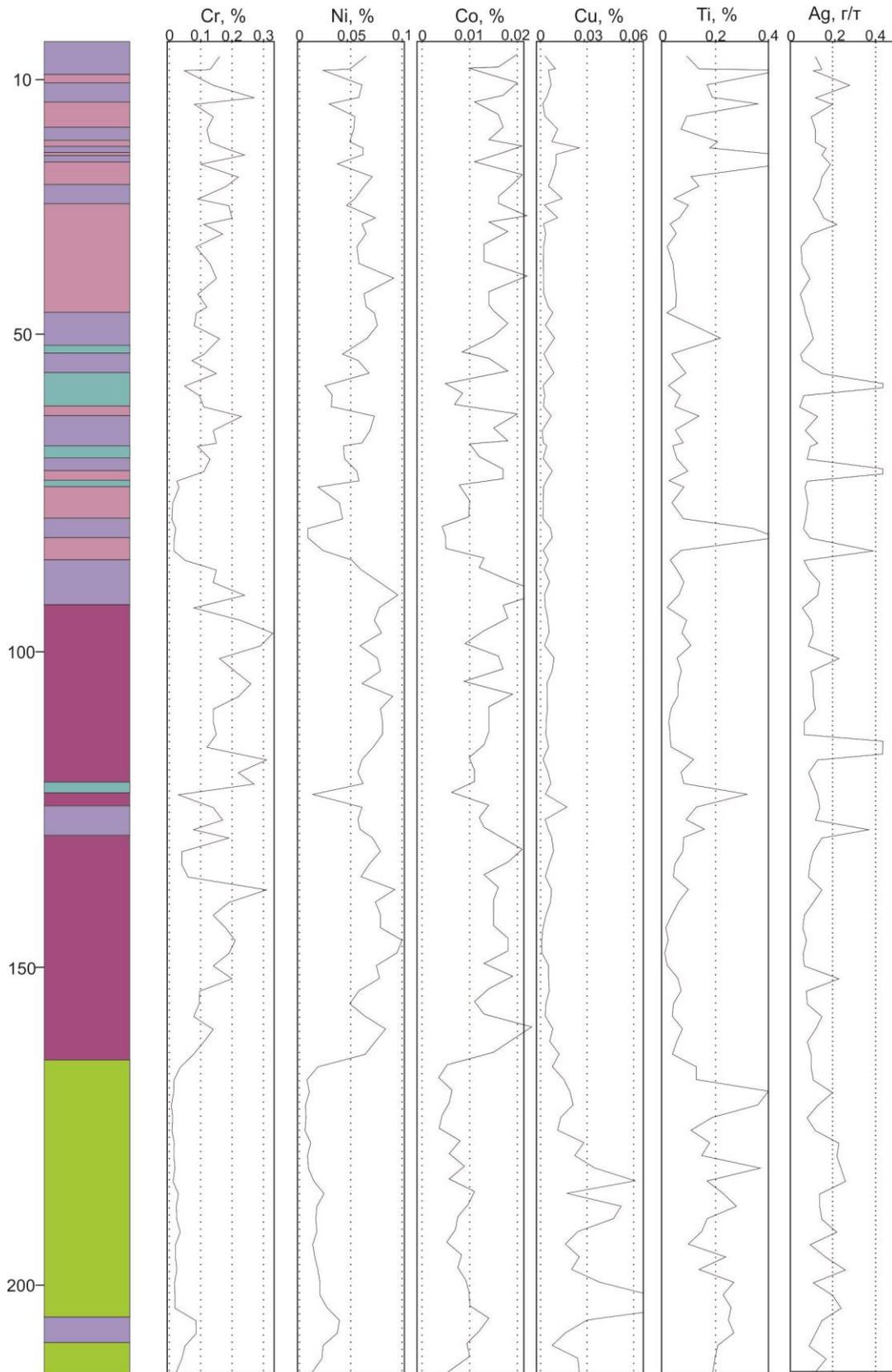
Рис. 58 Типичный разрез толщи метавулканитов пикрит-базальтовой серии в пределах Кулибинского ПРУ (скважина С-15/62, Адралкинский ареал ультрамафитов)

В целом, толща вулканитов характеризуется типичным для магматических образований распределением основных рудных компонентов, которое отражает ход процессов магматической дифференциации. Постепенное же повышение концентраций Cr, Ni, Co, Pd, Cu и Ag вниз по разрезу обусловлено наступлением условий несмесимости сульфидной жидкости на ранней стадии с концентрацией наибольшего количества сульфидов в нижних (ранних) ритмах. Подобное ритмичное распределение рудных компонентов характерно как для Кингашского месторождения, так и для многих крупных платинометальных месторождений расслоенных массивов [Глазунов и др., 2003].

В качестве типового массива кингашского комплекса выбран наиболее крупный массив Куйгинского ареала (рис. 59). В разрезе выделяется 2 зоны – ортокумулатная (верхняя), в которой переслаиваются куммулятивные пикриты и дуниты, и мезокумулатная, сложенная практически полностью дунитами. Ортокумулатная зона характеризуется постепенным снижением концентраций Cr к подошве, с резким повышением в 20 м от подошвы. Концентрации Ni и Co от кровли к центральной части зоны сначала растут, затем к подошве постепенно падают, в 20 м от подошвы образуя резкий максимум. Концентрации Ti достигают максимума в кровле и подошве ортокумулатной зоны, пики концентраций Ag коррелируют с Ti. Медь обнаруживает равномерные, но крайне низкие концентрации в пределах всей зоны. Подобное распределение рудных компонентов наблюдается в «платиноидном горизонте» Кингашского месторождения [Радомская и др., 2017]. Мезокумулатная зона делится прослоем пикритов на 2 части, каждая из которых характеризуется равномерным распределением Ni и Co, с резким увеличением в подошве второй части; к кровле верхней части и к подошве нижней отмечается снижение концентраций Cr, которые в остальной части так же распределены равномерно. Концентрации Ti в пределах всей зоны понижены, а пики Ag отмечаются вне видимой закономерности.

Такое распределение компонентов схоже с разрезом Кингашского массива по скв. 4 (Глазунов и др., 2003), где в верхней части отмечается литологическое разнообразие, сопровождающееся расчленённым профилем концентраций рудных компонентов, а в нижней – однородное распределение компонентов с пиками вблизи подошв горизонтов. Снижение концентраций хрома в подошве массива так же является характерным для Кингашского массива.

Для характеристики идарского комплекса составлен разрез Борыньского массива из совмещённых колонок по скважинам С-15/69 и С-15/71 (рис. 60).



Условные обозначения



Рис. 59 Типичный разрез массива кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ (С-15/56, Куйгинский ареал ультрамафитов)

Для массивов идарского комплекса характерен ритмичный геохимический профиль, схожий с профилем вулканитов пикрит-базальтовой серии. Внутри отдельных горизонтов, которые не выделяются литологически, отмечается от кровли к подошве накопление Cr, Ni, Co, Mn, к подошвам горизонтов приурочены пики концентраций Cu, которая в большей части остального разреза наблюдается в равномерно рассеянном виде. К кровельным частям таких горизонтов приурочены пики концентраций Ti, Pd и повышенные концентрации Cu. На удалении от кровли Ti, Pd и Cu характеризуются равномерно низкими фоновыми концентрациями.

В целом, массивы идарского комплекса характеризуются геохимическим профилем, характерным для магматических образований и схожи с породами кингашского комплекса, ключевым отличием от которых являются резко пониженные в целом концентрации титана и более низкие концентрации палладия. Геохимическая интерпретация позволяет предположить, что массивы идарского комплекса являются изначально схожими с кингашскими массивами ультрамафитов, которые были подвергнуты частичному плавлению, в результате чего они были обеднены рядом компонентов с сохранением общего вида геохимических профилей. Значительным отличием является приуроченность высоких концентраций Pd не к подошвам горизонтов, которые богаты никелем, хромом и кобальтом, а к их кровле, которая богата титаном.

Частным случаем массивов идарского комплекса являются массивы, сложенные породами переходного типа. Существует 2 типичных разреза идарских пород переходного типа: без выраженных следов взаимодействия ультрамафитов разных комплексов (рис. 61, 1 тип), и с выраженными следами взаимодействия ультрамафитов разных комплексов (рис. 62, 2 тип).

Массивы идарского комплекса переходного типа без выраженных следов взаимодействия ультрамафитов разных комплексов (1 тип) широко распространены в пределах Адралкинского ареала. Для таких массивов (рис. 62) характерно ритмичное накопление Cr, Ni, Co к подошве условных горизонтов, которые выделяются только по результатам опробования; в кровле таких горизонтов отмечается накопление титана и серебра. Палладий в массивах 1-го переходного типа коррелирует с титаном, но отмечается явное увеличение общих концентраций Pd вниз по разрезу от горизонта к горизонту, максимальные концентрации палладия отмечаются в подошвах таких массивов. Медь в таких массивах концентрируется в экзоконтактах, непосредственно в самих ультрамафитах – равномерно рассеянные низкие концентрации Cu. Геохимический профиль массивов 1-го переходного типа, не смотря на

некоторые отличия, отражает процесс фракционирования и дифференциации исходного расплава, аналогично массивам кингашского комплекса.

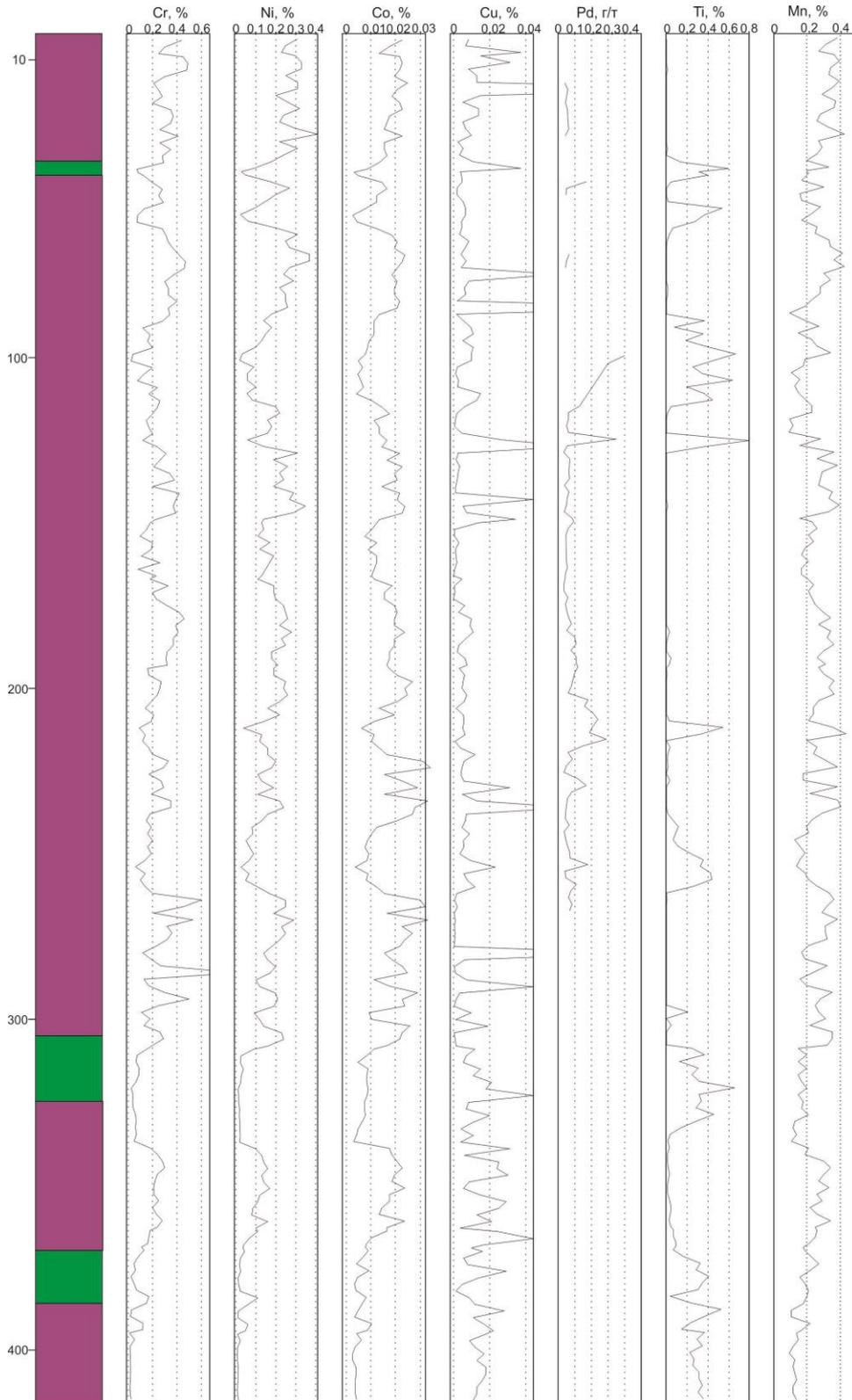


Рис. 60 Типичный разрез массива идарского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ (совмещённые колонки по С-15/69 и С-15/71, Борыньский ареал ультрамафитов)

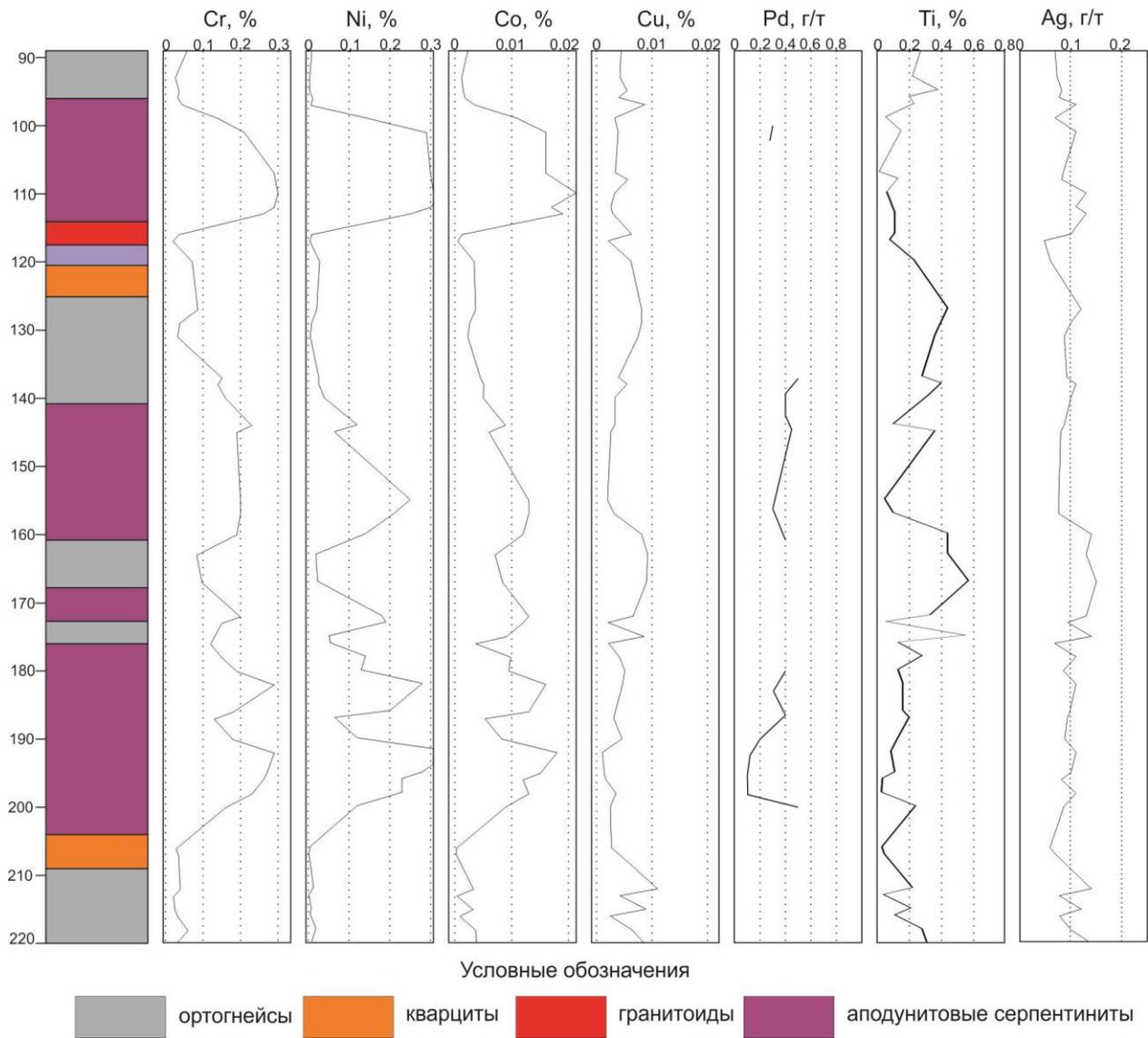


Рис. 61 Разрез массива ультрамафитов переходного типа без выраженных следов взаимодействия ультрамафитов разных комплексов (С-15/64, Адралкинский ареал ультрамафитов)

Массивы второго переходного типа (рис. 63) являются, по-видимому, результатом взаимодействия пород кингашского и идарского комплекса. В них отчётливо выделяется «зона взаимодействия», которая представляет собой брекчию, состоящую из обломков ультрамафитов идарского комплекса, сцементированных тонкозернистым агрегатом, являющимся близким интеркумулусной фазы кингашского комплекса. Вне зоны взаимодействия наблюдаются типичные для массивов идарского комплекса ультрамафиты с мозаичными и протогранулярными структурами.

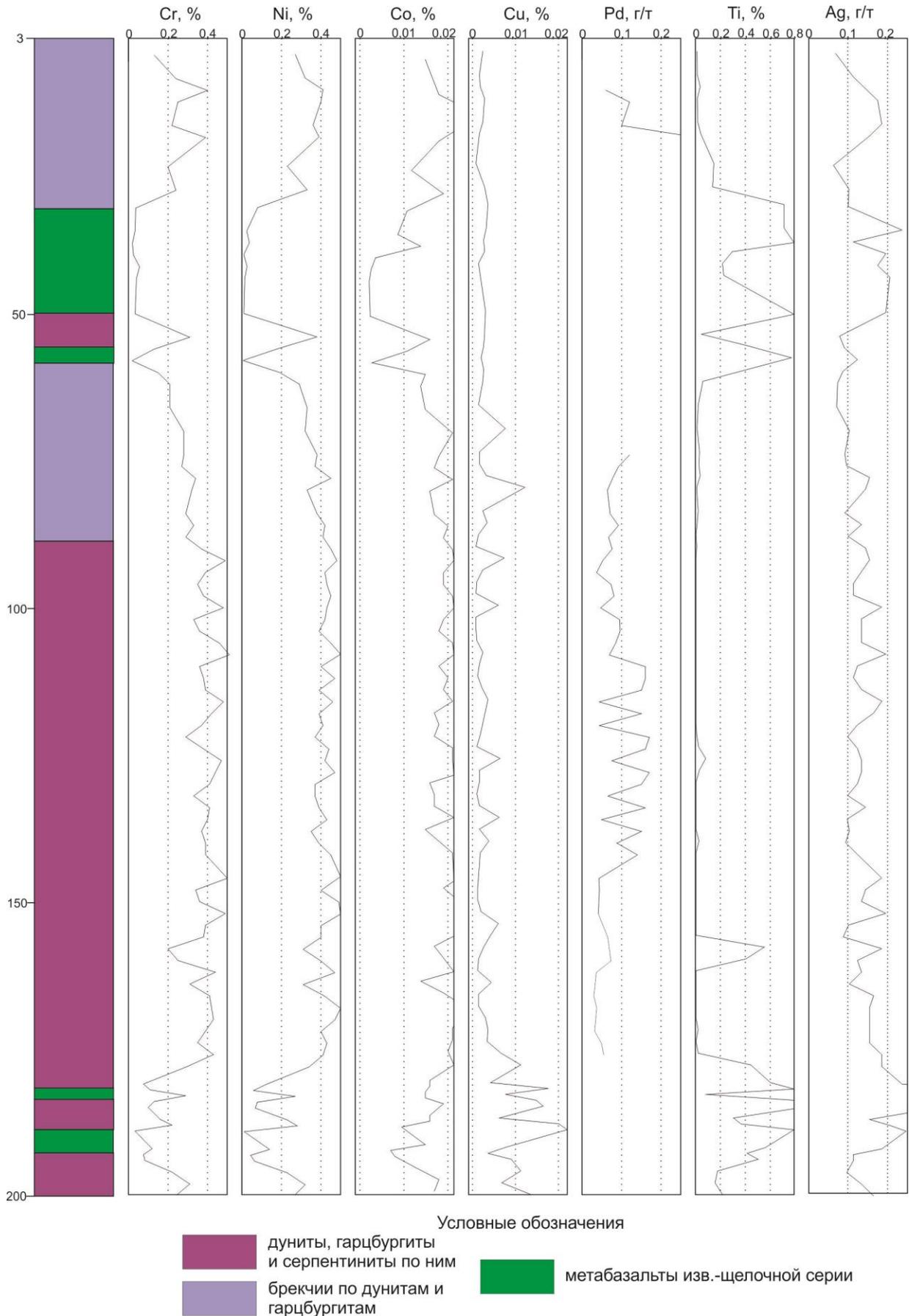


Рис. 62 Разрез массива ультрамафитов переходного типа с выраженными следами взаимодействия ультрамафитов разных комплексов (С-15/65, Борыньский ареал ультрамафитов)

Для «зоны взаимодействия» характерен изрезанный геохимический профиль, с тенденцией к накоплению Cr, Ni, Co по мере приближения к подошве зоны. Медь отмечается в равномерно рассеянном виде, однако в подошве «зоны взаимодействия» её концентрации повышаются на порядок. Зона пород идарского комплекса, не взаимодействовавших с кингашскими, характеризуется однородным распределением Cr, Ni, Co, Cu, без фиксации зон концентрирования и видимых трендов изменения характера распределения вниз по разрезу. Между концентрациями Pd и Ag в «зоне взаимодействия» обнаруживается корреляция, отмечается накопление этих элементов в подошвах промежуточных горизонтов, разделённых пачками амфиболитов. В зоне пород идарского комплекса отмечается равномерно рассеянное распределение серебра, а палладий образует отдельные «плато» повышенных до 0,15 г/т концентраций при фоновых 0,03-0,05 г/т. Благородные металлы на всём разрезе не обнаруживают корреляции с титаном.

В ходе анализа распределения основных рудных компонентов в ультрамафитах изученной территории сделаны следующие выводы:

1. Вулканыты пикрит-базальтовой серии характеризуются ритмичным строением, к подошве ритмов отмечается накопление Cr, Ni, Co, Pd при снижении концентраций Ag, Cu и Ti. При этом для всех элементов кроме титана от ритма к ритму отмечается постепенное увеличение пиковых концентраций. Геохимический профиль толщи вулканытов отражает ход процессов магматической дифференциации и схож с рудоносными расслоенными интрузиями, в том числе – с Кингашским массивом;
2. Ранние дифференциаты кингашского комплекса характеризуются слабой отрицательной корреляцией между Ni и Cu, Ni и Ti, резко изменчивыми концентрациями Pd при близких Cr и Ni. По соотношению рудных компонентов ранние дифференциаты схожи с породами массива Токты-Ой. По разрезу ранних дифференциатов отмечается накопление Cr, Ni, Co; благородные металлы коррелируют с титаном, однако их наиболее высокие концентрации зафиксированы в приподошвенных частях;
3. Поздние дифференциаты кингашского комплекса характеризуются отчётливым антиподным распределением Ni с Cu и Ti, положительной корреляцией между концентрациями Pd и Cr с Ni. Ультрамафитовая часть вулканытов пикрит-базальтовой серии схожа с поздними дифференциатами кингашского комплекса и вместе они близки к породам массива Желос. В разрезе поздние дифференциаты характеризуются изрезанным геохимическим профилем, схожим с «платиноидным горизонтом» Кингашского месторождения;

4. Породы идарского комплекса характеризуются незначительным снижением общей хромистости при возрастании концентраций титана, а по характеру соотношений Pd с основными рудными элементами они схожи с ранними дифференциатами кингашского комплекса. По характеру распределения рудных элементов они схожи с ультрамафитами офиолитовых комплексов, однако среди них выделяется 2 популяции, одна из которых обладает чертами магматических пород кингашского комплекса. Геохимический профиль в разрезах массивов идарского комплекса схож с профилем магматических образований кингашского комплекса и вулканитов пикрит-базальтовой серии, что говорит об общем источнике и существенно меньшей в сравнении с офиолитами степени деплетированности. Помимо собственно идарских пород выделено 2 типа переходных разновидностей, обладающих чертами сходства с кингашскими породами;
5. Метасоматиты по ультрамафитам идарского комплекса характеризуются антиподным распределением Pd с Ni и Cr, обладая чертами не характерными для магматических пород.

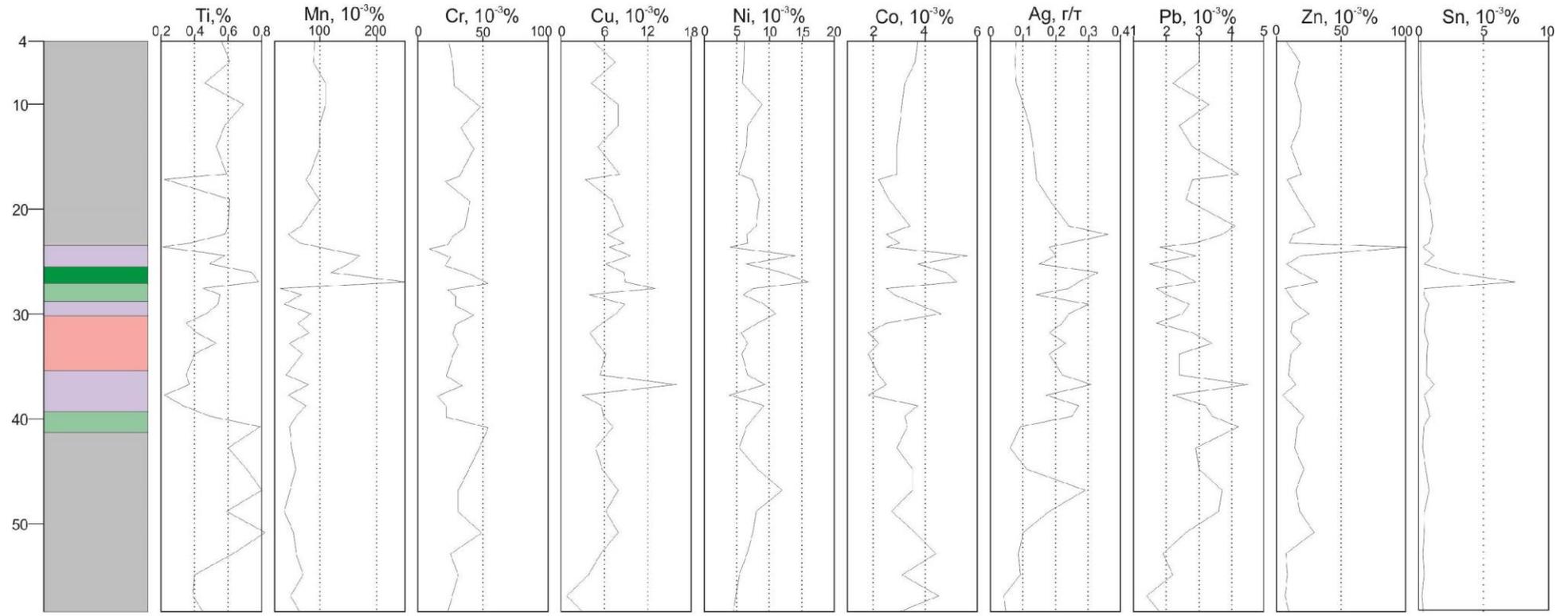
Следует отметить важную роль в рудообразовании даек кислого и основного состава, комагматичных вулканитам бимодальной серии. С ними ассоциируют 2 типа метасоматических образований – апогаббровые и апогранитные. В виду малых масштабов вскрытых тел апогранитных метасоматитов, изучить геохимическую зональность с ними связанную не удалось. Типовой же разрез толщи апогаббровых метасоматитов приведён на рис. 63, где среди парасланцев показана пачка ортогнейсов, прорванная дайкой габброидов.

Сами габброиды в ходе аутометасоматоза в краевых частях преобразуются в эпидозиты и актинолит-клиноцоизитовые сланцы, в которых полностью стёрты черты исходной магматической породы. Ортогнейсы в непосредственной близости от дайки габброидов преобразованы в сульфидизированные двуслюдяные и мусковитовые сланцы, на удалении от дайки – мусковитизированы и пропитаны сульфидно-графитовым рудным материалом. Характер рудной минерализации таких метасоматитов подробно описан в разделе 5.1. В целом для зоны метасоматоза характерен отчётливый привнос Co, Ag и вынос Pb. Степень обогащения пород привнесёнными элементами снижается по мере удаления от рудоносной мафитовой дайки, вместе со снижением интенсивности выноса свинца. Характерно повышенные концентрации титана в габброидах сопровождаются привносом титана во вмещающие гнейсы с постепенным снижением его концентраций по мере удаления от рудоносной дайки; при этом из краевых частей зоны метасоматоза отмечается вынос титана с образованием нижефоновых его концентраций. Схожим образом из краевых частей выносятся Ni. Экзоконтактовые зоны мафитовых даек характеризуются локальным обогащением Cu, Zn,

Sn которые на остальных частях зоны метасоматоза не обнаруживаются в повышенных концентрациях.

В целом, апогаббровые метасоматиты характеризуются:

- отчётливым привнесом никеля, серебра и выносом свинца на протяжении всей зоны метасоматоза;
- привнесом Ti и Co в метасоматиты в непосредственной близости от рудоносных даек, и выносом – в краевых частях зон метасоматоза;
- обогащением экзоконтактов рудоносных даек Cu, Zn, Sn;
- повышенные/пониженные концентрации прочих элементов обусловлены не процессами метасоматоза, а составом исходных пород.



Условные обозначения



Рис. 63 Разрез пачки апогаббровых метасоматитов (С-15/62), Адралкинский ареал ультрамафитов)

7. P-T УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ

Оценка температуры и давления, при которых сформированы различные магматические образования исследуемой территории, позволит уточнить условия их образования и сделать корректные геолого-генетические выводы, на основании которых разработан комплекс критериев прогнозирования рудоносных тел мафит-ультрамафитовых комплексов и продуктивных площадей в пределах Канского ЗКП.

В связи с тем, что фактически в метавулканитах изученной территории не сохраняется исходных минералов магматического происхождения, термобарометрия этих образований охарактеризует не условия их образования, а условия регионального метаморфизма, в которых они были преобразованы. В связи с этим, для адекватной оценки условий формирования магматических образований могут быть использованы только интрузивные породы кингашского и идарского комплексов, в которых сохранились оливины, пироксены и хромшпиннелиды магматического происхождения.

7.1. Расчёты P-T условий формирования ультрамафитов

В ходе исследований предполагалось проведение расчётов температуры оливин-хромшпиннелевых равновесий четырьмя методами: Джексона-Ирвайна-Родера [Roeder et al., 1979], Оно [Оно, 1983], Фабри [Fabreis, 1979], О'Нейла-Уолла-Беллхауза-Берри-Грина [Ballhaus et al., 1991]. Расчёт температур при кристаллизации сосуществующих клинопироксенов проводился двумя методами – Л.Л. Перчука [Перчук Л.Л., 1977] и Keith D. Putirka [Putirka, 2008], давления рассчитывались по методу Keith D. Putirka [Putirka, 2008]. Сущность методов подробно описана в публикациях из списка литературы и в данной работе детально не рассматривается.

Для расчётов выбранными методами по каждому зерну минерала необходимо было получить коэффициенты для каждого элемента (число атомов в формуле оливина и хромшпиннелидов) либо компонента (для условных соединений в пироксенах), входящего в его состав. Коэффициенты для оливинов и хромшпиннелидов рассчитывались по кислородному методу, соотношения между двух- и трёхвалентным железом вычислялись исходя из стехиометрии минералов. Коэффициенты для отдельных элементов в клинопироксенах рассчитывались аналогично, для условных компонентов клинопироксена – по методу Keith D. Putirka [Putirka, 2008].

В отдельных зёрнах в связи с их неоднородной структурой возникли существенные вариации внутризернового давления, что сказалось и на неоднородности его состава [Tajčmanová et al., 2015]. Наличие существенных вариаций состава - свидетельство неоднородности условий в магматической камере, наиболее представительными являются

зёрна, в пределах которых выполнено несколько измерений, из которых для расчёта вычисляется среднее значение. Причём результаты замеров в клинопироксенах и оливинах, в которых обнаружены значительные примеси нетипичных для них элементов – исключаются из выборки.

По результатам расчётов, недостоверные измерения (в случае интенсивного замещения вторичными минералами) исключаются, а по достоверным результатам вычисляется среднее арифметическое для каждого образца значение температуры и давления. Составы минералов приведены в приложении А, результаты термобарометрических расчётов – в табл. 1-2.

Как показывает опыт применения оливин-хромшпинелевых геотермометров на породах Канского и Идарского ЗКП [Юричев, 2015; Юричев, Чернышов 2015], зачастую результаты расчётов неоднозначны и не отражают реальных температур становления интрузивных массивов. Это связано с многочисленными наложенными процессами, как в ходе становления массива, так и в ходе последующего регионального метаморфизма и метасоматических процессов. В ходе наложенных процессов оливин-хромшпинелевая ассоциация может переуравновешиваться [Barnes, 1986; Chalokwu, Grant, 1987; Бармина и др. 1988], многократное изменение состава минералов вызывает серьёзные искажения результатов термометрических расчётов.

По результатам исследования установлено, что термометры Джексона-Ирвайна-Родера (Т1 в табл. 1) и Оно (Т2 в табл. 1) не применимы к изучаемым образцам. Это подтверждает выводы предшественников, использовавших данные геотермометры в пределах Канского блока [Юричев, Чернышов, 2015].

Термометр О'Нейла-Уолла-Беллхауза-Берри-Грина (Т4 в табл. 4) во всех изученных образцах показывает близкие значения в диапазоне 530-640 °С. Данный термометр отражает температуру регионального метаморфизма амфиболитовой фации, в ходе которого оливин-хромшпинелевая ассоциация испытывала частичное переуравновешивание.

