

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Уральского отделения Российской академии наук

УТВЕРЖДАЮ:

ИО Директора ИГГ УрО РАН

Е.В. Аликينا Ф.И.О

Подпись

"27" ноября 2017 г.

М.П.



ОТЧЕТ

О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ:

(итоговый)

**Научные основы наращивания минерально-сырьевой базы Урала по основным
видам полезных ископаемых и рациональное недропользование**

Номер проекта 15-11-5-17

Руководитель проекта

А.Ю. Кисин

Екатеринбург- 2017 г.

Список исполнителей:

Кисин А.Ю., д.г.-м.н., руководитель



Мурзин В.В., д.г.-м.н., снс, ГНС, исполнитель



Огородников В.Н., д.г.-м.н., ГНС, проф., отв. исполнитель



Грабежев А.И., д.г.-м.н., ГНС, исполнитель



Малич К.Н. к.г.-м.н., ВНС, отв. исполнитель



Недосекова И.Л., к.г.-м.н., ВНС, отв. исполнитель



Азовскова О.Б., к.г.-м.н., СНС, отв. исполнитель



Баданина И.Ю., к.г.-м.н., СНС, исполнитель



Сорока Е.И., к.г.-м.н., СНС, отв. исполнитель



Ровнушкин М.Ю., к.г.-м.н., СНС, исполнитель



Алексеев А.В., к.г.-м.н., СНС, отв. исполнитель



Притчин М.Е., МНС, исполнитель



РЕФЕРАТ

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ НАРАЩИВАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ УРАЛА ПО ОСНОВНЫМ ВИДАМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РАЦИОНАЛЬНОЕ НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Объем отчета 145 стр., рисунков 41, таблиц 27, приложений 3.

Ключевые слова: *Благородные металлы, медь, хром, драгоценные камни, редкометальные месторождения, медно-порфировые месторождения, колчеданные месторождения, Урал*

Объектами исследований послужили месторождения и рудопроявления, исследования которых были начаты в рамках конкурсных проектов УрО РАН 2012-2015 гг. и показавшие положительные результаты.

Цель работы: Совершенствование методов научного прогноза и поиска месторождений различных полезных ископаемых; ревизия и переоценка рудопроявлений с позиций современных научных знаний.

Для решения поставленных задач использовались комплексные исследования, включающие экспедиционные и лабораторные работы, обработку и обобщение материалов, подготовку публикаций, апробацию результатов на научных конференциях различного уровня. Лабораторные работы включали современные изотопно-геохимические методы исследования минералов: электронно- и ионный микрозондовый анализ (Cameca SX-100 и IMS-4f); изотопные (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Pb-Pb, Lu-Hf) исследования с применением комплекса масс-спектрометрической аппаратуры, включающей многоколлекторные масс-спектрометры высокого разрешения TRITON, ICP-MS NEPTUNE Plus, Finnigan MAT-262 и Element 2, а также лазерную абляцию. Использовалась лабораторная база ЦПК «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Изотопные исследования карбонатов и графита выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар), а окислов и силикатов – в Дальневосточном геологическом институте (г. Владивосток), в рамках совместных исследований. Для выявления окислительно-восстановительных условий формирования платиноидной минерализации использован оригинальный метод электрохимических ячеек (Кадик и др., 1993; 1998). Для исследования хромшпинелидов и минералов платиновой группы (МПГ) применён комплекс методов, включающий рентгеноспектральный микроанализ (РСМА), лазерную абляцию и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно-связанной плазме.

Температура образования хромитовых руд оценивалась по оливин-хромшпинелидовому геотермометру.

Исследования проводились небольшими коллективами по нескольким направлениям: 1) вещественный состав, источники рудного вещества и условия образования платинометального оруденения лерцолит-габбровых и дунит-гарцбургитовых массивов Урала; 2) условия формирования хромитовых руд различных породных комплексов; 3) минералогические и изотопно-геохимические исследования линейных тел карбонатитов Урала; 4) карбонатная минерализация на Сафьянском колчеданном месторождении: время и условия образования; 5) золотоносные коры выветривания и аргиллизитов Гумешевского медно-скарново-порфирового месторождения, их минералого-геохимическая характеристика; 6) определение изотопного состава свинца колчеданных месторождений урала с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE PLUS, методом TLN MC ICP-MS; 7) роль карбонатитов и нельсонитов в образовании жил особо чистого кварца месторождений Уфалейского метаморфического комплекса; 8) физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в Мурзинско-Адуйском блоке; структурная позиция месторождения золота «Золотая гора» (Карабаш); физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в Кочкарском блоке. Исследования включали экспедиционные работы, комплексы современных лабораторных методов, апробацию результатов на научных конференциях различного ранга. Результаты исследований отражены в отчете и многочисленных публикациях.

(1) Методом микрорентгеноспектрального анализа определены вариации химического состава минералов осмия, иридия, железо-платиновых твердых растворов и Ru-Os сульфидов, а также составы породообразующих и рудных минералов, находящихся в сростании или в виде микровключений в МППГ.

(2) Выявленные окислительно-восстановительные условия Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского массива, наряду с ранее проведенными исследованиями для Ru-Os-Ir и Pt-Fe минералов (Кадик и др., 1993; 1998; Малич и др., 2011), свидетельствуют о сходстве значений fO_2 , характерных для области формирования мантийных перидотитов и становления ультраосновных магматических комплексов.

(3) Установлены минеральный состав и выявлена эволюция состава рудных фаз (U-пирохлор → Ta-содержащий пирохлор → собственно пирохлор стехиометричного состава → Sr- и REE-содержащие пирохлоры → эшиниты) для основных ниобиевых

месторождений и рудопроявлений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала. Установлена приуроченность разновидностей рудных минералов к определенным типам пород и эволюционной стадии формирования месторождений.

(4) Получены первые данные по изотопному составу рудных редкометалльных фаз (гачеттолитам, пирохлорам, эшинитам, цирконам), что позволило сделать предварительную оценку источников рудного вещества основных ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала.

(5) Проведено изучение распределения рения в рудах и молибдените ряда медно-порфировых месторождений Урала. Показано крайне неравномерное распределение рения в рудах и чешуйках молибденита. Показана потенциальная промышленная рудоносность Алапаевско–Сухоложской медно-порфировой зоны (Средний Урал), имеющей протяженность около 100 км.

(6) Для Гумешевского скарново-медно-порфирового рудного поля установлено одновременное образование линейной сульфидно-скарновой рудной зоны и объемно сульфидизированного диоритового восточного массива. Возможна промышленная рудоносность последнего. Установлена сопряженность образования кор выветривания и карста с низкотемпературным метасоматозом.

(7) В Уфалейском блоке все генотипы пегматитов совмещены в долгоживущей *Слюдяногорской шовной зоне* докембрийского заложения и активной при позднепалеозойской коллизии. В отработываемой кварцевой жиле № 175 и во вмещающих метасоматитах широко проявлены редкоземельные и редкометалльные пегматиты. Можно ставить вопрос о попутной добыче REE минерализации.

(8) Субстратом рубиноносных мраморов были морские органогенные известняки и развитые по ним метасоматические доломиты, обогащенные Al, Cr, V и другими элементами. Минералообразование носило стадийный, эволюционный характер, с различной продуктивностью и значительными колебаниями содержаний элементов-хромофоров в корунде и шпинели, что указывает на высокую подвижность Al и Cr в высокотемпературной гидротермальной системе. Они могли быть частично задействованы из субстрата мраморов, а частично привнесены метаморфогенными флюидами из зоны гранитизации.

(9) Рубины из мраморов характеризуются $\delta^{18}\text{O}$ от 19.4‰ до 23.2‰. Наиболее высокие значения получены для рубинов Кочкарского антиклинория. Рубины из мраморов и флогопит-фукситовых линз Липовского участка показали $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$: 18.9‰, Рубины из минерализованных брекчий участка Алабашка имеют более низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$:

9.1–17.6%. Такой разрыв в изотопном составе рубинов Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев Урала можно объяснить, вероятно, уровнем метаморфизма: чем ниже метаморфизм, тем более высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ имеет корунд из мраморов.

(10) Изучены шпинели Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев. Проведена их типизация по типоморфным признакам. Сделан предварительный вывод, что шпинель и корунд минералы-антагонисты.

(11) Температуры образования рубиноносных мраморов, оцененные методом изотопного графит-кальцитового геотермометра, соответствуют условиям метаморфизма амфиболитовой фации и составляют на Липовском проявлении 600–650°C, а на Алабашском – 620–670°C. Данные температуры характеризуют ранний регрессивный этап метаморфизма и соответствуют температурам образования известных месторождений рубина в мраморах Центральной и Юго-Восточной Азии.

(12) Впервые охарактеризованы изотопно-геохимические особенности платиноидной минерализации из магнезиальных хромититов дунит-верлит-клинопироксенитового полосчатого комплекса Нуралинского лерцолитового массива (Южный Урал, Россия). (Малич К.Н., Баданина И.Ю.).

(13) Показано, что при метаморфизме магнезиальных хромититов синхронно развиваются два процесса: 1) образование хромита, Ст-амфибола, хлорита и граната по раннему парагенезису магнезиально-глиноземистого хромшпинелида, ортопироксена и диоксида; 2) образование вторичной минеральной ассоциации, состоящей из тонкодисперсного агрегата рутения/Ru-гексаферрума и силикатно-оксидного/силикатного вещества, на месте первичной ассоциации Ru-Os сульфидов изоморфного ряда лаурит-эрликманит. (Малич К.Н., Баданина И.Ю.).

(14) Сходные вариации изотопного состава осмия, выявленные для первичной и вторичной ассоциации МПГ, свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ и возможности использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях. (Малич К.Н., Баданина И.Ю.).

(15) Впервые охарактеризованы изотопно-геохимические особенности Ru-Os сульфидов на примере Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива. (Малич К.Н., Баданина И.Ю.).

(16) По железистости оливина в рудоносной зоне месторождения № 219 отмечена отчетливая зональность: 7-8 % Fa на ее границе до 3-4 % Fa в центре. Расчетная температура формирования хромититов, по модифицированному термометру O'NBVG, уменьшается от края рудного тела к центру на 100-150 °C. Вероятной причиной

возникновения описанной зональности может служить постепенная дифференциальная кристаллизация расплава. (Алексеев А.В.)

(17) Установлены общие черты в характере золотой минерализации зон рудоносного карста Гумешевского (скарново-Сu-порфировое с Au) и Воронцовского (Au-Sb-As «карлинского» типа) месторождений: 1) золото тонкое, кристалломорфное; 2) сростки сложных форм от 2-3 мкм; 3) присутствует не характерное для кор выветривания низкопробное золото и электрум. Изотопный состав серы аргиллизитового пирита обоих месторождений указывает на его эндогенное происхождение. (Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю.)

(18) Получены изотопные данные по жильным карбонатам Сафьяновского Zn-Cu-колчеданного и Воронцовского золоторудного месторождений. Изотопный состав жильных кальцита и доломита-анкерита из риолитов и андезитов Сафьяновского месторождения находятся в области $\delta^{13}\text{C} = -3.77-2.40\text{‰}$, что совпадает с некоторыми значениями для кальцитов и доломитов ($-2.66-2.53\text{‰}$) из жил в измененных туфоаргиллитах Воронцовского золоторудного м-ния. Облегченное значение $\delta^{13}\text{C}(-4.51\text{‰})$ имеет кальцит из жилы на контакте известняков и дайки лампроитов Воронцовского м-ния. В целом, намечается облегчение изотопного углерода с увеличением гидротермальных изменений вмещающих пород как на Сафьяновском, так и на Воронцовском м-ниях. Это заметно на диаграмме изотопных значений C-O. В жильном кальците и доломите происходит заметное облегчение изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ ($12.95-18.61\text{‰}$), кальцит из мраморизованных известняков Воронцовского имеет значения, характерное для морских карбонатов (23.36‰). (Сорока Е.И.)

(19) Выполнены исследования Rb-Sr, Sm-Nd-, Lu-Hf- изотопных составов редкометальной Nb-Zr-REE-минерализации для основных типов ниобиевых месторождений (Вишневогорского и Булдымского), связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Уральской складчатой области. На основе исследования изотопных систем (Rb-Sr, Sm-Nd-, Lu-Hf) и изотопных систематик (Sr-Nd) рудных минералов и вмещающих их пород проведена оценка источников их вещества. (Недосекова И.Л.)

(20) Впервые получены данные по изотопному составу свинца галенитов Вишневогорского и Подольского месторождений методом высокоточного изотопного анализа. Полученные данные соответствуют ранее выделенным на диаграммах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ трем трендам значений изотопных значений свинца. К ним соответственно относятся месторождения: (I) –11 -Бакр-Тау, 4 - Октябрьское, 3 –Гайское, 12 – Уваряж, 13

– Вишнеvское, 10 - Барсучий лог; (II) – 6 -Учалинское, 7 - Сибайское, 8 – им. XIX партсъезда, 5 – Сафьяновское, 9 – Джусинское; (III)–1 – Сан-Донато, 2 – Кабанское, 14 – Подольское. По значению параметра μ_2 руды Вишнеvского месторождения отвечают таковым для других известных месторождений Баймакского типа. (*Молошаг В.П.*)

(21) По результатам изучения малых структурных форм г. Карабаш предложена принципиально новая структурно-геологическая модель месторождения золота «Золотая гора». На коллизионном этапе в зону Главного Уральского разлома поднималась коромантийная смесь. Подъем пород в условиях правого сдвига сопровождался деформациями кручения по часовой стрелке, декомпрессией, автотоморфизмом, гидротермально-метасоматическими процессами и рудообразованием. Синтектонические рудные тела также подверглись деформациям кручения, с образованием пологих тектонических срывов. Предполагается, что южный фланг месторождения срезан таким тектоническим нарушением и смещен к западу. (*Кисин А.Ю., Мурзин В.В.*)

(22). Впервые установлено, что наиболее продуктивные кварцево-жильные тела особо чистого кварца «уфалейского типа» сложены метасоматическим мелкозернистым кварцем и приурочены к Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне и генетически связаны с альбититами и ураноносными, редкоземельными карбонатитами докембрийского возраста. (*Огородников В.Н.*)

(23). Рубиноносные мраморы - специфическими образованиями в составе Кочкарского гранитогнейсового комплекса и формировались в позднепалеозойское время, на коллизионном этапе развития Урала. Субстратом послужили позднепалеозойские органогенные морские известняки, испытавшие сильные деформационные и динамотермальные метаморфические преобразования, неоднократную перекристаллизацию, а так же сложные глубокие метасоматические изменения, полностью изменившие породу и уничтожившие признаки осадочной слоистости. На раннем прогрессивном этапе метаморфизма имел место интенсивный избирательный Mg-метасоматоз с образованием мелкозернистых доломитов. С ростом P-T- условий последовала дедоломитизация пород, с образованием кальцитового мрамора (фонового), а на участках движения флюидов формировались Mg-кальцитовые мраморы с шпинелью и рубинами 1 типа. На раннем регрессивном этапе метаморфизма вновь проявился Mg-метасоматоз с образованием двукарбонатного мрамора с рубинами, розовыми сапфирами и шпинелью 2 типа. На пневматолито-гидротермальной стадии по трещинам кливажа формировались минерализованные зоны с корундом и шпинелью 3 типа. Прогрессивный метаморфизм проходил в условиях повышенного всестороннего давления и нарастающей

температуры, пиковые значения которой (620-650⁰С) пришлись на ранний регрессивный этап. Уральские рубиноносные мраморы по основным параметрам аналогичны мраморам зарубежных месторождений рубина, что указывает на перспективность поисков промышленных месторождений благородного корунда и шпинели на Урале. Результаты исследований могут быть использованы при прогнозе и поисках месторождений рубинов и сапфиров в мраморах в любом регионе мира. (Кисин А.Ю.)

Степень внедрения: Информирование заинтересованных сторон о результатах исследований через публикации статей, материалы конференций и в ходе личных контактов. Значительная часть проведенных исследований представляет научный интерес и может использоваться в разработке тех или иных теоретических моделей.

Рекомендации по внедрению или итоги внедрения результатов НИР: Результаты изучения структурной позиции месторождения «Золотая гора» должны учитываться при производстве геолого-ревизионных работ на месторождении и могут быть полезны при поисках и разведке подобных месторождений в гипербазитах Главного Уральского разлома. Результаты исследований рубиноносных мраморов Урала могут быть использованы при прогнозно-поисковых работах в различных регионах мира. Обнаружение нельсонитов и карбонатитов в зальбандах кварцевых жил может использоваться при поисках особочистого кварца «естюнинского типа».

Область применения: Совершенствование моделей рудообразования и методов прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Экономическая эффективность или значимость работы не оценивались.

Прогнозные предположения о развитии объекта исследования: По всем объектам научные исследования целесообразно продолжить.

Оглавление

<u>Введение</u>	10
<u>Основная часть</u>	11
<u>1 Вещественный состав, возраст и условия образования платиноидного оруденения ультраосновных массивов Урала</u>	12
<u>1.1 Цели и задачи исследований</u>	12
<u>1.2 Методы и использованные подходы</u>	12
<u>1.3 Геологическая характеристика Верх-Нейвинского и Нуралинского массивов и расположение изученных образцов</u>	13
<u>1.4. Химический состав и условия образования Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os-сульфидов Верх-Нейвинского и Нуралинского массивов</u>	19
<u>2 Изучение условий формирования хромитовых руд различных породных комплексов (Отв. исполнитель А.В. Алексеев)</u>	46
<u>3 Минералогические и изотопно-геохимические исследования рудных минералов ниобиевых месторождений линейных карбонатитовых комплексов урала (Отв. исполнитель Недосекова И.Л.)</u>	56
<u>4 Карбонатная минерализация на сафьянском колчеданном месторождении: время и условия образования (Отв. исп. Сорока Е.И.)</u>	65
<u>5 Золотоносные коры выветривания и аргиллизитов гумешевского медно-скарново-порфирового месторождения, их минералого-геохимическая характеристика (Отв. исполнитель О.Б. Азовскова)</u>	76
<u>6 Определение изотопного состава свинца колчеданных месторождений урала с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой neptune plus, методом tln mc icp-ms. (Отв. исп. Молошаг В.П).</u>	86
<u>7 Роль карбонатитов и нельсонитов в образовании жил особо чистого кварца месторождений уфалейского метаморфического комплекса (Отв. исполнитель В.Н. Огородников)</u>	90
<u>8.1 Физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в мурзинско-адуйском блоке (Отв. исп. Кисин А.Ю.)</u>	106
<u>8.2 Структурная позиция месторождения золота «Золотая гора» (гора Карабаш) Отв. исп. Кисин А.Ю., Мурзин В.В.</u>	111
<u>8.3 Физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в кочкарском блоке (Отв. исп. Кисин А.Ю.)</u>	116
<u>Заключение</u>	125
<u>Список использованных источников</u>	132
<u>Приложение А. Список работ, опубликованных и подготовленных в ходе выполнения НИР (за весь период)</u>	145

Введение

В настоящее время в стране объем геологоразведочных и поисковых работ на твердые полезные ископаемые сведен до минимума. Минерально-сырьевая база страны сокращается, в связи с истощением запасов разведанных месторождений. Переход на импортное сырье угрожает экономической безопасности государства. Поиски новых месторождений традиционными методами 20-ого века сопряжены с огромными материальными затратами и высокими рисками. В связи с этим особую актуальность приобретает научный прогноз. Только научный прогноз месторождений твердых полезных ископаемых может дать ощутимый экономический эффект и укрепить минерально-сырьевую базу страны при минимальных затратах. Данный проект направлен на разработку методов научного прогноза различных полезных ископаемых, посредством всестороннего комплексного исследования ряда месторождений Уральского региона, с упором на решение ключевых вопросов их генезиса. Только таким путем можно создать прогнозно-поисковый комплекс на тот или иной тип месторождений. Здесь имеется несколько перспективных направлений, которые должны развиваться параллельно: 1) совершенствование методов научного прогноза и поиска месторождений различных полезных ископаемых; 2) совершенствование технологий добычи, обогащения и комплексной переработки руд; 3) переработка отвалов горнодобывающих предприятий, что способствует и экологической безопасности; 4) ревизия и переоценка рудопроявлений с позиций современных научных знаний. Данный проект ориентирован на решение научных проблем связанных с первым направлением и частично с 4. Объектами исследований послужили месторождения и рудопроявления, исследования которых были начаты в рамках конкурсных проектов УрО РАН 2012-2014 гг., показавшие положительные результаты. По ним у коллектива уже имелся большой задел в виде собранных и опубликованных данных, экспедиционных материалов, каменного материала, лабораторных анализов, более глубокого понимания проблемы, новых идей, незавершенных исследований и обобщений, что является благоприятным фактором для достижения поставленных целей.

Основная часть

Объявленные цели и задачи. Основная цель исследований заключается в комплексном изучении типовых и нетрадиционных уральских месторождений современными методами, выработке прогнозно-поисковых критериев и рекомендаций на

основе наукоемких технологий. В задачи исследований входят, установление источников рудного вещества (с привлечением изотопных методов), оценка времени и физико-химических условий формирования месторождений, эволюция рудообразующих процессов, состав флюидов, минеральные ассоциации и парагенезисы, околорудные изменения пород, пострудные преобразования. По каждому направлению цели и задачи несколько разделяются.

1 Вещественный состав, возраст и условия образования платиноидного оруденения ультраосновных массивов Урала

1.1 Цели и задачи исследований

Целью исследований являлось выявление вещественного состава, возраста и условий образования платиноидного оруденения на примере Верх-Нейвинского и Нуралинского дунит-гарцбургитовых массивов.