Таблица 1. Результаты расчётов температур оливин-хромшпинелевого равновесия

№	№обр.	К-во изм.	Порода	Температуры равновесий, °С			
				T1	T2	T3	T4
<i>кингаишский комплекс</i>							
1	к-14/2-15-1	2	дунит	260,2	357,5	1261	549
2	к-14/2-15-2	1		94,08	284,4	1023	469,3
	<i>К-14/2-15 итог</i>			260,2	357,5	1261	549
<i>идарский комплекс</i>							
3	к-14/1-5	2	Дунит	732,7	629,4	1222	562,8

4	C-65-11/1	1		567,9	460,9	1309	608,7
5	C-65-11/2	2		575,2	435,7	1233	576,2
	C-65-11 итог			571,6	448,3	1271	592,5
6	C-65-67/1	2		425	378,8	1172	530,6
7	C-65-67/2	1		470	407,8	1226	568,9
	C-65-67 итог			447,5	393,3	1199	549,8
8	C-15/65-15	2		557,6	471,4	1350	637,4
9	5056	4		207,1	389,3	1835	639,8
10	5089	4		298,4	434,7	1643	636,3
11	4236	4		323	373,5	1253	563
12	5052	5		63,25	321,5	1315	559,5
13	4214-1	5	гарцбургит	213,3	372,4	1347	588,1
14	5100	4		601,8	613,6	1236	570,9
15	4234	4		145	356,1	1418	579,1
16	5110	4	ортопироксенит	703,4	523	1306	616,5

Примечание. Результаты термометрических расчётов по методам: Джексона-Ирвайна-Родера – T1, Оно – T2, Фабри – T3, О'Нейла-Уолла-Беллауза-Берри-Грина – T4. Температура в градусах Цельсия.

Наиболее применимым для изученных ультрамафитов является термометр Фабри (T3 в табл. 1). Для дунитов кингашского комплекса температура становления массивов принимается равной ~ 1261 °С. В большей части образцов кингашского комплекса хромшпинелиды практически полностью замещены магнетитом и эти образцы в данной работе не приводятся. Для дунитов идарского комплекса характерны температуры образования в диапазоне 1200-1350 °С, для гарцбургитов – 1236-1418 °С, расчёты по образцу ортопироксенитов показывают температуру равновесий равную 1306 °С. В целом для дунитов идарского комплекса характерны несколько меньшие (\sim на 65°С) расчётные температуры оливин-хромшпинелевых равновесий, чем для гарцбургитов и ортопироксенитов.

При исследовании пород кингашского комплекса наиболее информативными оказались клинопироксеновые термобарометры. Термометр Л.Л. Перчука в ряде образцов показывает неоднозначные результаты, не менее половины измерений не могут быть признаны достоверными, поэтому в выводах учитываются только результаты термобарометрических расчётов по Keith D. Putirka.

Таблица 2. Результаты расчётов P-T условий формирования исследованных пород по клинопироксенам

Образец	Порода	T1	T2	P2
100-1	Аповерлитовый серпентинит	885,1602	1127,8	1,55
100-2		1139,843	1278,5	12,78
Принятая для обр. 100		1012,502	1203,1	7,17

99-1		1319,208	1327,0	11,15
99-2		1325,856	1326,7	11,11
Принятая для обр. 99		1322,532	1326,8	11,13
1032-1	Верлит	982,9071	1140,3	3,40
1032-2		1248,3	1248,6	4,90
Принятая для обр. 1032		1115,604	1194,5	4,15
47/1	Пикрит	1075,537	1225,9	8,25
47/2		1113,736	1220,4	8,60
Принятая для обр. 47		1094,637	1223,1	8,43
C-14/25-166-1	Пироксенит	1314,099	1168,2	5,96
C-14/25-166-2		1015,33	1175,1	6,00
C-14/25-166-3		791,0376	1164,6	5,31
Принятая для обр. C-14/25-166		1040,156	1169,3	5,76

Примечания. Результаты термометрических расчётов по методу Перчука Л.Л. – T_1 , термобарометрических по Keith D. Putirka – T_2 и P . Температура в градусах Цельсия, давление – в килобарах. Приняты P - T параметры для образца по среднему из замеров с учётом исключённых недостоверных результатов.

Установлено, что верлиты кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ образованы в диапазоне температур 1195-1326 °С и давлений 4,15-11,13 кБар, пикриты – при температурах около 1220 °С и давлениях около 8,4 кБар, клинопироксениты – при температурах около 1170 °С и давлениях около 5,7 кБар.

7.2. Интерпретация полученных данных

Как показывают проведённые исследования, для ультрамафитов Кулибинского ПРУ наиболее подходящими являются оливин-хромшпинелевый термометр Фабри (для дунитов и гарцбургитов) и клинопироксеновый термобарометр Keith D. Putirka (для верлитов, пикритов и клинопироксенитов).

В сравнении с породами Кингашского массива [Радомская, 2012], для Кулибинского ПРУ отмечаются несколько более высокие температуры (~ на 200 °С выше) и пониженные давления (на 4-5 кБар ниже) становления массивов верлитов, пикритов и клинопироксенитов. В ходе эволюции расплава при снижении его магнезиальности постепенно снижалось и давление в магматической камере. Клинопироксены, позже вошедшие в состав верлитовых тел, кристаллизовались при постепенно снижающихся с 1326 °С до 1195 °С температуре и с 11 кБар до 4 кБар давлении. Далее, на определённой стадии эволюции расплава произошло резкое повышение температуры и давления кристаллизации клинопироксенов, в результате чего кумулятивные пикриты и клинопироксениты сформированы при существенно больших температуре и давлении, чем поздние верлиты. Схожий скачок P - T условий наблюдается и на ранних этапах

эволюции исходного расплава – наиболее ранние высокомагнезиальные куммулятивные дуниты сформированы при температурах ~ на 100 °С ниже, чем поздние железистые дуниты и ранние верлиты (рис. 64).

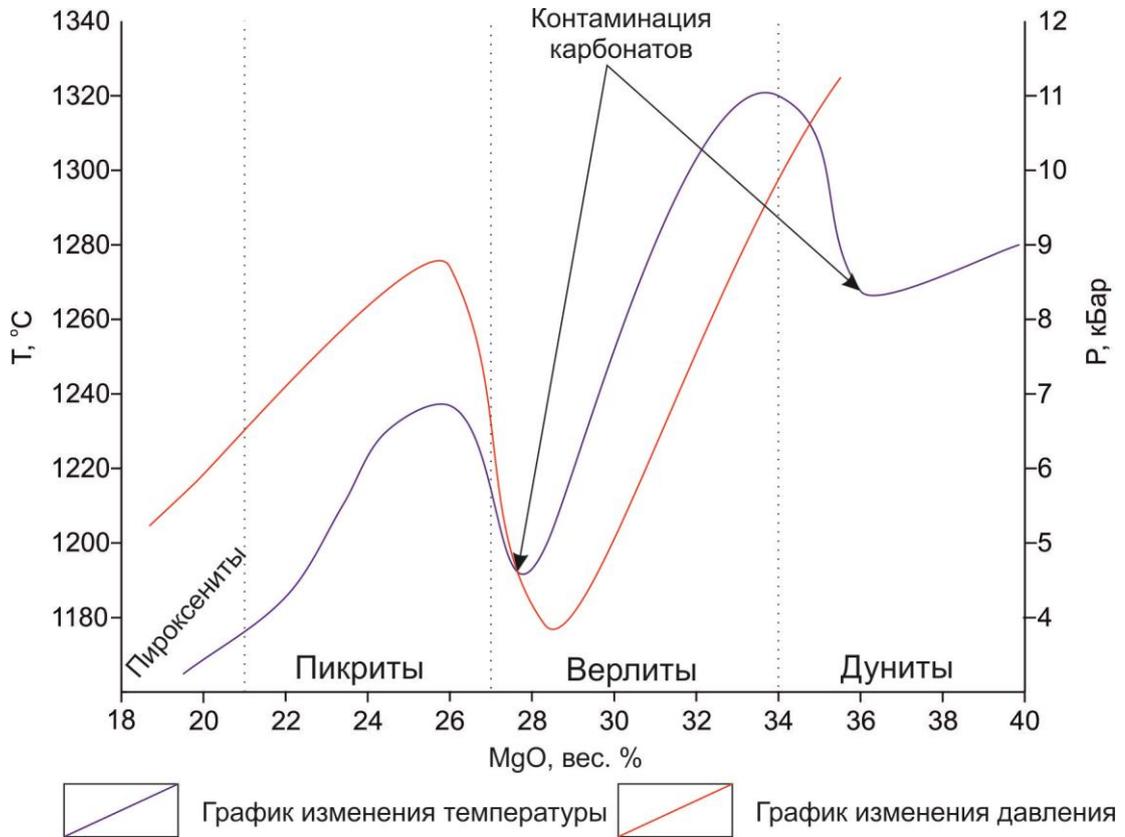


Рис. 64 Графики изменения температуры и давления кристаллизации кумулятов в ультрамафитах кингашского комплекса Кулибинского ПРУ

Это связано, вероятно, с контаминацией расплавом карбонатных пород, которая происходила в два этапа: на ранней стадии эволюции расплавом были ассимилированы магнезиты, на поздней – кальцитовые породы. Этим и обусловлены особенности формирования интрузий кингашского комплекса в пределах Кулибинского ПРУ, которое происходило в несколько этапов:

1. На ранней стадии эволюции расплава произошла контаминация магнезитов, ассимиляция которых вызвала повышение магнезиальности расплава и выделение значительного количества CO_2 [Marziano et al., 2007]. Из-за неоднородных условий в магматической камере повышение магнезиальности расплава происходило неравномерно. Флюидонасыщенность части камеры инициировала отжимку высокомагнезиального расплава с оливиновыми кумулятами, которые сформировали малые тела (дайки и мелкие силлы). В процессе посткумуляусного переуравновешивания с высокомагнезиальным интеркумуляусным расплавом произошло формирование низкожелезистых оливинов в мелких дунитовых телах кингашского комплекса. Такой механизм объясняет

формирование отдельных мелких тел дунитов кингашского комплекса с низкожелезистым оливином.

2. Избыток CO_2 в высокомагнезиальном расплаве при давлениях ниже 25-30 кБар вызывает повышение температуры кристаллизации оливина и пироксенов [Майсен, 1979]. Обогащение расплава углекислотой вызвало изменение P-T условий в магматической камере и повышение температуры формирования кумулатов поздних дунитов и верлитов кингашского комплекса. В ходе дальнейшей эволюции температура и давление постепенно снижались. При этом условий для проявления несмесимости сульфидного вещества не возникло, в связи с чем дуниты и верлиты в пределах Кулибинского ПРУ крайне бедны сульфидами.

3. На поздней стадии эволюции расплава произошла контаминация значительной массы карбонатов кальцитового состава, возможно обогащённых серой. Новое обогащение расплава CO_2 вызвало аналогичные вышеописанным изменения условий в магматической камере и повышение температуры кристаллизации кумулатов. С этим связано резкое повышение расчётной температуры и давления кристаллизации клинопироксенов в кумулятивных пикритах и клинопироксенитах. В ходе последующей дифференциации в остаточном расплаве накапливались летучие компоненты и на определённом этапе произошло выделение сульфидного вещества из расплава [Naldrett, 1989]. С этим связано резкое обогащение сульфидами поздних пикритов и клинопироксенитов. О существенном накоплении летучих компонентов в остаточном расплаве при формировании поздних дифференциатов говорит факт наличия большого количества слюд и апатита в ассоциации с сульфидами и теллуридами в клинопироксенитах.

Таким образом, в ходе эволюции исходный для массивов кингашского комплекса Кулибинского ПРУ расплав дважды ассимилировал значительные массы карбонатных пород. Свидетельством такой ассимиляции является большое количество тальк-карбонатных метасоматитов в ассоциации с наиболее ранними дифференциатами, карбонатные метасоматиты и реликтовые линзы мраморов в поздних кумулятивных пикритах. В пределах Кулибинского ПРУ, как и в Кингашском РР [Гертнер и др., 2009], формирование мафит-ультрамафитовых массивов происходило в течение продолжительного времени. В пределах Кулибинского ПРУ несмесимость сульфидной жидкости произошла, по-видимому, на поздних этапах эволюции расплава, в связи с чем значимые скопления сульфидов обнаруживаются только в поздних дифференциатах. Такая обстановка обусловлена недосыщенностью расплава флюидными компонентами (в первую очередь водой) на ранних этапах эволюции и обогащение ими – на поздних, в

результате ассимиляции карбонатов и постепенного накопления в остаточном расплаве летучих компонентов в ходе кристаллизации кумулатов. Данная теория обосновывается не только геологическими и петрохимическими критериями, но и результатами термобарометрических расчётов, приведённых выше.

В Кингашском массиве несмесимость сульфидного вещества возникла на этапе формирования ранних дифференциатов, тогда же, по данным предшественников, произошла контаминация карбонатов, возможно обогащённых серой [Глазунов и др., 2003; Глазунов, Радомская, 2010]. Сульфид аккумулировал никель из силикатного расплава и формировал в дунитах вкрапленные до сидеронитовых структуры. При этом сульфидное вещество, взаимодействуя с силикатным расплавом, аккумулировало из него ЭПГ, в результате чего образовались комплексные платино-медно-никелевые руды. Для мафит-ультрамафитовых образований Кулибинского ПРУ характерно практически полное отсутствие сульфидного вещества в расплаве на ранних этапах его эволюции. В связи с этим никель из расплава вошёл в состав ранних оливиновых кумулатов и, частично, в состав хромшпиннелидов. ЭПГ в ходе эволюции накапливались в остаточном расплаве и на позднем этапе, при возникновении несмесимости сульфидного вещества, аккумулировались образующимися сульфидами, слагая в поздних дифференциатах сульфидные платинометалльные и медь-платиноидные руды.

Температуры оливин-хромшпиннелевых равновесий в породах идарского комплекса ~ 50 °C выше температур формирования ультрамафитов кингашского комплекса и характеризуются постепенным увеличением от дунитов к гарцбургитам и ортопироксенитам. По ряду петро-геохимических критериев, идарские породы отнесены к реститам от плавления исходного высокомагнезиального матриала, в связи с чем изменение расчётных температур в них можно интерпретировать, как результат переуравновешивания оливина/хромшпиннелидов в ходе частичного плавления. В данном случае фрагменты, в которых степень плавления была выше отвечают дунитам с относительно низкими расчётными температурами равновесий, а фрагменты с более низкой степенью плавления – отвечают гарцбургитам и ортопироксенитам с повышенными расчётными температурами. Такие выводы согласуются с результатами петрогеохимического анализа, который показал, что степень деплетирования исходного материала растёт от ортопироксенитов (которые по топологии спектров РЗЭ более близки к кингашским породам) к дунитам (которые близки ультрамафитам офиолитовых комплексов).

8. ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КУЛИБИНСКОГО ПРУ

В разделе приводится характеристика всех типов потенциально значимой рудной минерализации, даётся прогноз рудоносности и детальная характеристика по наиболее перспективным типам, а также проводится сравнение с месторождениями-аналогами.

8.1. Типы потенциально значимой рудной минерализации

В мафит ультрамафитовых комплексах Кулибинского ПРУ выделяется 5 потенциально значимых типов рудной минерализации:

1. Смешанные магматические/эпимагматические сульфидные медь-никель-платиноидные руды, аналогичные рудам Кингашского месторождения. Потенциально рудоносными являются ранние и поздние дифференциаты кингашского комплекса;
2. Эпимагматические малосульфидные платинометалльные руды. Рудоносными являются поздние дифференциаты кингашского комплекса и вулканиты пикрит-базальтовой серии;
3. «Офсетные» медь-серебро-палладиевые руды метасоматического происхождения, связанные с габбро-гранитными дайками в зоне их взаимодействия с породами кингашского комплекса и вулканитов пикрит-базальтовой серии;
4. Метаморфогенно-метасоматические малосульфидные палладиевые руды, связанные с апоультрамафитовыми породами в приконтактных частях массивов кингашского и идарского комплексов;
5. Позднемагматические хромитовые и хром-платиноидные руды, связанные с породами идарского комплекса.

Общие черты рудоносности различных магматических образований Кулибинского ПРУ характеризуются диаграммой в системе Ni-Cu-Pd (рис. 65). На диаграмме видно, что в породах кингашского комплекса, вулканитах пикрит-базальтовой серии и во всех метасоматитах изученной территории среди основных рудных компонентов преобладает Pd, по рудной специализации делаая их схожими с мафит-ультрамафитовыми комплексами Балтийского щита, а не с Кингашским месторождением. Значительная часть ультрамафитов характеризуется преобладанием Ni, что в условиях бедной либо убогой сульфидизации и практически полного отсутствия Cu характеризует их как не перспективные на обнаружение сульфидных медно-никелевых руд. Тем не менее, далее в этом разделе все 5 типов потенциальных руд будут охарактеризованы и дан прогноз выявления их значимых концентраций в пределах изученной территории.

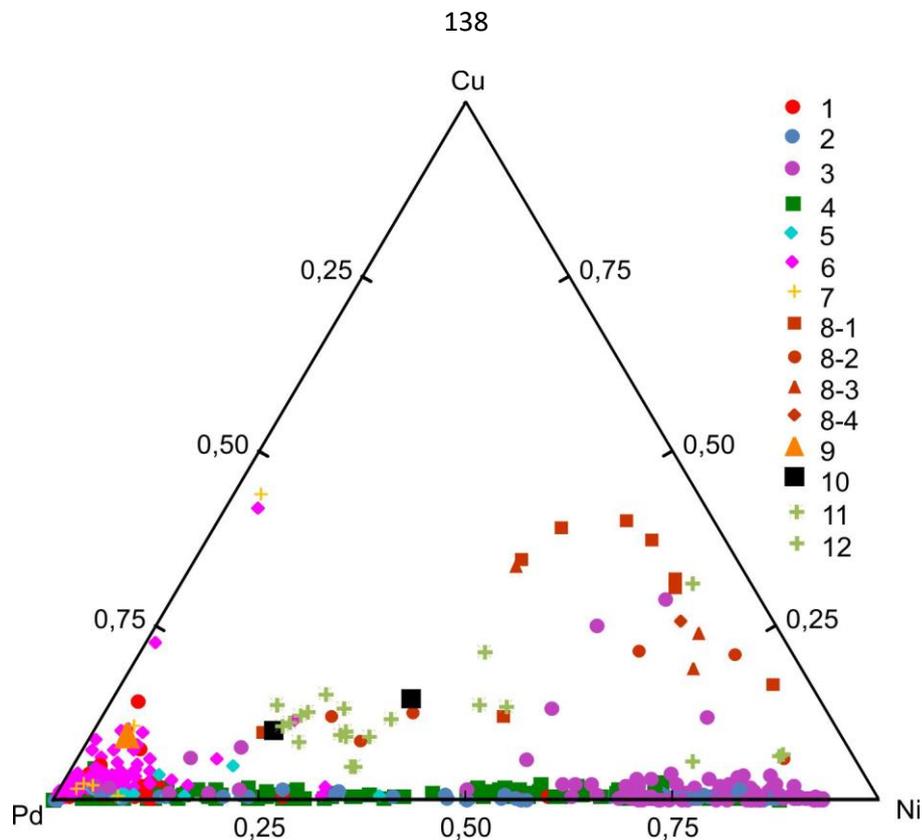


Рис. 65 Треугольная диаграмма в системе Ni-Cu-Pd пород магматических комплексов

При построении диаграммы Pd учтён в г/т, Cu и Ni – в %. Условные знаки: 1-7 – Кулибинский ПРУ: 1 – ультрамафиты кингашского комплекса, 2 – ультрамафиты переходного типа, 3 – ультрамафиты идарского комплекса, 4 – вулканиты толеитовой и изв.-щелочной серий, 5 – вулканиты пикрит-базальтовой серии, 6 – апоультрамафитовые метасоматиты, 7 – апогаббровые и апогранитны метасоматиты; 8 – Кингашский РР, породы кингашского комплекса [Глазунов и др., 2003]: 8-1 – верлит, 8-2 – серпентинит, 8-3 – пироксенит, 8-4 – габбро, 9 – месторождение Котиярви, Финляндия [Pijina et al, 2015], 10 – месторождение Сопча, Мончегорский рудный район [Расслоенные интрузии Мончегорского..., 2004]; 11 и 12 – вкрапленные и убоговкрапленные руды массивов Желос и Токты-Ой [Колотилина, Мехоношин, Орсов, 2016].

Сульфидные медь-никель-платиноидные руды

Перспективы обнаружения комплексных сульфидных руд на изученной территории рассматриваются по аналогии с Кингашским месторождением и крупнейшими месторождениями расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (для пород кингашского комплекса), а также по аналогии с сульфидными рудами коматиитов (для вулканитов пикрит-базальтовой серии). Для таких руд характерно выделение образований собственно магматического этапа и более поздних эпимагматических.

Руды *магматического этапа* формируются в ходе фракционирования и гравитационной отсадки сульфидного материала на дно магматической камеры. Для формирования таких руд необходимо соблюдение двух условий:

- наличие достаточного количества серы в расплаве;

- наличие условий несмесимости сульфидного материала с силикатным расплавом с выделением отдельной сульфидной фазы.

В ходе анализа концентраций серы в породах Кулибинского ПРУ установлено, что фоновые концентрации серы в ультрамафитах кингашского комплекса и пикрит-базальтовой серии составляют 0,05-0,15 вес.%, изредка достигая 0,5 %. Концентрации серы в ультрамафитах Кулибинского ПРУ не только на порядок ниже концентраций серы в рудных дунитах и верлитах Кингашского месторождения, но и в 2-3 раза ниже концентраций серы в безрудных ультрамафитах Кингашского РР [Глазунов и др., 2003; Радомская и др., 2017]. При этом характерные каплевидные сростания пирротина-пентландита в придонных частях массивов кингашского комплекса обнаружены (рис. 24), однако их количество крайне мало и объёмная доля сульфидов в таких породах не превышает 1%. Концентрации меди и благородных металлов здесь крайне низки, как правило, на пороге чувствительности аналитических методов (первые сотые г/т палладия и серебра, тысячные доли % - меди); концентрации никеля – до 0,4 %.

По характеру рудной минерализации и соотношению ведущих рудных компонентов, магматические убого-вкрапленные сульфидные руды Кулибинского ПРУ схожи с убого-вкрапленными рудами массива Желос, различие заключается в повышенных концентрациях Ni (до 0,4 %) в ультрамафитах Кулибинского ПРУ. Однако никель в ультрамафитах Кулибинского ПРУ входит в состав оливина, а не сульфидов, и на сегодняшний день практической значимости не имеет. Повышенные же концентрации никеля в оливине объясняются отсутствием достаточного количества сульфидного материала в расплаве и свидетельствуют о том, что для всех ранних дифференциатов кингашского комплекса Кулибинского ПРУ характерно отсутствие магматических сульфидных медно-никелевых руд в промышленных количествах.

Поздние *эпимагматические сульфидные руды* формируются в виде брекчиевых и жильных образований с большой долей сульфидов, вплоть до сливных руд. Подобные образования известны во многих месторождениях расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий, в том числе и в Кингашском массиве. Формирование таких руд связано с высокой флюидонасыщенностью остаточного расплава, который, взаимодействуя с уже сформированными породами и рудами, перераспределяет рудные компоненты с формированием новых тел как в пределах уже оформившихся массивов, так и за их пределами. Характер возможного эпимагматического оруденения разнообразен и зависит от множества факторов; так, например, в Кингашском месторождении брекчиевые руды схожи с магматическими вкрапленными и по характеру минерализации, и по

концентрациям рудных компонентов, а жильные медистые руды Норильского района отличаются от вкрапленных по концентрациям некоторых компонентов в 5-10 раз.

В пределах Кулибинского ПРУ эпимагматические сульфидные руды обнаружены в ассоциации с наиболее поздними дифференциатами – клинопироксенитами. Сами пироксениты, богатые сульфидным материалом обнаруживаются в виде обломков в брекчиях с сульфидно-силикатной матрицей. И в пироксенитовых обломках, и в матрице, обнаруживается большое количество слюд и апатита, что свидетельствует об обогащении остаточного расплава летучими компонентами, что и повлекло формирование таких образований. Суммарный объём сульфидного материала в таких брекчиях достигает 15-20%. Сульфиды представлены преимущественно пирротинном и пиритом, в меньшей степени – халькопиритом. В обломках клинопироксенитов обнаруживается сидеронитовая структура рудных минералов, которые цементируют крупные и хорошо сформированные зёрна пироксенов. В матрице отмечается брекчиево-жильная и вкрапленная структура. Так как рудные минералы представлены преимущественно сульфидами железа, концентрации Cu и Ni в породе не поднимаются существенно выше фоновых и составляют сотые доли %. Концентрации Pd отмечаются на уровне 0,1-0,2 г/т, редко достигая 0,4 г/т, Ag – 0,05-0,1 г/т, редко достигая 0,25 г/т, при этом палладий с серебром не обнаруживают чёткой корреляции. По результатам АЭССА все частицы благородных металлов размером менее 5 мкм, в связи с чем в аншлифах их минеральные формы не установлены.

Низкие концентрации Cu и Ni обусловлены отсутствием первичных магматических руд, из которых эти компоненты могли бы перераспределиться, а относительно низкие концентрации благородных металлов – большим количеством сульфидного материала в остаточном расплаве, который выделился за короткое время и не успел прореагировать с достаточно большим количеством силикатного расплава для аккумуляции Pd. Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Из-за низкой обогащённости серой и отсутствия условий несмесимости сульфидного вещества в исходном расплаве, в изученных ультрамафитах кингашского комплекса и пикрит-базальтовой вулканической серии не произошло формирования промышленно значимых сульфидных руд магматического происхождения;
2. Повсеместная обогащённость оливина ранних дифференциатов никелем (который, очевидно, не вошёл в состав сульфидов) позволяет сделать вывод, что отсутствие сульфидных никелевых магматических руд характерно для всех

ультрамафитов Кулибинского ПРУ и является следствием особенностей эволюции родоначального расплава;

3. В связи с отсутствием магматических сульфидных руд, на эпимагматическом этапе сформированы сульфидные руды, не несущие промышленных количеств меди и никеля, сложенные, преимущественно, пиритом и пирротинном. Сульфидное вещество в остаточном расплаве в относительно большом количестве сегрегировалось в течение короткого промежутка времени и не успело прореагировать с достаточным количеством силикатного расплава для формирования благороднометального оруденения.

Учитывая, что в той или иной степени изучена большая часть крупных массивов Кулибинского ПРУ, у многих из которых вскрыты придонные части, можно сделать вывод о крайне низких перспективах обнаружения промышленно значимых скоплений сульфидных медь-никель-платиноидных руд на изученной территории.

Малосульфидные платинометальные руды

Малосульфидные платинометальные руды нередко обнаруживаются в телах расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов различных формационных типов. Такие руды могут как сопутствовать сульфидному медно-никелевому оруденению (располагаясь на другом горизонте расслоенного тела), так и находиться в отдельных телах вне видимой связи с сульфидными Cu-Ni рудами.

В пределах Кулибинского ПРУ выделено 2 потенциальных типа малосульфидных платинометальных руд:

1. «Базальные» и «контактовые» руды, расположенные на эндо- и экзоконтактах тел ультрамафитов, как правило в приподошвенных частях тел. Рудные тела повторяют форму контакта «материнского» тела ультрамафитов;
2. Стратиформные руды «платиноидных рифов», расположенные в верхних частях тел в виде горизонтов в мафитах и поздних ультрамафитах. Рудные тела расположены гармонично с расслоенностью интрузивных массивов либо горизонтов вулканитов.

Контактовые платинометальные руды приурочены к ультрамафитам кингашского комплекса и пикрит-базальтовой серии, принципиальной разницы между таким оруденением в вулканитах и интрузивных образованиях не отмечено и охарактеризованы они общим описанием.

Придонные эндо- и экзоконтакты ультрамафитов характеризуются наличием повышенной до ~ 5% сульфидной вкрапленности. Непосредственно в ультрамафитах сульфидные минералы представлены пиритом и пирротинном, на экзоконтакте возрастает

роль халькопирита. Внутри тел ультрамафитов интенсивность минерализации растёт постепенно и чётко выделить границы рудных зон возможно только по результатам сплошного опробования, мощность сульфидизированной зоны на экзоконтакте зависит от масштаба тела ультрамафитов, редко превышая 10 м. Эндоконтактовая зона характеризуется повышенными концентрациями Pd, установленные содержания которого достигают 1,03 г/т. По результатам АЭССА размерность частиц палладия преимущественно менее 2 мкм, что не позволяет обнаружить их в аншлифе. Концентрации Pd тем выше, чем больше количество сульфидов железа в породе, максимум – в непосредственно приконтактовой тел ультрамафитов. Палладий в разрезе рудоносных толщ коррелирует с хромом и никелем. Чёткое выделение границ рудных тел невозможно, однако при условном оконтуривании по бортовому содержанию 0,4 г/т, мощность таких тел может достигать 15 м. В экзоконтактовой зоне концентрации палладия резко падают, сульфиды железа сменяются сульфидами меди и концентрации Ag возрастают до 0,2-0,3, редко до 0,5-0,7 г/т. Промышленной значимости руды с такими содержаниями серебра не имеют, однако этот фактор может быть использован в качестве поискового критерия при выделении продуктивных горизонтов.

Концентрации серы в таких рудоносных горизонтах невелики и редко превышают 0,1-0,2 вес.%, что согласуется с общим количеством сульфидов в них и с общей обогащённостью серой исходного расплава. Характерна приуроченность в кингашском комплексе – к высокомагнезиальным и высокожелезистым ультрамафитам с оливином второй генерации (см. раздел 4.2), а в вулканитах пикрит-базальтовой серии – к наиболее ранним высокомагнезиальным и низкожелезистым пикритам. Формирование руд связано с возникновением условий несмесимости сульфидного материала на определённом этапе эволюции исходного расплава, уже после становления массивов наиболее ранних дифференциатов кингашского комплекса. Сегрегировавшаяся сульфидная жидкость в ходе фракционирования и гравитационной отсадки прореагировала с большим количеством силикатного расплава, сконцентрировав в себе значительную часть ЭПГ [Naldrett, 1989]. В связи с этим остаточный расплав оказался относительно обеднён платиноидами и в поздних брекчиевых рудах их концентрации низки. На эпимагматическом этапе произошла ограниченная перегруппировка рудных компонентов в описанных образованиях с формированием своеобразной зональности Pd-Ag.

Следует отметить, что в отдельных случаях (в частности в Борыньском ареале метасоматитов) в породах переходного типа, возникших в результате взаимодействия кингашских и идарских метасоматитов, также обнаруживаются палладиевые руды контактового типа.

В разрезах отдельных тел ультрамафитов выделяются горизонты, схожие с «платиноидными рифами» известных месторождений расслоенных интрузий. Они расположены в верхних частях разрезов, приурочены к мафитам и переходным разностям в зоне контакта с ультрамафитами. Концентрации палладия в них редко превышают 0,5 г/т, однако сам факт наличия горизонтов с повышенными концентрациями ЭПГ в верхних частях разрезов является критерием обнаружения потенциально значимых платиноидных рифов. Такие рифы наиболее часто встречаются в пикробазальтах пикрит-базальтовой серии, концентрации палладия в них достигают 0,4-0,5 г/т при мощности зон до 5-10 м.

Резюмируя, стоит отметить, что «контактовые» малосульфидные платинометалльные руды являются наиболее перспективными на обнаружение промышленно значимых концентраций рудных компонентов. Малосульфидные же платинометалльные «риффы», хоть и не вмещают достаточно высоких концентраций ЭПГ, являются критерием выявления протяжённых богатых руд, не выявленных ранее.

Офсетные медь-серебро-палладиевые руды

В группу офсетных руд объединены тела, по характеру минерализации схожие с рудами ультрамафитов, но располагающиеся на некотором удалении вне их тел. Это тела, связанные с воздействием габбро-гранитных даек и зоны сульфидизации в метавулканитах вне видимой связи с такими дайками. Таким образом, выделяется 3 типа офсетных руд:

1. Сульфидные медь-серебро-палладиевые в приконтактовых частях даек гранитоидов;
2. Малосульфидные палладиевые в виде ориентированной вкрапленности пирита-халькопирита вне видимой связи с интрузиями;
3. Сульфидные преимущественно серебряные в приконтактовых частях даек габброидов.

Первые два типа сопряжены пространственно и формируют своеобразные рудоносные горизонты, объединяющие несколько сближенных тел с высокими концентрациями палладия. В непосредственном контакте с дайками гранитоидов образуются зоны метасоматоза с разнообразной рудной минерализацией, описанной в разделе 5.1. Суммарные мощности таких зон метасоматоза не превышают 3-5 м, однако они богаты сульфидно-оксидным материалом, который аккумулирует серебро и палладий, образуя рудные концентрации. Характерно, что наиболее богатые метасоматиты обнаружены в вулканитах бимодальной серии, в которых на удалении до 100 м от гранитных даек обнаруживаются горизонты до 5 м мощностью, обогащённые пиритом и халькопиритом, с содержаниями Pd до 0,98 г/т. Это связано, вероятно, с воздействием

гидротермальных растворов, сопутствующих гранитному магматизму, так как повышенные концентрации палладия обнаруживаются вне связи с литологией пород бимодальной серии. Характерный разрез такой толщи отражён на рис. 6, где видно, что мощность палладиеносной толщи в крыльях антиклинали достигает 100 м, делая её уже на данном этапе привлекательной для доизучения с последующей перспективой разработки. В разрезе выделено суммарно 14 тел с содержаниями палладия свыше 0,5 г/т. Мощности их колеблются от 1 до 12 м, средние содержания палладия от 0,54 до 0,76 г/т (максимальное по отдельным пробам до 0,98 г/т). Непосредственно на контакте с дайкой гранитоидов установлены также содержания Cu до 0,25 %, Ag – до 0,8 г/т. АЭССА установлено до 4700 знаков металлического серебра и до 350 знаков палладия при просыпке 50 г порошка. Следует отметить, что опробование проведено не штупное или сколковое, в пробы в разрезе скважин С-14/25 и С-15/61 взято порядка 90% керна, что характеризует высокую достоверность прогноза по приведённым скважинам.

В зоне взаимодействия даек габброидов с метавулканитами образуются метасоматиты, описанные в разделах 5.1 и 6.3. Мощность зон метасоматоза достигает 25 м, однако их рудный потенциал невелик. Среди рудных компонентов повышенные содержания отмечаются только у Ag, концентрации которого достигают 0,2-0,4 г/т; концентрации Cu, Ni, Co не выше фоновых, Au, Pd обнаруживаются в концентрациях 0,01-0,05 г/т.