Исследования были направлены на решение следующих задач:

1) получение новой минералого-геохимической информации для ультрамафитов и благороднометального оруденения дунит-гарцбургитовых массивов на основе детальных исследований минералов платиновой группы (МПГ) и хромита;

2) идентификацию источника рудного вещества и определения модельного Re-Os возраста Ru-Os сульфидов и Ru-Os-Ir сплавов из глубинных частей офиолитовых разрезов океанической мантии;

3) выявление физико-химических условий образования минералов осмия, рутения и иридия с использованием экспериментального метода определения собственной летучести кислорода в рудных минералах.

1.2 Методы и использованные подходы

При проведении исследований был использован комплексный подход с применением широкого комплекса современных методов изучения вещества:

(1) Для исследования химического состава платиноидной минерализации и хромита использован комплекс методов, включающий сканирующую электронную микроскопию (JEOL-JSM6390LV) и рентгеноспектральный микроанализ (Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Всего выполнено около 750 анализов.

Детальная характеристика метода рентгеноспектрального микроанализа приведена в работе (Баданина и др., 2013).

(2) Для идентификации источника рудного вещества и определения модельного Re-Os возраста Os-содержащих МПГ были определены вариации начального изотопного состава осмия методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (LA MC-ICP-MS) на многоколлекторном масс-спектрометре Nu-Plasma с системой лазерного пробоотбора LUV213 New Wave/Merchantek (Университет Маквори, Сидней, Австралия). Всего выполнено 88 анализов. Детальная характеристика аналитического метода приведена в работах (González-Jiménez et al., 2015; Badanina et al., 2016 и др.).

(3) Для выявления окислительно-восстановительных условий формирования минералов системы Ru-Os-Ir использован экспериментальный метод определения собственной летучести кислорода в минералах платиновой группы с помощью кислородных электрохимических ячеек (Кадик и др., 1993; 1998; Малич и др., 2011). Исследования Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива в рамках проекта продолжили термодинамические исследования с целью выявления минерального равновесия и определения собственной летучести кислорода в мантийных минералах (Борисов и др., 1991).

Исследования проводились в содружестве с: (i) ГЕОХИ РАН при участии Е.В. Жарковой и А.А. Кадика, (ii) Австралийским Национальным центром изучения геохимической эволюции и металлогении континентов Отдела земных и планетарных наук Университета Маквори в Сиднее, Австралия (ARC National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Australia; <http://www.gemoc.mq.edu.au>) при участии Е.А. Белоусовой (E.A. Belousova), В.Л. Гриффина (W.L. Griffin), Н. Дж. Пирсона (N.J. Pearson) и С. О'Рейли (S. O'Reilly).

1.3 Геологическая характеристика Верх-Нейвинского и Нуралинского массивов и расположение изученных образцов

Верх-Нейвинский массив располагается на стыке Тагильского мегасинклинория и Восточно-Уральского поднятия в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома (рис. 1.1). В его строении участвуют два комплекса - дунит-гарцбургитовый (O_3-S_1), слагающий внутренние части массива, и дунит-клинопироксенит-габбровый (S_2-D_2), расположенный

на периферии (Мурзин и др., 1999). В пределах массива выявлено 68 проявлений и мелких месторождений хромититовых руд, локализованных в породах обоих комплексов. Основные проявления благородных металлов – самородного золота и МПГ связаны с россыпными отложениями современных и древних речных долин. Представительная выборка, состоящая из 585 зерен Ru-Os-Ir минералов размером от 0,1 до 3 мм, отобрана из четвертичных отложений р. Восточный Шишим, приуроченных к южной части Верх-Нейвинского массива (рис. 1.1).

Нуралинский массив представляет собой крупный блок ультраосновных и основных пород, площадью около 100 кв. км, залегающий в меланже Главного Уральского разлома (ГУР), в 50 км северо-восточнее города Учалы и 6 км северо-западнее д. Старобайрамгулово. К западу от массива

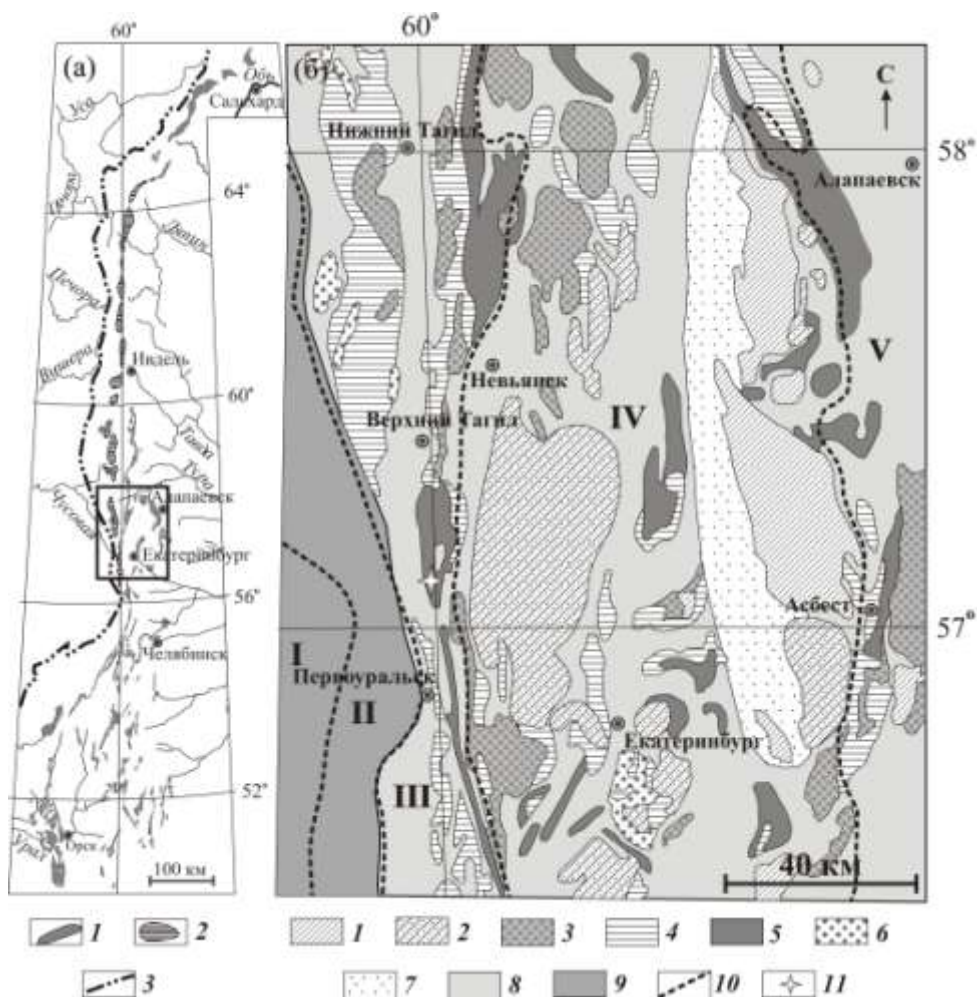


Рисунок 1.1 – (а) Схема расположения альпинотипных и дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Урала по (Ефимов, 1984). Массивы: 1 – дунит-гарцбургитовые; 2 - габбро-ультрамафитовые Платиноносного пояса; 3 - Главный Уральский разлом. Прямоугольник соответствует врезке рисунка 1б. (б) Тектоническая схема Среднего Урала и положение на

ней Верх-Нейвинского массива. 1-6 - формации интрузивных образований: 1- гранитовая (граниты, гранодиориты, аляскиты); 2 - гранодиоритовая (гранодориты, тоналиты, граниты); 3 - плагиогранитовая (плагиограниты, кварцевые диориты); 4 - габбровая (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты); 5 - дунит-гарцбургитовая (дуниты, гарцбургиты, серпентиниты); 6 - дунит-клинопироксенитовая (дуниты, верлиты, клинопироксениты, горнблендиты); 7 - породы амфиболитовой, амфиболито-гнейсовой, гнейсовой и мигматитовой ассоциаций; 8 - вулканогенно-осадочные породы островодужного сектора Урала; 9 - флишевые, флишеидные, молассовые, терригенно-карбонатные карбонатные формации континентального сектора Урала; 10 – границы мегазон (I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская); 11 – местонахождение образцов.

залегают древние толщи зоны Урал-Тау Башкирского антиклинория, на которые массив надвинут тектонически. В восточном направлении блоки ультраосновных и основных пород в меланже ГУР постепенно вытесняется осадочными и вулканогенными породами Магнитогорской зоны. Геологическое строение и тектоническая структура массива приведены в ряде работ (Рудник, 1965; Савельева, Денисова, 1983; Денисова, 1985; Савельева, 1987 и др.).

Основной объем в структуре Нуралинского массива принадлежит шпинелевым и плагиоклазовым лерцолитам, гарцбургитам и дунитам (рис. 1.2). Полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс общей мощностью 200-300 метров (рис. 1) фрагментирован на отдельные блоки размером от десятков – сотен метров до километра (Рудник, 1965). Облик комплекса определяется чередованием параллельных полос и вытянутых линз серпентинитов, верлитов, вебстеритов, клинопироксенитов и апогаббровых амфибол-гранат-клиноцоизит-хлоритовых родингитов [Пушкарев и др., 1991]. Мощность слоев варьирует от первых миллиметров до нескольких десятков сантиметров (рис. 1.3). Полосчатый дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс перекрывается с востока амфиболовыми габбро, которые постепенно переходят к верхней части интрузии в диориты и кварцевые диориты (Ферштатер, Беа, 1996).

Изученные хромититы залегают в средней части разреза полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса на вершине субмеридионального хребта (географические координаты 54°46.2' северной широты и 59°39.1' восточной долготы) в 1.5 км западнее южного края Нуралинского озера. Они образуют серию шлиров и линз (будин), размером от нескольких сантиметров до трех метров и мощностью до одного

метра, прослеженных по простиранию на 100 м среди верлитов, клинопироксенитов и серпентинитов. Наиболее крупная линза хромититов размером 3 на 1 м (рис. 1.4а) перекрывается с востока частично родингитизированными амфиболовыми верлитами, а подстилается с запада амфибол-оливиновыми породами, превращенными в серпентиниты. Вдоль восточного контакта хромититов с верлитами отмечается маломощная зона ортопироксенитов (рис. 1.4б).

Хромититы средне-, крупнозернистые, содержат 60-90% хромшпинелида (рис. 1.4в). Силикатный цемент хромититов состоит из магнезиально-хромистой роговой обманки ($Mg\# = 0.93$, $Al_2O_3 = 10\%$) и ортопироксена ($Mg\# = 0.93$, $Al_2O_3 = 2\%$, $CaO = 0.5\%$) и редких зерен хромдиоксида. В амфиболе встречаются включения апатита. Амфибол и ортопироксен аналогичного состава обнаружены также в виде твердофазных включений в рудном хромшпинелиде, что свидетельствует о сингенетичности силикатов и оксидов. В хромшпинелиде

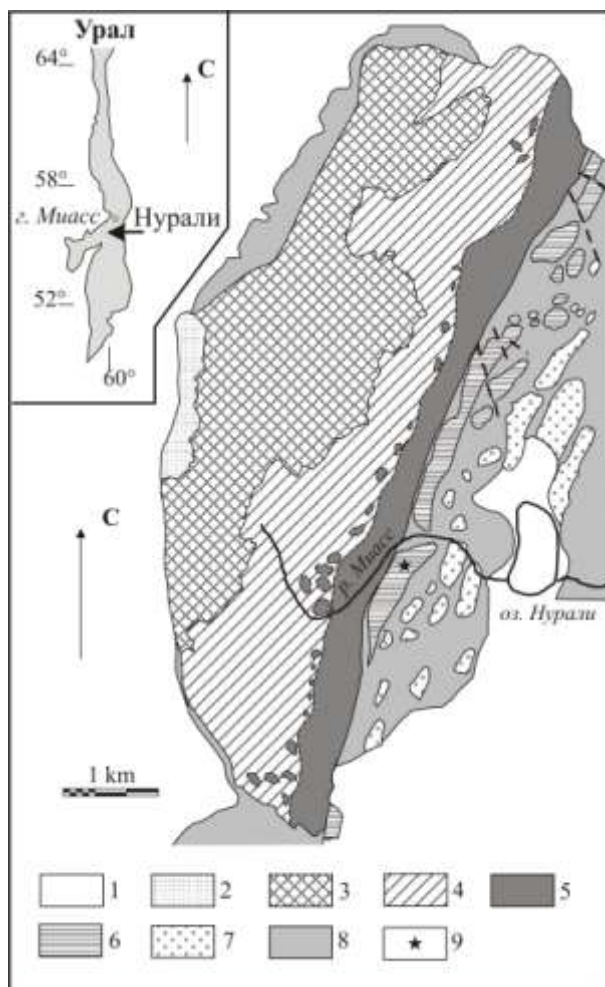


Рисунок 1.2 – Схема строения массива Нурали по (Рудник, 1965) с изменениями (Zaccarini et al., 2004). 1 – вмещающие породы; 2- лерцолиты; 3 – плагиоклазовые

лерцолиты; 4 – гарцбургиты; 5 – дуниты; 6 – породы расслоенной дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии; 7 – амфиболовые габбро и диориты; 8 – серпентинитовый меланж; 9 – расположение изученных хромититов.

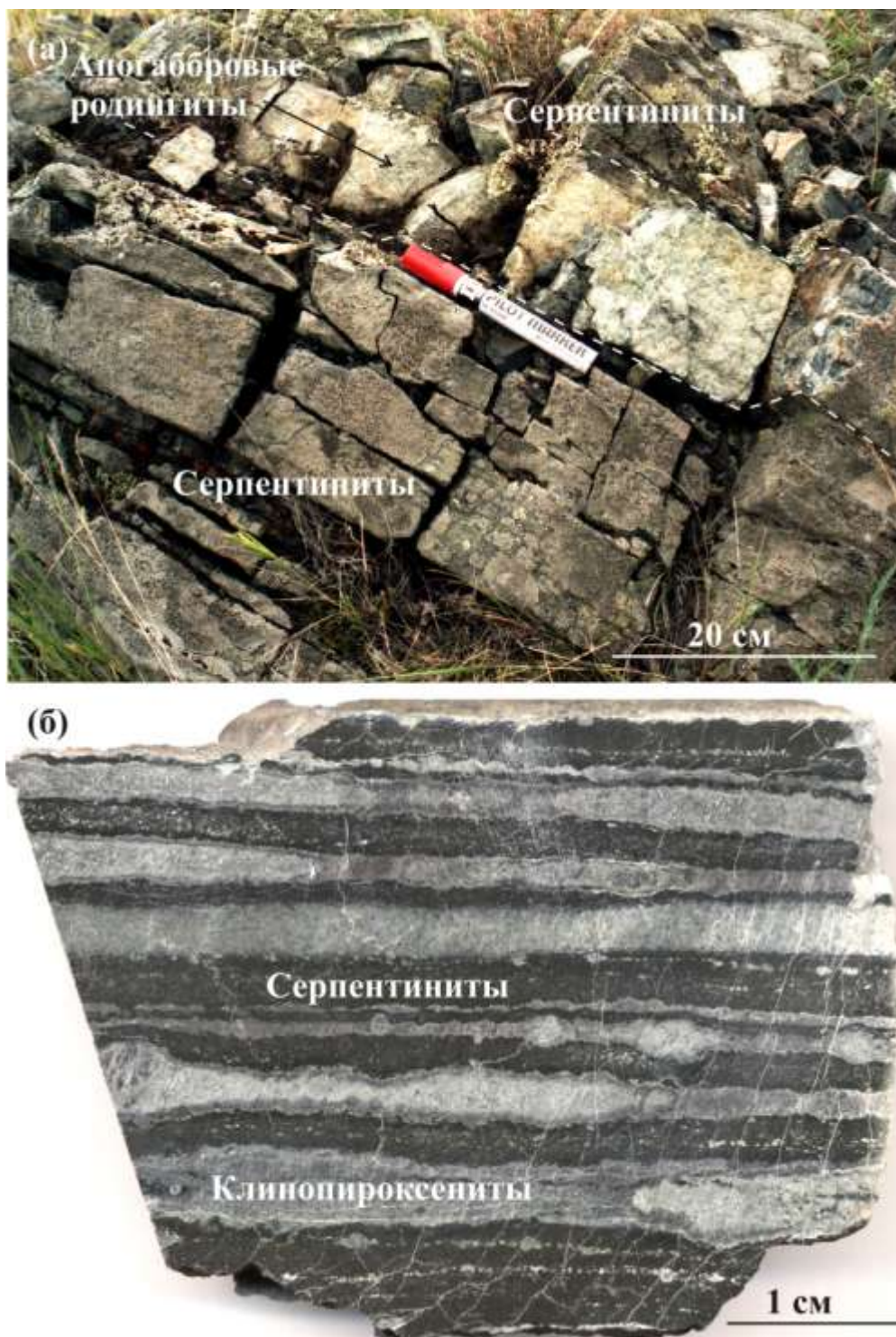


Рисунок 1.3 – а) Переслаивание апогаббровых родинитов (светлое) с аподунитовыми серпентинитами (темное) в полосчатом комплексе Нуралинского массива; б) Тонкое переслаивание клинопироксенитовых и серпентинитовых слоев. Клинопироксенитовые

слои (светло-серое) частично будинированы и замещены минералами родингитовой ассоциации (темно-серое).

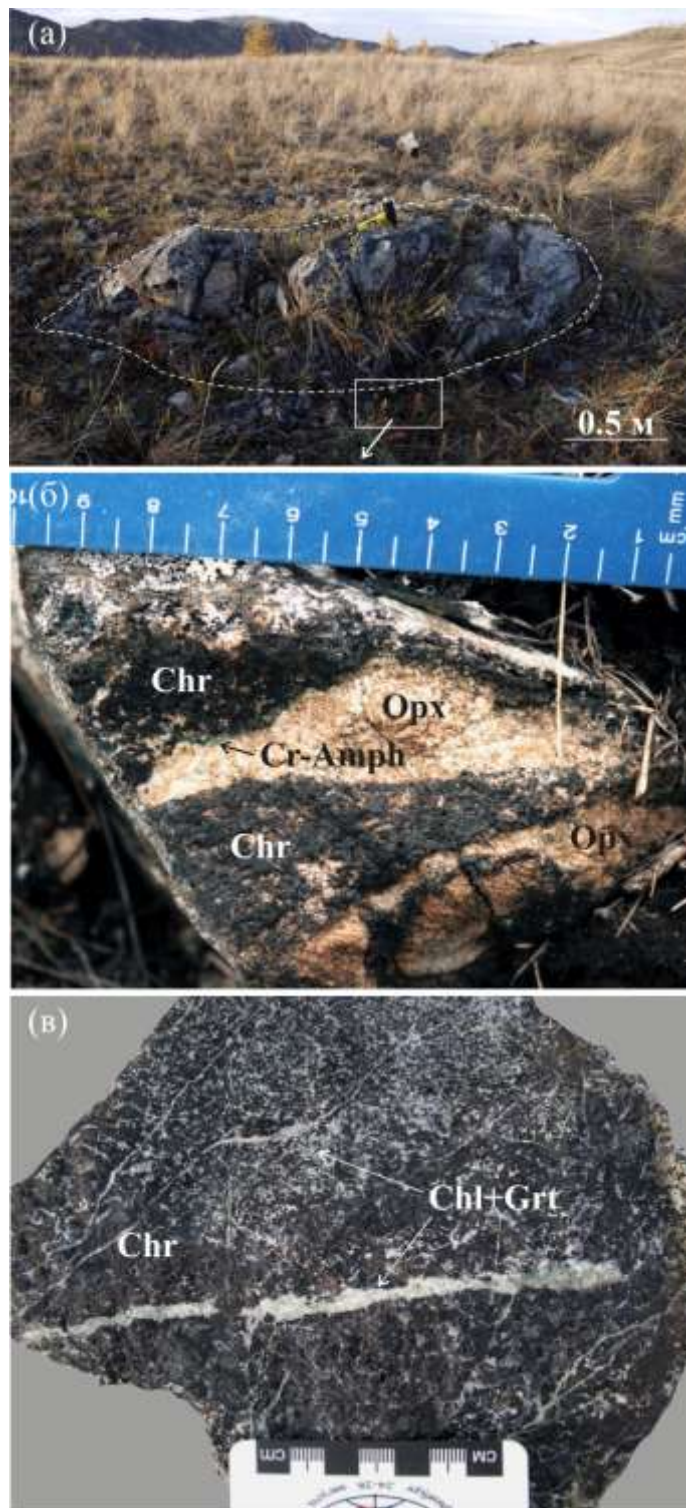


Рисунок 1.4 – а) Обнажение с линзой (будиной) хромитов в полосчатом дунит-верлит-клинопироксенитом комплексе Нуралинского массива; б) Линзы хромитов в амфибол-ортопироксеновых породах на контакте с верлитами; в) густовкрапленные хромититы (черное) с родингитизированным силикатным цементом и просечками родингитов

(светло-серое). *Orx* – ортопироксен, *Chr* – хромшпинелид, *Cr-Amph* – хром-содержащий амфибол, *Grt* – гранат, *Chl* – хлорит.

встречаются редкие включения бариевого флогопита. Ранние минералы замещаются минералами родингитовой ассоциации: диопсидом, тремолитом, хлоритом, гранатом ряда уваровит-гроссуляр и другими минералами.

1.4. Химический состав и условия образования Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os-сульфидов Верх-Нейвинского и Нуралинского массивов

На основе минералого-геохимического изучения состава платиноидной минерализации, хромшпинелидов и минеральных включений в минералах платиновой группы (МПГ) впервые охарактеризованы условия образования Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов Верх-Нейвинского и Нуралинского массивов.

1.4.1 Химический состав и условия образования Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os-сульфидов Верх-Нейвинского массива

Платиноидная минерализация Верх-Нейвинского массива представлена преимущественно субидиоморфными и идиоморфными кристаллами, а также агрегатами кристаллов (рис. 1.5 и 1.6), среди которых Ru-Os-Ir сплавы (85.5 %) преобладают над Ru-Os сульфидами и Pt-Fe сплавами (15.3 и 1.2 %, соответственно). По морфологии превалирует шероховатая, иногда мелкоямчатая поверхность кристаллических индивидов и агрегатов (рис. 1.5).