Как итог, можно отметить, что наибольшей практической ценностью обладают толщи бимодальной серии, прорванные дайками гранитоидов. Взаимодействуя с ультрамафитами и специфическими вулканитами бимодальной серии, гидротермальные растворы, сопутствующие гранитному магматизму, формируют специфические «палладиевые горизонты», суммарная мощность которых достигает 100 м. Такие сопутствующие оторванные от рудоносных интрузий рудные тела характерны для медь-никель-платинометальных месторождений расслоенных интрузий и в зарубежной практике именуется «офсетными рудами».

Метаморфогенно-метасоматические малосульфидные палладиевые руды

В краевых частях массивов идарского и кингашского комплексов в зонах влияния сопутствующих им разломов отмечаются обширные поля апоультрамафитовых метасоматитов, состав и рудная минерализация которых описана в разделах 4.1 и 5.1.

Данные образования формируются в результате метасоматоза и регионального метаморфизма краевых частей ультрамафитовых массивов, проработанных в зоне влияния разрывных нарушений. Мощности таких тел сильно изменчивы и зависят от интенсивности тектонической проработки исходных ультрамафитов; в отдельных случаях

мощности зон метасоматоза достигают 50 м. Такие метасоматиты вмещают рассеянную бедную сульфидную вкрапленность, которой сопутствуют равномерные повышенные концентрации палладия на уровне 0,1-0,3 г/т. Концентрации прочих рудных компонентов отмечаются на уровне ниже фоновых.

В таких метасоматитах стёрты черты магматического распределения, границы геохимических градиентов затушёваны и среди равномерно-повышенных концентраций палладия не выделяется участков с промышленными содержаниями. На сегодняшний день такие палладиеносные метасоматиты не имеют практического интереса, однако в будущем, при совершенствовании технологий обогащения, они могут стать дополнительным источником благородных металлов.

Позднемагматические хромитовые и хром-платиновые руды

С ультрамафитами идарского комплекса ассоциируют позднемагматические хромитовые руды, в офиолитах Восточного и Западного Саяна такие руды известны как источник не только собственно хрома, но и как образования, богатые платиной.

Наличие платины в породах идарского комплекса подтверждено АЭССА в образцах Борыньского массива, где платина установлена в концентрациях до 0,12 г/т. В материалах геологосъёмки на район работ указано о наличии сразу нескольких проявлений хромитов, однако достоверно установлено только одно – в центральной части Борыньского массива.

Размеры проявления по простиранию – 200 м при мощности до 30, хромит интенсивно замещён магнетитом, который, в свою очередь, гематитизирован. Как проявление хромита – интереса не представляет, на платиноиды данные руды не анализировались. С учётом детальности наземной магнитной съёмки можно констатировать, что обнаружение новых относительно крупных проявлений хромитов маловероятно.

В целом, учитывая масштабы известных проявлений хромитов, характер их рудной минерализации и химический состав, можно сделать вывод о низкой перспективности ультрамафитов Кулибинского ПРУ на обнаружение промышленно значимых скоплений таких руд.

8.2. Особенности продуктивной рудной минерализации, прогноз рудоносности и сравнение с месторождениями-аналогами

Как видно из описания типов потенциальной рудной минерализации, перспективы промышленного освоения в пределах изученной территории связаны преимущественно с малосульфидной платинометальной минерализацией и, в меньшей степени, с офсетной медь-серебро-палладиевой. Прочие типы рудной минерализации в изученных мафит-

ультрамафитовых комплексах не развиты в той степени, чтобы представлять практический интерес.

При сравнении характера распределения ЭПГ в различных типах пород и руд установлено, что при существенных различиях в концентрациях, характер распределения, который находит отражение в топологии благороднометалльного спектра (рис. 66), идентичен для всех изученных образований. Характерен относительно пологонаклонный спектр с накоплением ЭПГ от Ir к Pd, схожий с типичными спектрами месторождений магматического происхождения в мафит-ультрамафитовых комплексах. Выраженный Pt-минимум также не является редкостью и характерен, например, для некоторых месторождений и проявлений смежного с изученной территорией Алхадырского террейна (массивные руды массива Желос, руды во вмещающих породах массива Токты-Ой), а также для ряда месторождений Карелии (массивные сульфидные руды пояса Торнио-Наранкаваара, Финляндия). Существенные отличия в характере распределения ЭПГ отмечаются в метаморфогенно-метасоматических малосульфидных апоультрамафитовых образованиях, описанных в разделе 8.1. Для них характерен более пологий спектр ЭПГ и в целом более низкие концентрации, что связано с их образованием в результате метаморфогенно-метасоматического перераспределения, а не магматических и постмагматических процессов.

В связи со схожестью поведения ЭПГ в различных изученных образованиях, сначала будет дана общая характеристика, а затем описаны детали различий поведения ЭПГ в разных типах руд.

В пределах Кулибинского ПРУ по результатам МС-ИСП отношение Pd/Pt колеблется ~ от 5 до 20. Повсеместно отмечаются повышенные фоновые концентрации палладия, наиболее высокие в пределах Адралкинского ареала ультрамафитов. Содержания на уровне 0,1-0,2 г/т характерны как для ультрамафитов, так и для различных ортогнейсов, сланцев и амфиболитов, пространственно с ними сопряжённых (табл. 3). В пределах изученных мафит-ультрамафитовых образований наиболее низкие концентрации ЭПГ характерны для пород идарского комплекса и ранних дифференциатов кингашского (дунитов), где концентрации палладия ниже 0,1 г/т. В отдельных пробах содержания Pd достигают 1 г/т, по ряду выработок выделены интервалы до 12 м мощностью со средними содержаниями более 0,5 г/т. Повышенные концентрации палладия в пробах подтверждены фазовым анализом в виде тонких частиц металлического Pd (100–350 знаков при просыпке 50 г порошка). По устным свидетельствам О.М. Глазунова в 2017-2018 гг в рамках работ коллектива ИГХ СО РАН часть проб, изученных методом МС-ИСП были заверены пробирным анализом, который показал удовлетворительную сходимость,

вследствие чего материалы МС-ИСП, использованные в данной работе, можно считать достаточно представительными на стадии прогноза и поисков.

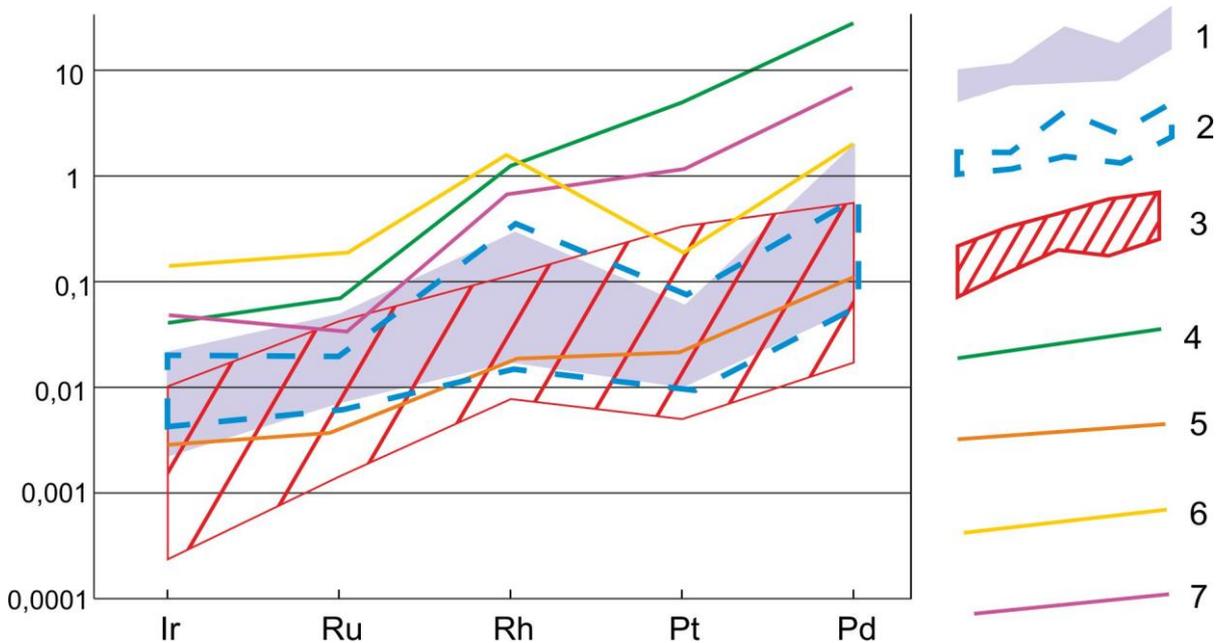


Рис. 66 Содержания металлов платиновой группы в породах Кулибинского ПРУ

Нормировано по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]. 1 – Кулибинский ПРУ, породы кингашского, идарского комплексов и ассоциирующих с ними вулканитов, 2 – Кулибинский ПРУ, апоультрамафитовые метасоматиты в зоне тектонической проработки, 3 – Кингашский ПР, породы кингашского комплекса [Глазунов и др., 2003], 4 – Стидуотер, Джей-Эм Риф (Stillwater JM Reef) [Andersen et al., 2002], 5 – Мончеплутон, г. Ниггитс [Гавриеленко, 2003], 6 – массивные сульфидные руды пояса Торнио-Наранкаваара (месторождения Суханко, Вааралампи, Нииттилампи, Айли-Портимоярви) [Pijina et al, 2015], 7 – вкрапленные сульфидные платинометалльные руды пояса Торнио-Наранкаваара (месторождения Контиярви, Ахмаваара, Суика-Кама, Райтикангас) [Pijina et al, 2015].

Таблица 3. Концентрации ЭПГ в породах Кулибинского ПРУ и Кингашского месторождения

Наименование породы	Концентрации ЭПГ, в г/т					
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	
Кулибинский ПРУ						
Дунит**	среднее	<0,02*	0,092	0,0035	<0,01*	<0,002*
	макс.	0,052	0,3	0,011	0,022	0,011
Серпентинит лизардитовый**	среднее	<0,02	0,18	0,010	<0,01	0,0039
	макс.	0,049	0,42	0,031	0,016	0,0094
Метасоматит апогипербазитовый	среднее	<0,02	0,20	0,015	<0,01	0,0039
	макс.	0,057	0,43	0,11	0,019	0,0076
Метапикрит	среднее	<0,02	0,48	0,0098	0,014	0,005
	макс.	0,027	1,03	0,014	0,017	0,008
Брекчии	среднее	<0,02	0,20	0,013	<0,01	0,0038

клинопироксенитов	макс.	0,044	0,4	0,058	0,034	0,0097
Амфиболит***	среднее	<0,02	0,33	0,0092	<0,01	0,0049
	макс.	0,062	0,84	0,022	0,033	0,0093
Гнейс***	среднее	0,028	0,44	0,0070	<0,01	0,0066
	макс.	0,061	0,98	0,0089	0,011	0,0096
Кингашское месторождение [Чернышов и др., 2004]						
Дунит	среднее	0,38	0,67	н.д.	н.д.	н.д.
	макс.	0,44	0,9	н.д.	н.д.	н.д.
Дунит серпентинизированный	среднее	0,28	0,39	н.д.	н.д.	н.д.
	макс.	0,77	0,88	н.д.	н.д.	н.д.
Серпентиниты лизардитовые	среднее	0,48	0,57	н.д.	н.д.	н.д.
	макс.	1,83	1,03	н.д.	н.д.	н.д.
Серпентиниты антигоритовые	среднее	0,59	0,78	н.д.	н.д.	н.д.
	макс.	1,63	2,97	н.д.	н.д.	н.д.
Метасоматиты	среднее	0,4	0,6	н.д.	н.д.	н.д.
	макс.	1,24	1,54	н.д.	н.д.	н.д.

Примечания: * - в большей части выборки концентрации элемента ниже порога чувствительности анализа; ** - концентрации по дунитам и серпентинитам приведены для пород кингашского комплекса, без учёта идарских; *** - концентрации ЭПГ в амфиболитах и гнейсах Кулибинского ПРУ даны для пород рудоносных горизонтов (оффсетные руды), а не для всех аналогичных пород рудного узла; н.д. – нет данных

Концентрации Pt во всех породах Кулибинского ПРУ на порядок ниже концентраций в породах Кингашского РР. В дунитах и аподунитовых породах содержания Pd в 3–4 раза ниже, чем в аналогичных образованиях Кингашского месторождения (табл. 3). Метапикриты, а также амфиболиты и гнейсы палладиеносных горизонтов Кулибинского ПРУ содержат концентрации Pd на уровне рудоносных гипербазитов Кингашского месторождения. Метапикриты повсеместно обнаруживают содержания палладия более 0,5 г/т, что позволяет прогнозировать участки с концентрациями Pd свыше 1–2 г/т. В блоках, вмещающих тела метапикритов, повышенные (до 1 г/т) содержания Pd обнаруживаются так же и в сопряжённых с ними апобазитовых ортоамфиболитах и гнейсах. Характерной особенностью метапикритов является равномерное распределение концентраций Rh и Ru, в отличие от прочих пород участка (в других разновидностях пород Ru обнаруживается в отдельных пробах, в метапикритах – практически во всех пробах концентрации рутения выше 0,01 г/т).

Как видно из табл. 3, концентрации всех ЭПГ, кроме палладия находятся на уровне сотых и тысячных долей г/т, часто находясь на пределе чувствительности аналитического метода. Фактически, за исключением Pd, прочие ЭПГ поисковой значимости в Кулибинском ПРУ не представляют.

Положение офсетных руд Кулибинского ПРУ отражено в разрезе толщи вулканитов бимодальной серии, сопряжённой с поздними дифференциатами кингашского комплекса и дайками гранитоидов (рис. 6). Здесь выделено 14 тел с содержаниями палладия свыше 0,5 г/т. Мощности их колеблются от 1 до 12 м, средние содержания палладия от 0,54 до 0,76 г/т (максимальное по отдельным пробам до 0,98 г/т). Группы сближенных в разрезе тел палладиевых руд маркируют палладиеносные пачки. Здесь выделяются рудные тела двух типов:

1. Тела, приуроченные непосредственно к контактам даек плагиогранитов, пронизывающих палладиеносную толщу. Полностью контролируются положением контактов даек, характеризуются незначительно повышенной (до 3, редко – 5%) пирит-халькопиритовой минерализацией;
2. Тела, приуроченные к контактам разностей пород бимодальной серии (чаще всего – к приподошвенным частям горизонтов метадацитов). Вероятно, области контактов разностей представляют собой наиболее проницаемые участки толщи, по которым шёл ток гидротермальных растворов, связанных с гранитным магматизмом. В разрезе выделяются по появлению струек пирита и халькопирита, ориентированных вдоль сланцеватости/гнейсовидности, общий объём сульфидов не превышает 5%.

Тела первого типа наиболее богатые, но их мощность не превышает 2 м в каждую сторону от дайки, к которой они приурочены. Тела второго типа характеризуются более низкими концентрациями палладия, но их мощности достигают 6 м (для отдельных тел). Сближенные тела первого и второго типа образуют зоны до 12 м мощностью. Формирование обоих типов офсетных руд произошло в результате единого процесса гидротермального перераспределения ЭПГ в ходе наложенного на ЭПГ-продуктивные толщи гранитного магматизма.

Положение малосульфидных платинометаллических руд отражено в разрезе палладиеносных вулканитов пикрит-базальтовой серии (рис. 7, 59). Здесь в подошве пачки пикритов выявлен наиболее богатый платиноносный горизонт мощностью 8 м с содержаниями 0,8 – 1,0 г/т. На разрезе (рис. 59) видны закономерности распределения палладия в телах метапикритов: от кровли к подошве (как отдельных пластов, так и сближенных тел метапикритов, объединённых в пачки) отмечается закономерное увеличение концентраций палладия; за пределами пикритовых тел концентрации резко падают. Самые высокие в пределах рудного узла концентрации ЭПГ обнаружены в нижних частях пикритовых пачек; здесь же обнаружена равномерно вкрапленная пирит-пирротин-халькопиритовая минерализация на уровне ~5%, что в полтора-два раза выше,

чем в верхних частях пикритовой толщи. Для разреза пикритовой толщи характерно циклическое распределение Cr, Ni и ЭПГ, подобная циклическость распределения рудных компонентов отмечается в рудоносных породах Кингашского рудного района и других рудоносных расслоенных интрузиях [Глазунов, 2003]. На экзоконтакте ниже подошвы рудоносных ультрамафитов отмечаются повышенные до 0,2 г/т концентрации серебра, мощность зоны повышенных концентраций серебра – около 5 м, с постепенным снижением концентраций по мере удаления от контакта. Характер геохимического профиля данных образований описан в разделе 6.3.

В верхних частях пикритовых пачек отмечаются горизонты с повышенными до 0,4 г/т концентрациями Pd мощностью 10-12 м. Хотя сами по себе такие концентрации не являются промышленно значимыми, они служат поисковым признаком, который свидетельствует о наличии обогащённых ЭПГ верхних горизонтов мафит-ультрамафитового комплекса, схожих с малосульфидными платинометалльными «рифами» крупных расслоенных комплексов. Приурочены такие горизонты к зоне перехода от мафитовой к ультрамафитовой частям разреза.

В случае с платинометалльными рудами, непосредственно в телах мафит-ультрамафитовых рудоносных комплексов Кулибинского ПРУ существует 3 наиболее вероятных механизма концентрирования ЭПГ (по [Naldrett, 1989]):

1. Фракционирование сульфидов, происходящее при кристаллизации уже сегрегировавшейся из силикатного расплава сульфидной жидкости с образованием самостоятельных тел;
2. Развитие высокого R-фактора в процессе кристаллизации расслоенных интрузий, что ведет к аккумуляции рассеянных (0,5 - 3 %) вкрапленных сульфидов в определенных слоях;
3. Сегрегация богатой ЭПГ несмесимой сульфидной жидкости до или во время внедрения силикатной магмы.

Первый механизм, по-видимому, не имеет высокого значения при формировании руд Кулибинского ПРУ в виду отсутствия значимых скоплений массивных сульфидных руд в ассоциации с ранними дифференциатами того или иного комплекса.

Второй механизм стал основным при формировании платинометалльных малосульфидных руд в верхних частях расслоенных комплексов на границе мафитовой и ультрамафитовой их частей (стратиформные руды или «платиноидные рифы»). В изученных разрезах содержания Pd в таких рудах не превышают 0,5 г/т, однако наличие руд сформированных таким образом – верный поисковый критерий, позволяющий прогнозировать наличие промышленно значимых платинометалльных рифов на этом

стратиграфическом/литологическом уровне. Не исключено, однако, что при формировании таких руд существенную роль сыграло позднемагматическое гидротермально-метасоматическое перераспределение ЭПГ, что характерно для малосульфидных руд Норильска [Naldrett, 1989] и платинометалльных рифов Кингаша [Радомская и др., 2017].

Третий механизм стал наиболее значимым для изученной части мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского ПРУ. В результате сегрегации богатой ЭПГ несмешиваемой сульфидной жидкости сформированы рудные тела в приподошвенных частях ультрамафитов расслоенных комплексов (вулканических и интрузивных) на эндо- и экзоконтактах ультрамафитов (базальные или контактовые руды). Наиболее изученное из таких тел описано выше и представляет наивысший практический интерес. Схожие по ряду параметров образования известны на всей территории Кулибинского ПРУ, на ЭПГ они не изучались, что позволяет прогнозировать обнаружение новых продуктивных толщ при более детальном изучении. По механизму концентрирования ЭПГ данные образования Кулибинского ПРУ схожи с платинометалльными месторождениями маргинальной серии комплекса Портимо, Финляндия [Naldrett, 1989].

По геохимическим характеристикам два типа руд, описанных выше, отличаются в соотношениях Pd/Cu/MgO. В ультрамафитах с рудами контактового типа медь не показывает систематических вариаций, либо накапливается с увеличением магнезиальности, а палладий – стабильно растёт. По [Andersen et al, 2002] степень плавления исходного компонента при их образовании была достаточной, чтобы растворить все сульфиды и забрать всю медь и ЭПГ из мантийного источника, а дальнейшее плавление остатка и загрузка магмы компонентами оливина вели к разбавлению содержаний этих металлов в магме. Для мафитов со стратиформными рудами характерно увеличение концентраций Cu и Pd с уменьшением магнезиальности, что возможно интерпретировать, как следствие фракционирования, сопровождавшееся сегрегацией сульфидов, либо фракционирования в условиях недосыщенности сульфидом.

Из вышесказанного можно заключить следующие выводы:

1. Вулканиты пикрит-пикробазальтового ряда являются наиболее предпочтительными для выявления промышленных скоплений ЭПГ. Это связано с тем, что интрузивные породы кингашского комплекса, по ряду признаков, были сформированы при более высокой степени плавления общего для них источника, в результате чего концентрации ЭПГ в магме интрузивов кингашского комплекса снижались, как и концентрации ЭПГ в её продуктах. То есть, являясь комагматичными и близкими по времени образованиями,

вулканисты пикрит-базальтовой серии и интрузивы кингашского комплекса в Кулибинском ПРУ обладают существенной разницей в потенциале рудоносности;

2. Формирование руд стратиформного типа происходило в условиях недосыщенности сульфидом, в связи с чем с одной стороны – сульфидная жидкость прореагировала с большим объёмом силикатного расплава и аккумулировала большее количество ЭПГ, а с другой стороны – общая недосыщенность сульфидным материалом не позволила сформировать выдержанные по мощности и содержаниям горизонты. Это, однако, верно лишь в том случае, если данные руды сформированы в результате магматических процессов. Как указано выше, они могли стать продуктом гидротермально-метасоматической деятельности на позднемагматическом этапе. Для достоверной оценки перспектив выявления промышленных руд стратиформного типа необходимо доизучение мафитовых горизонтов мафит-ультрамафитовых комплексов.

Общий тренд поведения ЭПГ пород Кулибинского ПРУ (рис. 67) существенно отличается от трендов классических расслоенных массивов Садбери и Бушвельда [Barnes et al, 1985]. Для пород Кулибинского ПРУ и Кингашского рудного района общим является преобладание Pd над Pt при $Pd > Pt + Ir$. В Кулибинском ПРУ также отмечаются существенно меньшие концентрации Pt и большие – Rh. Схожим с породами изучаемой территории характером распределения ЭПГ обладает ряд платинометальных месторождений Кольского полуострова и Финляндии [Гавриеленко, 2003; Pjna et al, 2015], из ближних аналогов наиболее схожими являются некоторые руды массивов Желос и Токты-Ой [Колотилина и др., 2016], о чём упоминалось выше.

Низкие концентрации Pt в породах Кулибинского ПРУ объясняются её выносом в ходе регионального метаморфизма, либо особенностями эволюции расплава на поздних этапах его жизни. Как показали экспериментальные исследования растворимости палладия и платины [Безмен и др., 2008], последняя при низкой фугитивности кислорода в восстановительных условиях обладает на 2 порядка большей растворимостью в силикатных расплавах. С этим связаны особенности рассеяния-концентрирования данных элементов в образованиях из расплавов, изначально в равной степени обогащённых Pd и Pt.

Платиноносные породы Кингашского РР характеризуются выдержанным химическим составом и отсутствием значимых зависимостей концентраций ЭПГ от магнезиальности и титанистости пород [Глазунов, 2003]; платиноносными в Кингашском

месторождении являются дуниты, перидотиты и серпентиниты по ним, тогда как для низкомагнезиальных пироксенитов и ассоциирующих габброидов характерны концентрации ЭПГ на уровне первых десятков мг/т. В породах Кулибинского ПРУ, в отличие них, наблюдается закономерное изменение концентраций Pd с изменением химического состава. Для мафитов и переходных пород Кулибинского ПРУ характерно увеличение концентраций палладия с уменьшением магнезиальности и увеличением содержания TiO₂. В ультрамафитах же наблюдается обратная закономерность: к подошве последних магнезиальность растёт вместе с увеличением концентраций палладия, наиболее высоких значений достигающих в приподошвенных частях тел. Причины такого разнонаправленного поведения палладия в механизмах его концентрирования, рассмотренных выше.

Общая характеристика распределения ЭПГ и ведущих рудных и петрогенных элементов дана в разделе 6.3 и здесь детально не приводится.

По комплексу признаков (табл. 4) рудопроявления Кулибинского ПРУ обнаруживают сходство с платинометальными проявлениями Восточно-Саянской металлогенической провинции: массивов Желос, Токты-Ой [Колотилина и др., 2016, Поляков и др., 2013] и Огнит, Тартай [Шведов и др., 2016; Мехоношин и др., 2013; Подлипский и др., 2015]. В качестве дальнего аналога может рассматриваться месторождение Контиярви (расслоенные интрузии комплекса Портимо, Финляндия) [Шjina et al, 2015]. Кингашское месторождение, не смотря на схожесть геологии, распределения рудных компонентов в разрезе и принадлежность к одному магматическому комплексу, в качестве ближнего аналога рассматриваться не может в связи с различным типом оруденения (непосредственно в Кингашском массиве малосульфидные руды не выявлены).

Таблица 4. Сравнительная характеристика рудопроявлений Кулибинского ПРУ и платинометалльных месторождений комплекса Портимо (Финляндия)

	Кулибинский ПРУ	Желос	Токты-Ой	Тартай	Контярви	Ахмаваара
Рама рудоносного магматического тела	Палеопротерозойский? метавулканогенно-осадочный комплекс, преимущественно верхний фрагмент вулканического разреза вблизи перехода к терригенной части	Зона сопряжения неопротерозойских метатерригенного и вулканогенного комплексов			Архейские гранитогнейсы и кварциты, палеопротерозойские метабазальты	
Петрографический состав рудоносных магматических тел	Дуниты, перидотиты, пикриты, пироксениты, реже - габброиды	Ряд ультрамафитов от лерцолитов до оливиновых пироксенитов	Дуниты, перидотиты	Дуниты, перидотиты, оливиновые габбро	Перидотиты, пироксениты, габброиды	
Форма и размеры рудоносных магматических тел	Силлы, лопполиты, линзовидные тела, реже дайки. Протяжённость до 1,5 км при мощности до 300 м.	Силлы, дайки, линзо- и дугообразные тела. Протяжённость до 7 км, мощность до 700 м.		Линза протяжённостью 3 км, мощностью 500 м.	Силлы, лопполиты. Протяжённость массива Контярви – до 1,5 км при мощности до 300 м, Ахмаваара – до 7 км при мощности до 300 м.	
Основной тип рудной минерализации	Вкрапленный малосульфидный палладиевый. Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пирит	Вкрапленный медь-никель-платиноидный. Среди сульфидов преобладают пирротин и халькопирит, в густовкрапленных рудах появляется значительная часть пентландита	Вкрапленный сульфидный и малосульфидный медь-никель-платино-палладиевый. В убого вкрапленных рудах преобладает пирротин, во вкрапленных – пирротин с пентландитом	Вкрапленный малосульфидный палладиевый. Среди сульфидов преобладают пентландит и хизлевудит.	Вкрапленный малосульфидный платино-палладиевый (с резким преобладанием Pd). Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пентландит.	
Морфология рудных тел	Залежи вкрапленных сульфидно-платинометалльных руд линзовидных и сложных форм. Руды приурочены к базальным зонам магматических тел.					
	Размеры минерализованных зон – до 20 м по мощности при протяжённости до 500 м	Размеры минерализованных зон – до 50 м по мощности при протяжённости до 300 м	Размеры минерализованных зон – до 50 м по мощности при протяжённости до 300 м	Протяжённость минерализованной зоны около 500 м, мощность не ясна	Размеры минерализованных зон – 10-30 м по мощности при протяжённости до 1500 м	
Положение оруденения	Минерализованные зоны приурочены к приподошвенным частям тел ультрамафитов, не					

в разрезе магматических тел	выдержаны по мощности, но в общих чертах повторяют контур контакта вмещающего их тела.				«маргинальной серии» интрузий, в приподошвенных частях ультрамафитовой серии, ниже границы ультрамафитов концентрации полезных компонентов постепенно затухают	
Концентрации основных рудных компонентов в рудоносных зонах	Cu ~ 0,01 % Ni ~ 0,1 % Pt < 0,02 г/т Pd – 0,4 – 1 г/т	Cu ~ 0,2-2,7 % Ni ~ 0,6-2,8 % Pt - 0,2 – 4,8 г/т Pd – 0,6 – 10,4 г/т	Cu ~ 0,1-0,3 % Ni ~ 0,4-1,0 % Pt - 0,5 – 2,6 г/т Pd – 0,5 – 5,6 г/т	Cu ~ 0,05 % Ni ~ 0,16% Pt+Pd - 0,4 – 1 г/т	Cu – 0,095 % Ni – 0,04 % Pt – 0,25 г/т Pd – 0,9 г/т	Cu – 0,18 % Ni – 0,07 % Pt – 0,18 г/т Pd – 0,85 г/т
Соотношение Pd/Pt	5–20	3-8	1,3-2,5	Н.д.	1,4–4,0	6,2–10,3
Соотношение Pd/Ir	30-100	26-70		Н.д.	~212	~243
Соотношение (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru+Rh)	11-35	8-25	6-8	Н.д.	~141	~116
Соотношение Ni/Cu	10-25	1-10		~ 30	~0,4	
Попутное оруденение в магматических телах и вмещающей толще	«Офсетные руды»: сульфидная минерализация, в том числе на удалении от рудоносных магматических тел во вмещающих их метаморфитах					
	Cu-Ag-Pd малосульфидные и сульфидные руды в связи с дайками гранитоидов и вне видимой связи с магматизмом	Ni-Pd густовкрапленные сульфидные руды во вмещающей толще вне видимой связи с магматизмом		-	Cu-Pd вкрапленные и массивные сульфидные руды в связи с дайками габброидов и гранитоидов и вне видимой связи с магматизмом	

Примечания. Н.д. – нет данных.

Резюмируя, можно отметить следующее:

1. Потенциал рудоносности Кулибинского ПРУ связан с малосульфидными платинометалльными рудами, приуроченными к базальным частям массивов пикритов кингашского интрузивного комплекса и вулканической пикрит-базальтовой серии. В ассоциации с ними рассматриваются «офсетные» сульфидные медь-серебро-палладиевые руды, расположенные на некотором удалении от рудоносных массивов во вмещающих вулканитах и связанные с перераспределением рудных компонентов в ходе последующего гранитного магматизма;
2. Дополнительным источником ЭПГ могут служить малосульфидные платинометалльные стратиформные залежи в верхних частях расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов, образованные в результате поздне-магматических и/или автотасоматических процессов. При этом на данном этапе изучения они представляют лишь поисковый интерес;
3. По комплексу признаков, рудопроявления Кулибинского ПРУ схожи с платинометалльными рудопроявлениями Восточно-Саянской металлогенической провинции, а из известных разведанных месторождений аналогом может служить месторождение Контиярви комплекса Портимо (Финляндия).
4. По аналогии, отталкиваясь от размеров продуктивных рудовмещающих толщ и известных особенностей оруденения, в пределах Кулибинского ПРУ можно прогнозировать группу объектов с суммарным рудным потенциалом Pd ~ 50 т.

9. ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

9.1. Возраст продуктивных магматических комплексов

В рамках данной работы геохронологических исследований не проводилось и выводы о возрасте продуктивных комплексов сделаны на основании имеющихся фондовых и опубликованных материалов по аналогии со смежными территориями.

Стратифицированные подразделения Канского и Идарского ЗКП относятся к единой палеопротерозойской провинции [Туркина и др., 2007; Ножкин и др., 2001] с возрастом формирования 2,0-2,3 млн. лет. Породы кингашского комплекса, как показано в данном исследовании, являются комагматичными ультрамафит-мафитовым вулканитам стратифицированных толщ. При этом определения возраста Кингашского массива неоднозначны и каждая новая его датировка противоречила предыдущей:

1. Изначально возраст Кингашского массива был оценён в 2,1 млн. лет на основании геологических данных [Глазунов и др., 2003];
2. В более поздних публикациях [Гертнер и др., 2005; Глазунов, Радомская, 2010] возраст ультрамафитов Кингашского массива оценён в 1410-1460 млн. лет, а мафитов ~ 874 млн. лет на основании изотопно-геохимических исследований;
3. В наиболее поздних работах на эту тему [Ernst et al, 2012; Мехоношин и др., 2016] породы Верхнекингашского массива датированы U-Pb методом возрастом 726 ± 18 млн. лет и кингашский комплекс соотнесён с группой мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Саянской провинции.

Учитывая схожесть ультрамафитов кингашского комплекса Канского и Идарского ЗКП, схожесть их с ультрамафитами Алдахырского террейна, а также очевидную комагматичность пород пикрит-базальтовой серии с ультрамафитами кингашского комплекса, *возраст кингашской вулcano-плутонической системы автором принимается неопротерозойским (верхнерифейским)*. При этом на картографических материалах и в описании стратиграфии возраст толщ Канского ЗКП отражен в соответствии с существующими легендами – палеопротерозойским, так как фактически в рамках данной работы геохронологических исследований не проведено.

9.2. Геодинамические обстановки формирования продуктивных толщ

В результате палеогеодинамической реконструкции были установлены следующие этапы формирования изученных толщ Канского и Идарского ЗКП:

1. В позднерифейское время в результате воздействия крупного мантийного плюма, которое было сопряжено с распадом микроконтинента Родиния, была сформирована

крупная изверженная провинция (LIP), частью которой является южное обрамление Сибирского кратона [Поляков и др., 2013; Мехоношин и др., 2016]. По ряду геохимических критериев (подробно в разделе 6.2), изученная вулканическая часть изверженной провинции соответствует океаническому плато. В пределах данного океанического плато были сформированы обширные толщи вулканитов основного состава с фрагментарно развитыми вулканическими и гипабиссальными ультрамафитами (рис. 67 А);

2. Поступление в зону субдукции Сибирского кратона утолщённой коры океанического плато вызвало увеличение угла погружения океанического слэба и формирование задугового бассейна (рис. 67 Б);

3. В результате частичного плавления материала океанического плато был сформирован пикритовый расплав, ставший родоначальным для пород продуктивной мафит-ультрамафитовой вулcano-плутонической ассоциации (пикрит-базальтовая и толеитовая серии вулканитов, кингашский интрузивный комплекс). При этом были сформированы и породы идарского комплекса, которые являются реститом от плавления исходного материала. Такая модель формирования объясняет схожесть вулканитов пикрит-базальтовой и толеитовой серий одновременно с вулканитами ЗКП, океанических плато и островных дуг. При этом в ряду пикриты – пикробазальты – толеитовые базальты отмечается сначала постепенное возрастание роли коровых компонентов, а затем – снижение;

4. По мере удаления от центральной части задугового бассейна, вблизи границы с океанической дугой происходит формирование субщелочных образований бимодальной серии. Непосредственно в самой островной дуге формируются вулканиты известково-щелочной серии (рис. 67 Б). Данные образования соответствуют по ведущим геохимическим критериям вулканитам островных дуг;

5. После закрытия задугового бассейна в ходе коллизионно-аккреционных событий происходит формирование роя мелких даек плагиогранитов, пронизывающих все сформированные образования. Далее формируется коллизионно-аккреционный ороген, наращивающий континент (рис. 67 В). Образования, расположенные восточнее Канской гранит-зеленокаменной области (в частности, Алдахырский террейн) сформированы из того же исходного материала (океанического плато), однако в несколько иных обстановках и пространственно не совмещены с Канским и Идарским ЗКП. Это обусловило схожесть образований мафит-ультрамафитового ряда, однако различающуюся геологию самих террейнов. Гранитные плутоны в тыловых частях Канского террейна сформированы в ходе коллизионных либо пост-коллизионных событий.