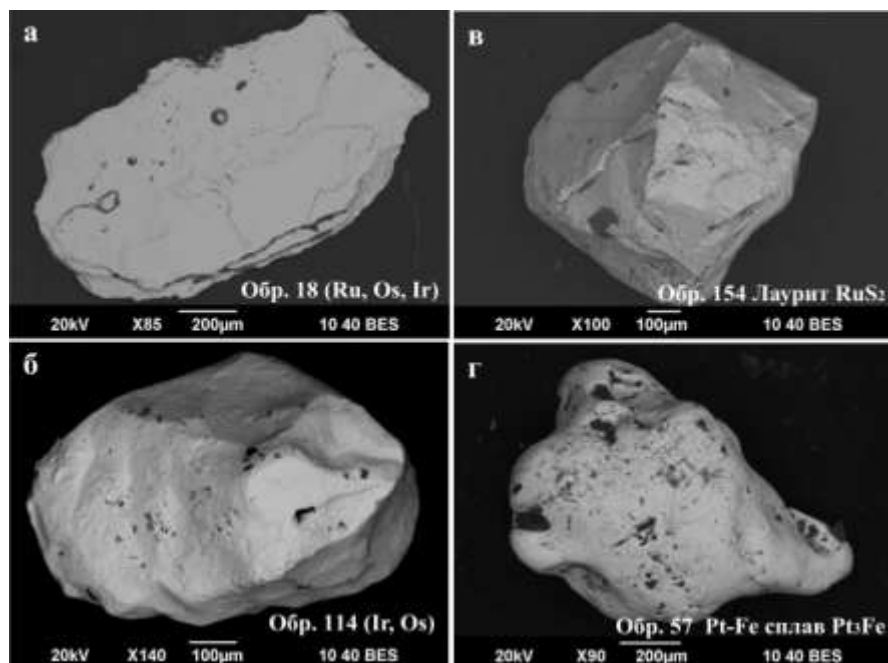


Рисунок 1.5 – Морфологические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского массива; изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом.

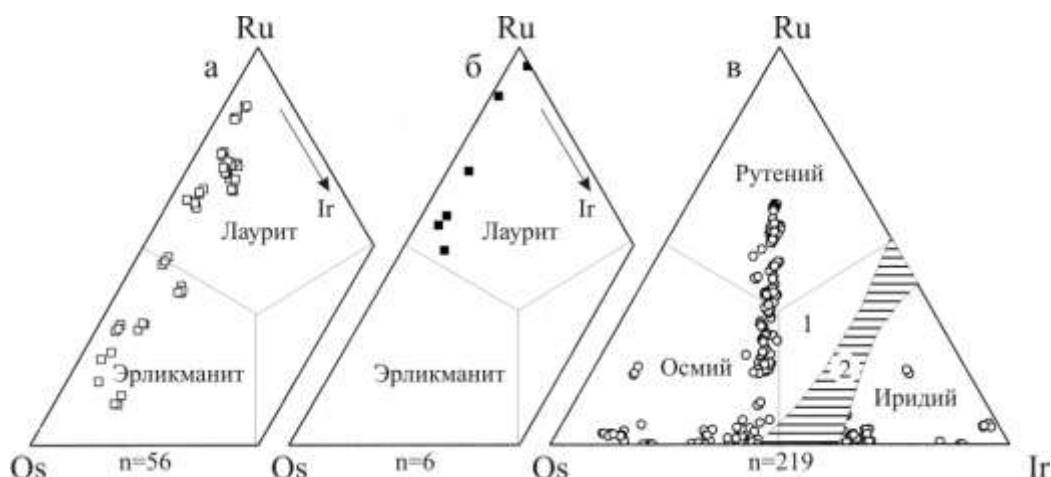


Рисунок 1.6 – Химические составы Ru-Os сульфидов (а, б) и Ru-Os-Ir сплавов (в) первичного платиноидного парагенезиса Верх-Нейвинского массива в координатах Ru-Os-Ir, ат. %. 1 – рутениридосмин, 2 – область несмесимости по (Harris, Cabri, 1991). Другие объяснения в тексте.

Отличительной особенностью изученных сплавов является широкий спектр минералов тугоплавких ЭПГ (IPGE: Os, Ir, Ru), представленных, согласно номенклатуре Д. Харриса и Л. Кабри (Harris, Cabri, 1991), осмием, рутением и иридием (таблица 1.1, рис. 1.6в). Изменчивость состава гексагональных минералов осмия и рутения обусловлена либо

замещением в твердом растворе осмия иридием (тренд составов вдоль горизонтальной оси Os-Ir на рис. 1.6в), или рутением (вертикальный тренд составов в сторону Ru, рис. 1.6в).

Ru-Os сульфиды представлены лауритом и эрликманитом, образующими непрерывный ряд твердых растворов (рис. 1.6а, Ru# варьирует от 11 до 89). Характерно, что состав включений Ru-Os сульфидов в Ru-Os-Ir сплавах имеет более рутениевый состав (рис. 1.6б, Ru# 53–99). Менее распространенные полиминеральные ассоциации платиноидов состоят из доминирующего МПГ и подчиненных ему в количественном отношении одного или нескольких МПГ. В виде моно- и полифазных включений установлены лаурит RuS_2 , кашинит Ir_2S_3 , купроиридсит CuIr_2S_4 , куперит PtS , железо-платиновые твердые растворы переменного состава, ирарсит IrAsS , холлингвортит RhAsS , кейтконит Pd_{3-x}Te , рутерарсенит RuAs , пентландит, миллерит, хизлевудит и др. Такое разнообразие минералов системы Os-Ir-Ru характерно для МПГ дунит-гарцбургитовых комплексов (Рудашевский и др., 1983; Дистлер и др., 1986; Cabri et al., 1996; Melcher et al., 1997; Malitch et al., 2003; González-Jiménez et al., 2009; O’Driscoll, González-Jiménez, 2016 и др.), выделяемых в составе офиолитовой или альпинотипной ассоциации ультрамафитов.

Таблица 1.1 – Представительные химические составы Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	122	32	71	8	9	154	164	166
Минерал	(Ru,Os,Ir)	(Ru,Os,Ir)	(Os,Ir,Ru)	(Ir,Os)	(Os,Ir)	LR	LR	ERL
Массовые %								
Fe	0.43	0.38	0.52	0.62	0.00	0.22	0.00	0.00
Ni	0.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	21.45	33.78	13.23	0.72	2.77	36.57	47.31	21.41
Rh	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00
Pd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Os	39.86	31.07	48.60	33.82	79.22	20.33	10.75	41.31
Ir	34.67	28.74	37.33	58.43	18.05	8.98	4.92	5.86
Pt	2.11	4.12	0.87	6.23	0.00	0.00	0.00	0.31
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	33.36	35.76	30.25

As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.78	98.09	100.55	100.68	100.04	99.46	98.74	99.14
Атомные %								
Fe	1.23	1.01	1.57	2.05	0.00	0.25	0.00	0.00
Ni	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	33.95	49.51	22.02	1.32	5.10	23.20	28.10	15.08
Rh	0.00	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00	0.00	0.00
Pd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Os	33.53	24.20	42.99	32.91	77.44	6.85	3.39	15.46
Ir	28.85	22.15	32.67	56.27	17.46	2.99	1.54	2.17
Pt	1.73	3.13	0.75	5.91	0.00	0.00	0.00	0.11
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	66.71	66.97	67.18
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru #						77	89	49

Примечание: Сплавы рутения (Ru,Os,Ir), осмия (Os,Ru,Ir), (Os,Ir), иридия (Ir,Os). LR – лаурит, ERL - эрликманит, Pt₃Fe – Pt-Fe сплав. Ru# = 100*Ru ат.% / (Ru+Os) ат.% .

По соотношению хромистости и железистости хромшпинелид из включений и сростаний с МПГ отвечает составу этого минерала из хромитовых руд ортомагматического и латераль-секреционного генетических типов (Чашухин и др., 2007) и лишь единичные включения можно отнести к «рудному» хромшпинелиду метасоматического типа или аксессуарному хромшпинелиду дунитов.

Согласно исследованиям Д. Бэрда и В. Бассета (Bird, Bassett, 1980), наличие рутениевого тренда химических составов твердых растворов тугоплавких ЭПГ на тройной диаграмме Ru – Os – Ir (рис. 1.6в) свидетельствует об образовании данных минералов в условиях высоких давлений мантийных глубин. Впервые выявленные включения высокомагнезиального оливина (Fo₉₂₋₉₄, рис. 3, табл. 3 в (Баданина и др., 2013)), характерного минерала мантийных ультрамафитов, также свидетельствуют в пользу высокотемпературной природы образования изученных МПГ.

1.4.2. Химический состав и условия образования хромшпинелидов и минеральных ассоциаций МПГ Нуралинского массива

1.4.2.1. Хромшпинелиды

Хромшпинелиды магнезиальных хромититов Нуралинского массива представлены тремя разновидностями (Chr 1, Chr 2 и Chr 3). Первичный магнезиальный хромшпинелид Chr I замещен хромитом двух последующих генераций Chr II и Chr III с сохранением реликтовых участков (таблица 1.2, рис. 1.7). Реликты магнезиального хромшпинелида Chr I в родингитизированных участках хромититов обладают более высокой хромистостью ($Cr\#=54-62$) и низкой магнезиальностью ($Mg\#=63-64$) по сравнению с хромшпинелидами, охарактеризованными в работах Ф. Заккарини с соавторами (Zaccarini et al., 2004) и Дж. Греко с соавторами (Grieco et al., 2007) (рис. 1.8).

Вторичные преобразования раннего хромшпинелида Chr I проявлены неравномерно (рис. 1.1). Замещение его хромит (Chr II)-хлоритовым агрегатом начинается от краевых частей зерен, контактирующих с силикатным цементом руд, и развивается на существенную глубину, вплоть до полных псевдоморфоз. Хромит Chr III формируется локально, частично замещая Chr II по поздним трещинам катаклаза в ассоциации с гранатом. Хромит Chr II, образующий пористые агрегаты на месте исходного хромшпинелида Chr I, содержит максимальное по сравнению со всеми известными составами хромшпинелида в полосчатом комплексе Нуралинского массива количество хрома, достигающее 60% Cr_2O_3 ($Cr\#=84$), имеет минимальные значения магнезиальности ($Mg\#=27-28$) и коэффициента окисленности железа $Fe^{3+}/(Fe_{tot}) = 0.01-0.03$ (рис. 1.8).

Таблица 1.2 – Химический состав разновидностей хромшпинелидов магнезиальных хромититов Нуралинского массива по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас.%

Разновидность	CHR I			CHR II		CHR III		
	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	0.06	0.06	0.07	0.08	0.10	0.05	0.11	0.10
Al ₂ O ₃	21.77	24.4	20.05	7.55	7.40	14.9	13.78	14.23
Cr ₂ O ₃	46.79	43.41	48.46	60.20	60.31	49.39	51.06	49.94
FeO	14.09	14.62	14.29	24.48	25.13	17.55	18.75	17.70
Fe ₂ O ₃	3.18	3.49	3.15	0.85	0.41	5.18	4.67	5.59
MnO	0.13	0.18	0.00	0.53	0.43	0.2	0.18	0.26

MgO	13.95	13.84	13.65	5.28	4.85	10.45	9.72	10.37
V ₂ O ₅	0.21	0.18	0.22	0.29	0.29	0.26	0.26	0.28
сумма	100.18	100.18	99.90	99.26	98.91	97.98	98.53	98.47

Формульные единицы

Ti	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002
Al	0.786	0.873	0.732	0.310	0.306	0.578	0.537	0.552
Cr	1.134	1.042	1.187	1.658	1.672	1.286	1.336	1.299
Fe ³⁺	0.073	0.080	0.073	0.022	0.011	0.128	0.116	0.138
V	0.004	0.003	0.004	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005
Fe ²⁺	0.361	0.371	0.370	0.713	0.737	0.483	0.519	0.487
Mn	0.003	0.005	0.000	0.016	0.013	0.006	0.005	0.007
Mg	0.637	0.626	0.630	0.274	0.253	0.513	0.479	0.509

Отношения элементов

Cr#	59	54	62	84	84	69	71	70
Mg#	64	63	63	28	26	51	48	51
Cr/sumR3	0.57	0.52	0.57	0.83	0.84	0.65	0.67	0.65
Fe ³⁺ /(sumR3)	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.06	0.06	0.07
Fe ³⁺ /(Fe _{tot})	0.17	0.18	0.16	0.03	0.01	0.21	0.18	0.22

Примечание. Cr#=100*Cr/(Cr+Al), Mg#=100*Mg/(Mg+Fe²⁺), sumR3=Cr+Al+Fe³⁺

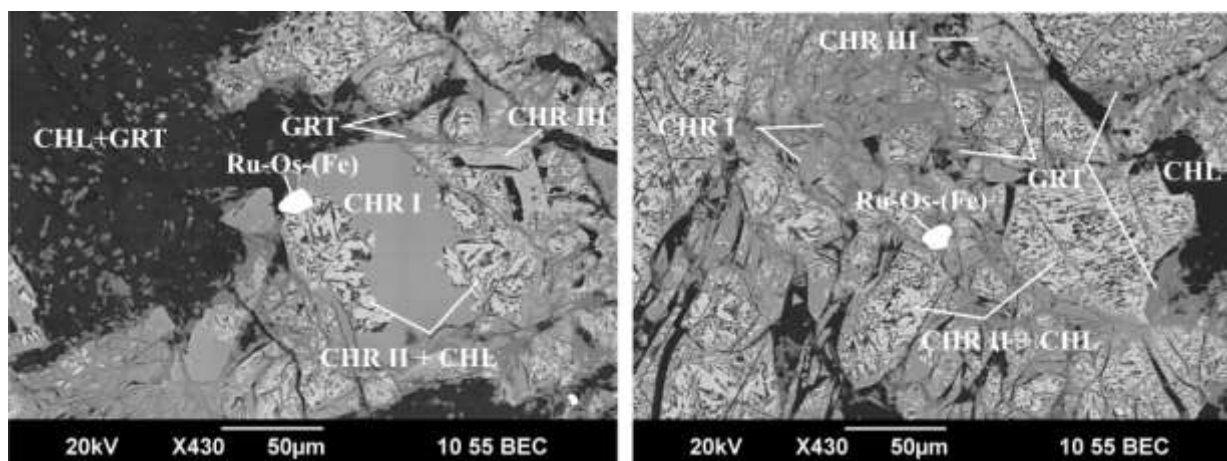


Рисунок 1.7 – Особенности внутреннего строения родингитизированных хромититов Нуралинского массива по (Малич и др., 2016). Изображения в обратнорассеянных электронах с вещественным контрастом. CHR I, CHR II и CHR III – разновидности хромитинелидов, GRT – гранат, CHL – хлорит, Ru-Os-(Fe) – вторичные сплавы на основе Ru, Os и Fe. Другие объяснения в тексте.

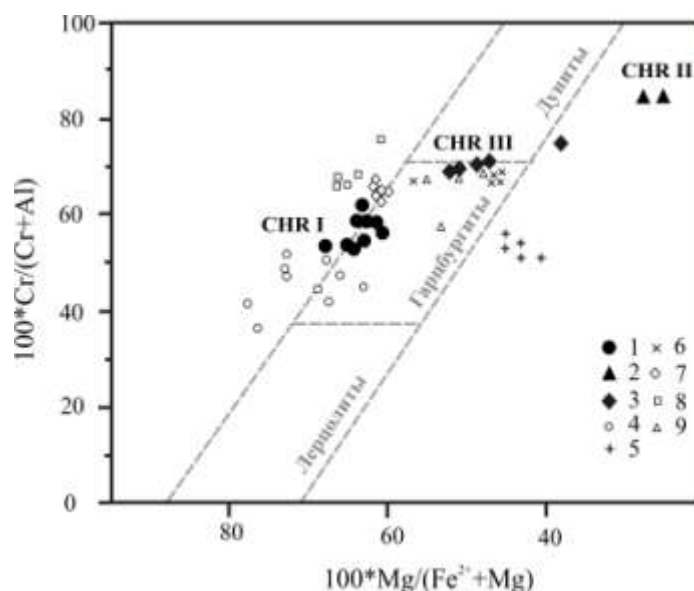


Рисунок 1.8 – Особенности состава хромшпинелидов магнезиальных хромититов Нуралинского массива по (Малич и др., 2016). *Разновидности хромшпинелидов: 1 – CHR I, 2 – CHR II, 3 – CHR III. Для сравнения нанесены точки составов хромшпинелидов из различных проявлений полосчатого комплекса Нуралинского массива: 4 по данным Zaccarini et al. (2004) и Grieco et al. (2007); 5 по данным Zaccarini et al. (2004), 6-9 по данным Grieco et al. (2007). Пунктирными линиями ограничены поля составов акцессорного хромшпинелида в лерцолитах, гарцбургитах и дунитах офиолитовой ассоциации Урала (Чащухин и др., 2007).*

Новообразованный хромит Chr III, срastaющийся с гранатом, обладает более высокой хромистостью ($Cr\# = 69-71$), меньшей магнезиальностью ($Mg\# = 48-52$) и более высоким значением коэффициента окисленности железа ($Fe^{3+}/(Fe_{tot}) = 0.18-0.22$), по сравнению с реликтовым хромшпинелидом Chr I (таблица 1.2, рис. 1.8). Уровень хромистости новообразованного хромита Chr III примерно такой же, как в хромшпинелиде из большинства изученных рудных проявлений в полосчатом комплексе Нуралинского массива, при более широких вариациях их магнезиальности (рис. 1.8).

1.4.2.2. Первичные и вторичные ассоциации МПГ

Ранняя ассоциация МПГ представлена лауритом ($\#Ru = 62-72$), самородным осмием и эрликманитом (рис. 1.9а-д), образующими зерна размером 5–40 мкм в магнезиальном хромшпинелиде или в силикатном цементе руд. Преобладают округлые и субидиоморфные индивиды минералов. Последние часто представляют собой срastания

мелких (менее 10 мкм) эвгдральных кристаллов (рис. 1.9а,г). Нередко Ru-Os сульфиды имеют зональное строение (LR I LR II и ERL, рис. 6д), которое выражается чередованием зон с разным соотношением Ru и Os ($\#Ru=39-74$, табл. 1.3). Зоны образуют тонкие каймы по периферии кристаллов или располагаются в них хаотично, иногда сопровождаясь кристаллами самородного осмия (рис. 1.9е).

В составе лаурита выявлена примесь Fe (от 0.3 до 2 мас.%) и никеля (от 0.37 до 0.68 мас. %). Содержание примесей связано прямой корреляционной зависимостью, причем максимальные количества обоих компонентов отмечаются в лаурите, находящемся в ассоциации с пентландитом. Ru-Os сульфиды во включениях в хромшпинелиде и в силикатном базисе руд часто сопровождаются Ru-содержащим пентландитом (рис. 1.9ж,з; табл. 1.4). На границе Ru-содержащего пентландита и лаурита наблюдаются каймы, отвечающие по стехиометрии Fe-Ru-Os-содержащему хизлевудиту (рис. 1.9ж,з; таблица 1.4). Отношение Ni и Fe в данном минерале такое же, как и в Ru-содержащем пентландите, а отношение Ru и Os всегда меньше, чем в ассоциирующем лаурите, при этом абсолютные концентрации Os и Ir в обеих фазах совпадают. Морфология кайм позволяет рассматривать их как вторичные, образовавшиеся по лауриту. Граница с Ru-содержащим пентландитом всегда резкая, а с лауритом – неправильной формы.

Как во включениях, так и в силикатном базисе руд индивиды лаурита подвергаются коррозии с одновременной кристаллизацией тонкодисперсных пористых неоднородных агрегатов (рис. 1.10а), полностью или частично замещающих исходный минерал (рис. 1.10б-и).