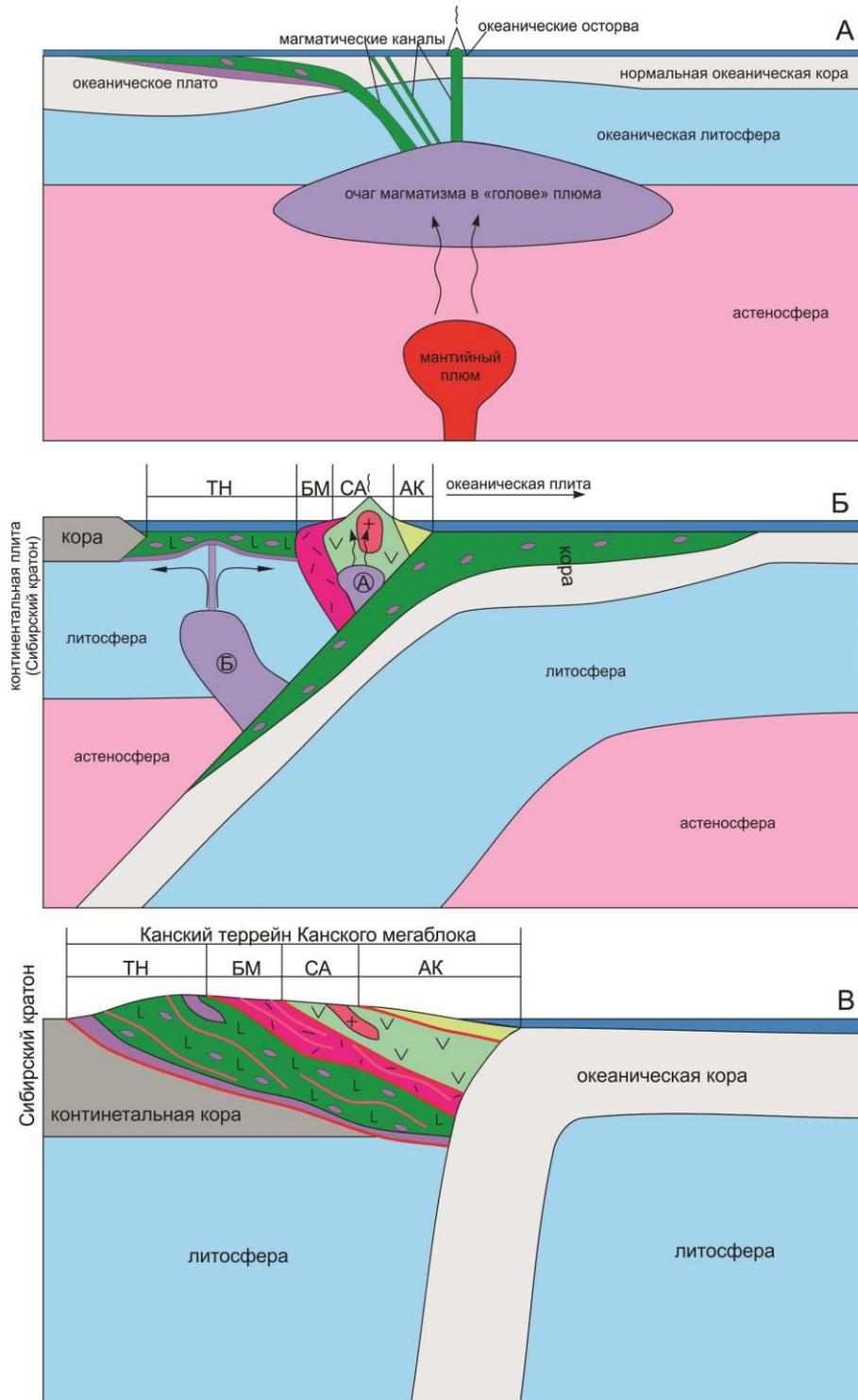


Рис. 67 Схематическое отображение палеогеодинамической реконструкции исследованной территории

А – формирование океанического плато в результате деятельности мантийного плюма; Б – образование вулканической дуги и задугового бассейна; В – формирование коллизионно-аккреционного орогена. Буквенные сокращения – ТН – породы толеитовой и пикрит-базальтовой серий; БМ – породы бимодальной серии (субщелочной вулканизм); СА – породы известково-щелочной серии; АК – породы аккреционного клина (соответствуют породам анжинской серии).

Таким образом, продуктивный мафит-ультрамафитовый вулканоплутонический комплекс сформирован в условиях задугового бассейна из единого пикритового расплава, исходным материалом для которого послужили вулканические и гипабиссальные мафиты и ультрамафиты океанического плато, сформированного в позднем рифее. Завершение этапа формирования Канского ЗКП относится к венду и датируется 555 ± 5 млн. лет, Идарского – 491 ± 45 млн. лет по возрасту даек гранитоидов, сформированных в коллизионно-аккреционный этап. В это же время сформированы гранитные плутоны в тылу коллизионно-аккреционных орогенов (плутоны датированы верхним рифеем – вендом).

9.3. Генезис продуктивных магматических образований

Как было показано выше, родоначальный для продуктивных мафит-ультрамафитовых образований расплав был сформирован в результате плавления материала океанических плато в зоне субдукции. При плавлении высокомагнезиальных базальтов, вмещающих толщи пикритов и перидотиты, сформирован высокомагнезиальный пикритовый расплав, моделирование состава которого проводилось как для пород кингашского комплекса, так и для схожих образований Восточно-Саянской платино-никеленоносной провинции [Мехоношин и др., 2006, 2011; Поляков и др., 2013; Юричев, 2011]. Расплав эволюционировал в магматической камере, расположенной под задуговым бассейном, в ходе его эволюции происходило постепенное снижение магнезиальности с формированием всё более кислых разновидностей эффузивов – от меланопикритов (коматиитов) до железистых базальтов.

В ходе эволюции расплава происходило формирование кумулатов оливина и пироксена, их гравитационная отсадка и фракционирование. В нижних частях камеры, где накапливалось достаточно большое количество кумулатов, формировались тела, позже интродуцировавшие вулканические толщи пикрит-базальтовой серии – массивы кингашского комплекса. При этом условия в магматической камере были крайне неоднородные, о свидетельствах этого было многократно указано в разных разделах работы. Наиболее ярким свидетельством неоднородности условий в камере является формирование из одного источника массивов, в которых количество кумулатов изменяется от 90-100 % до 30 %, а структуры, соответственно, от адкумулятивных до порфиридных. Нередко породы с резко отличающимся количеством кумулатов обнаруживаются в пределах одного массива, где они формируют своеобразную полосчатость (рис. 9). Образования, схематически изображённые на рис. 9 формируются, вероятно, при широком участии реакционной миграции расплава [Ceuleneer, Rabinowicz,

1992, Рес et al., 2015, Spiegelman, Kelemen, Aharonov, 2001]. При этом формируются «каналы», обогащённые интеркумулусным расплавом, позже кристаллизовавшиеся как кумулятивные пикриты.

Неоднородность условий в магматической камере и ритмичное проявление кратковременных процессов сжатия на фоне растяжения в условиях задугового бассейна стали причиной появления группы небольших и существенно различающихся массивов ультрамафитов кингашского комплекса на достаточно обширной территории Канского и Идарского ЗКП. Формирование тел ультрамафитов происходило в несколько этапов:

1. На ранней стадии эволюции расплава произошла контаминация магнезитов, ассимиляция которых вызвала повышение магнезиальности расплава и выделение значительного количества CO_2 [Marziano et al., 2007]. Из-за неоднородных условий в магматической камере повышение магнезиальности расплава происходило неравномерно. Флюидонасыщенность части камеры инициировала отжимку высокомагнезиального расплава с оливиновыми кумулатами, которые сформировали малые тела (дайки и мелкие силлы) дунитов. В процессе посткумулусного переуравновешивания с высокомагнезиальным интеркумулусным расплавом произошло формирование низкожелезистых оливинов в мелких дунитовых телах кингашского комплекса. На данном этапе в ультрамафитах не было достаточного количества серы, а также не возникло условий её несмесимости с расплавом, в виду чего такие тела крайне бедны сульфидами.

2. Избыток CO_2 в высокомагнезиальном расплаве при давлениях ниже 25-30 кБар вызывает повышение температуры кристаллизации оливина и пироксенов [Майсен, 1979]. Обогащение расплава углекислотой вызвало изменение P-T условий в магматической камере и повышение температуры формирования кумулатов поздних дунитов и верлитов кингашского комплекса. При этом условий для проявления несмесимости сульфидного вещества не возникло. На этом этапе сформированы тела дунитов и верлитов в пределах Кулибинского ПРУ.

3. На поздней стадии эволюции расплава произошла контаминация значительной массы карбонатов кальцитового состава, вероятно обогащённых серой. Новое обогащение расплава CO_2 вызвало аналогичные вышеописанным изменения условий в магматической камере и повышение температуры кристаллизации кумулатов. В ходе последующей дифференциации в остаточном расплаве накапливались летучие компоненты и на определённом этапе произошло выделение сульфидного вещества из расплава [Naldrett, 1989]. На этом этапе сформированы тела пикритов и клинопироксенитов в пределах Кулибинского ПРУ, последние нередко образуют брекчиевидные и сидеронитовые структуры. О существенном накоплении летучих

компонентов в остаточном расплаве при формировании поздних дифференциатов говорит факт наличия большого количества слюд и апатита в ассоциации с сульфидами и теллуридами в клинопироксенитах.

Описанное выше характеризует становление массивов в пределах Кулибинского ПРУ, тогда как для Кингашского РР характерна другая этапность:

1. На этапе формирования ранних дифференциатов, в то время как «Канский» фрагмент магматической камеры ассимилировал магнезиты, «Идарский» фрагмент ассимилировал богатые серой кальциты [Глазунов и др., 2003; Глазунов, Радомская, 2010], которые, вероятно, приурочены к одной стратиграфической толще. Продуктивные породы Кингашского РР обогащены рядом литофильных и редких малоподвижных элементов.

2. Уже на ранних этапах эволюции в «Идарском» фрагменте камеры произошло насыщение серой и несмесимость сульфидного вещества. Сульфид аккумулировал никель из силикатного расплава и формировал в дунитах вкрапленные до сидеронитовых структуры. При этом сульфидное вещество, взаимодействуя с силикатным расплавом, аккумулировало из него ЭПГ, в результате чего образовались комплексные платино-медно-никелевые руды.

3. На поздних этапах, аналогично Кулибинскому ПРУ, произошло формирование брекчиевидных тел, в которых произошло перераспределение рудных компонентов и образование богатых руд.

Как видно из описания, для Кулибинского ПРУ и Кингашского РР характерны принципиально разные условия формирования ранних дифференциатов, которые обуславливают рудную специализацию данных районов:

○ Для мафит-ультрамафитовых образований Кулибинского ПРУ характерно практически полное отсутствие сульфидного вещества в расплаве на ранних этапах его эволюции. В связи с этим никель из расплава вошёл в состав ранних оливиновых кумулатов и, частично, в состав хромшпиннелидов без образования сульфидных никелевых руд. ЭПГ в ходе эволюции накапливались в остаточном расплаве, и на позднем этапе, при возникновении несмесимости сульфидного вещества, аккумулировались образующимися сульфидами, слагая в поздних дифференциатах сульфидные платинометалльные и медь-платиноидные руды. Не смотря на относительно небольшое количество сульфидного вещества, оно прореагировало с большим количеством расплава, аккумулировало ЭПГ и даже в небольших концентрациях (3-5 %) может образовывать промышленно значимые тела. Помимо этого, для Кулибинского ПРУ характерно наличие метасоматических руд палладия в ассоциации с серебром и медью, связанных с ремобилизованными сульфидами.

○ Для мафит-ультрамафитовых образований Кингашского РР характерно обогащение сульфидами и флюидными компонентами ранних дифференциатов с формированием сульфидных медь-никель-платиноидных руд. При этом в связи с формированием сульфидных руд в относительно короткий срок и в больших количествах, они не успели аккумулировать значительную часть ЭПГ из расплава и промышленный интерес представляют только относительно богатые сульфидами породы (не менее 10-15 об. %).

Итогом перечисленных выше процессов стало формирование двух значимо различающихся рудных районов: Кингашского, богатого сульфидными медь-никель-платиноидными рудами, и Канского (фрагментом которого является Кулибинский ПРУ), перспективного преимущественно на малосульфидные платинометалльные руды.

Такие различия могут быть связаны не только со значительными неоднородностями в пределах единой магматической камеры, но и с формированием отдельных магматических камер для фронтальной и тыловой частей задугового бассейна. О такой вероятности свидетельствует отсутствие в тылу Идарского пояса крупных гранитных плутонов. Ещё одной причиной может быть наличие ряда разделённых проводниками магматических камер, в каждой из которых накопление рудных компонентов происходило неоднородно [Глазунов и др., 2003].

Тем не менее, вне зависимости от деталей генетических различий пород кингашского комплекса в Канском и Идарском ЗКП, эмпирически установлен ряд критериев разделения ультрамафитов, продуктивных на сульфидные медь-никель-платиноидные руды и платинометалльные малосульфидные руды. В их числе – конкретные численные параметры в виде соотношений ряда редких и малоподвижных элементов, которые отражены в прогнозно-поисковой модели (см. раздел 9.6).

9.4. Генезис руд исследованной территории

Потенциал рудоносности Кулибинского ПРУ связан с малосульфидными платинометалльными рудами, приуроченными к базальным частям массивов пикритов кингашского интрузивного комплекса и вулканической пикрит-базальтовой серии. В ассоциации с ними рассматриваются «офсетные» сульфидные медь-серебро-палладиевые руды, расположенные на некотором удалении от рудоносных массивов во вмещающих вулканитах и связанные с перераспределением рудных компонентов в ходе последующего гранитного магматизма. Дополнительным источником ЭПГ могут служить малосульфидные платинометалльные стратиформные залежи в верхних частях

расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов, образованные в результате позднемагматических и/или автотасоматических процессов.

Рудные тела в приподошвенных частях ультрамафитов расслоенных комплексов (вулканических и интрузивных) на эндо- и экзоконтактах ультрамафитов (базальные или контактовые руды) сформированы в результате сегрегации богатой ЭПГ несмесимой сульфидной жидкости. По механизму концентрирования ЭПГ данные образования Кулибинского ПРУ схожи с платинометальными месторождениями маргинальной серии комплекса Порtimo, Финляндия [Naldrett, 1989].

Формирование платинометальных малосульфидных руд в верхних частях расслоенных комплексов на границе мафитовой и ультрамафитовой их частей (стратиформные руды или «платиноидные рифы») связано с развитием высокого R-фактора в процессе кристаллизации расслоенных интрузий, что привело к аккумуляции рассеянных (0,5 - 3 %) и богатых ЭПГ вкрапленных сульфидов в определенных слоях. Не исключено, однако, что при формировании таких руд существенную роль сыграло позднемагматическое гидротермально-метасоматическое перераспределение ЭПГ, что характерно для малосульфидных руд Норильска [Naldrett, 1989] и платинометальных рифов Кингаша [Радомская и др., 2017].

Специфические «офсетные» сульфидные медь-серебро-палладиевые руды сформированы в результате перераспределения рудных компонентов первичных магматических руд под воздействием наложенного гранитоидного магматизма. Непосредственно с мелкими дайками плагиогранитов и гранодиоритов связаны маломощные зоны обогащения серебром и палладием на их экзоконтактах во всех разновидностях пород, пространственно близких к продуктивным мафит-ультрамафитовым толщам. С воздействием гидротермальных растворов, связанных с гранитоидным магматизмом, связаны рудные тела, приуроченные к контактам разностей пород бимодальной серии (чаще всего – к приподошвенным частям горизонтов метадацитов). Вероятно, области контактов разностей представляют собой наиболее проницаемые участки толщи, по которым шёл ток гидротермальных растворов. Наиболее крупные проявления таких руд связаны именно с толщами пикрит-базальтовой серии, где группы офсетных рудных тел разного типа образуют мощные рудоносные толщи.

Итогом комплекса процессов рудообразования, подробно описанных в разделе 8, стало формирование малосульфидных палладиевых руд в базальных частях мафит-ультрамафитовых тел и стратиформных «рифов» в верхних частях этих же тел. В ходе наложенного гранитоидного магматизма произошло перераспределение рудных

компонентов с формированием медь-серебро-палладиевых руд на некотором удалении от первичных магматических в породах вмещающей толщи.

9.5. Критерии разделения ультрамафитов и мафитов разных формаций

Ультрамафиты и мафиты разных формаций на исследованной территории имеют существенно различающийся потенциал рудоносности. Ультрамафиты кингашского интрузивного комплекса продуктивны на медь-никель-платиноидные сульфидные руды, тогда как ультрамафиты идарского – на оксидные хром-платиноидные. Причём вторые на исследованной территории не имеют промышленного значения. Ультрамафиты и мафиты пикрит-базальтовой серии являются вулканическим аналогом кингашского комплекса с соответствующим потенциалом рудоносности, тогда как вулканы толеитовой и известково-щелочной серий на исследованной территории не несут значимой рудной минерализации. При этом разделение пород разной формации по визуальным признакам принципиально не возможно, и одной из ключевых задач в рамках данного исследования стала разработка комплекса характерных критериев, по которым можно выделить породы каждой распространённой формации.

9.5.1. Критерии разделения вулканических серий

Стратиграфические критерии

Вулканы *пикрит-базальтовой серии* широко распространены в подошве кулижинской толщи, постепенно сменяясь вверх по разрезу вулканами толеитовой серии. Ограниченным распространением пользуется также в подошве кузынской толщи.

Метабазальты *толеитовой серии* широко распространены в центральной и верхней части разреза кулижинской и в нижней части кузынской толщи. В верх по разрезу кузынской толщи постепенно сменяются вулканами известково-щелочной серии.

Известково-щелочная серия обнаруживается, преимущественно, в кузынской толще, вверх по разрезу которой её доля растёт.

Породы *бимодальной серии* распространены локально в подошве кузынской толщи.

Минералого-петрографические критерии

Так как вулканы интенсивно метаморфизованы, по петрографическому описанию все метамафиты относятся к амфиболитам и различаются лишь деталями состава слагающих их минералов (в первую очередь – амфиболов).

Пикрит-базальтовая серия. В составе - метапикриты и пикробазальты. Они сложены высокомагнезиальными минералами, в их составе часто отмечается тальк и

серпентин, а амфибол представлен актинолитом. Метабазальты серии отличаются от прочих метабазальтов составом амфибола, который представлен чаще всего чермакитом.

Метабазальты толеитовой и известково-щелочной серий существенно не отличаются, амфибол в них обоих представлен магнезиальной роговой обманков. В амфиболитах известково-щелочной серии отмечается несколько большее количество кварца, однако достоверным критерием разделения это не является.

Бимодальная серия. Породы отличаются повышенной щёлочностью, в связи с чем из амфиболов развиты преимущественно ферропаргаситы, в зоне метасоматической проработки – ферроэденыты.

Рудная минерализация

Пикрит-базальтовая и бимодальная серии. Неравномерная эпимагматическая пирит-халькопирит-ильменит-магнетитовая минерализация на уровне от первых процентов до 10-15%.

Толеитовая и известково-щелочная серии. Ильменит-магнетитовая вкрапленность на уровне 1-2% с отдельными струйками и цепочками эпимагматических пирита и халькопирита.

Петрохимические критерии

Пикрит-базальтовая серия. Повышенная магнезиальность (10-40% MgO), сниженные концентрации SiO₂ (менее 50%). Отношение Al₂O₃/(FeO_{общ}+TiO₂) менее 1 при отношении MgO/(FeO_{общ}+TiO₂) более 0,25. На диаграммах (рис. 37-39) образуют обособленные поля.

Толеитовая серия. Умеренная магнезиальность (6-11% MgO), нормальные концентрации SiO₂ (45-55%). Отношение Al₂O₃/(FeO_{общ}+TiO₂) менее 1 при отношении MgO/(FeO_{общ}+TiO₂) менее 0,25. На части бинарных диаграмм (рис. 39 А,Б,Д,Е) образуют обособленные поля. Зачастую схожи от пород известково-щелочной серии от которых отличаются относительной железистостью и магнезиальностью, а также пониженными концентрациями SiO₂.

Известково-щелочная серия. Пониженная магнезиальность (менее 8% MgO), повышенные концентрации SiO₂ (52-60%). Отношение Al₂O₃/(FeO_{общ}+TiO₂) более 1. На части бинарных диаграмм (рис. 39 А,Б,Д,Е) образуют обособленные поля. Зачастую схожи от пород известково-щелочной серии от которых отличаются относительной железистостью и магнезиальностью, а также повышенными концентрациями SiO₂. Линия разделения базальтов толеитовой и известково-щелочной серий на диаграмма АFM несколько смещена относительно традиционной (рис. 40).

Бимодальная серия. Контрастный состав. Низкомагнезиальные (менее 8% MgO) базальты повышенной основности (SiO_2 менее 50%) в ассоциации с дацитами (SiO_2 более 63%). Повышенная общая щёлочность (сумма щелочей в базальтах достигает 3-4%). На диаграммах образуют протяжённое обособленное поле.

Геохимические критерии

Пикрит-базальтовая серия. Отношение $\text{Zr}/\text{Y} < 4$ при $\text{Nb}/\text{Y} > 0,04$. Отношение Th/Yb в диапазоне от 0,1 до 1. Нормированные по хондриту C1 P3Э в диапазоне от 0,9 до 11, графики пологонаклонные со слабо выраженным накоплением лёгких лантаноидов, $\text{La}_n/\text{Gd}_n/\text{Lu}_n$ близко к 1 (рис. 47). По характеру распределения редких элементов базальты серии близки к базальтам толеитовой серии, от которых отличаются характером взаимоотношений основных рудных компонентов. Концентрации Cr находятся в пределах 120-1000 г/т при концентрациях Ti 180-1700 г/т. На диаграмме Ni/Cu образуют обособленное поле (рис. 56 B).

Толеитовая серия. Характер поведения редких элементов аналогичен базальтам пикрит-базальтовой серии. Нормированные по хондриту C1 P3Э в диапазоне от 3 до 12, графики пологонаклонные со слабо выраженным накоплением лёгких лантаноидов, $\text{La}_n/\text{Gd}_n/\text{Lu}_n$ близко к 1. По характеру мультиэлементных спектров схожи с пикритами пикрит-базальтовой серии и толеитами островных дуг (рис. 49). Концентрации Th < 2 г/т. Концентрации Cr находятся в пределах 50-700 г/т при концентрациях Ti 1000-10000 г/т.

Известково-щелочная серия. Отношение $\text{Zr}/\text{Y} > 4$. Отношение Th/Yb в диапазоне более 1. Концентрации Th > 2 г/т. Нормированные по хондриту C1 P3Э в диапазоне от 10 до 100, графики чаще всего слабовыгнутые в центральной части, $\text{La}_n < \text{Gd}_n > \text{Lu}_n$, но их отношение близко к 1. По характеру мультиэлементных спектров близки к известково-щелочным базальтам. По характеру поведения основных рудных компонентов не отличаются от толеитовой серии с которыми хорошо разделяются на дискриминационных диаграммах (рис. 44 и 45)

Бимодальная серия. Отношение $\text{Nb}/\text{Y} > 1$. Концентрации Ta > 0,5 г/т. По характеру мультиэлементных спектров занимают промежуточное положение между известково-щелочными внутриплитными базальтами и известково-щелочными базальтами островных дуг. Кислые разности характеризуются резко повышенными (в сравнении с базальтами) концентрациями Zr и отношениями Zr/Y больше 8.

9.5.2. Критерии разделения интрузивных комплексов

Петрографические критерии

Кингашский комплекс характеризуется пёстрым составом пород: дуниты, верлиты, лерцолиты, метапикриты, клинопироксениты и габброиды. Отличительной особенностью пород кингашского комплекса является наличие кумулятивных и порфировых (при количестве кумулюсных зёрен менее 50%) структур. Такие структуры свидетельствуют об относительно малой глубине их образования.

Идарский комплекс представлен ультрамафитами дунит-гарцбургитового ряда с отдельными телами ортопироксенитов. Для них характерны гранобластовые, порфирокластовые и мозаичные структуры, образовавшиеся как результат пластических деформаций, которым подверглись породы при перемещении в верхние этажи литосферы по глубинным надвигам.

Минералогические критерии

Ключевым минералогическим критерием различия ультрамафитов кингашского и идарского комплекса является состав оливина. Для ранних дифференциатов **кингашского комплекса** характерно наличие оливина с долей фаялитовой молекулы (далее - Fa) не менее 12%, для поздних – не менее 18 %. В породах **идарского комплекса** оливин менее железистый, для дунитов характерно Fa<8-9%, для ортопироксенитов - Fa<12%. Таким образом уровень железистости оливина Fa=12% является граничным для пород идарского и кингашского комплексов. Состав пироксенов также является маркером формационной принадлежности: в породах **кингашского комплекса** наиболее широко распространены клинопироксены (диопсид, авгит, клиноэнстатит), тогда как в **идарском комплексе** – ортопироксены (в первую очередь малоглинозёмистый энстатит).

Рудная минерализация

Для пород **кингашского комплекса** характерна бедная сульфидно-оксидная минерализация. Оксиды представлены магнетитом двух генераций и хромшпинелидом. Сульфиды представлены раннемагматической вкрапленностью каплевидных сростков железоникелевых минералов и эпигенетической вкрапленностью пирита и пирротина, реже – халькопирита. Поздние дифференциаты выделяются более богатой сульфидной минерализацией (10-20 %) при полном отсутствии оксидов в породе.

В составе ультрамафитов **идарского комплекса** из рудных минералов преобладают хромшпиннелиды, которые обычно в разной степени замещены магнетитом

Петрохимические критерии

Установлено, что ключевые петрохимические отличия пород кингашского от идарского комплексов заключаются в следующем:

1. Породы кингашского комплекса отличаются широкими вариациями состава и образуют тренды, отражающие эволюцию исходного расплава; породы идарского

комплекса представлены дунитами и гарцбургитами, которые образуют компактные поля распространения фигуративных точек и для них не характерно наличие выраженных трендов изменения состава;

2. Породы идарского комплекса в целом менее железистые и более магниезиальные, чем породы кингашского комплекса;
3. В высокомагниезиальных разновидностях, где породы идарского и кингашского комплекса наиболее трудно различимы, ведущим петрохимическим критерием является относительная железистость $Fe^* = (FeO_{общ}/(FeO_{общ}+MgO))$. У пород идарского комплекса Fe^* колеблется в пределах 15-20% и не превышает 25%, у пород кингашского комплекса Fe^* варьирует в пределах 25-45%. Граничное значение $Fe^*=25\%$ актуально как для Канского, так и для Идарского ЗКП. Отмечается также, что в породах кингашского комплекса зависимость Fe^* от концентраций SiO_2 прямопропорциональная, а в породах идарского комплекса – обратнопропорциональная;
4. Вспомогательным петрохимическим критерием является различие в концентрациях Al_2O_3 , CaO и TiO_2 . Суммарные концентрации $Al_2O_3 + CaO$ не превышают 1-2% в наиболее магниезиальных породах идарского комплекса и 5-7% в наименее магниезиальных. В породах кингашского комплекса концентрации этих компонентов в 2-4 раза выше. Породы идарского комплекса отличаются в целом существенно меньшей титанистостью, концентрации TiO_2 в них редко превышают 0,05%. Однако, в части высокомагниезиальных пород идарского комплекса отмечались близкие значения титанистости, в связи с чем данный критерий следует использовать с осторожностью.

Геохимические критерии

Породы **кингашского комплекса** характеризуются пологнаклонными спектрами с $La_n/Lu_n \sim 1$, в ранних дифференциатах отмечается повышенное La_n/Lu_n до 3-5. Концентрации РЗЭ растут от дунитов к пикритам, в отдельных образцах отмечается отрицательная Eu-аномалия. Пироксениты кингашского комплекса отличаются топологией спектров и значительным обогащением лёгкими РЗЭ ($La_n/Lu_n = 10-20$), тогда как образец габбонидов из Кулибинского ПРУ схож с пикритами кингашского комплекса.

Породы **идарского комплекса** в характеризуются значительным преобладанием лёгких РЗЭ, $La_n/Lu_n \sim 5-10$, и значительно меньшими концентрациями тяжёлых РЗЭ в сравнении с породами кингашского комплекса.

Анализ мультиэлементных спектров показал, что в пределах общего для пород **кингашского комплекса** поля спектров на отдельных фрагментах можно выделить

особенности, характерные для ранних и поздних дифференциатов. Ранние дифференциаты существенно обеднены Nb, Sr, Zr, Hf, Ti, что связано с постепенным накоплением данных элементов в остаточном расплаве в ходе дифференциации.

Мультиэлементные спектры пород *ударского комплекса* в целом соответствуют ранним дифференциатам кингашского комплекса, за исключением R3Э и Y, концентрации которых существенно ниже.

Анализ распределения основных рудных компонентов показывает, что

1. Ранние дифференциаты *кингашского комплекса* характеризуются слабой отрицательной корреляцией между Ni и Cu, Ni и Ti, резко изменчивыми концентрациями Pd при близких Cr и Ni. По разрезу ранних дифференциатов отмечается накопление Cr, Ni, Co; благородные металлы коррелируют с титаном, однако их наиболее высокие концентрации зафиксированы в приподошвенных частях;
2. Поздние дифференциаты *кингашского комплекса* характеризуются отчётливым антиподным распределением Ni с Cu и Ti, положительной корреляцией между концентрациями Pd и Cr с Ni. В разрезе поздние дифференциаты характеризуются изрезанным геохимическим профилем, схожим с «платиноидным горизонтом» Кингашского месторождения;
3. Породы *ударского комплекса* характеризуются незначительным снижением общей хромистости при возрастании концентраций титана, а по характеру соотношений Pd с основными рудными элементами они схожи с ранними дифференциатами кингашского комплекса.

9.6. Прогнозно-поисковая модель месторождений и рудопроявлений

На основании проведённого исследования была построена прогнозно-поисковая модель для двух перспективных типов оруденения Канского блока: сульфидного медь-никель платиноидного (Кингашский тип) и малосульфидного платинометального (Кулибинский тип) (таблица 5). В части малосульфидных платинометальных руд модель строилась на основании оригинальных материалов данного исследования и в качестве эталона приняты проявления Кулибинского ПРУ. Для характеристики сульфидных медь-никель-платиноидных месторождений использованы материалы предшествующих исследований (в первую очередь [Глазунов и др., 2003; Сердюк и др., 2010]), а в качестве эталона принято Кингашское месторождение. При характеристике месторождений Кингашского типа принимались во внимание все последние опубликованные данные по этой теме, с внесением соответствующих коррективов в модель.

Модель включает 4 раздела: «региональная позиция», «состав и строение рудовмещающих магматических тел», «характеристика рудных тел и руд» и «критерии выделения продуктивных толщ». Первые три раздела описательные и являются синтезом имеющихся данных; четвёртый раздел – это набор критериев выделения продуктивных площадей и толщ и разделения их по степени перспективности на обнаружение руд Кингашского либо Кулибинского типов.