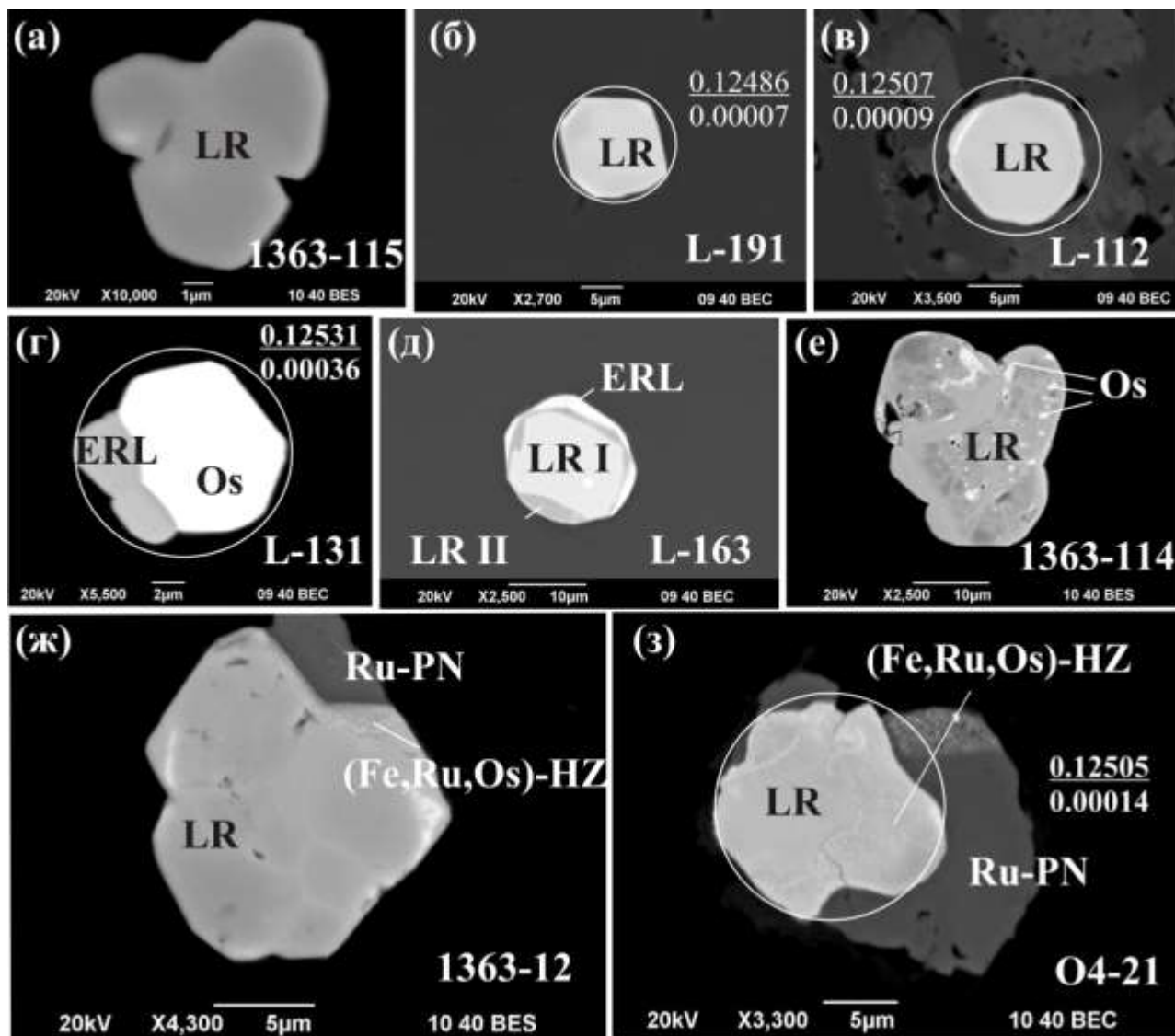


Рисунок 1.9 – Особенности морфологии и внутреннего строения первичной (а-г) и вторичной (д-з) ассоциаций МПГ в составе моно- и полифазных включений магнезиальных хромититов Нуралинского массива по (Малич и др., 2016). Изображения в обратнорассеянных электронах с вещественным контрастом: а-в – включения лаурита (LR); г – осмия (Os) и эрликманита (ERL); д-з – проявления диффузионных преобразований лаурита, выражающиеся в перераспределении осмия и образовании: (д) LR II и эрликманита, (е) самородного осмия, (ж, з) Fe-Ru-Os-содержащего хизлевудита [(Fe-Ru-Os)-HZ] на границе с Ru-содержащим пентландитом [Ru-PN]. Круги соответствуют местам проведения Os-изотопных анализов. Цифры в числителе и знаменателе соответствуют значению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и погрешности измерения, соответственно.

Таблица 1.3 – Типичные химические составы Ru-Os сульфидов магнезиальных хромититов Нуралинского массива по данным рентгеноспектрального микроанализа

Анализ	1	2	3	4	5	6	8	9	10	11
Образец	L-12	L-61	L-163	L-121	L-191	L-192	1363-12	1363-19	1363-114	1363-115
Минерал	LR	LR	LR I	LR	LR	ERL	LR	LR	LR	LR
Массовые %										
Os	32.93	33.95	32.90	24.59	30.98	48.13	24.95	27.07	31.24	28.95
Ir	4.06	3.78	3.00	6.59	5.53	4.88	6.67	6.22	4.78	6.03
Ru	29.56	28.98	30.22	33.25	29.78	16.11	31.90	31.58	29.71	30.33
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.42	0.43	0.28	1.04	0.49	0.77	1.05	0.61	0.62	1.06
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	0.68	0.37	0.41	0.48
S	32.62	32.47	31.99	33.97	31.84	29.20	34.28	33.39	33.05	32.84
Сумма	99.59	99.61	98.39	99.94	98.62	99.09	99.53	99.24	99.81	99.69
Атомные %										
Os	11.45	11.86	11.61	8.19	10.94	18.57	8.30	9.21	10.72	9.91
Ir	1.40	1.31	1.05	2.17	1.93	1.86	2.19	2.09	1.62	2.04
Ru	19.35	19.05	20.06	20.83	19.80	11.70	19.96	20.21	19.19	19.55
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.50	0.51	0.34	1.18	0.59	1.01	1.19	0.71	0.72	1.24
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.73	0.41	0.46	0.53
S	67.30	67.29	66.94	67.09	66.74	66.86	67.63	67.37	67.29	66.72
Ru#	63	62	63	72	64	39	70	69	64	66

Примечание. LR и LR I – лаурит, ERL – эрликманит, $Ru\# = 100 * Ru_{\text{ат.}\%} / (Os + Ru)_{\text{ат.}\%}$

Таблица 1.4 – Типичные химические составы ЭПГ-содержащих хизлевудита и пентландита магниезальных хромититов Нуралинского массива по данным рентгеноспектрального микроанализа

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Образец	O4-21	O4-41	O2-61	L-431	O3-22	O4-21	O4-41	O4-833	O2-61	L-432
Минерал	Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит					Ru-содержащий пентландит				
Массовые %										
Os	24.88	22.91	25.39	22.96	24.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ir	5.45	3.36	6.09	5.52	6.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	16.52	12.89	11.93	12.47	15.12	12.38	12.51	11.95	12.00	12.12
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	15.85	16.42	15.38	17.41	15.49	23.04	20.87	24.57	20.92	22.53
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	19.14	22.82	21.06	20.48	18.44	32.29	32.83	29.48	31.31	30.71
S	17.86	19.97	19.29	19.42	18.09	31.47	31.60	31.40	30.52	30.96
Сумма	99.70	98.37	99.14	98.26	98.83	99.18	97.81	97.40	94.75	96.32
Атомные %										
Os	8.78	7.67	8.79	7.84	8.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ir	1.90	1.11	2.09	1.87	2.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	10.97	8.12	7.77	8.02	10.17	5.93	6.06	5.80	6.00	5.96
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	19.05	18.71	18.13	20.25	18.85	19.96	18.30	21.57	18.93	20.05
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	21.89	24.74	23.62	22.67	21.35	26.61	27.38	24.62	26.96	26.00
S	37.41	39.65	39.60	39.35	38.33	47.50	48.26	48.01	48.11	47.99
Ru#	56	51	47	51	53	-	-	-	-	-
Ni#	53	57	57	53	53	57	60	53	59	56

Примечание. $Ru\# = 100 * Ru_{ат.\%} / (Os + Ru)_{ат.\%}$, $Ni\# = 100 * Ni_{ат.\%} / (Fe + Ni)_{ат.\%}$

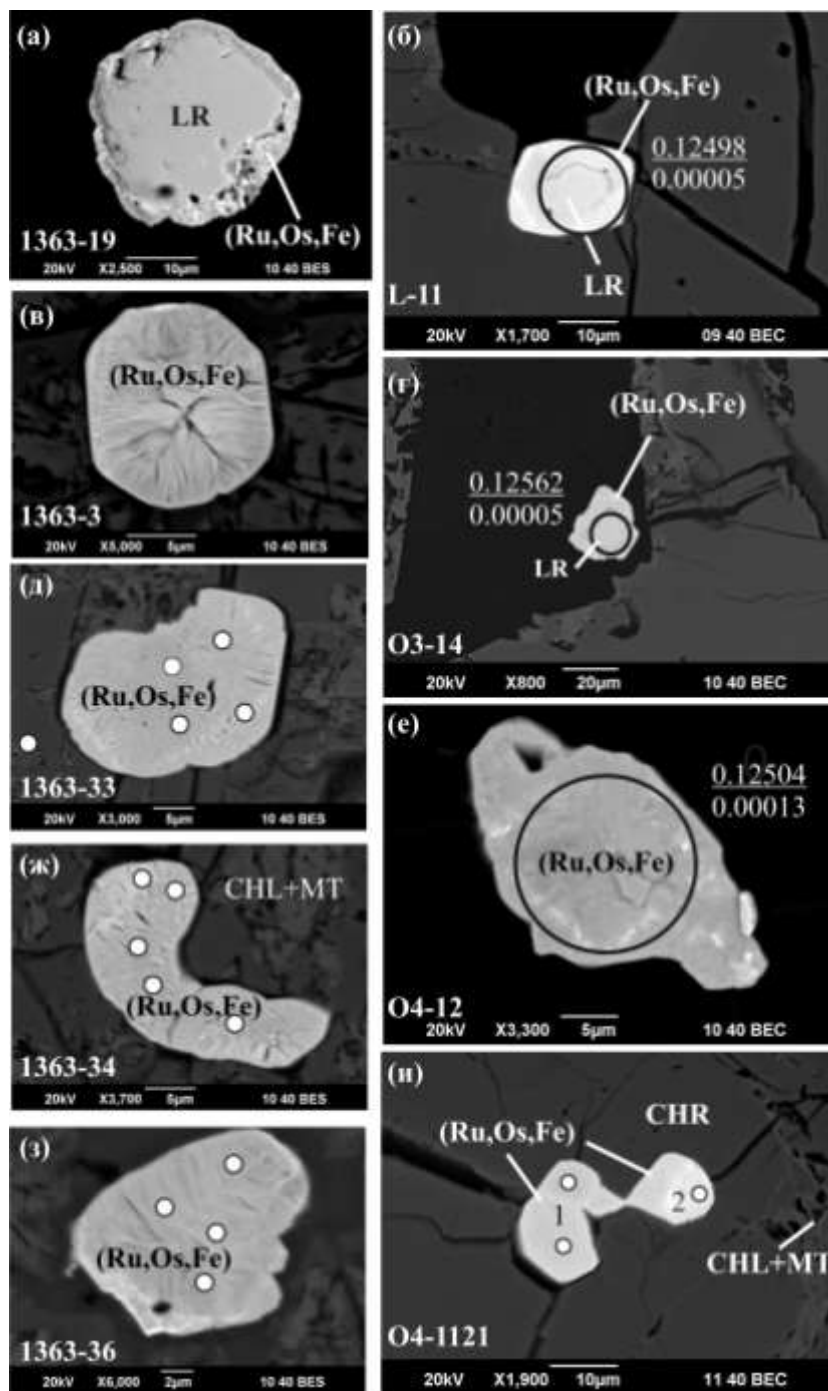


Рисунок 1.10 – Разные стадии преобразования лаурита (LR) в результате коррозии: от образования пористых кайм (а, б, г) до полного замещения (в, д-и) по (Малич и др., 2016). На рис. д, ж–и обозначены места измерения состава минералов, химический состав которых приведен в табл. 1.5. (Ru,Os,Fe) – рутений; CHR – хромипинелид; CHL – хлорит, MT - магнетит. Круги на рис. б, г, е соответствуют местам проведения Os-изотопных анализов. Цифры в числителе и знаменателе соответствуют значению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и погрешности измерения, соответственно.