Таблица 5. Прогнозно-поисковая модель сульфидных медь-никель-платиноидных и малосульфидных платинометалльных месторождений Канского блока

Элементы и признаки	Сульфидные Cu-Ni-ЭПГ месторождения (Кингашский тип)	Малосульфидные платинометалльные месторождения (Кулибинский тип)
Региональная позиция		
Геотектоническая позиция	Неопротерозойские (палеопротерозойские?) коллизионно-аккреционные орогены (Канский и Идарский ЗКП), образованные на месте окраинно-континентальной палеосубдукционной зоны	
Структурно-вещественный мегакомплекс	Неопротерозойский (палеопротерозойский?) мраморо-амфиболито-гнейсовый вулканогенно-осадочный мегакомплекс	Неопротерозойский (палеопротерозойский?) сланцево-амфиболито-гнейсовый осадочно-вулканогенный мегакомплекс
Состав и строение рудовмещающих магматических тел		
Рудоносная формация	Пикрит-верлит-дунитовая (кингашский комплекс)	Пикрит-верлит-дунитовая (кингашский комплекс) Пикрит-базальтовая (кузьинская и кулижинская толщи)
Особенности пространственного размещения рудоносных магматических тел	Линейные ареалы расслоенных интрузий, конкордантных вмещающей толще	Линейные ареалы расслоенных интрузий, конкордантных вмещающей толще. Отдельные массивы, слагающие с окружающими вулканитами изометричные вулканоплутонические системы
Состав и формационная принадлежность рудоносных магматических тел	Дифференцированные пикрит-пироксенит-верлит-дунитовые серпентинизированные субвулканические интрузии с сопряжёнными фазами габброидов	Дифференцированные пикрит-пироксенит-верлит-дунитовые серпентинизированные субвулканические интрузии и ассоциирующие с ними вулканические толщи, расслоенные от базальтов до меланопикритов
Форма рудоносных магматических тел	Тела чашеобразной формы, линзы	Тела чашеобразной формы, пластообразные тела, линзы
Рама магматического тела	Гнейсы и кристаллические сланцы, мраморы. Существенно метаосадочная толща. Ключевую значимость имеют горизонты карбонатных пород.	Амфиболиты и гнейсы, кристаллические сланцы. Существенно метавулканогенная толща. Ключевую значимость имеет широкое развитие метавулканитов пикрит-базальтовой серии
Внутреннее строение магматических тел	В нижней части – дуниты и перидотиты с тенденцией к увеличению магнезиальности к подошве тел. В верхней части – габброиды. В зоне перехода от мафитовой к ультрамафитовой части – реакционные пироксениты. Расслоенность выражается в изменении деталей состава сосуществующих силикатов и хромшпиннелидов	Интрузивные образования – ритмичное переслаивание разностей ультрамафитов с тенденцией к увеличению магнезиальности вниз по разрезу. Нередко массивы монопородные без выраженной расслоенности. Мафиты – крайне редки и слагают отдельные тела. Вулканиты – ритмично расслоенные от базальтов до пикритов толщи с тенденцией к росту магнезиальности вниз по разрезу как внутри отдельных ритмов, так и в пределах всей пачки. Выраженная вертикальная магматическая зональность, проявленная в химическом и минеральном составе

Петрографический состав	Преобладают дуниты и верлиты. Пикриты и габброиды – в подчинённом количестве. Клинопироксениты – в виде реакционных образований на контакте мафитов и ультрамафитов.	Интрузивные образования. Преобладают дуниты и пикриты. Верлиты в подчинённом количестве, габброиды – крайне редки. Клинопироксениты образуют отдельные самостоятельные тела, чаще всего встречаются в виде брекчий по этим телам. Вулканиты. Метабазальты, пикробазальты и пикриты, преобразованные в амфиболиты и сланцы. В составе – тремолит, актинолит, тальк, серпентин, хлорит, эпидот, плагиоклаз и вторичные по нему образования. Соотношение зависит от состава исходной породы.
Петрохимический состав	SiO ₂ – 35,6-47,1; MgO – 16,2-43,0; FeO+Fe ₂ O ₃ – 4,9-20,0; TiO ₂ – 0,2-2,1	SiO ₂ – 36,3-49,5; MgO – 16,0-42,0; FeO+Fe ₂ O ₃ – 6,06-18,25; TiO ₂ – 0,03-1,57
Характеристика рудных тел и руд		
Морфология рудных тел	Залежи чашеобразной формы, линзовидные зоны	Пластообразные и чашеобразные залежи, минерализованные зоны неправильной формы
Положение рудных тел в разрезе рудовмещающих магматических образований	Вкрапленные руды в придонной части массива	2 типа руд – магматические и офсетные. Магматические. Вкрапленные руды в базальных частях ультрамафитовых массивов и в зоне перехода от ультрамафитовой к мафитовой частям пачки в вулканитах. Офсетные. Зоны вкрапленной минерализации на контактах даек гранитоидов и в проницаемых зонах на контактах разностей в вулканитах бимодальной серии.
Рудная специализация	Cu-Ni-Pt-Pd. Наибольший вклад в стоимость руд – у никеля и ЭПГ	В магматических рудах – существенно Pd. В офсетных – Cu-Ag-Pd с резким преобладанием последнего
Минеральный состав руд	Вкрапленные до сливных сульфидные руды в силикатной матрице. Преобладают пирротин, пентландит и халькопирит. Главные минералы ЭПГ – висмутеллуриды палладия и платины, которые тесно ассоциируют с сульфидами	Бедно- и убоговкрапленные сульфидные и сульфидно-оксидные руды в силикатной матрице. В магматических рудах преобладают пирротин и халькопирит, в офсетных – пирротин, халькопирит, пирит, ильменит и магнетит. Главные минералы ЭПГ – висмутеллуриды палладия, которые тесно ассоциируют с сульфидами
Химический состав руд	Рудные компоненты: Ni – 0,2-1,8%, Cu – 0,2-5,7%, сумма ЭПГ – 0,1-4,5 г/т (~0,5-1,5 г/т), Ag – 0,82-2,5 г/т Нерудные компоненты: SiO ₂ – 30,2-37,9, FeO – 8,4-10,1 %, TiO ₂ – 0,1-0,44 %, Al ₂ O ₃ – 1,7-5,8%, MnO – 0,11-0,15%, MgO – 27,2 – 43,0 %, CaO – 0,1-2,12 %, K ₂ O+Na ₂ O – 0,15-0,9 %, Cr ₂ O ₃ – 0,25-0,82%, S – 0,6-2,5%	Рудные компоненты: Магматические руды - Ni ~ 0,1%, Cu < 0,1%, Pd – 0,4-1,0 г/т, Ag – 0,1-1 г/т; Офсетные руды - Ni < 0,1%, Cu ~ 0,2%, Pd – 0,4-1,0 г/т, Ag – 0,5-2 г/т. Нерудные компоненты: SiO ₂ – 36,3-49,5 %, FeO – 6,06-18,25 %, TiO ₂ – 0,03-0,55 %, Al ₂ O ₃ – 0,87-18,32%, MnO – 0,1-0,45%, MgO – 10,6 – 40,27 %, CaO – 0,2-14,82 %, K ₂ O+Na ₂ O – 0,01-2,65 %, S – 0,01-0,6%
Критерии выделения продуктивных толщ		

<p>Отражение в геофизических полях: Перспективных территорий</p> <p>Рудоносных магматитов</p> <p>Рудных тел</p>	<p>Гравитационные ступени, выраженные в градиентах гравитационного поля. Знакопеременное магнитное поле, группы линейных положительных аномалий, которые интерпретируются как цепочки интрузивов</p>	
	<p>Контрастные магнитные аномалии положительного знака (+ 500-1000 нТл и более), сопряжённые с полями относительно высоких сопротивлений. Положительное гравитационное поле интенсивностью до 9 мГал.</p>	<p>Контрастные магнитные аномалии положительного знака (+ 500-1000 нТл и более), сопряжённые с полями относительно низких сопротивлений. Положительное гравитационное поле интенсивностью до 9 мГал.</p>
	<p>Аномалии повышенной поляризуемости пород (до 5-10%) на фоне положительных магнитных аномалий или градиентов магнитных аномалий и полей кажущегося сопротивления</p>	<p>Аномалии повышенной поляризуемости пород (до 2-3%) на фоне положительных магнитных аномалий или градиентов магнитных аномалий и полей кажущегося сопротивления</p>
<p>Отражение в геохимических полях: Перспективных территорий</p> <p>Рудоносных магматитов</p> <p>Рудных тел</p>	<p>Сопряжённые гидрогеохимические аномалии Cu-Ni-Co</p>	
	<p>Система локальных контрастных положительных аномалий Cr, Ni, Co во вторичных и первичных ореолах рассеяния. Отношение Ni/Cu – 5 - 25</p>	<p>Система локальных контрастных положительных аномалий Cr, Ni, Co во вторичных и первичных ореолах рассеяния. Отношение Ni/Cu – 15 - 100</p>
	<p>Контрастные аномалии меди в первичных ореолах, сопряжённые с аномалиями Ni, Co</p>	<p>Магматические руды. Слабоконтрастные аномалии меди в первичных ореолах на фоне контрастных аномалий Ni, либо на градиентах полей Ni. Градиенты полей Ti. Офсетные руды. Контрастные положительные аномалии Cu и слабоконтрастные – Zn и Sn в первичных ореолах на фоне слабоконтрастных положительных аномалий Ni. Аномалии Ti и Co: в рудных телах – положительные, на экзоконтактах – отрицательные.</p>
<p>Особенности петрографического состава рудовмещающих тел</p>	<p>Преобладают дуниты и верлиты с куммулятивными и сидеронитовыми структурами</p>	<p>Преобладают пикриты, в меньшей степени развиты дуниты. Структуры куммулятивные и порфиоровые в интрузивных породах, афировые – в вулканитах. Офсетные руды ассоциируют с дайками плагиогранитов и габброидов</p>
<p>Особенности состава породообразующих минералов</p>	<p>Оливин. Fa – 13-16% в дунитах и верлитах, 18-22% в пикритах. Клинопироксен. В ультрамафитах 2 фазы: диопсид (кумуляусный) и клиноэнстатит (интеркумуляусный). В мафитах – авгит. Повышение концентраций никеля, кобальта и меди в серпентине, магнетите из серпентина, и в хлорите.</p>	<p>Оливин. Fa – 12-13% в ранних дунитах, 19-23% в поздних дунитах, 24-29 % в верлитах и пикритах. Клинопироксен. Постепенная эволюция состава от авгита в верлитах до диопсида в пикритах. Только кумулюсные зёрна. Амфибол. Наличие ферроэденита и чермакита. Наложение на мафит-ультрамафиты водо-, галогенсодержащих фаз и графита.</p>

<p>Особенности рудной минерализации</p>	<p>Руды от вкрапленных до массивных, отдельные тела с брекчиево-жильной текстурой. Из рудных минералов преобладают пирротин, пентландит и халькопирит. Благородные металлы сконцентрированы в висмотеллуридах. Структуры вкрапленные, нередко – сидеронитовые. Наличие каплевидных выделений сульфидов.</p>	<p>Бедная сульфидно-оксидная минерализация, редко превышающая 5 об.% в виде рассеянной и тонкой вкрапленности в сульфидной матрице. Окиды представлены, преимущественно, магнетитом, который развит по исходным хромшпиннелидам. В офсетных рудах широко распространён ильменит. Сульфиды представлены пирротином и халькопиритом, в офсетных рудах широко развит пирит. Участками в офсетных рудах наблюдается относительно богатая сульфидно-оксидная минерализация, где доля рудных минералов достигает 20-30%, причём оксидов среди них не менее половины. Текстуры таких руд часто брекчиевидные. Важную роль играют висмотеллуриды, в которых сосредоточены благородные металлы.</p>
<p>Особенности состава рудных минералов</p>	<p>Оксиды железа по составу отвечают хромпикотитам и субферрихромпикотитам, в изменённых разностях – хроммагнетитам и субаломохроммагнетитам. В них отмечается примесь серы и никеля. Характерны высокожелезистые пирротины со слабовыраженными примесями Co и Ni, и значимыми примесями Cu. Пентландиты характеризуются широкими вариациями состава при значительном преобладании железа. Халькопириты отличаются широкими вариациями состава, и, вместе с другими сульфидами меди-железа, образуют поле, отвечающее промежуточному твёрдому раствору (iss) при 400 градусах Цельсия.</p>	<p>Оксиды железа по составу отвечают магнетитам и хроммагнетитам. В них отмечается примесь серы и никеля. Для пирротинов характерна повышенная сернистость при пониженной железистости, постоянные примеси Co на уровне 0,1-0,2%, Ni на уровне 0,05-0,15% и практически полное отсутствие примесей Cu. Пентландиты близки по составу и отвечают «среднему стехиометричному» пентландиту с близкими соотношениями железа и никеля. Халькопириты характеризуются составом, близким к стехиометричному, примесью кобальта на уровне 0,05% и примесью свинца в отдельных зёрнах. В целом характерны постоянные примеси нехарактерных элементов в сульфидах.</p>
<p>Петрохимические особенности</p>	<p>Концентрации TiO₂ в ультрамафитах редко менее 0,2% и достигают первых %. Низкомагнезиальные разности (MgO<20%) распространены мало и слагают локальные зоны в высокомагнезиальных.</p>	<p>Концентрации TiO₂ даже в поздних дифференциатах редко превышают 0,3%. Низкомагнезиальные разности (MgO<20%) распространены широко и слагают самостоятельные массивы либо крупные фрагменты внутри сложнопостроенных массивов.</p>
<p>Геохимические особенности</p>	<p>Соотношения Zr/Y>3 при Nb/Y>0.2. Пологонаклонные спектры РЗЭ с La_n/Lu_n ~ 1 на уровне 3-10 хондритовых. Обогащение Nb, Ba, Rb, Sr, Ti (до 10 MORB), ярко выраженная аномалия Zr-Hf положительного знака в перидотитах (до 3-5 MORB) при аномалии Zr отрицательного знака в пикритах. Отношение Ni/Cu – 5-25. Отчётливая положительная корреляция между Ni и Cu, отрицательная или отсутствующая - между MgO и Ni. Постепенное накопление меди к подошве наравне с никелем. Отношение Pd/Ir – 5-50. Систематическая насыщенность ультрамафитов серой.</p>	<p>Соотношения Zr/Y<3 при Nb/Y<0.2. Пологонаклонные спектры РЗЭ с La_n/Lu_n до 3-5 на уровне 1-3 хондритовых. Обоеднение Nb, Ba, Rb, Sr, Ti (менее 1 MORB), ярко выраженная аномалия Zr-Hf отрицательного знака (до 0,1 MORB). Отношение Ni/Cu – 15-100. Ni характеризуется отчётливым антиподным распределением с Cu и Ti. Пики концентраций Cu, Ag и Ti в кровле ритмов, пики Cr, Ni, Co, Pd – в подошве. Отношение Pd/Ir – 50-100. Сера в ультрамафитах распределена неравномерно и образует пики в базальных частях и вблизи контактов наложенных даек и ослабленных зон.</p>

Р-Т условия формирования рудовмещающих ультрамафитов	Температуры 1100-1260 °С и давления 14 кБар	Температуры 1200-1300 °С и давления 4-11 кБар
--	---	---

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе впервые выполнено комплексное изучение мафит-ультрамафитовых комплексов Кулибинского ПРУ, включающее: геологическую и геолого-структурную характеристику массивов и толщ; изучение их петрографических особенностей и характеристику состава породообразующих минералов; описание петрохимических и геохимических особенностей их строения. В результате выделено два интрузивных комплекса (кингашский магматический и идарский реститовый) и четыре серии вулканитов (пикрит-базальтовая, толеитовая, бимодальная, известково-щелочная). Каждое из выделенных подразделений охарактеризовано и разработан комплекс критериев, по которым их можно классифицировать.

По результатам минераграфического изучения образцов каждого из выделенных комплексов и серий, охарактеризовано 11 породных ассоциаций, которые различаются по характеру рудной минерализации. Выделено пять потенциально значимых типов продуктивной минерализации. Впервые установлено, что перспективы освоения Кулибинского ПРУ связаны с малосульфидными платинометалльными рудами в базальных частях мафит-ультрамафитовых массивов и толщ, а также с офсетными медь-серебро-палладиевыми рудами метасоматического происхождения, связанными с дайками габброидов и гранитоидов в зоне их взаимодействия с породами кингашского комплекса и вулканитов пикрит-базальтовой и бимодальной серий. Описаны особенности размещения обоих типов руд в продуктивных толщах, дана их качественная и количественная характеристика по ряду ключевых параметров.

Впервые проведено моделирование Р-Т условий формирования мафит-ультрамафитовых образований и палеогеодинамическая реконструкция обстановок формирования продуктивных толщ. Установлено, что Канский и Идарский ЗКП представляют собой неопротерозойские коллизионно-аккреционные орогены, образованные на месте окраинно-континентальной палеосубдукционной зоны. На основании всего комплекса проведённых исследований разработана геолого-генетическая модель формирования продуктивного мафит-ультрамафитового вулcano-плутонического комплекса.

Разработан комплекс критериев выделения площадей, толщ и массивов, продуктивных на обнаружение малосульфидных платинометалльных и сульфидных медь-никель-платиноидных руд. На основании комплекса критериев впервые созданы прогнозно-поисковые модели для двух ключевых в регионе типов оруденения.

Опираясь на созданные модели проведён анализ изученных ареалов ультрамафитов и установлено, что перспективы рудоносности Кулибинского ПРУ связаны с малосульфидными платинометалльными рудами в ультрамафитах кингашского комплекса и ассоциирующих с ними вулканитах, сгруппированных в пределах двух ареалов – Адралкинского и Куйгинского.

В Адралкинском ареале (см. рис. 3) наибольший интерес представляет толща вулканитов пикрит-базальтовой серии в центре ареала и толща вулканитов бимодальной серии с группой дайкообразных тел основного и кислого состава на юге ареала. Чёткие геологические признаки выделения продуктивных горизонтов отсутствуют и дальнейшее изучение рекомендуется провести путём бурения колонковых скважин по регулярной сети со сплошным опробованием продуктивной толщи. Ориентировать профили следует опираясь на аномалии вызванной поляризуемости и магнитности положительного знака, которые отражают ориентировку фрагментов пород, обогащённых сульфидами и оксидами.

В Куйгинском ареале интерес представляют тела ультрамафитов кингашского комплекса в центре и на юго-западе ареала (см. рис. 7). Для получения полноценной информация об их платиноносности следует по каждому из тел кингашского комплекса получить по 2-3 пересечения колонковыми скважинами на всю мощность, так как здесь потенциально рудоносными являются не только приподошвенные части тел, но и фрагменты ортокумулатной зоны, где переслаиваются кумулятивные дуниты с порфиroidными пикритами.

В пределах рудного поля, объединяющего Адралкинский и Куйгинский ареалы ультрамафитов прогнозируется среднее по размерам месторождение палладия, металлогенический потенциал которого составляет $n*(1-10)$ т Pd.

В дальнейшей перспективе необходимо совершенствование созданных геолого-генетической и прогнозно-поисковых моделей при проведении прогнозных и поисковых работ на Cu-Ni-ЭПГ в мафит-ультрамафитовых комплексах в пределах листов N-46-X, XI, XII, где сосредоточена группа слабоизученных потенциально рудоносных интрузивных массивов (Аргыджекский, Слюдянский, Малодизинский и др). Это позволит спрогнозировать потенциал медь-никель-платиноносности Канской металлогенической зоны и подобрать корректную методику проведения дальнейших ГРП в регионе.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АЭС – атомно-эмиссионный спектральный анализ

ГРР – геологоразведочные работы.

ЗКП – зеленокаменный пояс.

ПРУ – потенциальный рудный узел.

РЗЭ – редкоземельные элементы.

РР – рудный район.

РУ – рудный узел.

РФА – рентген-флуоресцентный анализ.

СВК – структурно-вещественный комплекс.

ЭПГ – элементы платиновой группы.

MS-ISP (ИСП-МС) – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой.

Мss – моносльфидный твёрдый раствор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Арискин А.А. и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. – 2009. – № 5. – С. 451-480.
2. Арискин А.А. и др. Окислительно-восстановительный режим формирования ультрамафитов и габброидов Йоко-Довыренского массива (по результатам измерений собственной летучести кислорода в оливине) // Геохимия. – 2017. – № 7. – С. 579-593.
3. Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. – 2003. – № 2. – С. 131-155.
4. Бабинцев Н.А. Составы оливинов в ультрамафитах Кулибинской платино-никеленоносной площади (Восточный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Том I. – Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2016. – С. 110-112.
5. Бабинцев Н.А. Сравнительная петрохимическая характеристика ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума имени академика М.А. Усова. Том I. – Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2017. – С. 91-92.
6. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Малосульфидные платинометалльные рудопрооявления северо-запада Восточно-Саянской платино-никеленоносной провинции как аналог платинометалльных месторождений комплекса Портимо (Финляндия) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Материалы V международной конференции. – Улан-Удэ, 2017. – С. 30-32.
7. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Перспективы платиноносности кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 6. – С. 9-15.
8. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Петрогеохимические особенности платиноносных метапикритов Кулибинского потенциального рудного узла (Восточный Саян) // Известия Иркутского Государственного Университета. Серия: Науки о Земле. –

2018. – Т. 26. – С. 3-17.
9. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Платиноносные пикриты северо-запада Канского зеленокаменного пояса // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы IX международной конференции. – Томск: ЦНТИ, 2017. Вып. 9. – С. 38-44.
 10. Бабинцев Н.А., Чернышов А.И. Типизация платиноносных пикритов северо-запада Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. – № 6. – С. 118-127.
 11. Бармина Г.С. и др. Опыт оценки составов первичных кумулятивных минералов в дифференцированных траппах // Геохимия. – 1988. – № 8. – С. 1108-1119.
 12. Безмен Н.И. и др. Растворимость платины и палладия в силикатных расплавах под давлением воды в зависимости от окислительно-восстановительных условий // Петрология. – 2008. – Т. 16. – № 2. – С. 174-190.
 13. Боброва Е.М. Геология, вещественный состав и условия образования ультрамафит-мафитовых пород Льговско-Ракитнянского зеленокаменного пояса КМА: автореферат дис. ... кандидата геол.-минерал. наук. – Спб., 2013. – 25 с.
 14. Богнибов В.И., Глазунов О.М. Базальт-мелапикритоидная формация Кингашского района Восточного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы научной конференции. – Томск: ЦНТИ, 2000. – Вып. 1. – С. 144-147.
 15. Бусько А.Е. Дуговой сцинтиляционный атомно-эмиссионный анализ с многоканальным анализатором эмиссионных спектров для определения золота, серебра, платины и палладия в геохимических спектрах: дис. ... кандидата геол.-минерал. наук. – Иркутск, 2015. – 124 с.
 16. Гавриленко Б. В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: автореферат дис. ... доктора геол.-минерал. наук. – Апатиты, 2003. – 399 с.
 17. Гертнер И.Ф. и др. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // Доклады академии наук. – 2009. – Т. 429. – №5. – С. 645-651.
 18. Гертнер И.Ф. и др. Изотопно-геохимические ограничения модели формирования Кингашского ультрамафит-мафитового массива (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы всероссийской науч. конф.: в 2 т. – Томск: ЦНТИ, 2005. – Т.1. – С. 61-72.

19. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука, сиб-е отделение, 1981. – 192 с.
20. Глазунов О.М. и др. Сопоставление геохимии гипербазит-базитовых массивов докембрийских террейнов в южном обрамлении Северо-Азиатского кратона. – Современные проблемы геохимии: материалы всероссийского совещания, в 3 томах. – Иркутск: изд-во Института географии СО РАН, 2012. – Т. 3. – С. 29-33.
21. Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платино-медно-никелевое месторождение. – Иркутск: изд. ИГТУ, 2003. – 192 с.
22. Глазунов О.М., Радомская Т.А. Геохимическая модель генезиса Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения // Доклады Академии наук . – 2010. . – Т. 430. – № 2. – С. 222-226.
23. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. – 200 с.
24. Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий осадкообразования // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 2. – С. 186-201.
25. Кислов Е.В. Северо-байкальская платинометально-медь-никеленосная провинция. // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири : материалы 1-й науч.-практ. конф. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. – Т.1 – С. 56-61.
26. Колман Р.Г. Офиолиты. – М: Мир, 1979. – 261 с.
27. Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Распределение элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитовых массивов центральной части Восточного Саяна (юг Сибири, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2016. – Т. 58. – № 1. – С. 23-40.
28. Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. - Л.: Наука, 1988. - 192 с.
29. Конников Э.Г. и др. Сульфидные никелевые месторождения рудного поля Хунчилин (провинция Цзилинь, Китай) // Геология рудных месторождений. - 2004. - Т. 46. - № 4. - С. 346-354.
30. Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. - 89 с.
31. Корнев Т.Я. и др. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения (Восточный Саян). - Красноярск: КНИИГГиМС, 2003. - 134 с.

32. Корнев Т.Я. и др. Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского края. – В кн.: Платина России. – М.: Геоинформмарк, 2004. – Т. V. – с. 380-401.
33. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Пикриты и коматииты (дискуссионные проблемы сопоставления и классифицирования) // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 59. – С. 52-53.
34. Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. Геохимия редких и редкоземельных элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Металлогения древних и современных океанов. – 2016. – № 22. – С. 256-260.
35. Магматические горные породы. Том 3. Основные горные породы (под ред. Богатикова О.А.). - М: Наука, 1985. - 488 с.
36. Магматические горные породы. Том 5. Ультраосновные горные породы (под ред. Богатикова О.А.). - М: Наука, 1988. - 508 с.
37. Майсен Б. Плавление водосодержащей мантии. - М: Мир, 1979. - 123 с.
38. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. - 234 с.
39. Михайлов Б.К. и др. Минерально-сырьевые основы новых горнорудных центров Российской Федерации. Золото. Оценка ситуации; северо-восток России; юг России; серебро Западного Верхоянья; никель, медь, платиноиды Восточно-Саянской провинции; титан-циркониевые россыпи; сурьма юга Восточной Сибири // Отечественная геология. – 2007. – № 3. – С. 14-42.
40. Мехоношин А.С. и др. Платинометальная минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. – 2013. – Т. 55. – № 3. – С. 189–202.
41. Мехоношин А.С. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 1043-1057.
42. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Петролого-геохимические особенности ультрабазитов южного обрамления Сибирского кратона и критерии поисков сульфидно-никелевых руд // Руды и металлы. – 2006. – № 6. – С. 26-30.
43. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Дорошков А.А. Формационные типы и рудоносность ультрабазит-базитовых комплексов Алхадырского террейна // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. – 2011. – № 1. – Т. 38. – С. 40-46.

44. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Павлова Л.А. Первая находка минералов элементов платиновой группы в сульфидных рудах ультрабазитов Ийско-Кукшерского прогиба (юг Сибири) // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 419. – № 3. – С. 384-386.
45. Никульченко В.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Саянская. Лист N-46-XI: Объяснительная записка. – М: "Недра", 1962. – 62 с.
46. Ножкин А.Д. и др. Метаосадочные-вулканогенные и интрузивные комплексы Идарского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы всероссийской науч. конф.: в 2 т. – Томск: ЦНТИ, 2005. – Т. 1. – Вып. 5. – С. 356-384.
47. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (Северо-Западное Присаянье) // Геология и геофизика. - 2001. - Т.42, № 7. - С. 1058-1078.
48. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования (Восточный Саян) // Геология и геофизика. - 1996. - Т. 37. - № 12. - С. 30.
49. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Этапы метаморфизма и гранитоидного магматизма в зеленокаменных поясах Восточного Саяна // Петрология магматических и метаморфических комплексов: материалы всероссийской науч. конф. – Томск: ЦНТИ, 2004. – Вып. 4. – С. 264-268.
50. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 415. – № 6. – С. 782-787.
51. Ножкин А.Д., Ципунков М.Ю., Попереков В.А. Сульфидно-никелевое и благороднометальное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология. – 1995. – № 6. – С. 11-17.
52. Номенклатура амфиболов: доклад подкомитета по амфиболам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации // Записки российского минералогического общества. – 1997. – Ч. 126. – Вып. 6. – С. 82-102.

53. Овчинников Л.Н. Элементы-примеси как индикаторы процессов рудообразования и использование закономерностей их распределения при поисках и разведке рудных месторождений // Химия земной коры – М.: Недра, 1964. – т. 2. – С. 215-228
54. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ИГН АН СССР. Сер. рудн. месторождения. - 1949. - Вып. 103. - 87 с.
55. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового термометра для глубинных перидотитов // Доклады АН СССР. – 1977. - Т.23. - №3. - С. 456-459.
56. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород (под ред. Богатикова О.А). – М: Логос, 2001. – 768 с.
57. Подлипский М.Ю. и др. Минералого-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 3. – С. 195–220.
58. Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи: в 2 т. под ред. К. Найта. – М.: Мир, 1980. – Т. 1 – 658 с.
59. Поляков Г.В. и др. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 11. – С. 1689—1704.
60. Радомская Т.А. Минералогия и геохимия Кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): дис. ... кандидата геол.-минерал. наук. - Иркутск, 2012. -206 с.
61. Радомская Т.А., Глазунов О.М. Редкоэлементный состав пород и руд платиноидно-медно-никелевых месторождений кингашского типа // Известия Сибирского отделения РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2009. - Т. 35. - № 2. - С. 37-43.
62. Радомская Т.А., Глазунов О.М., Власова В.Н., Суворова Л.Ф. Геохимия и минералогия элементов платиновой группы в рудах Кингашского месторождения (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений. – 2017. – Т. 59. – № 5. – С. 363-384.
63. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2 т. Под ред. Ф.П. Митрофанова и В.Ф. Смолькина. – Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. – 344 с.

64. Сердюк С.С. и др. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области. – Красноярск: изд-во "Город", 2010. – 184 с.
65. Сердюченко Д.П. Хлориты, их химическая конституция и классификация // Труды института геологических наук, серия минералогеохимическая. – 1953. – Вып. 140. – № 14
66. Толстых Н.Д. и др. Платинометальные месторождения Восточно-Сибирской металлогенической провинции: минералого-геохимические особенности, условия формирования, возраст, оценка перспектив // Геология и минерагения Северной Евразии: материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР. – Новосибирск: изд. ИГМ СО РАН, 2017. – С. 231-232.
67. Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. - М.: Недра, 1968. - 198 с.
68. Туркина О.М. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48. - № 1. - С. 80-92.
69. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Дмитриева Н.В. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Доклады академии наук. – 2007. - № 6. – Т. 413. – С. 810-815.
70. Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. - 1993. - № 8. - С. 98.
71. Чернышов А.И. и др. Вещественный состав пород Кингашского массива и его формационная принадлежность // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Сб. научн. Трудов. – Красноярск, 2002. – Т. 3. – С. 128-133.
72. Чернышов А.И. и др. Кингашский мафит–ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян) // Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научн. Трудов. - Красноярск, 2004. - Т. 5. - С. 152-175.
73. Чернышов А.И., Бабинцев Н.А., Ворошилов В.Г. Петрографические и минералогические особенности ультрамафитов Кирельского фрагмента Канского зеленокаменного пояса (СЗ Восточного Саяна) // Известия Томского

- политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 1. – С. 75–88.
74. Чернышов А.И., Мишенина М.А. Петроструктурная типизация ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. – 2007. – Т. 311. – № 1. – С. 19-24.
75. Чернышов А.И., Мишенина М.А. Ультрамафиты Кингашского рудного района (Восточный Саян) // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Азии. Сб. научн. Трудов. – Томск: Томский ЦНТИ, 2013. – С. 161-168.
76. Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А. Петрохимическая типизация ультрамафитов Идарского зеленокаменного пояса Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. - 2010. - № 2. - С. 126-150.
77. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. - Томск: Изд-во "Томский ЦНТИ", 2012. - 132 с.
78. Шведов Г.И., Барков А.Ю., Олешкевич О.И. Рудные минеральные ассоциации в ультрамафитах массива Огнит, Иркутская область, Восточный Саян // Вестник ВГУ. Серия: Геология. - 2016. - № 1. - С. 49-60.
79. Юричев А.Н. Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна: дис. ... кандидата геол.-минерал. наук. - Томск, 2011. – 143 с.
80. Юричев А.Н. Идарский ультрамафитовый комплекс Восточного Саяна: петрогеохимические особенности и вопросы рудоносности // Отечественная геология. - 2014. - № 6. - С. 56-66.
81. Юричев А.Н. Кулибинский и нижнедербинский комплексы: общность петролого-геохимических черт (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. – 2013. – Т. 323. – № 1. – С. 123-129.
82. Юричев А.Н. Оценка температурного режима кристаллизации дунитов Кингашского массива (сз Восточного Саяна) // Геология в развивающемся мире: материалы VIII научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых с международным участием. – 2015. – Т.8. – С. 187-190.
83. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Моделирование температурного режима формирования дунитов Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2015. – Т. 326. – № 8. – С. 47-52.

84. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Новые рудные минералы Кингашского ультрамафитового массива (северо-запад Восточного Саяна) // Записки Российского минералогического общества. – 2016. – Т. 145. – № 3. – С. 14-22.
85. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Петрология амфиболитов северо-западного окончания Канской глыбы (Восточный Саян) // Вестник Томского государственного университета. – 2010. – № 335. – С. 183-188.
86. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. - 2011. - Т. 319. - № 1. - С. 64-70.
87. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация перидотитов и габброидов Кулибинского комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. - 2011. - Т. 319. - № 1. - С. 64-70.
88. Юричев А.Н., Чернышев А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. - 2012. - № 2. - С. 42-50.
89. Andersen J.C.O., Power M.R., Momme P. Platinum-Group Elements in the Paleogene North Atlantic Igneous Province // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. – 2002. – Vol. 54. – Pp. 637-667.
90. Bailey J.C., 1981, Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geology. – 1981. – V. 32. – Pp. 139-154.
91. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1991. – Vol. 107. – № 1 – Pp. 27–40.
92. Barley M.E. et.al. Sedimentary evidence of an Archean shallow-water volcanic-sedimentary facies, Eastern Pilbara Block, Western Australia, Earth planet // Science letters. – 1979. – V. 43. – Pp. 74-84.
93. Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 93. – Pp. 524–531.
94. Barnes S.J. et. al. The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits // Ore geology reviews. – 2016 – vol. 76 – pp. 296-316.
95. Barnes S.J., Lightfoot P. C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents // Dans Economic geology 100th anniversary volume. – Littleton, CO: Society of Economic Geologist. – 2005. – Pp. 179-213.

96. Barnes S.-J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chemical geology*. – 1985. – Vol. 53. – P. 303-323.
97. Barrie C.T., Naldrett A.J. The geology and tectonic setting of the Montcalm Gabbroic Complex and Ni-Cu deposit, Western Abitibi Subprovince, Ontario, Canada // *Proc. of the 5th Magmatic Sulfides Conference*. – Harare, Zimbabwe: Special Publication Institution of Mining and Metallurgy, 1988. – Pp.151-164.
98. Byfriykke H. The cobalt content of pyrite from Norwegian nickel ores. – *Chemical Abstracts*. – 1946. – Vol. 47. – Pp. 26-39.
99. Ceuleneer G., Rabinowicz M. Mantle flow and melt migration beneath oceanic ridges: models derived from observations in ophiolites // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*. – 1992. – Vol. 71. – Pp. 123-154.
100. Chalokwu C.I., Grant N.K. Reequilibration of olivine with trapped liquid in the Duluth Complex, Minnesota // *Geology* 1987. – V. 15. – Pp. 71–74.
101. Condie K.C. *Archean greenstone belts*. – Amsterdam: Elsevier, 1981. – 434p.
102. Condie K.C. Geochemistry and tectonic setting of early proterozoic supracrustal rocks in the southwestern United States // *Journal of geology*. – 1986. – Vol. 94. – Pp. 845-864.
103. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. – 2005. – Vol. 79. – Pp. 491-504.
104. Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlung U. A proposed 725 Ma Dovyren-Kingash LIP of southern Siberia, and possible reconstruction link with 725—715 Ma Franklin LIP of North Laurentia. – Canada, 2012 Joint Ann. Meeting Geosci. at Edge. – 2012. – abstr. v. 35
105. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1979. – Vol. 69. – № 4. – Pp. 329–336.
106. Fleet M.E., Chryssoulis S.L., Stone W.E., Weisener C.G. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe-Ni-Cu-S system: experiments on the fractional crystallization of sulphide melt // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1993. – V. 115. – P. 36-44.
107. Gresham J.J., Loftus-Hills G.D. The Geology of the Kambalda Nickel Field, Western Australia. // *Economic Geology*. – 1981. – Vol. 76. – Pp. 1373 1416.
108. Iljina M., Maier W. D., Karinen T. PGE-(Cu-Ni) deposits of the Tornio-Narankavaara belt of intrusions (Portimo, Penikat, and Koillismaa) // *Mineral deposits of Finland*. – Amsterdam: Elsevier, 2015. – Pp. 133-164.