Текстура новообразованных агрегатов определяется хаотичным расположением отдельных минеральных индивидов размером в доли микрона. Валовый состав минеральных агрегатов, замещающих лаурит, приведен в таблице 1.5. Соотношения ЭПГ в них соответствуют таковым в исходном лаурите (рис. 1.11), содержание серы составляет не более 0.2 мас.%, никеля – от 0.3–0.9 мас.% до 3–5 мас.%. В качестве постоянных примесей присутствуют Cr (1.04–1.58 мас.%), Si (2.07–3.92 мас.%), Mg (2.19–3.33 мас.%), Al (0.12–1.35 мас.%), Ca (0.11–0.61 мас.%). Содержания железа и кислорода заметно варьируют, количества двух компонентов связаны обратной корреляционной зависимостью.

1.4.2.3. Условия образования хромшпинелидов и МПГ

Природа образования магнезиальных хромитов полосчатого комплекса Нуралинского массива остается дискуссионной. Ранний хромшпинелид по составу сопоставим с хромшпинелидом из гарцбургитов офиолитовых комплексов Урала (Чашухин и др., 2007). Особенности его состава, преобладание в раннем парагенезисе с ним ортопироксена и Ru-Os специализация платинометальной минерализации послужили основанием для отнесения магнезиальных хромитов к апогарцбургитовым метасоматическим образованиям (Молошаг, Смирнов, 1996). В других генетических моделях хромиты полосчатого комплекса Нуралинского массива рассматриваются как кумулятивные (Zaccarini et al., 2004; Grieco et al., 2007 и др.).

Магнезиальные хромиты в значительной степени метаморфизованы. В наиболее измененных участках ранний хромшпинелид становится более хромистым и железистым, он интенсивно замещается агрегатом обогащенного Cr и Fe²⁺ хромита и хлорита, который в свою очередь на самых последних стадиях родингитизации преобразуется в хромит, обогащенный трехвалентным железом.

Подобный характер вторичных преобразований хромшпинелида широко проявлен в различных ультрамафитах и объясняется либо реакцией хромшпинелида с магнетитовой каймой при прогрессивном метаморфизме (Barnes, 2000 и др.), либо флюидным воздействием в процессе регрессивного метаморфизма (T=700-450°C [Gervilla et al., 2012; Colas et al., 2014]). Аналогичный тренд изменения состава хромшпинелидов в близком температурном интервале (T=800–500°C) установлен (Arai, Akizawa, 2014) в апогарцбургитовых и апогаббровых диопсидитах северного Омана.

Таблица 1.5 – Химический состав минерального агрегата, замещающего лаурит (по данным рентгеноспектрального микроанализа)

Образец, рисунок	1363- 36, 1.10з	1363-33, 1.10д	1363-34, 1.10ж	04-1121- 1, 1.10и	04-1121- 2, 1.10и	831
Количество анализов	n=4	n=5	n=4	n=2	n=1	n=1
Массовые %						
Os	23.91	25.56	27.35	24.91	42.35	29.33
Ir	5.78	7.02	6.70	7.03	5.41	3.71
Ru	35.69	33.93	32.69	35.24	18.70	29.58
Rh	0.00	0.31	0.42	0.21	0.00	0.17
O*	12.11	12.33	13.63	9.17	10.63	8.93
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.22
Si	3.08	2.44	2.07	3.92	2.65	3.48
Al	1.35	1.31	1.10	0.30	0.23	0.12
Cr	1.38	1.04	1.47	1.31	1.58	1.09
Mg	2.33	2.41	2.19	3.70	2.39	3.33
Fe	6.89	8.73	8.70	10.64	12.60	11.98
Ni	4.34	0.90	0.61	0.37	0.65	3.00
Ca	0.61	0.19	0.16	0.20	0.21	0.11
Сумма	97.46	96.17	97.09	97.00	97,40	97,05
Атомные %						
Os	7.13	7.86	8.25	8.08	14.14	9.34
Ir	1.71	2.14	1.99	2.26	1.79	1.17
Ru	20.08	19.72	18.42	21.50	11.75	17.73
Rh	0.08	0.18	0.24	0.13	0.00	0.10
O	42.98	44.89	48.26	35.36	42.23	33.84
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.20
Si	6.23	5.07	4.16	8.62	6.00	7.52
Al	2.83	2.83	2.28	0.70	0.54	0.27
Cr	1.50	1.15	1.61	1.55	1.93	1.27
Mg	5.42	5.77	5.06	9.40	6.25	8.30
Fe	7.02	9.19	8.92	11.74	14.33	13.00
Ni	4.21	0.90	0.60	0.38	0.70	3.10
Ca	0.86	0.28	0.23	0.30	0.33	0.17

Примечание. Измерение содержания кислорода проведено при ускоряющем напряжении 15 кВ, силе тока пучка 50 нА, диаметре пучка электронов 2 мкм, угле отбора рентгеновского излучения – 40°. Стандартный образец для определения кислорода – FeO. Аналитическая линия O K α (специальный кристалл-анализатор LPC0, 2d = 45 Å). Время

измерения интенсивности на пике 20 с. При измерении произведен учет спектрального наложения линии $O K\alpha$ и линий $Ir Mz$ (3 порядок), $Os Mz$ (3 порядок), $Rh Mz$ (1 порядок).

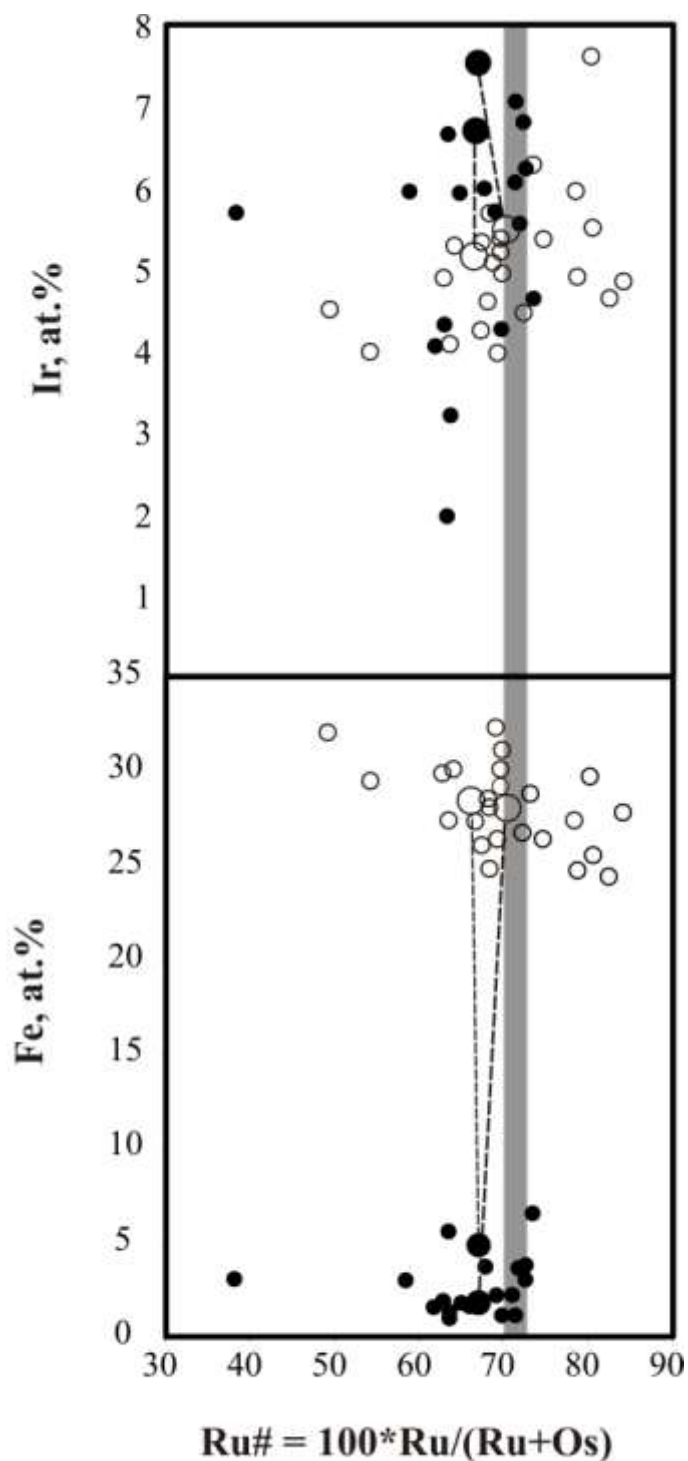


Рисунок 1.11 – Составы первичного лаурита (круги черного цвета) и вторичных Ru-Os-(Fe)-содержащих сплавов (полые круги) в координатах $Ru\# - Ir$ и $Ru\# - Fe$. $Ru\# = at.\% Ru / (Ru + Os)$ по (Малич и др., 2016). Пунктирными линиями соединены составы

существующих минералов. Серой вертикальной полосой обозначен состав лаурита, соответствующий хондритовым значениям (Zaccarini et al., 2004).

Синхронно с метаморфизмом хромититов, выражающемся в образовании хромита, Ст-амфибола, хлорита и граната по раннему парагенезису магнезиально-глиноземистого хромшпинелида, ортопироксена и диопсида, происходит преобразование раннего лаурита и образование вторичных МПГ. Химические и морфологические особенности позволяют считать Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит реакционной фазой, образующейся по лауриту синхронно с Ru-содержащим пентландитом из микропорций насыщенного серой флюида. Индивиды Ru-содержащего пентландита сопровождаются клинохлором $(\text{Mg}_{5,12}\text{Al}_{0,71}\text{Fe}_{0,1}\text{Cr}_{0,06})_6(\text{Si}_{3,12}\text{Al}_{0,88})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ и низкоглиноземистым диопсидом $\text{Ca}_{1,4}\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{0,1}\text{Si}_2\text{O}_6$, что указывает на их генетическую связь с процессом родингитизации, широко проявленной в породах Нуралинского массива.

Во вторичных минеральных агрегатах, замещающих Ru-Os сульфиды, сохраняется соответствующее минералам ряда лаурит-эрликманит содержание Ru, Os и Ir, а соотношения остальных компонентов могут варьировать (рис. 1.11). Измеренное количество кислорода в новообразованном по лауриту веществе позволяет предполагать, что в одних случаях это тонкодисперсная механическая смесь твердого раствора на основе рутения, осмия и иридия с силикатно-оксидным (например, хлорит + хроммагнетит) компонентом, в других случаях это смесь рутения, осмия и железа в самородной форме (гексаферрума) и силикатного компонента.

На основании характерного облика и низкой суммы анализа сходные минеральные фазы интерпретировались как оксиды ЭПГ (Garuti et al., 1997; Ahmed, Arai, 2003; Zaccarini et al., 2004), твердые растворы («сплавы») ЭПГ в смеси с гетитом или гематитом (González-Jiménez et al., 2009) или пористые твердые растворы ЭПГ с железом (Мочалов и др., 1998). С помощью локальных рентгенографических исследований было установлено (Zaccarini et al., 2014), что химически и морфологически сходное вещество представляет собой механическую смесь самородного рутения и магнетита.

Несмотря на различную интерпретацию природы