109. Irvine T.N., Branagar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian journal of Earth Sciences*. – 1971. – V. 8. . – Pp. 523-548.
110. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. – Ontario: Ontario Division of Mines publ., 1976. – 22 p.
111. Karato S-I. The Dynamic structure of the deep Earth. – Princeton: Princeton University Press, 2003. - 256 p.
112. Kelemen P., Aharonov E.. Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactible media // *Journal of geophysical research*. – 2001. - Vol. 106. - Pp. 2061-2077.
113. Kullerud G., Yund R., Moh G. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S and Fe-Ni-S system // *Econ.Geol. Monogr.* - 1969. - V. 4. - Pp. 323-343.
114. Leake B. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *The Canadian Mineralogist*. - 1997. – Vol. 35. – Pp. 219-246.
115. G. Loftus-Hills & M. Solomon. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis // *Mineralium Deposita*. – 1967. – Vol. 2. – Pp. 228–242.
116. Hier-Majumder S., Ricard Y., Bercovici D. Role of grain boundaries in magma migration and storage // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. - Vol. 248. - Pp. 735-749.
117. Marziano G.I., Fabrice Gaillard F., Pichavant M. Limestone assimilation and the origin of CO₂ emissions at the Alban Hills (Central Italy): Constraints from experimental petrology // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2007. – V. 166. – Pp. 91–105.
118. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical geology*. – 1995. – V. 120. – Pp. 223-253.
119. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – Pp.1123-1133.
120. Naldrett A.J. *Magmatic Sulfide Deposits*. - Oxford University Press, 1989. - 196 p.
121. Naldrett A. J., McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chemical geology*. - 1995. - Vol. 120. - Pp. 223–253.
122. Naldrett, A.J., Turner, A.R. The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindi. // *Western Australia: Precambrian Research*. – 1977. – v. 5. – P. 43-103.

123. Nicolas A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithospheres. – Kluwer, 1989. – 367 p.
124. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - New York: Wiley-Interscience, 1976. - 444 p.
125. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. – 1983. - Vol. 78. - Pp. 115–122.
126. Pearce J.A. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – Continental Basalts and Mantle Xenoliths. – Cheshire: Shiva Press, 1983. – Pp. 230-249.
127. Pearce J.A, Cann J.R. 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traceelement analysis // Earth Planet. Sci. Letters. – 1973. – V. 19. – Pp. 290-300.
128. Pearce J.A, Harris N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks // Jour. Petrol. – 1984. – V. 25. – Pp. 956-983.
129. Pec M., Holtzman B., Zimmerman M., Kohlstedt D. Reaction infiltration instabilities in experiments on partially molten mantle rocks // Geology. – 2015. - Vol. 43. – Pp. 575-578.
130. Putirka Keith D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. – 2008. – Vol. 69. – Pp. 61-120.
131. Rasilainen, K., Eilu, P., Halkoaho, T., Iljina, M. & Karinen T. Quantitative mineral resource assessment of platinum, palladium, gold, nickel and copper in undiscovered PGE deposits in mafic-ultramafic layered intrusion in Finland. - Espoo, Geological survey of Finland, 2010. - 69 p.
132. Reed S.J.B. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. – Cambridge University Press, 2005. – 190 p.
133. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1979. – Vol. 68. – Pp. 325–334.
134. Schiano P., Provost A., Clocchiatti R., Faure F. Transcrystalline melt migration and Earth's Mantle // Science. – 2006. - Vol. 314. - Pp. 970-974.
135. Sobolev A.V. et al. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. – 2007. – Vol. 316. – Pp. 412-417.
136. Spiegelman M., Kelemen P., Aharonov E. Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible

- media // Journal of geophysical research Solid Earth. – 2001. – Vol. 106. – Pp. 2061-2077
137. Tajčmanová L., Vrijmoed J., Moulas E. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // Lithos. – 2015. - Vol. 216–217. – Pp. 338-351.
138. Taylor C., Radtke A. Preparation and polishing of ores and mill products for microscopic examination and electron microprobe analysis // Economic Geology. – 1965. – Vol.60. – Pp. 1306-1319.
139. Vaughan D.J., Craig J.R. The crystal chemistry and magnetic properties of iron in monosulfide solid solution of the Fe-Ni-S system // American mineralogist. – 1974. – V. 59. – Pp. 926-933.
140. Wenk H-R. Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis. - Orlando, FL: Academic. - 1985. - 610 p.

Фондовые

141. Курганьков П.П. Выбор объектов и подготовка предпроектных предложений на проведение поисково-ревизионных и поисковых работ на сульфидное медно-никелевое оруденение и благородные металлы в раннепротерозойских коматиитовых комплексах Канской глыбы в Красноярском крае. Отчет по договору №3-2006. – Красноярск: КНИИГиМС, 2006. - 119 с.
142. Линд Э.Н. Изучение взаимосвязи состава и физических свойств пород Кингашского рудного района с целью разработки критериев их картирования и поисков мед-но-никелевых руд. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001. – 402 с.
143. Михайлов В.Н. Отчет о результатах поисковых работ на платино-медно-никелевые руды в пределах Кингашской площади в 2006-2010 гг. – Красноярск: Геокомп, 2010. – 567 с.
144. Резников И.Г. Оценочные работы на медно-никелевые руды и благородные металлы на Кингашском месторождении с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2003 г. – Красноярск: Красноярскгеология, 2003. – 1605 с.
145. Романов А.П. Оценка перспектив рудоносности ультрабазит-базитовых комплексов юга Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2004. – 494 с.
146. Смагин А.Н., Асписов Д.С Геологическое строение и полезные ископаемые Кингашской площади Восточного Саяна. Производство групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения реки Кан. Канск: Красноярскгеология, 1983. – 1343 с.

147. Смагин А.Н., Ренжин А.В., Арефьев С.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Мана в Восточном Саяне. Отчет Ангульской партии за 1989-1997 гг. – Канск: Красноярскгеология, 1997. – 1002 с.
148. Смагин А.Н., Ренжин А.В. Прогнозно-поисковые работы в северо-западной части Канской металлогенической зоны; южная часть листа N-46-XII, северная часть листа N-46-XVIII Красноярский край; листы N-47-XIII, XIV (южная часть листа) Иркутская область. – Красноярск: Красноярскгеология, 2006. – 297 с.
149. Смагин А.Н., Ренжин А.В. и др. Информационный отчет по незавершенным работа: Поисковые работы на северо-западном окончании Канской металлогенической зоны (Кирельская площадь в пределах листа N-46-XI, Красноярский край). – Красноярск: Красноярскгеология, 2010. – 279 с.
150. Тарасов А.В. Поиски и оценка новых рудных тел и залежей платино-медно-никелевых руд в северо-восточной части Кингашского участка, геофизические работы на южном фланге Кингашского месторождения и Среднекингашском участке (Красноярский край) в 2011-2012 гг. – Красноярск: Прикладная геология, 2012. – 550 с.
151. Тарасов А.В., Некос В.В., Щукина Т.И. Поиски медно-никелевого оруденения на Верхнекингашском массиве в 1990-1994 гг. Красноярск: КТЭ Красноярского ГУ, 1994. – 485 с.
152. Хаиров Р.С., Бабинцев Н.А., Зобов Н.Е. Поисковые работы на сульфидные медно-никелевые руды в пределах Кулибинской площади (Красноярский край). – Красноярск: КНИИГиМС, 2015. – 320 с.
153. Ящук В.И., Минаева А.Н., Юсупова Н.С. Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-46-46-B, Г; N-46-47-B; N-46-59-A. – Канск: Красноярскгеология, 1973. – 492 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Составы минералов в изученных образцах по результатам рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом

Таблица 1. Составы шпинелидов Кулибинского ПРУ в масс. %

№ п/п	№ обр	К-во изм	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	NiO	MnO	NaO	ZnO	SO ₃	сумма
кингашский комплекс																	
1	к-14/2-15- 1	2	дунит	0,79	0,40	0,19	н.о	19,65	н.о	77,14	1,37	0,48	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
2	к-14/2-15- 2	2	дунит	0,47	0,96	н.о	н.о	14,43	н.о	83,00	0,63	0,27	0,25	н.о	н.о	н.о	100,00
3	1080-1	2	дунит	0,78	0,25	0,70	н.о	5,32	н.о	90,46	2,00	н.о	0,50	н.о	н.о	н.о	100,01
4	1080-2	2	дунит	0,40	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,04	0,57	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,01
5	99-3	1	серп-т	2,33	1,26	н.о	0,28	8,09	н.о	76,59	0,96	н.о	н.о	6,66	н.о	0,61	97,99*
6	99-2	1	серп-т	2,68	1,16	н.о	8,12	7,67	н.о	75,15	4,19	н.о	1,02	н.о	н.о	н.о	99,99
7	99-1	2	серп-т	8,38	1,20	н.о	0,22	7,67	0,22	81,09	0,98	н.о	н.о	0,25	н.о	н.о	100,01
8	98-1	2	серп-т	1,35	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	91,93	6,50	н.о	0,23	н.о	н.о	н.о	100,01
9	98-2	2	серп-т	2,02	0,62	н.о	н.о	4,67	н.о	91,33	0,95	н.о	0,20	0,23	н.о	н.о	100,02
10	3120-1	1	серп-т	0,60	0,64	н.о	0,27	1,08	н.о	96,10	0,76	н.о	н.о	0,55	н.о	н.о	100,00
11	3120-2	1	серп-т	2,13	0,53	1,33	0,32	5,16	н.о	88,12	0,79	н.о	н.о	1,30	н.о	н.о	99,68
12	3120-3	1	серп-т	14,04	0,67	н.о	5,44	4,81	н.о	65,67	5,35	н.о	0,78	0,52	н.о	2,71	99,99
13	100-1	1	серп-т	5,67	н.о	1,18	0,34	н.о	н.о	84,04	8,14	н.о	н.о	0,63	н.о	н.о	100,00
14	100-2	1	серп-т	0,71	н.о	н.о	2,34	н.о	н.о	96,14	0,81	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
15	1032	1	верлит	3,08	н.о	1,29	н.о	0,00	н.о	92,58	3,04	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,99
16	1060	2	пикрит	3,60	н.о	1,26	0,15	н.о	н.о	94,30	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	0,31	99,98**
17	47/1	1	пикрит	н.о	0,55	н.о	н.о	3,27	н.о	96,18	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
18	47/2	1	пикрит	н.о	н.о	н.о	н.о	0,73	н.о	99,27	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
идарский комплекс																	
19	5056-1	2	дунит	0,73	н.о	н.о	н.о	13,39	н.о	82,25	3,06	н.о	0,58	н.о	н.о	н.о	100,01
20	5056-2	2	дунит	0,42	н.о	н.о	н.о	13,81	н.о	81,11	3,45	0,55	0,68	н.о	н.о	н.о	100,02

№ п/п	№ обр	К-во изм	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	NiO	MnO	NaO	ZnO	SO ₃	сумма
21	5089-1	2	дунит	0,88	н.о	2,24	0,35	16,20	н.о	72,97	5,01	0,67	0,92	0,78	н.о	н.о	100,02
22	5089-2	2	дунит	0,53	н.о	1,41	0,22	17,14	н.о	76,91	1,96	0,60	0,96	0,20	0,09	н.о	100,02
23	4236-1	2	дунит	0,65	0,66	0,72	н.о	22,74	н.о	72,93	1,84	0,47	н.о	н.о	н.о	н.о	100,01
24	4236-2	2	дунит	0,32	0,70	0,22	н.о	22,74	н.о	73,53	1,53	0,64	н.о	0,33	н.о	н.о	100,01
25	5052-1	2	дунит	0,42	н.о	н.о	н.о	9,28	н.о	86,45	2,65	0,96	н.о	0,24	н.о	н.о	100,00
26	5052-2	2	дунит	0,24	н.о	н.о	н.о	11,22	н.о	86,08	1,47	0,75	0,26	н.о	н.о	н.о	100,02
27	к-14/1-5-1	2	дунит	0,63	н.о	22,17	н.о	42,98	0,44	24,11	8,52	н.о	н.о	н.о	1,16	н.о	100,01
28	к-14/1-5-2	2	дунит	н.о	0,35	1,81	н.о	39,68	н.о	52,43	2,80	н.о	0,83	1,71	н.о	н.о	99,61
29	С-65-15/1	1	гарцбургит	0,47	0,76	1,24	н.о	30,73	н.о	63,74	2,40	н.о	0,66	н.о	н.о	н.о	100,00
30	С-65-15/2	1	гарцбургит	1,50	1,08	3,00	н.о	31,22	н.о	58,49	4,71	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
31	4214-1	2	гарцбургит	0,25	н.о	0,72	н.о	14,98	н.о	79,73	2,70	1,05	0,59	н.о	н.о	н.о	100,02
32	4214-1а	2	гарцбургит	0,92	н.о	1,32	н.о	18,02	н.о	73,75	4,20	0,99	0,82	н.о	н.о	н.о	100,02
33	5100-1	2	гарцбургит	2,60	0,56	15,54	0,12	31,56	н.о	43,07	5,81	0,42	0,35	н.о	н.о	н.о	100,03
34	5100-2	2	гарцбургит	0,27	0,75	9,42	н.о	30,62	н.о	54,78	3,82	0,35	н.о	н.о	н.о	н.о	100,01
35	4234-1	2	гарцбургит	0,48	0,17	0,28	0,17	9,53	0,46	86,28	1,93	н.о	0,24	0,48	н.о	н.о	100,02
36	4234-2	2	гарцбургит	0,60	0,62	0,41	н.о	15,79	н.о	79,48	1,63	0,91	0,59	н.о	н.о	н.о	100,03
37	С-15/65-11-1	1	гарцбургит	1,07	0,73	1,95	н.о	36,41	0,38	55,93	2,76	н.о	0,77	н.о	н.о	н.о	100,00
38	С-15/65-11-2	1	гарцбургит	н.о	0,85	1,81	н.о	29,52	0,38	63,84	2,58	0,42	0,61	н.о	н.о	н.о	100,01
39	С-15/65-11-3	1	гарцбургит	н.о	1,05	1,81	н.о	36,58	0,44	56,27	2,88	н.о	0,98	н.о	н.о	н.о	100,01
40	С-15/65-11-4	1	гарцбургит	н.о	0,97	1,30	н.о	38,30	0,38	55,76	1,86	0,41	1,03	н.о	н.о	н.о	100,01
41	С-15/65-67-1	1	гарцбургит	3,99	0,64	1,12	н.о	29,93	н.о	60,95	1,58	н.о	0,80	0,98	н.о	н.о	99,99

№ п/п	№ обр	К-во изм	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	NiO	MnO	NaO	ZnO	SO ₃	сумма	
42	C-15/65-67-2	1	гарцбургит	0,60	0,58	0,96	н.о	30,81	0,36	62,91	1,65	0,47	0,97	0,69	н.о	н.о	100,00	
43	C-15/65-67-3	1	гарцбургит	0,54	0,72	1,30	н.о	31,39	н.о	62,48	2,24	0,39	0,96	н.о	н.о	н.о	100,02	
44	4200-1	2	ортопирокс.	3,14	н.о	9,41	н.о	37,25	0,25	40,54	6,86	0,38	1,24	н.о	0,61	н.о	99,68	
45	4200-2	2	ортопирокс.	0,31	н.о	1,77	н.о	33,55	н.о	61,43	2,69	0,25	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00	
46	5010-1	1	ортопирокс.	0,95	н.о	н.о	н.о	1,82	н.о	96,04	0,68	н.о	н.о	0,52	н.о	н.о	100,01	
47	5010-2	1	ортопирокс.	1,35	н.о	4,24	0,86	37,09	н.о	49,48	3,77	н.о	н.о	1,54	н.о	1,37	99,70	
48	5010-3	2	ортопирокс.	н.о	1,13	3,04	н.о	40,48	0,38	51,84	3,15	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,02	
Мафиты кулижинской и кузьбинской толщ																		
49	3023-1	2	кцз-акт сл	3,09	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	96,91	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,00
50	3023-2	1	кцз-акт сл	5,70	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	92,98	н.о	н.о	н.о	1,32	н.о	н.о	н.о	100,00
51	3023-3	1	кцз-акт сл	12,24	н.о	4,58	1,11	н.о	н.о	81,02	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	98,95***

Н.о. – компонент не обнаружен

* - отмечается примесь K₂O 1,21%

** - отмечается примесь P₂O₅ 0,36%

*** - отмечается примесь меди 1,06%

Таблица 2. Составы оливинов пород Кулибинского ПРУ, в масс.%

№	№обр.	К-во изм.	Порода	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	NiO	Сумма	Fa(%)
кингашский комплекс												
1	1080-1	2	дунит	39,77	17,76	0,69	41,78	н.о	н.о	н.о	100,00	19,24
2	1080-2	2	дунит	38,41	21,32	0,75	39,52	н.о	н.о	н.о	100,00	23,22
3	1032-1	2	верлит	38,19	22,44	0,33	39,04	н.о	н.о	н.о	100,00	24,37
4	1032-2	2	верлит	37,33	26,16	0,47	35,86	0,40	н.о	н.о	100,21	29,02
5	1032-3	2	верлит	38,94	21,18	0,36	39,53	н.о	н.о	н.о	100,01	23,09

№	№обр.	К-во изм.	Порода	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	NiO	Сумма	Fa(%)
6	47/1	2	пикрит	38,65	24,98	0,49	35,89	н.о	н.о	н.о	100,01	28,06
7	47/2	2	пикрит	39,57	22,76	0,41	37,27	н.о	н.о	н.о	100,01	25,49
8	к-14/2- 15-1	2	дунит	40,78	10,49	н.о	48,53	н.о	н.о	0,2	100,00	11,60
9	к-14/2- 15-2	1	дунит	40,04	11,65	н.о	48,3	н.о	н.о	н.о	99,99	11,91
10	к-14/2- 15-3	1	дунит	41,23	8,3	0,23	49,73	н.о	0,51	н.о	100,00	8,55
переходные разности												
11	С-15/62- 165/1	2	дунит	41,25	8,65	н.о	49,68	н.о	н.о	0,42	100,00	8,89
12	С-15/62- 165/2	2	дунит	41,89	8,01	н.о	49,62	н.о	0,19	0,3	100,01	8,29
13	к-14/1-5- 1	2	дунит	40,98	8,51	н.о	50,18	н.о	н.о	0,34	100,01	8,68
идарский комплекс												
14	5056-1	2	дунит	41,18	6,3	н.о	52,25	0,13	н.о	0,15	100,01	6,33
15	5056-2	2	дунит	42,06	4,73	н.о	52,92	0,59	н.о	н.о	100,30	4,77
16	5089-1	2	дунит	41,85	5,2	н.о	52,82	н.о	н.о	0,14	100,01	5,22
17	5089-2	2	дунит	41,87	6,88	н.о	50,41	0,38	н.о	0,48	100,02	7,1
18	4236-1	2	дунит	40,9	9,3	н.о	49,28	н.о	н.о	0,45	99,93	7,53
19	4236-2	2	дунит	40,65	9,83	н.о	49,05	н.о	н.о	0,49	100,02	8,06
20	5052-1	2	дунит	41,84	5,11	н.о	52,67	н.о	н.о	0,4	100,02	5,16
21	5052-2	2	дунит	42,31	5,78	н.о	51,47	0,23	н.о	0,22	100,01	5,92
22	5052-3	1	дунит	41,67	4,48	н.о	53,53	н.о	н.о	0,32	100,00	4,48
23	С-15/65- 11/1	1	гарцбургит	41,09	9,92	0,23	48,44	н.о	н.о	0,31	99,99	10,30
24	С-15/65- 11/2	2	гарцбургит	40,96	9,84	н.о	48,83	н.о	н.о	0,37	100,00	10,15

№	№обр.	К-во изм.	Порода	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	NiO	Сумма	Fa(%)
25	C-15/65-67/1	2	гарцбургит	43,48	9,23	н.о	46,29	н.о	н.о	0,56	99,56	10,05
26	C-15/65-67/2	1	гарцбургит	41,34	8,74	н.о	49,47	н.о	н.о	0,45	100,00	9,01
27	C-15/65-15	2	гарцбургит	40,875	7,96	н.о	50,69	н.о	н.о	0,485	100,01	8,09
28	4214-1	2	гарцбургит	42,29	3,63	0,14	52,54	1,03	н.о	0,37	100,00	3,73
29	4214-1a	2	гарцбургит	42,46	4,03	н.о	52,98	0,34	н.о	0,21	100,02	4,09
30	4214-16	1	гарцбургит	41,63	4,28	н.о	53,7	н.о	н.о	0,38	99,99	4,28
31	5100-1	2	гарцбургит	42,24	8,42	н.о	48,95	н.о	н.о	0,41	100,02	8,79
32	5100-2	2	гарцбургит	40,8	9,47	н.о	49,3	н.о	н.о	0,44	100,01	9,71
33	4234-1	2	гарцбургит	41,25	7,8	н.о	50,58	н.о	н.о	0,38	100,01	7,96
34	4234-2	2	гарцбургит	41,27	7,72	н.о	50,55	н.о	н.о	0,47	100,01	7,89
35	5010-1	2	ортопироксенит	40,74	9,76	н.о	48,82	н.о	н.о	0,69	100,01	10,07
36	5010-2	2	ортопироксенит	40,2	11	н.о	48,05	н.о	н.о	0,77	100,02	11,37
37	5033/1-1	2	Ол-Хл-Та-метсом	41,72	9,98	0,16	48,14	н.о	н.о	н.о	100,00	10,41
38	5033/1-2	2	Ол-Хл-Та-метсом	40,79	9,24	н.о	49,49	0,3	н.о	0,19	100,01	11,59

Примечания. Fa – содержание фаялитовой составляющей в %, н.о. – компонент не определен.

Таблица 3. Составы клинопироксенов пород Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ п/п	Обр	К-во изм	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	100-1	2	Серпент.	54,06	н.о.	0,50	н.о.	2,62	16,61	26,23	н.о.	н.о.	100,00
2	100-2	2	Серпент.	49,91	н.о.	2,67	3,14	5,03	17,25	22,01	н.о.	н.о.	100,00

Порода	Ортопироксенит		Гарцбургит								Энст.-дунит			Ол-ортопироксенит			
	№ обр	4200-1	4200-2	4214-1	4214-1a	5100-1	5100-2	4234-1	4234-2	C15-65-15	C-15/65-11	4236-1	4236-2	5052-1	5010-1	5010-2	5010-3
MnO		0,14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		0,18	0,26	0,35
FeO	7,70	6,45	3,36	3,12	5,59	6,90	4,47	5,53	4,415	5,32	6,88	6,28	3,40	6,91	5,02	6,72	
MgO	33,79	35,20	34,46	36,77	35,79	34,09	36,2	35,38	37,17	36,11	34,41	35,55	36,87	35,38	33,38	34,53	
CaO	0,30	0,13	0,27	0,28	0,11	н.о.	0,14	0,14	н.о.	н.о.	0,12	н.о.	н.о.	0,11	н.о.	н.о.	
K ₂ O	н.о.	н.о.	0,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,18	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Сумма	99,85	100,00	99,74	100,00	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	99,99	99,70	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	

Примечания: н.о. – компонент не определён.

Таблица 5. Составы амфиболов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ п/п	№ обр	К-во изм	Комплекс	Породы	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Прим.
1	5089-1	2	идарский	дуниты	тремолит	59,92	н.о.	0,57	1,29	25,59	12,76	н.о.	н.о.	100,13	н.о.
2	5089-2	2				59,41	н.о.	0,87	1,59	24,57	13,57	н.о.	н.о.	100,01	н.о.
3	к-14/1-5-1	1				52,14	н.о.	7,13	3	21,63	13,07	1,82	н.о.	100,00	1,21 Cr ₂ O ₃
4	к-14/1-5-2	1				52,48	н.о.	6,69	3,05	21,75	13,34	1,73	н.о.	100,00	0,96 Cr ₂ O ₃
5	1060-1	2	кингашский	пикриты	актинолит	59,5	н.о.	0,81	7	22,11	10,4	0,185	н.о.	100,01	н.о.
6	1060-2	1				58,39	н.о.	1,02	8,25	19,97	12,38	н.о.	н.о.	100,01	н.о.
7	1060-3	1				55,03	н.о.	2	12,08	19,16	11,28	0,45	н.о.	100,00	н.о.
8	3120-1	1		лизардит. серпентиниты	тремолит	59,68	н.о.	н.о.	2,32	24,37	13,33	0,3	н.о.	100,00	н.о.
9	3120-2	1				58,74	н.о.	0,86	2,25	24,97	12,83	0,35	н.о.	100,00	н.о.
10	3120-3	1				59,83	н.о.	н.о.	1,96	25,07	13,14	н.о.	н.о.	100,00	н.о.
11	99-1-2	2				59,26	н.о.	0,7	2,2	24,06	13,8	н.о.	н.о.	100,02	н.о.

№ п/п	№ обр	К-во изм	Комплекс	Породы	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Прим.
12	99-1-3					60,42	н.о	0,79	2,31	24,36	13,02	н.о	н.о	100,90	н.о
13	С-14/25-166-1	1		клинопироксениты	ферропargasит	42,32	1,8	9,85	19,1 2	9,98	13,91	1,78	1,23	99,99	н.о
14	29а	2	кулижинская и кузьинская толщи	пикробазальт	актинолит	54,36	н.о	4,37	9,79	17,31	13,36	0,55	н.о	99,74	н.о
15	29б	2				54,43	н.о	4,37	10,1 1	16,56	13,5	0,58	н.о	99,55	н.о
16	3023-1	1				55,21	н.о	3,73	7,13	17,87	15,8	0,36	н.о	100,10	н.о
17	3023-2	2				54,81	н.о	5,68	6,94	18,49	13,74	0,36	н.о	100,02	н.о
18	1022-1	1		метабаза льт-2	чермакит	45,46	н.о	17,2	11,2 7	12,22	12,09	1,76	н.о	100,00	н.о
19	1022-2	1				45,65	н.о	17,7	10,2 4	13,08	11,24	2,08	н.о	99,99	н.о
20	3007/3-1	2		метабаза льт-1	роговая обманка	46,52	1,06	12,77	13,5 1	12,1	12,33	1,61	н.о	99,90	н.о
21	3007/3-2	2				46,64	0,41	13,99	12,9 7	12,18	11,88	1,94	н.о	100,01	н.о
22	4196-2	3			ферропargasит	45,49 3	1,10 3	10,31	19,8 7	9,146 7	11,78 3	1,26	0,65	99,62	н.о
23	4196-3	2				43,47	1,38	12,18	19,2 6	8,69	11,79	2,06	0,88	99,71	н.о
24	С-15/61-110-1	1	саянский	рудный метасоматит	ферроэдентит	41,2	1,14	13,55	24,2 1	5,01	11,39	1,82	1,28	99,60	0,41 V2O5
25	С-15/61-110-2	1				41,29	1,12	13,65	24,3 3	4,77	11,38	1,68	1,34	99,56	0,43 V2O5
26	С-15/61-110-3	1				37,6	1,22	11,92	26,6 1	4,4	14,73	1,49	1,44	99,41	0,4 V2O5

Примечания: н.о. – компонент не определен; в столбце примечаний указаны примеси в масс. %.

Таблица 6. Составы серпентинов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№обр.	К-во изм	Породы	Минералы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O+K ₂ O	NiO	Сумма
100-1	2	аподунит. серп-т	лизардит	50,24	0,25	3,86	0,61	44,89	н.о	н.о	н.о	99,85
100-2	2			50,435	н.о	3,72	0,285	45,47	н.о	н.о	н.о	99,91
99-1-1	2			50,57	н.о	4,01	0,14	45,1	н.о	н.о	0,19	100,01
99-1-2	1			52,18	н.о	3,12	н.о	44,7	н.о	н.о	н.о	100
99-1-3	1			50,31	н.о	4,28	0,26	44,23	н.о	н.о	н.о	99,08
1080-1	1		антигорит	51,69	0,9	3,58	0,06	43,83	н.о	н.о	н.о	100,06
98-1	2			50,77	0,6	5,37	0,15	43,12	н.о	н.о	н.о	100,01
98-2	1			50,34	1,78	5,42	0,14	42,46	н.о	н.о	н.о	100,14
98-3	1			51,27	0,82	4,17	н.о	43,73	н.о	н.о	н.о	99,99
1032-1	2		верлиты	лизардит	49,53	н.о	4,12	н.о	46,35	н.о	н.о	н.о
1032-2	2	49,59			н.о	5,28	н.о	44,79	0,18	н.о	н.о	99,84
3120-1	1	аповерл. серп-т	лизардит	50,29	н.о	3,41	0,28	45,22	н.о	0,56	н.о	99,76
3120-2	1			50,95	0,44	3,45	н.о	45,16	н.о	н.о	н.о	100

Примечания: н.о. – компонент не определен.

Таблица 7. Составы хлоритов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ обр	К-во изм.	Комплекс	Порода	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
5033/1-1	2	идарский	Ол-Хл-Та-метасом.	клинохлор	35,31	23,23	н.о	4,31	36,83	н.о	0,27	н.о	н.о	99,95
5033/1-2	2				38,21	18,92	н.о	4,43	37,95	н.о	н.о	0,3	н.о	99,81
5033/1-3	2				35,25	24,96	н.о	2,7	37,09	н.о	н.о	н.о	н.о	100
С-15/65-67-1	1		гарцбургит		38,14	17,31	2,25	4,54	37,67	н.о	н.о	н.о	н.о	99,91
С-15/65-	1				37,96	17,42	2,99	4,38	37,24	н.о	н.о	н.о	н.о	99,99

№ обр	К-во изм.	Комплекс	Порода	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма		
67-2																
1080-1	1	Кингашский	дуниты	пеннин	39,96	15,63	0,59	5,43	38,39	н.о	н.о	н.о	н.о	100		
1080-2	2				39,48	15,3	0,76	6,54	37,73	н.о	0,13	н.о	н.о	н.о	99,94	
к-14/2-15-1	1			клинохлор	36,95	15,37	3,23	6,72	37,54	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,81	
к-14/2-15-2	1				37,48	16,1	2,51	4,7	38,59	н.о	н.о	н.о	0,18	н.о	99,56	
99-1-1	1		Лиз. Серпент	пеннин	39,45	16,29	1,11	4,84	38,32	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,01	
99-1-2	1				39,07	16,07	1,04	5,68	38,14	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100	
3120-1	1				39,45	15,38	0,31	4,77	39,2	н.о	н.о	0,49	0,15	н.о	99,75	
3120-2	1				39,09	16,49	0,45	5,63	38,09	н.о	0,26	н.о	н.о	н.о	100,01	
3120-3	1				39,67	16,22	0,81	5,39	37,91	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100	
98-1	1				Ант. Серпент	39,39	15,93	0,74	5,56	38,38	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100
98-2	1					42,3	11,88	0,74	4,47	40,61	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100
1032-1	1				верлиты	38,5	17,2	0,72	6,99	36,4	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,81
1032-2	2	37,62				18,11	0,97	7,43	35,89	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	100,02	
1060-1	1	метапикрит			клинохлор	33,7	23,35	н.о	14,86	27,15	н.о	0,58	0,37	н.о	н.о	100,01
1060-2	1		33,87	23,46		н.о	14,89	27,48	н.о	0,3	н.о	н.о	н.о	100		
1060-3	1		33,08	23,32		н.о	13,17	27,79	н.о	0,37	1,32	0,43	н.о	99,48		
1060-4	1		35,58	22,62		н.о	13,89	27,39	н.о	0,51	н.о	н.о	н.о	99,99		
1022-1	1	кулижинская и кузьинская толщи	метабаза- лт-2	рипидолит	31,99	25,46	н.о	15,27	27,03	0,25	н.о	н.о	н.о	100		
1022-2	1				31,88	26,95	н.о	13,92	27,25	н.о	н.о	0,81	н.о	н.о	100,81	
1022-3	1		клинохлор	36,28	22,2	2,58	14,4	23,46	н.о	2,58	н.о	н.о	н.о	101,5		
1022-4	1			31,94	25,27	0,39	16,17	26,08	н.о	0,39	н.о	н.о	н.о	100,24		
3023-1	1		метапикроб- т	рипидолит	33,26	26,33	н.о	11,69	28,42	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,7	
3023-2	1				33,34	25,98	н.о	12,35	28,32	н.о	н.о	н.о	н.о	н.о	99,99	

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица 8. Составы сульфидов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ п/п	Образец	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Pb	Si	O	Сумма	Примеси	Примечания
1	С-14/12-39-1	Халькопирит	35,28	29,84	0,04	н.об.	34,86	н.об.	н.об.	н.об.	100,02		
2	С-14/12-39-2	Пирротин	37,98	61,24	0,13	0,06	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,41		
3	С-14/12-39-3	Пирротин	38,18	60,96	0,11	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,33		
4	С-14/12-39-4	Пирротин	38,23	61,21	0,12	0,09	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,65		
5	С-14/12-39-5	Пирит	52,62	45,48	1,19	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,30		
6	С-14/12-39-6	Пирит	52,77	44,26	2,72	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,75		
7	С-14/12-39-7	Пирит	52,87	43,27	3,66	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,80		
8	С-14/12-39-8	Пирит	52,37	45,50	0,96	0,01	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,84		
9	С-14/12-39-9	Пирротин	38,75	60,78	0,10	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,71		
10	С-14/12-39-10	Пирротин	38,47	60,79	0,13	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,45		
11	С-14/12-39-11	Пирротин	38,58	60,94	0,12	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,72		
12	С-14/12-39-12	Пирит	52,40	43,95	3,19	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,53		
13	С-14/12-39-13	Пирит	52,49	44,84	2,29	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,62		
14	С-14/12-39-14	Пирит	53,10	44,11	3,15	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,35		
15	С-14/12-39-15	Пирротин	38,09	60,77	0,11	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,04		
16	С-14/12-39-16	Галенит	31,84	25,98	0,72	н.об.	н.об.	39,55	н.об.	н.об.	98,08		
17	С-14/12-39-17	Халькопирит	34,66	30,75	0,04	н.об.	34,32	0,07	н.об.	н.об.	99,85		
18	С-14/12-39-18	Смесь?	0,00	0,04	0,02	0,01	0,00	38,21	н.об.	н.об.	38,28	23,55 % Те	Смесь мин-в
19	С-14/12-39-19	Пирротин	38,61	60,97	0,14	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,80		
20	С-14/12-39-20	Пирротин	38,45	60,31	0,10	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,94		
21	С-14/12-39-21	Халькопирит	34,15	29,97	0,05	0,00	33,86	н.об.	н.об.	н.об.	98,02		
22	С-14/12-39-22	Пирротин	39,03	61,38	0,12	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,61		
23	С-14/12-39-23	Пирротин	38,63	60,01	0,12	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,83		
24	С-14/12-39-24	Пирротин	38,78	60,90	0,12	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,79		
25	577а-1	Пентландит	32,76	28,92	2,48	35,15	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,31		

№ п/п	Образец	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Pb	Si	O	Сумма	Примеси	Примечания
26	577a-2	Пентландит	33,07	28,62	0,58	37,22	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,49		
27	577a-3	Пентландит	32,77	28,96	1,96	35,27	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,95		
28	577a-4	Пентландит	32,62	27,50	0,49	38,22	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,84		
29	577a-5	Пентландит	32,24	27,65	0,55	38,36	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,81		
30	577a-6	Пентландит	30,65	27,61	0,88	32,69	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	91,82		
31	577a-7	Пентландит	32,99	27,12	0,40	38,33	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,84		
32	577a-8	Миллерит	26,74	2,36	0,19	70,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,30		
33	577a-9	Миллерит	27,00	1,92	0,05	69,68	0,13	н.об.	н.об.	н.об.	98,77		
34	577a-10	Пентландит	32,72	28,18	0,96	35,85	0,05	н.об.	н.об.	н.об.	97,75		
35	577a-11	Миллерит	28,32	3,54	0,43	67,75	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	100,11		
36	C-14-23-20-1	Пирит	54,11	46,25	0,20	0,16	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,72		
37	C-14-23-20-2	Пирит	53,94	46,82	0,09	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,84		
38	C-14-23-20-3	Пирит	53,50	44,60	2,13	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,23		
39	C-14-23-20-4	Пирит	53,16	46,28	0,25	0,36	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,05		
40	C-14-23-20-5	Халькопирит	32,24	31,51	0,06	0,00	33,84	н.об.	н.об.	н.об.	97,66		Зерно меньше 5 мкм
41	C-14-23-20-6	Циркон	0,03	0,20	0,00	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,23		
42	C-14-23-20-7	Пирит	53,02	45,64	0,27	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,00		
43	C-14-23-20-8	Пирит	52,65	46,14	0,12	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,91		
44	C-14-23-20-9	Халькопирит	35,11	30,71	0,05	0,00	34,06	н.об.	н.об.	н.об.	99,93		
45	C-14-23-20-10	Пирит	38,40	59,94	0,10	0,33	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,77		
46	C-14-23-20-11	Пирит	53,24	43,17	3,77	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,18		
47	C-14-23-20-12	Пирит	53,72	43,54	3,18	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,43		
48	C-14-23-20-13	Пирротин	38,88	60,33	0,13	0,28	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,61		
49	C-14/16-14,7-1	Пирротин	38,87	60,43	0,15	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,52		
50	C-14/16-14,7-2	Пирротин	39,21	60,55	0,13	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,97		
51	C-14/16-14,7-3	Пирротин	38,66	60,74	0,15	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,61		
52	C-14/16-14,7-4	Халькопирит	34,76	30,77	0,05	0,00	33,99	н.об.	н.об.	н.об.	99,57		

№ п/п	Образец	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Pb	Si	O	Сумма	Примеси	Примечания
53	C-14/16-14,7-5	Халькопирит	35,42	30,56	0,05	0,00	34,28	н.об.	н.об.	н.об.	100,31		
54	C-14/16-14,7-6	Халькопирит	34,92	30,60	0,05	0,00	34,32	н.об.	н.об.	н.об.	99,89		
55	C-14/16-14,7-7	Пирит	54,07	45,04	1,25	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,35		
56	C-14/16-14,7-8	Пирит	54,06	45,01	1,85	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,92		
57	C-14/16-14,7-9	Пирит	54,07	45,02	1,68	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,78		
58	C-14/16-14,7-10	Пирротин	39,46	60,00	0,13	0,06	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,65		
59	C-14/16-14,7-11	Пирротин	40,19	59,51	0,13	0,06	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,89		
60	C-14/16-14,7-12	Пирротин	40,02	59,85	0,15	0,07	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,08		
61	C-14/16-14,7-13	Пирротин	39,37	59,63	0,12	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,19		
62	C-14/16-14,7-14	Смесь?	51,48	43,33	1,57	0,00	3,70	н.об.	н.об.	н.об.	100,07		
63	C-14/16-14,7-15	Пирит	54,01	44,48	2,00	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,49		
64	C-14/16-14,7-16	Пирит	54,07	44,53	2,01	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,61		
65	C-14/16-14,7-17	Пирротин	40,26	59,35	0,13	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,81		
66	C-14/16-14,7-18	Пирротин	39,20	59,82	0,13	0,08	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,23		
67	C-14/16-14,7-19	Пирит	53,10	46,20	0,11	0,04	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,45		
68	C-14/16-14,7-20	Пирит	53,31	46,40	0,11	0,10	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,93		
69	C-15/61-109,3-1	Пирротин	39,31	59,54	0,16	0,10	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,10		
70	C-15/61-109,3-2	Пирротин	38,17	59,68	0,14	0,11	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,09		
71	C-15/61-109,3-3	Пирит	53,34	46,27	0,07	0,02	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,70		
72	C-15/61-109,3-4	Пирит	52,75	46,26	0,14	0,14	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,28		
73	C-15/61-109,3-5	Пирит	53,74	46,82	0,14	0,11	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,81		
74	C-15/61-109,3-6	Пирит	52,26	46,28	0,12	0,10	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,76		
75	C-15/61-109,3-7	Пирит	52,85	45,89	0,11	0,12	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,96		
76	C-15/61-109,3-8	Пирит	52,28	45,53	0,14	0,12	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,07		
77	C-15/61-109,3-9	Пирит	52,58	45,43	0,14	0,16	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,31		
78	C-15/61-109,3-10	Пирит	53,89	43,10	3,52	0,02	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,52		
79	C-15/61-109,3-11	Пирит	54,15	43,66	2,80	0,01	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,62		
80	C-15/61-109,3-12	Пирит	53,75	44,98	1,71	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,45		
81	C-15/61-109,3-13	Пирит	53,98	43,02	3,39	0,00	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,39		

№ п/п	Образец	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Pb	Si	O	Сумма	Примеси	Примечания
82	C-15/61-109,3-14	Халькопирит	35,15	30,01	0,07	0,00	34,37	н.об.	н.об.	н.об.	99,59		
83	C-15/61-109,3-15	Халькопирит	35,23	30,29	0,05	0,01	34,50	н.об.	н.об.	н.об.	100,08		
84	C-15/61-109,3-16	Пирротин	39,36	58,91	0,17	0,07	0,24	н.об.	н.об.	н.об.	98,75		
85	C-15/61-109,3-17	Пирротин	39,40	58,94	0,15	0,12	0,28	н.об.	н.об.	н.об.	98,89		
86	C-15/61-109,3-18	Халькопирит	35,89	30,71	0,05	0,00	33,74	н.об.	н.об.	н.об.	100,38		
87	C-15/61-109,3-19	Халькопирит	35,13	30,12	0,06	0,00	32,90	н.об.	н.об.	н.об.	98,20		
88	C-15/61-109,3-20	Халькопирит	35,04	30,45	0,04	0,00	33,60	н.об.	н.об.	н.об.	99,13		
89	C-15/61-109,3-21	Пирротин	40,09	59,14	0,14	0,14	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,50		
90	C-15/61-109,3-22	Пирротин	40,06	58,69	0,16	0,13	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	99,03		
91	C-15/61-109,3-23	Пирротин	39,34	59,00	0,13	0,12	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,58		
92	C-15/61-109,3-24	Пирит	52,36	45,60	0,12	0,17	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,24		
93	C-15/61-109,3-25	Пирротин	39,93	58,75	0,13	0,15	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,97		
94	C-15/61-109,3-26	Халькопирит	35,14	30,47	0,04	0,00	34,25	н.об.	н.об.	н.об.	99,90		
95	C-15/61-109,3-27	Халькопирит	35,77	30,97	0,05	0,00	34,77	н.об.	н.об.	н.об.	101,56		
96	3007_3/1	Халькопирит	33,78	29,07	н.об.	н.об.	33,96	н.об.	0,40	2,79	100,00	FeO, Si	
97	3007_3/2	Пирротин? Fe?	21,97	74,48	н.об.	0,55	н.об.	н.об.	1,76	н.об.	98,76	Si, Al, Ca	
98	C-15/61-109,3-28	Пирит	48,13	41,73	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,30	8,20	98,36	Si, Ca, Mg	Замещается магнетитом, включения силикатов
99	C-15/61-109,3-2	Пирит	52,97	47,03	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,00		
100	C-15/61-109,3-3	Пирротин	39,57	60,43	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,00		
101	C-15/61-109,3-4	Пирротин	40,86	59,14	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,00		
102	C-15/61-109,3-5	Пирит	50,59	46,26	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	3,15	100,00	FeO	
103	C-15/61-109,3-6	Пирротин	38,16	61,63	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,22	н.об.	100,01	Si	
104	3007_3/3	Магнетит	0,27	67,63	н.об.	н.об.	0,54	н.об.	1,72	29,13	99,29	Si, Al, Ca	Магнетит замещает пирротин
105	3007_3/4	Пирротин	33,38	55,15	н.об.	0,36	0,75	н.об.	1,26	8,14	99,04	Si, Mg, Al, FeO	

№ п/п	Образец	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Pb	Si	O	Сумма	Примеси	Примечания
106	3007_3/5	Халькопирит	36,68	29,39	н.об.	н.об.	33,35	н.об.	0,59	н.об.	100,01	Si	
107	3007_3/6	Пирит	52,94	46,75	н.об.	0,31	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	100,00		Замещается магнетитом
108	5033_1	Пирротин	39,35	60,12	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,53	н.об.	100,00	Si	Примеси силикатов
109	C-62-165-1	Пентландит	33,12	39,53	н.об.	26,08	н.об.	н.об.	0,37	н.об.	99,10	Cr, Si	
110	C-62-165-2	Пентландит	33,27	33,66	н.об.	31,92	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	98,85	Mg, Cr	
111	C-14/22-142-1	Пирротин	38,66	57,39	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	3,95	100,00	FeO	Замещается магнетитом
112	C-14/22-142-2	Пирротин	37,30	58,68	н.об.	н.об.	н.об.	н.об.	0,17	3,84	99,99	FeO	

Примечания: н.об. – компонент не обнаружен

Таблица. 9 Составы оксидов титана в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

Порода	Тремолитит			Амф-т	Метасом. по ультрамаф.			Пироксенит	
	29а	29б	29в		3007_3	5033_1-1	5033_1-2	5033_1-3	C-14/22-142-1
№ обр	1	1	2	1	1	1	1	1	1
К-во изм	1	1	2	1	1	1	1	1	1
Минерал	Ильменит	Рутил			Ильменит	Мгт	Ильменит		
SiO ₂	1,31	2,62	1,02	3,22	2,55	н.о.	2,12	0,45	н.о.
TiO ₂	51,86	95,97	96,34	96,00	51,48	н.о.	50,44	52,76	52,87
Al ₂ O ₃	0,60	н.о.	0,36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	39,44	0,35	0,47	0,42	36,25	98,57	36,56	45,11	45,23
MgO	0,82	0,35	0,97	н.о.	6,82	0,70	7,71	н.о.	н.о.
MnO	5,71	н.о.	н.о.	н.о.	2,42	н.о.	2,74	1,68	1,90
Na ₂ O	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,48	0,74	0,44	н.о.	н.о.

Сумма	99,74	99,29	99,28	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00
Примечания					мгт обрастает зерно ильменита		структуры распада ти-мгт в пирр		

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица. 10 Составы талька в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

Порода	гарцбургит	Ол-Хл-Та-мет	дунит	дунит	дунит	дунит	дунит	гарцбургит	гарцбургит	гарцбургит
№ обр	5100	5033/1-1	С15-62-165	К-14/2-15-1	К-14/2-15-2	К-14/2-15-3	К-14/2-15-4	С-15/65-67-1	С-15/65-67-2	С-15/65-67-3
К-во изм	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	66,54	59,32	66,24	66,13	65,80	64,18	66,14	66,54	67,28	66,88
FeO	2,61	3,00	1,13	1,22	1,39	2,06	1,34	1,39	1,4	1,43
MgO	30,85	24,71	32,64	32,65	32,81	33,5	32,3	31,16	31,04	31,48
CaO	н.о.	12,57	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	н.о.	0,31	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,35	н.о.	н.о.
NiO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,26	н.о.	0,25	0,28	н.о.
Сумма	100,00	99,91	100,00	100,00	100,00	99,74	99,78	99,44	99,72	99,79

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица. 11 Составы гранатов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ обр.	К-во изм.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Содержания миналов, в %					
										Пироп	Альманд.	Спессарт.	Гроссул.	Хогардит	Андрад.

С-15/61-110	2	38,10	19,71	27,79	1,14	10,74	2,38	0,17	н.о.	8,2	55,3	5,4	19,7	0	11,4
4196	5	38,90	20,79	22,13	1,64	11,14	3,58	1,26	0,06	6,1	50,8	5,9	32,8	4,4	0

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица. 12 Составы эпидотов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ обр.	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Сумма
3007_3-1	метабаза́льт-1	39,85	28,79	5,84	н.о.	25,53	100,01
1022-3	метабаза́льт-2	41,55	28,71	6,77	н.о.	22,97	100
1022-4	метабаза́льт-2	40,96	28,9	6,69	0,35	23,1	100

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица. 13 Составы биотитов в породах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ обр.	К-во изм	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	Сумма
С-15/62-96-1	2	метабаза́льт-1	38,07	2,295	19,565	21,35	8,98	0,385	9,365	н.о.	100,01
С-15/62-96-3	1		37,05	1,71	19,13	22,92	9,19	0,32	9,68	н.о.	100
С-15/61-109,3-1	1	рудный метасоматит	36,12	1,86	16,76	28,95	6,02	0,42	8,96	0,59	99,68
С-15/61-109,3-2	1		34,40	2,67	15,23	32,71	4,75	н.о.	9,22	0,57	99,55
С-15/61-109,3-5	1		36,56	1,89	17,03	30,57	4,72	н.о.	9,23	н.о.	100,00
С-14/25-166-1	1	клинопироксенит	39,38	2,64	15,84	17,11	15,34	н.о.	9,02	н.о.	99,33
С-14/25-166-2	1		39,31	3,77	15,77	17,60	14,82	н.о.	8,74	н.о.	100,01
С-14/22-125-2	2	метабаза́льт-1	37,59	2,17	19,24	22,40	8,88	0,2	9,35	н.о.	99,81
С-14/22-125-3	2		36,84	1,82	19,11	22,97	9,20	0,30	9,73	н.о.	99,96

Примечания: н.о. – компонент не определён

Таблица. 14 Составы альбитов в рудных метасоматитах Кулибинского ПРУ, в масс.%

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	Сумм	Ап
С-15/62-109,3-3	66,15	21,82	н.о.	2,85	8,98	н.о.	0,21	100,01	9,60
С-15/62-109,3-4	65,44	21,51	0,48	4,10	8,20	0,27	н.о.	100,00	12,40
С-15/62-109,3-6	63,92	22,33	0,46	4,04	8,99	0,26	н.о.	100,00	13,40

Примечания: н.о. – компонент не определён

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Химический состав изученных пород Кулибинского ПРУ

Таблица 1. Составы интрузивных пород мафит-ультрамафитового ряда, вес. %

№ обр.	Порода*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
Кингашский комплекс														
50201	Д	45,39	0,05	1,17	8,18	3,24	4,94	0,12	37,43	0,21	0,04	0,01	0,02	7,03
К-2-32	Д	42,99	0,03	0,87	8,51	3,71	4,39	0,11	38,57	0,53	0,03	0,01	0,01	8,81
1147	Д	43,13	0,07	4,99	14,63	н.о.	н.о.	0,18	32,47	4,44	0,16	0,05	н.о.	н.о.
6019/7	Д	42,28	0,12	2,28	18,25	н.о.	н.о.	0,23	33,44	3,32	0,16	0,04	н.о.	н.о.
С-14/30-32	Д	36,72	0,05	3,81	14,34	7,28	6,26	0,19	33,35	3,36	0,02	0,02	н.о.	8,71
С-14/30-36	Д	37,08	0,04	3,35	14,59	7,58	6,18	0,19	34,64	2,77	0,02	0,01	н.о.	7,72
С-14/30-39,8	Д	42,41	0,20	9,39	12,11	6,46	5,65	0,17	22,76	6,60	0,51	0,02	0,01	5,87
50209	Д	38,08	0,06	4,37	13,24	4,21	9,03	0,17	30,36	3,38	0,01	0,01	0,02	9,86
98	СП	35,52	0,05	3,13	15,94	5,48	9,85	0,14	33,44	0,44	0,05	0,01	0,01	11,15
1180	СП	42,13	0,07	1,04	17,08	н.о.	н.о.	0,20	38,98	0,40	0,17	0,06	н.о.	н.о.
3009	СП	36,55	0,03	2,12	14,38	5,10	8,71	0,16	34,22	0,41	0,13	0,01	0,01	11,55
3010	СП	37,88	0,04	4,34	13,17	7,46	4,88	0,22	30,44	2,33	0,04	0,01	0,01	11,01
4039	СП	36,54	0,06	2,42	15,69	6,09	8,92	0,15	32,73	2,13	0,01	0,01	0,01	10,23
7014/1	СП	43,41	0,09	4,56	14,59	н.о.	н.о.	0,19	33,32	3,72	0,16	0,05	н.о.	н.о.
К-14/8-50	СП	36,36	0,10	1,38	14,17	3,03	11,14	0,15	34,74	1,19	0,01	0,02	0,01	11,34
100	ВРЛ	37,09	0,04	3,43	12,21	4,64	7,05	0,14	33,26	2,38	0,04	0,01	0,01	11,15
1032	ВРЛ	39,01	0,07	4,67	13,02	7,31	4,90	0,16	28,86	5,62	0,03	0,01	0,01	8,51
4038	ВРЛ	40,46	0,09	3,97	13,70	7,38	5,50	0,22	28,80	4,09	0,03	0,01	0,03	9,50
С-14/32-54	ВРЛ	41,69	0,08	2,50	11,31	5,71	4,97	0,15	28,65	6,93	0,02	0,02	н.о.	9,22
1155	ВБС	51,42	0,25	2,97	15,24	н.о.	н.о.	0,34	19,66	9,75	0,28	0,06	н.о.	н.о.
78	ОЛ-ПК	41,20	0,05	6,43	10,69	6,16	3,84	0,13	26,64	6,23	0,07	0,03	0,01	9,38
3008	ОЛ-ПК	38,81	0,05	4,02	12,80	4,80	7,47	0,17	30,83	3,69	0,06	0,01	0,01	9,53
7003	ОЛ-ПК	46,17	0,10	7,75	9,99	н.о.	н.о.	0,13	27,81	7,26	0,59	0,20	н.о.	н.о.

№ обр.	Порода*	SiO2	TiO2	Al2O3	Feобщ	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	ппп
7003-1	ОЛ-ПК	44,01	0,10	7,39	9,52	н.о.	н.о.	0,13	26,52	6,92	0,56	0,17	0,02	4,81
С-14/32-50	ОЛ-ПК	48,09	0,13	2,82	9,03	4,73	4,30	0,15	24,04	9,34	0,06	0,01	0,01	5,16
6019/8	ОП-ПК	41,98	0,13	4,88	15,88	н.о.	н.о.	0,20	34,28	2,47	0,16	0,09	н.о.	н.о.
6023/3	П-ПК	51,19	0,50	8,35	9,23	н.о.	н.о.	0,12	17,69	11,67	0,83	0,24	н.о.	н.о.
6024/2	П-ПК	50,01	0,19	10,44	8,91	н.о.	н.о.	0,13	17,69	11,84	0,62	0,16	н.о.	н.о.
6027/2	П-ПК	52,95	0,13	2,71	11,19	н.о.	н.о.	0,16	20,52	12,11	0,15	0,08	н.о.	н.о.
7014/2	П-ПК	46,23	0,18	12,34	11,80	н.о.	н.о.	0,17	16,61	11,41	1,04	0,19	н.о.	н.о.
7020/5	П-ПК	50,90	0,18	9,43	10,19	н.о.	н.о.	0,45	17,76	10,22	0,69	0,14	н.о.	н.о.
6028/4a	АМ-ПК	55,85	0,05	3,59	9,80	н.о.	н.о.	0,32	15,89	14,15	0,16	0,13	н.о.	н.о.
1060	ПК	44,56	0,06	8,46	12,62	8,68	2,97	0,12	20,53	7,30	0,06	0,01	0,01	6,30
1062	ПК	49,93	0,10	4,78	10,46	7,38	2,26	0,13	20,76	9,78	0,14	0,02	0,01	4,51
3034	ПК	54,95	0,08	1,38	9,52	5,86	3,01	0,13	19,85	12,20	0,10	0,01	0,01	2,56
С-14/32-58	ПК	46,93	0,20	7,98	8,40	5,45	2,35	0,16	17,44	14,82	1,06	0,06	н.о.	2,92
С-14/12-33	КПК	45,43	0,84	10,87	7,31	5,87	0,79	0,09	21,14	7,21	0,21	2,48	0,26	0,94
6018/2	ГБ	45,93	0,15	14,32	9,07	н.о.	н.о.	0,14	14,77	12,59	0,78	0,07	0,01	2,26
6023/1	ГБ	58,01	0,72	15,11	9,05	н.о.	н.о.	0,14	4,35	6,30	2,53	1,49	0,13	2,20
Породы переходного типа														
5101	Д	38,64	0,02	1,37	11,19	6,39	4,09	0,20	44,64	1,75	0,06	0,05	0,07	3,09
5173	Д	44,95	0,02	1,36	10,29	н.о.	н.о.	0,15	41,92	1,15	0,15	0,01	н.о.	н.о.
50202	Д	42,23	0,01	0,84	9,47	3,09	6,04	0,13	39,44	0,71	0,02	0,02	н.о.	7,67
50203	Д	42,00	0,01	0,85	8,57	1,94	6,42	0,13	37,90	0,33	0,02	0,02	н.о.	11,10
С-14/1-1	Д	41,28	0,02	1,19	8,26	3,78	4,06	0,10	39,01	0,97	0,04	0,01	0,01	8,99
С-14/1-5,8	Д	43,18	0,04	1,05	8,13	2,36	5,77	0,12	37,68	0,43	0,04	0,01	0,01	9,08
С-14/1-36	Д	41,79	0,03	1,25	8,08	4,56	3,01	0,11	39,28	1,04	0,04	0,01	0,00	8,57
К-14/1-12	Д	44,02	0,15	2,69	8,52	3,17	5,00	0,14	33,46	1,61	0,24	0,02	0,03	9,25
К-14/1-30	Д	42,23	0,04	1,35	8,21	3,03	4,84	0,10	35,91	0,68	0,08	0,01	0,01	11,64
К-14/6-58	Д	43,29	0,36	6,25	8,96	5,10	3,29	0,09	30,46	4,37	0,72	0,04	0,03	4,97
С-15/62-162	Д-Г	44,64	0,02	1,46	7,58	4,40	2,70	0,10	41,39	0,49	0,02	0,02	н.о.	4,50
С-15/62-163	Д-Г	44,63	0,06	2,26	7,96	5,00	2,41	0,11	39,75	0,79	0,02	0,61	н.о.	4,05

№ обр.	Порода*	SiO2	TiO2	Al2O3	Feобщ	FeO	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	ппп
С-15/62-169	Д-Г	44,97	0,02	1,07	8,26	5,38	2,29	0,12	42,76	0,67	0,02	0,02	н.о.	3,06
4239	ГАР	44,94	0,05	1,93	9,35	4,11	4,78	0,23	40,00	0,05	0,03	0,01	0,02	2,71
18448	ГАР	45,96	0,07	2,99	9,38	н.о.	н.о.	0,15	34,58	1,20	0,01	0,08	0,02	5,41
6013	СП	38,71	0,02	1,19	8,03	н.о.	н.о.	0,20	35,00	2,43	0,01	0,04	0,01	14,54
7009	СП	44,33	0,08	5,60	8,64	н.о.	н.о.	0,15	40,50	0,47	0,17	0,05	н.о.	н.о.
К-14/1-22	СП	44,40	0,24	4,03	8,94	3,55	4,99	0,13	30,20	2,56	0,34	0,01	0,03	8,91
К6 15/3-91	СП	50,44	0,19	3,87	7,85	2,76	4,79	0,28	23,97	9,67	0,34	0,10	н.о.	2,61
К615/4-16	СП	31,80	0,08	1,91	14,94	4,37	10,57	0,15	29,15	1,00	0,05	0,01	0,03	18,93
Идарский комплекс														
5125	Д	42,84	0,00	0,45	9,48	6,01	2,80	0,14	46,54	0,17	0,04	0,03	0,01	0,90
9011	Д	40,03	0,00	0,32	8,80	2,74	5,76	0,10	40,54	0,24	0,08	0,02	0,01	8,84
9054	Д	37,78	0,00	1,08	11,47	6,93	3,77	0,21	45,40	0,09	0,05	0,04	0,02	3,81
19010	Д	40,22	0,02	0,61	8,66	3,81	4,43	0,16	41,53	0,12	0,07	0,01	0,02	7,74
50198	Д	41,02	0,01	0,46	9,86	5,55	3,70	0,14	46,95	0,43	0,02	0,02	н.о.	1,56
50210	Д	43,16	0,01	0,56	9,25	3,34	5,54	0,12	46,17	0,12	0,02	0,02	н.о.	1,31
50213	Д	45,49	0,10	2,99	6,13	2,54	3,59	0,10	32,77	2,93	0,16	0,01	0,02	8,73
К-14/4-70	Д	44,10	0,03	0,99	8,51	6,18	1,64	0,10	42,34	1,35	0,05	0,01	0,01	2,74
К-14/4-96	Д	44,95	0,02	0,65	8,44	6,48	1,24	0,09	43,90	0,22	0,03	0,01	0,00	2,15
50214	ГАР	49,82	0,02	0,49	7,64	3,87	3,38	0,10	41,97	0,17	0,02	0,06	н.о.	0,57
50216	ГАР	48,26	0,01	0,44	8,82	4,36	3,98	0,14	41,82	0,11	0,02	0,02	н.о.	1,18
С-15/65-13	ГАР	49,06	0,02	0,61	7,46	4,98	1,93	0,13	40,67	0,11	0,02	0,02	н.о.	2,77
С-15/65-30	ГАР	45,83	0,05	3,10	8,67	4,90	3,23	0,17	40,22	0,13	0,02	0,03	н.о.	2,62
С-14/36-16	СП	40,49	0,00	0,99	8,08	2,74	5,04	0,09	36,91	0,25	0,01	0,01	0,02	12,41
С-14/36-21	СП	39,54	0,02	1,38	8,06	н.о.	н.о.	0,21	36,72	0,36	0,01	0,02	н.о.	12,61
С-14/36-32	СП	45,92	0,06	1,83	6,70	2,80	3,90	0,13	33,12	1,65	0,04	0,11	0,01	10,47
С-14/36-32-1	СП	44,81	0,00	1,59	7,24	3,65	3,18	0,12	33,59	1,10	0,01	0,11	0,01	10,81
С-14/37-27	СП	43,49	0,00	1,93	7,38	3,35	3,66	0,10	35,01	1,33	0,13	0,14	0,01	10,36
С-14/37-36	СП	41,34	0,10	1,66	7,98	1,83	6,15	0,09	36,72	0,10	0,01	0,01	0,01	11,57

№ обр.	Порода*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
С-14/37-36-1	СП	40,72	0,03	1,39	8,16	2,89	4,95	0,09	36,92	0,48	0,01	0,02	0,01	11,90
С-14/37-42	СП	43,84	0,02	1,46	7,73	4,11	3,16	0,14	34,64	3,05	0,03	0,04	0,02	10,42
С-14/37-62	СП	36,05	0,01	1,21	6,74	н.о.	н.о.	0,12	28,69	8,10	0,01	0,02	н.о.	19,10
С-14/37-70	СП	38,05	0,07	3,17	7,34	н.о.	н.о.	0,16	36,42	1,87	0,01	0,25	н.о.	13,24
С-14/37-80	СП	37,96	0,00	2,28	6,73	2,59	3,85	0,20	26,55	9,17	0,06	0,08	0,01	16,90
С-14/37-100	СП	40,11	0,06	3,35	6,87	2,51	4,08	0,16	26,90	7,50	0,01	0,08	0,02	15,15

* - сокращения названий горных пород: Д – дунит, СП- серпентинит, ВРЛ – верлит, ВБС – вебстерит, ПК –метапикрит, ОЛ-ПК – оливиновый метапикрит, ОП-ПК – оливин-пироксеновый метапикрит, П-ПК – пироксеновый метапикрит, АМ-ПК – амфиболовый метапикрит, ГБ – габбро, ГАР – гарцбургит, Д-Г – дунит-гарцбургит.

Таблица 2. Составы метавулканитов мафит-ультрамафитового ряда, вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Пикрит-базальтовая серия												
С-15/62-198	43,19	0,14	2,09	8,02	5,74	2,28	0,13	40,27	2,05	0,06	0,01	0,04
Ш14-82	45,26	0,16	4,99	16,81	6,99	9,05	0,17	21,86	8,28	0,02	0,03	н.о.
Ш14-86	42,69	0,15	5,74	18,21	7,27	10,14	0,24	21,95	7,24	0,02	0,03	н.о.
С-14/30-71	39,78	0,03	1,91	11,24	7,40	3,03	0,13	26,14	7,26	0,02	0,02	н.о.
К-14/8-10	39,65	0,09	7,70	10,77	4,18	6,59	0,18	27,84	4,78	0,10	0,01	0,02
50206	48,19	0,12	5,90	9,65	5,88	3,77	0,16	22,67	8,32	0,06	0,01	0,02
С-15/62-214	49,07	0,33	10,20	6,53	4,89	1,64	0,12	20,69	4,77	1,03	2,65	0,05
6029/4	49,75	0,10	11,14	8,59	н.о.	н.о.	0,15	16,29	13,03	0,75	0,18	н.о.
3081	45,86	0,20	11,46	8,03	6,01	1,35	0,14	13,86	14,77	0,74	0,03	0,01
С-15/62-190	47,66	0,39	15,99	6,06	4,37	1,69	0,11	13,08	12,39	1,27	0,62	0,04
С-15/62-135	50,49	0,48	13,81	6,47	4,14	1,87	0,09	12,23	7,15	2,33	1,37	н.о.
3050	47,43	0,31	13,79	10,64	7,69	2,09	0,18	13,28	11,90	0,26	0,04	0,01
3035/1	45,65	0,55	18,32	9,08	6,85	1,47	0,12	10,63	13,91	0,29	0,05	0,01

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feо _{бщ}	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
3073	47,43	0,31	13,79	10,64	7,69	2,09	0,18	13,18	9,91	1,99	0,31	0,01
3081	45,86	0,20	11,46	8,03	6,01	1,35	0,14	13,86	14,77	0,74	0,03	0,01
6019/4	47,45	0,36	16,35	9,26	н.о.	н.о.	0,14	11,26	13,85	1,11	0,15	н.о.
3035/1	45,65	0,55	18,32	9,08	6,85	1,47	0,12	10,63	13,91	0,29	0,05	0,01
C-15/62-114	48,98	0,32	18,81	5,40	3,19	1,86	0,09	9,96	11,48	1,76	1,29	н.о.
C-15/62-125	45,99	0,25	21,31	4,57	2,97	1,60	0,09	9,69	12,02	1,53	1,30	0,03
6018/4	46,40	1,16	18,54	13,68	н.о.	н.о.	0,19	6,17	10,39	2,23	0,15	0,02
4117	48,92	1,57	14,00	14,23	9,74	3,41	0,25	7,03	10,22	1,70	0,67	0,11
4108	41,66	1,26	16,52	16,74	8,60	7,18	0,22	7,66	13,13	0,87	0,05	0,01
4110	43,33	0,90	18,97	14,33	8,22	5,20	0,23	7,05	12,29	1,29	0,16	0,04
3108	45,13	0,73	20,31	11,65	7,46	3,36	0,14	7,73	10,34	0,64	0,02	0,01
4108	41,66	1,26	16,52	16,74	8,60	7,18	0,22	7,66	13,13	0,87	0,05	0,01
4110	43,33	0,90	18,97	14,33	8,22	5,20	0,23	7,05	12,29	1,29	0,16	0,04
4117	48,92	1,57	14,00	14,23	9,74	3,41	0,25	7,03	10,22	1,70	0,67	0,11
C-15/62-75	50,87	0,09	9,45	1,63	1,22	0,28	0,06	9,18	14,67	2,04	1,99	н.о.
Толеитовая и известково-щелочные серии												
3108	45,13	0,73	20,31	11,65	7,46	3,36	0,14	7,73	10,34	0,64	0,02	0,01
2028/1	45,90	1,21	15,63	11,20	н.о.	н.о.	0,14	10,08	13,78	1,16	0,76	н.о.
6010/2	47,61	1,26	15,12	11,77	н.о.	н.о.	0,19	8,38	13,18	1,85	0,48	н.о.
K-14/4-38	47,18	1,18	15,73	11,17	7,49	2,85	0,16	9,18	11,99	1,49	0,18	0,18
C-14/7-135	48,97	1,51	16,06	10,66	6,61	3,32	0,19	5,97	11,85	2,27	0,94	н.о.
C-15/61-81	50,90	1,30	14,26	14,23	9,39	3,81	0,19	7,22	9,37	2,09	0,86	н.о.
K-14/4-24	48,98	1,26	15,35	10,53	7,12	3,41	0,20	8,45	11,13	2,37	0,54	0,11
K615/3-117	45,30	0,38	19,10	7,38	2,30	5,08	0,17	7,58	17,36	0,42	0,21	0,03
3073-1	54,62	0,16	10,75	6,69	4,72	1,44	0,16	13,18	9,91	1,99	0,31	0,09
C-15/62-182	49,06	0,15	20,90	4,12	2,56	1,28	0,07	9,08	11,17	1,96	1,14	н.о.
6022/2	47,85	0,25	21,98	7,23	н.о.	н.о.	0,10	6,59	12,83	2,89	0,21	н.о.
C-14/29-22.5	52,26	0,42	19,17	7,60	4,75	2,33	0,12	5,94	11,25	2,35	0,06	н.о.

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
К6 15/5 35	53,71	2,13	14,36	13,36	7,07	5,51	0,23	4,10	6,42	3,20	1,39	н.о.
4026	43,74	3,06	17,96	16,62	10,96	4,44	0,26	5,33	8,28	2,85	0,34	0,56
6010	39,17	3,89	12,93	18,72	н.о.	н.о.	0,31	10,67	10,68	1,27	1,45	0,34
Бимодальная серия												
C-15/61-9	48,90	2,49	12,72	18,87	11,70	5,88	0,19	4,57	8,96	1,72	1,02	н.о.
C-15/61-123	54,52	2,20	13,23	15,75	9,68	5,01	0,17	3,05	5,96	2,58	1,96	н.о.
C-15/61-21	66,80	0,41	14,91	5,36	3,04	1,99	0,12	2,24	3,37	3,58	2,75	н.о.
C-15/61-91	70,26	0,49	13,17	6,01	3,66	1,95	0,08	1,38	1,86	2,16	4,97	н.о.
C-15/61-105	64,14	1,20	12,64	9,77	5,97	3,14	0,14	1,69	4,76	2,84	2,62	н.о.
C-15/61-129	62,83	1,11	12,99	10,12	5,94	3,53	0,15	1,52	4,08	3,02	3,47	н.о.
C-15/61-169	69,73	0,87	12,27	7,41	5,18	1,66	0,09	1,86	2,40	1,85	3,34	н.о.
C-15/61-46	54,95	0,89	15,52	10,68	6,81	3,12	0,17	5,47	9,10	2,46	1,05	н.о.
C-15/61-73	53,94	0,75	15,09	11,77	7,92	2,98	0,18	6,19	9,05	2,16	0,84	н.о.
C-15/61-30	42,45	2,51	14,36	21,04	11,84	7,90	0,22	6,06	8,15	1,76	2,44	н.о.
4026	43,74	3,06	17,96	16,62	10,96	4,44	0,26	5,33	8,28	2,85	0,34	0,56
4028	45,43	2,82	19,68	13,88	7,84	5,17	0,22	4,78	8,65	3,19	0,33	0,84
4028	45,43	2,82	19,68	13,88	7,84	5,17	0,22	4,78	8,65	3,19	0,33	0,84
C-15/61-126	48,20	3,27	12,19	21,08	12,37	7,35	0,18	4,10	6,08	2,17	2,29	н.о.

Таблица 3. Составы пород, не относящихся к мафит-ультрамафитовым комплексам, вес. %

№ пробы	Порода*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
C-15/62-110	ПГ	73,51	0,109	14,73	1,38	0,70	0,60	0,036	0,341	1,8	4,214	3,35	н.о.	0,46
C-15/62-232	ПГ	72,28	0,087	15,18	1,23	0,70	0,45	0,038	0,402	1,72	4,136	4,03	н.о.	0,21
C-15/62-236	ПГ	70,69	0,345	15,18	2,98	2,24	0,49	0,059	0,913	2,62	3,966	2,72	н.о.	0,52
C-14/1-35	УМС	48,88	0,38	6,63	8,45	3,71	4,33	0,15	21,54	5,57	0,74	0,12	0,03	6,90
C-14/1-63	УМС	44,99	0,64	6,72	8,40	6,81	0,83	0,092	25,21	3,77	0,26	0,81	0,42	8,36

№ пробы	Порода*	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Feобщ	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
C-14/2-13	АМФ	76,15	0,057	14,59	0,80	0,62	0,11	0,013	0,58	1,35	5,51	0,32	0,022	0,41
C-14/1-13	УМС	42,23	0,23	4,84	7,67	4,09	3,12	0,093	33,48	2,49	0,17	0,028	0,026	8,50
C-14/27-20	ПГС	50,79	0,589	14,07	10,11	5,27	4,26	0,15	12,181	6,53	2,657	0,13	н.о.	2,96
C-14/27-24	ПГС	70,62	0,57	12,55	6,64	2,83	3,50	0,092	0,72	1,56	2,495	5,24	н.о.	0,37
К6 15/2-47	КАР	64,31	0,782	14,05	6,38	3,36	2,65	0,156	5,199	0,44	3,005	1,7	н.о.	3,33
К-15/2-61	КАР	46,78	0,198	13,31	5,50	3,62	1,48	0,169	10,003	9,93	0,47	1,69	н.о.	12,01
C-14/25-10	ПС	64,23	0,902	13,21	10,81	4,93	5,34	0,145	1,067	3,52	2,712	3,57	н.о.	0,14
C-15/62-10	ПС	59,93	1,117	17,56	10,00	6,50	2,78	0,28	2,899	2,29	1,24	2,8	н.о.	1,41
C-15/62-19	ПС	45,28	0,694	12,64	5,04	3,48	1,18	0,069	2,416	19,3	1,048	1,89	н.о.	9,67
C-15/62-31	МС	52,14	1,059	20,49	7,65	3,52	3,74	0,027	1,184	2,25	1,674	4,9	н.о.	5,50
C-15/62-35	МС	61,43	0,747	12,56	5,35	1,86	3,29	0,046	1,284	5,73	1,866	2,38	н.о.	7,08
C-15/62-40	МС	51,04	1,032	18,7	7,08	2,57	4,23	0,044	1,603	6	0,852	4,39	н.о.	7,83
C-15/62-56	ПС	55,7	1,416	17,3	9,82	7,47	1,53	0,14	3,535	6,22	0,366	2,71	н.о.	2,51
C-15/62-145	БМС	48,85	1,307	16,4	11,00	5,68	4,70	0,132	3,614	4,83	4,106	1,84	н.о.	8,10
C-15/62-148	БМС	58,04	0,9	14,56	7,90	5,29	2,03	0,202	5,676	5,59	1,998	2,59	н.о.	1,96
C-15/62-225	ПС	57,14	1,157	15,45	8,79	6,48	1,60	0,149	5,823	5,02	1,63	2,91	н.о.	1,04
C-15/62-241	ПС	55,64	1,304	16,54	10,94	5,37	4,98	0,129	3,53	4,53	2,626	2,84	н.о.	1,94
C-14/25-9	ПС	58,58	1,55	11,81	15,97	8,34	7,63	0,22	0,93	6,30	2,45	1,11	0,38	н.о.
C-15/62-34	МС	55,57	1,16	13,30	6,16	3,71	2,45	0,11	4,36	8,09	1,81	1,48	0,31	7,61
C-15/61-109	РГР	47,92	2,381	13,55	18,20	11,34	5,61	0,208	4,679	9,14	2,13	1,41	н.о.	0,21
C-15/61-110	РАМ	40,56	6,028	10,83	28,21	20,34	5,63	0,265	3,173	4,14	2,315	2,03	н.о.	1,08
C-15/61-111	РАМ	43,06	3,335	13,23	23,04	15,45	5,89	0,24	4,083	9,43	1,805	1,41	н.о.	0,19
C-15/62-112	РАМ	37,03	5,403	10,01	30,75	18,13	10,63	0,266	4,91	9,02	1,173	1,19	н.о.	н.о.
C-15/61-113	РАМ	54,94	1,294	14,53	12,42	8,20	3,32	0,16	3,907	7,05	2,686	1,92	н.о.	0,18

* - сокращения названий горных пород: ПГ – плагиогранит, УМС – апоультрамафитовый метасоматит, БМС – апобазитовый метасоматит, МС – метасоматит нерасчленённый, АМФ – амфиболит, ПГС – плагиогнейс, КАР – существенно карбонатные породы, ПС – парасланцы, РГР – рудный плагиогранит, РАМ – рудный амфиболит.

ПРИЛОЖЕНИЕ В

Распределение примесных элементов в изученных породах Кулибинского ПРУ (в г/т)

Элемент	98*	99/1*	3120*	К-14/8-50**	50200*	50201**	50209**	С-14/30-39.8**
	Кингашский комплекс							
	Серпентиниты				Дуниты			
Be	0,017	0,019	0,050	0,001	0,090	0,170	0,015	0,012
Sc	6,266	21,876	23,860	н/д	5,118	н/д	н/д	н/д
Ti	348,611	366,351	366,543	478,589	41,546	139,610	263,857	1209,658
V	50,156	60,225	57,232	<ПО	20,546	<ПО	9,672	144,555
Cr	4224,157	4563,227	2599,507	3593,251	2058,519	2608,912	1593,880	309,069
Co	114,468	118,934	114,609	137,310	71,859	111,372	127,009	103,649
Ni	973,468	1022,747	829,656	1307,109	1644,633	2351,377	710,987	431,266
Cu	4,643	8,141	22,828	10,213	4,636	93,985	23,391	76,866
Zn	39,785	50,351	49,521	101,564	25,993	116,494	74,368	70,052
Ga	1,655	1,299	1,312	1,934	0,442	1,873	3,100	7,769
Rb	0,337	0,516	1,072	0,901	0,278	0,411	0,346	0,790
Sr	9,755	12,807	22,846	11,874	1,933	2,746	16,004	117,692
Y	0,716	1,163	1,576	0,889	0,560	1,073	1,405	2,465
Zr	1,281	2,518	3,274	8,043	1,018	7,346	8,169	9,855
Nb	0,116	0,116	0,198	0,119	0,067	0,131	0,040	0,089
Cs	0,028	0,140	0,404	0,016	0,038	0,067	0,178	0,049
Ba	10,805	6,171	28,115	21,415	10,021	13,876	13,026	16,686
La	0,592	0,380	0,616	0,456	0,354	0,714	0,215	0,382
Ce	1,363	0,885	1,325	0,996	0,979	2,076	0,564	0,857
Pr	0,139	0,102	0,155	0,125	0,086	0,292	0,082	0,137
Nd	0,564	0,472	0,660	0,497	0,369	1,225	0,421	0,696
Sm	0,120	0,147	0,194	0,143	0,103	0,300	0,154	0,237
Eu	0,031	0,060	0,085	0,039	0,026	0,049	0,060	0,132
Gd	0,120	0,185	0,228	0,163	0,102	0,302	0,230	0,369
Tb	0,018	0,033	0,042	0,026	0,015	0,041	0,042	0,068
Dy	0,114	0,222	0,294	0,164	0,100	0,212	0,253	0,460
Ho	0,026	0,050	0,065	0,038	0,018	0,037	0,062	0,093
Er	0,077	0,143	0,184	0,119	0,060	0,127	0,163	0,320
Tm	0,012	0,062	0,028	0,009	0,009	0,020	0,028	0,043
Yb	0,092	0,126	0,171	0,115	0,060	0,129	0,183	0,330
Lu	0,017	0,021	0,026	0,020	0,010	0,023	0,024	0,052
Hf	0,030	0,084	0,099	0,206	0,022	0,180	0,214	0,243
Ta	0,009	0,011	0,021	0,024	0,005	0,061	0,061	0,006
Th	0,085	0,117	0,120	0,136	0,041	0,299	0,046	0,071
U	0,035	0,034	0,052	0,038	0,212	0,153	0,043	0,038
Zr/Nb	11,05	21,78	16,50	67,65	15,28	56,17	204,59	110,14
Nb/Th	1,37	0,99	1,65	0,87	1,62	0,44	0,86	1,26
Nb/Y	0,16	0,10	0,13	0,13	0,12	0,12	0,03	0,04
Zr/Y	1,79	2,16	2,08	9,05	1,82	6,85	5,81	4,00

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Продолжение приложения В

Элемент	100*	1032*	50206**	С-14/32-50**	К 14/8-10**	С-14/16-146,2*	С-14/25-166*	С-15/62-138**
	Кингашский комплекс							
	Верлиты		Пикриты		Клинопироксениты			Габбро
Be	0,030	0,029	0,095	0,034	0,016	0,830	2,439	1,03
Sc	18,057	18,635	н/д	н/д	н/д	71,143	148,236	25,77
Ti	515,076	516,249	563,563	543,848	313,319	5329,516	1384,684	2264,76
V	58,588	58,108	52,353	47,191	29,412	307,949	235,300	149,74
Cr	2607,323	1190,353	811,514	1759,968	629,914	94,112	103,845	555,42
Co	91,138	128,187	98,523	98,859	113,562	116,841	25,505	32,31
Ni	710,074	737,447	505,657	715,792	621,023	124,948	42,180	275,43
Cu	4,421	6,007	9,178	208,015	159,698	228,111	8,853	1,29
Zn	27,996	53,507	58,000	60,693	130,995	155,214	71,064	3,39
Ga	2,089	1,761	3,937	3,268	4,985	41,317	13,615	11,94
Rb	1,045	0,726	0,607	0,318	0,279	67,297	16,777	114,89
Sr	24,484	48,692	15,401	19,995	13,570	198,846	471,670	323,01
Y	2,284	1,780	2,116	2,300	0,949	10,189	8,964	9,77
Zr	2,666	3,098	8,328	6,686	6,625	24,761	70,522	10,28
Nb	0,129	0,236	0,120	0,073	0,067	1,498	1,470	2,34
Cs	0,128	0,054	0,073	0,235	0,052	2,883	0,914	4,56
Ba	21,811	16,058	13,834	12,028	18,069	1764,861	543,510	366,74
La	1,133	0,646	0,425	0,246	0,229	5,927	19,721	3,73
Ce	2,026	1,247	1,419	0,773	0,566	17,404	42,867	8,75
Pr	0,279	0,166	0,170	0,125	0,086	3,021	5,825	0,83
Nd	1,302	0,761	0,719	0,648	0,444	15,512	25,526	3,44
Sm	0,348	0,219	0,303	0,239	0,130	4,080	5,522	1,03
Eu	0,126	0,083	0,066	0,056	0,055	1,351	1,184	0,38
Gd	0,391	0,280	0,396	0,351	0,178	3,387	4,250	1,31
Tb	0,068	0,049	0,075	0,072	0,030	0,465	0,517	0,24
Dy	0,453	0,337	0,457	0,462	0,189	2,405	2,315	1,67
Ho	0,094	0,074	0,099	0,105	0,040	0,412	0,354	0,37
Er	0,256	0,196	0,278	0,306	0,121	0,964	0,781	1,06
Tm	0,039	0,030	0,039	0,042	0,020	0,124	0,101	0,16
Yb	0,245	0,181	0,283	0,258	0,134	0,730	0,655	1,01
Lu	0,035	0,032	0,036	0,042	0,022	0,106	0,095	0,15
Hf	0,074	0,081	0,227	0,206	0,180	1,199	3,402	0,41
Ta	0,013	0,020	0,061	0,061	0,061	0,061	0,047	0,28
Th	0,057	0,068	0,139	0,029	0,043	0,601	7,452	3,91
U	0,017	0,023	0,065	0,040	0,027	0,146	1,081	1,04
Zr/Nb	20,61	13,11	69,16	91,37	98,98	16,53	47,98	4,39
Nb/Th	2,25	3,49	0,87	2,51	1,55	2,49	0,20	0,60
Nb/Y	0,06	0,13	0,06	0,03	0,07	0,15	0,16	0,24
Zr/Y	1,17	1,74	3,94	2,91	6,98	2,43	7,87	1,05

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Элемент	4236*	5052*	5056*	5089*	5089/а*	к-14/1-5*	50198*	50213**
	Идарский комплекс							
	Дуниты							
Be	0,0751	0,0436	0,0291	0,0289	0,0584	0,0988	0,061	0,11
Sc	4,8132	5,7154	5,5180	5,4579	5,9706	4,0782	5,246	н/д
Ti	182,9499	34,3475	61,0649	110,3684	116,4844	141,1869	79,648	411
V	40,6578	28,7990	18,5133	39,1599	38,9716	36,8155	14,506	25
Cr	7172,65	3866,29	5051,05	9874,15	9027,33	4283,48	1634,696	1636
Co	112,5788	138,4161	112,8679	117,4452	116,6299	117,2600	98,441	87
Ni	1954,86	2493,99	1652,47	2139,99	2051,92	2374,98	2231,883	1582
Cu	9,2668	9,2389	108,3675	195,0650	10,0753	14,5247	4,857	18
Zn	114,7630	38,5967	36,5062	54,5304	59,6788	72,1424	21,317	92
Ga	2,0494	0,8457	0,9208	1,0967	1,2529	1,2338	0,443	3,10
Rb	0,9506	1,6298	0,7412	0,5814	1,0712	0,8435	0,215	0,40
Sr	9,4465	8,3771	8,1546	6,3704	11,4851	11,6233	1,554	9,8
Y	0,7558	0,2289	0,2012	0,2895	0,5526	1,1556	0,134	23
Zr	1,1645	2,2495	1,7406	1,8064	3,1235	5,5126	1,765	6,2
Nb	0,2196	0,2037	0,0977	0,2047	0,2456	0,2589	0,209	0,83
Cs	0,1064	0,0820	0,0668	0,0321	0,0432	0,0653	0,020	0,048
Ba	34,0368	21,5861	20,9127	4,9570	13,3593	30,4096	6,270	43
La	0,3671	0,8445	0,4286	0,4813	0,7950	1,1790	0,147	3,47
Ce	0,8725	1,8812	0,8416	1,1488	2,2821	3,3190	0,269	9,9
Pr	0,0877	0,1704	0,0822	0,1035	0,1808	0,3586	0,024	1,62
Nd	0,3700	0,5837	0,2770	0,3844	0,7210	1,4246	0,085	7,88
Sm	0,0957	0,0810	0,0547	0,0753	0,1506	0,3036	0,014	2,81
Eu	0,0132	0,0194	0,0189	0,0220	0,0373	0,0707	0,005	0,33
Gd	0,1028	0,0621	0,0508	0,0684	0,1451	0,2737	0,017	3,73
Tb	0,0182	0,0069	0,0065	0,0103	0,0208	0,0373	0,002	0,689
Dy	0,1241	0,0451	0,0375	0,0637	0,1189	0,2242	0,018	4,36
Ho	0,0304	0,0100	0,0077	0,0117	0,0219	0,0460	0,004	0,91
Er	0,1109	0,0272	0,0250	0,0335	0,0655	0,1255	0,016	2,52
Tm	0,0215	0,0038	0,0046	0,0057	0,0096	0,0210	0,004	0,33
Yb	0,1777	0,0274	0,0278	0,0391	0,0664	0,1362	0,034	1,80
Lu	0,0341	0,0047	0,0056	0,0068	0,0095	0,0232	0,005	0,23
Hf	0,0336	0,0651	0,0478	0,0501	0,0847	0,1073	0,027	0,15
Ta	0,0275	0,0131	0,0094	0,0147	0,0208	0,0480	0,014	0,019
Th	0,2422	0,1067	0,0545	0,0725	0,1293	0,2735	0,058	0,28
U	0,0593	0,0677	0,0383	0,0623	0,1384	1,6735	0,055	0,16
Zr/Nb	5,30	11,04	17,81	8,83	12,72	21,30	8,45	7,48
Nb/Th	3,71	3,01	2,55	3,28	1,78	0,15	3,57	2,95
Nb/Y	0,29	0,89	0,49	0,71	0,44	0,22	1,56	0,04
Zr/Y	1,54	9,83	8,65	6,24	5,65	4,77	13,21	0,27

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Продолжение приложения В

Элемент	C-14/1-5.8**	C-14-36-32**	C-14-37-36**	4200*	4214/1*	4234*	5100*	Кб 15/4-16**
	Идарский комплекс							
	Дунит	Серпентиниты		Гарцбургиты				
Be	0,045	0,12	0,041	0,2129	0,2062	0,0840	0,1207	0,183
Sc	н/д	н/д	н/д	6,2906	5,3452	6,3539	6,6894	н/д
Ti	41,917	171	249	41,3752	25,8467	86,3187	288,0829	283,201
V	<ПО	<ПО	<ПО	15,5698	12,1530	26,8981	41,9707	<ПО
Cr	2549,941	2283	2285	3391,32	3036,25	3408,93	7304,53	10199,660
Co	105,028	70	102	117,6953	79,4844	99,9808	86,0387	167,404
Ni	2216,343	1819	2118	2061,28	1440,70	1798,60	2083,83	1816,908
Cu	3,549	3,58	6,0	6,0738	7,5369	8,7773	6,0660	12,442
Zn	110,937	137	93	79,9619	32,6205	87,8185	47,3256	311,587
Ga	1,246	3,10	1,51	0,9324	0,3988	1,9487	1,5941	3,798
Rb	0,477	5,2	1,13	0,6101	0,8588	1,2162	0,8933	0,743
Sr	13,392	58	6,8	9,4527	17,3101	12,9439	14,2929	12,753
Y	0,408	1,59	0,93	0,3747	0,1224	0,1399	0,4483	1,049
Zr	7,222	5,9	10,7	0,9225	1,4915	1,7582	1,8740	7,580
Nb	0,140	0,83	0,84	0,2013	0,0861	0,1382	0,4555	0,156
Cs	0,165	0,087	0,073	0,8776	0,0409	0,1497	0,5810	0,004
Ba	701,737	43	53	13,5173	8,1804	22,6207	9,1289	24,365
La	0,369	5,6	1,92	0,2148	0,2563	0,2593	0,6542	0,570
Ce	0,644	8,7	3,97	0,3230	0,5055	0,4941	1,4673	0,888
Pr	0,104	1,04	0,48	0,0331	0,0457	0,0492	0,1505	0,144
Nd	0,393	3,74	1,87	0,1247	0,1580	0,1753	0,5655	0,607
Sm	0,094	0,66	0,34	0,0257	0,0281	0,0364	0,1156	0,130
Eu	0,043	0,18	0,11	0,0108	0,0088	0,0103	0,0502	0,095
Gd	0,079	0,50	0,24	0,0333	0,0278	0,0323	0,0988	0,175
Tb	0,012	0,062	0,027	0,0067	0,0034	0,0048	0,0144	0,026
Dy	0,065	0,31	0,17	0,0495	0,0196	0,0265	0,0864	0,178
Ho	0,015	0,061	0,037	0,0116	0,0045	0,0054	0,0203	0,037
Er	0,065	0,18	0,12	0,0399	0,0154	0,0197	0,0620	0,122
Tm	0,008	0,025	0,015	0,0072	0,0019	0,0037	0,0113	0,017
Yb	0,059	0,18	0,12	0,0441	0,0172	0,0326	0,0819	0,131
Lu	0,012	0,026	0,020	0,0087	0,0031	0,0067	0,0165	0,016
Hf	0,193	0,15	0,27	0,0224	0,0318	0,0416	0,0473	0,195
Ta	0,061	0,086	0,050	0,0189	0,0110	0,0196	0,0429	0,061
Th	0,136	0,39	0,11	0,1140	0,0447	0,0885	0,2090	0,103
U	0,167	0,33	0,088	0,0505	0,0240	0,0677	0,0999	0,034
Zr/Nb	51,62	7,12	12,71	4,58	17,33	12,72	4,11	48,58
Nb/Th	1,03	2,13	7,92	3,99	3,59	2,04	4,56	1,52
Nb/Y	0,34	0,52	0,91	0,54	0,70	0,99	1,02	0,15
Zr/Y	17,70	3,71	11,55	2,46	12,18	12,57	4,18	7,23

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Продолжение приложения В

Элемент	5010*	5033/1*	1060*	1060/a*	1080*	C-15/62-131*	C-15/62-136*	C-15/62-154*
	Идарский комплекс		Вулканиды пикрит-базальтовой серии					
	Ортопироксениты		Метапикриты				Метапикробазальты	
Be	0,2468	0,1481	0,025	0,036	0,021	0,169	1,336	0,165
Sc	4,9719	25,8389	16,358	15,144	22,597	5,889	12,649	8,116
Ti	112,48	8953,80	335,096	356,682	338,086	84,131	1080,711	233,760
V	26,8064	165,7039	49,258	45,190	54,726	21,615	112,776	50,171
Cr	3874,88	1788,57	511,346	561,243	2263,235	2207,306	1885,943	1394,580
Co	79,5292	95,7418	83,229	81,412	134,711	76,263	52,687	51,486
Ni	1196,50	1266,51	246,565	269,885	637,296	2398,324	1030,196	1818,168
Cu	8,4035	14,4279	30,098	31,885	10,104	1,940	27,167	1,614
Zn	123,6216	81,2976	41,949	37,368	61,472	3,672	22,847	27,949
Ga	1,6533	5,6548	2,971	2,611	1,260	0,335	9,512	0,863
Rb	2,5283	1,4226	0,700	0,920	0,624	1,215	98,897	1,725
Sr	15,4693	10,1945	14,119	18,676	14,294	18,810	220,313	7,936
Y	0,8502	2,6181	0,959	1,006	1,041	0,373	4,038	2,518
Zr	3,2546	11,2980	1,870	2,539	1,725	1,301	9,572	2,344
Nb	0,2354	9,8330	0,065	0,109	0,100	0,234	2,872	0,233
Cs	0,7520	0,1518	0,066	0,071	0,113	1,170	14,795	0,241
Ba	43,7869	62,0145	8,454	7,008	11,241	4,132	245,298	2,679
La	0,6275	2,4610	1,271	0,378	0,209	0,505	2,958	1,441
Ce	3,8015	6,6364	2,434	0,778	0,552	1,143	7,120	2,761
Pr	0,1346	0,6882	0,213	0,095	0,066	0,100	0,755	0,348
Nd	0,4529	2,8236	0,767	0,423	0,328	0,339	3,008	1,586
Sm	0,0914	0,6202	0,164	0,140	0,114	0,053	0,730	0,436
Eu	0,0194	0,0858	0,050	0,040	0,030	0,018	0,390	0,085
Gd	0,1092	0,5895	0,190	0,163	0,152	0,056	0,750	0,347
Tb	0,0202	0,0914	0,031	0,028	0,028	0,009	0,123	0,057
Dy	0,1470	0,5695	0,183	0,214	0,199	0,068	0,748	0,349
Ho	0,0360	0,1196	0,045	0,044	0,044	0,014	0,156	0,080
Er	0,1192	0,3394	0,116	0,119	0,122	0,046	0,440	0,237
Tm	0,0217	0,0526	0,016	0,018	0,019	0,007	0,069	0,039
Yb	0,1495	0,3869	0,096	0,106	0,119	0,047	0,449	0,276
Lu	0,0248	0,0625	0,014	0,016	0,020	0,007	0,077	0,042
Hf	0,0826	0,3099	0,055	0,078	0,056	0,031	0,316	0,080
Ta	0,0266	0,6507	0,007	0,013	0,010	0,018	0,106	0,025
Th	0,1916	0,3371	0,080	0,070	0,037	0,054	0,224	0,222
U	0,0756	0,0924	0,023	0,032	0,016	0,037	0,233	0,042
Zr/Nb	13,82	1,15	28,78	23,35	17,17	5,56	3,33	10,06
Nb/Th	3,12	106,38	0,82	1,56	2,73	4,32	12,83	1,05
Nb/Y	0,28	3,76	0,07	0,11	0,10	0,63	0,71	0,09
Zr/Y	3,83	4,32	1,95	2,52	1,66	3,49	2,37	0,93

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Продолжение приложения В

Элемент	1022*	3023*	C-15/62-114*	C-15/62-123.5*	C-15/62-125*	3007/3*	C-15/62-150**	C-15/62-173*
	Вулканиды пикрит-базальтовой серии				Вулканиды толеитовой серии			
	Метабазальты				метабазальты			
Be	0,077	0,050	0,703	0,774	0,593	0,089	2,25	0,332
Sc	7,732	25,522	25,443	14,821	11,196	44,879	15,55	34,113
Ti	366,337	595,593	2315,625	1679,808	775,198	3093,167	9074,41	2630,740
V	36,476	79,257	144,007	84,701	58,692	474,494	195,42	170,677
Cr	106,139	782,440	843,813	468,037	822,083	261,918	291,18	735,501
Co	86,487	74,036	40,855	48,865	54,106	49,341	53,05	34,039
Ni	306,030	229,368	592,064	431,719	560,076	110,142	462,03	183,311
Cu	4,297	45,488	41,321	2,737	0,635	128,797	4,88	68,449
Zn	61,778	44,103	31,701	9,649	6,809	46,671	47,33	36,557
Ga	5,439	5,167	8,272	9,190	10,301	7,276	28,35	7,105
Rb	2,609	1,329	37,238	37,173	101,337	2,662	147,77	6,322
Sr	82,236	100,642	176,352	114,090	64,203	143,699	278,71	147,102
Y	1,546	2,211	11,585	6,779	3,346	4,033	19,95	9,643
Zr	2,134	2,054	11,599	13,965	6,955	5,062	68,80	13,648
Nb	0,135	0,093	2,482	1,946	0,544	0,243	14,27	0,665
Cs	0,049	0,041	0,839	1,771	6,186	0,086	6,07	1,374
Ba	23,859	20,526	164,133	257,021	398,230	16,143	1035,49	40,902
La	2,082	0,601	5,994	2,006	0,730	0,810	87,51	1,481
Ce	3,115	1,103	10,977	4,798	2,012	1,969	187,58	3,429
Pr	0,324	0,151	1,230	0,512	0,222	0,237	17,21	0,443
Nd	1,263	0,717	5,206	2,343	1,058	1,197	71,70	2,276
Sm	0,246	0,251	1,445	0,775	0,345	0,410	10,87	0,851
Eu	0,267	0,175	0,507	0,325	0,250	0,255	1,32	0,491
Gd	0,276	0,318	1,795	1,005	0,465	0,544	8,03	1,197
Tb	0,043	0,061	0,326	0,180	0,085	0,101	0,93	0,225
Dy	0,269	0,418	2,061	1,248	0,587	0,718	4,75	1,653
Ho	0,060	0,089	0,461	0,266	0,134	0,160	0,88	0,366
Er	0,173	0,252	1,315	0,780	0,387	0,452	2,57	1,060
Tm	0,027	0,036	0,188	0,115	0,055	0,072	0,36	0,163
Yb	0,179	0,226	1,192	0,695	0,372	0,468	2,32	1,021
Lu	0,029	0,033	0,183	0,102	0,057	0,067	0,36	0,154
Hf	0,059	0,069	0,460	0,545	0,193	0,175	1,80	0,482
Ta	0,015	0,009	0,068	0,159	0,068	0,023	0,98	0,059
Th	0,113	0,074	0,771	0,412	0,139	0,147	27,86	0,313
U	0,029	0,026	1,059	0,279	0,254	0,058	5,46	0,245
Zr/Nb	15,78	22,11	4,67	7,18	12,79	20,87	4,82	20,52
Nb/Th	1,19	1,26	3,22	4,72	3,91	1,65	0,51	2,12
Nb/Y	0,09	0,04	0,21	0,29	0,16	0,06	0,72	0,07
Zr/Y	1,38	0,93	1,00	2,06	2,08	1,26	3,45	1,42

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)

Элемент	К-14/4-24**	Кб 15/3-117**	С-15/62-146**	С-15/62-78.5**	С-15/62-175**	С-15/62-133**
	Вулканиды изв.-щел. серии		Плаггиогнейсы		Рудные метасоматиты	
	Метабазальты					
Be	0,494	0,086	1,21	0,40	0,07	0,15
Sc	н/д	н/д	19,27	21,89	4,80	5,15
Ti	8032,317	2090,329	14286,70	52976,28	56,76	123,02
V	260,282	166,290	461,20	5007,87	22,71	36,20
Cr	305,796	273,290	227,06	18,68	2015,15	2354,52
Co	44,750	33,275	53,30	166,71	73,19	75,04
Ni	104,928	168,024	177,86	736,50	2353,51	2140,60
Cu	35,901	14,487	19,36	81,19	6,90	18,18
Zn	77,974	39,696	141,20	158,58	12,49	32,56
Ga	16,436	20,403	26,63	18,19	0,46	0,48
Rb	4,480	2,665	70,47	111,75	0,21	0,51
Sr	147,883	153,176	183,09	87,38	7,50	31,50
Y	21,317	8,058	9,70	4,84	1,27	0,48
Zr	73,230	24,755	22,01	4,97	0,28	0,79
Nb	2,682	0,559	28,79	4,33	0,36	0,21
Cs	0,136	0,034	1,52	7,58	0,11	0,33
Ba	587,150	58,355	589,00	168,44	1,51	1,44
La	4,494	2,633	131,68	4,19	4,62	0,29
Ce	11,939	3,259	290,61	9,69	10,49	0,70
Pr	1,713	0,618	26,60	0,98	1,03	0,07
Nd	7,816	2,700	112,77	3,74	3,78	0,27
Sm	2,637	0,867	19,00	0,88	0,59	0,06
Eu	0,993	0,437	2,79	0,31	0,05	0,02
Gd	3,607	1,325	13,25	0,91	0,42	0,07
Tb	0,635	0,235	1,21	0,15	0,04	0,01
Dy	4,223	1,532	4,10	0,97	0,22	0,08
Ho	0,942	0,347	0,47	0,20	0,04	0,02
Er	2,708	1,012	1,29	0,57	0,13	0,05
Tm	0,401	0,154	0,14	0,08	0,02	0,01
Yb	2,457	1,032	1,00	0,56	0,18	0,05
Lu	0,371	0,157	0,16	0,08	0,03	0,01
Hf	2,164	0,761	0,49	0,28	0,01	0,02
Ta	0,198	0,041	1,01	0,35	0,04	0,02
Th	1,006	0,160	43,03	1,30	0,20	0,03
U	0,268	0,112	1,91	0,28	0,09	0,05
Zr/Nb	27,31	44,31	0,76	1,15	0,77	3,68
Nb/Th	2,67	3,48	0,67	3,34	1,81	6,55
Nb/Y	0,13	0,07	2,97	0,90	0,29	0,45
Zr/Y	3,44	3,07	2,27	1,03	0,22	1,65

Элемент	C-15/62-32**	C-15/62-47**
	Рудные метасоматиты	
Be	4,24	0,32
Sc	14,93	20,90
Ti	6917,04	60631,46
V	283,48	6839,01
Cr	143,84	592,98
Co	15,55	124,41
Ni	114,35	871,73
Cu	32,05	62,65
Zn	187,83	168,18
Ga	20,10	25,48
Rb	104,85	129,43
Sr	464,51	39,27
Y	28,99	3,89
Zr	64,42	10,28
Nb	33,87	6,23
Cs	3,43	6,85
Ba	445,43	520,77
La	26,10	4,05
Ce	66,97	7,49
Pr	7,82	0,68
Nd	30,62	2,48
Sm	6,62	0,61
Eu	1,38	0,38
Gd	5,87	0,67
Tb	0,92	0,12
Dy	5,38	0,72
Ho	1,07	0,17
Er	2,98	0,45
Tm	0,45	0,07
Yb	2,84	0,48
Lu	0,41	0,07
Hf	2,02	0,50
Ta	2,53	0,52
Th	10,69	0,66
U	5,49	0,52
Zr/Nb	1,90	1,65
Nb/Th	3,17	9,44
Nb/Y	1,17	1,60
Zr/Y	2,22	2,64

* - лаборатория Аналитического центра геохимии природных систем (г. Томск)

** - лаборатория Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск)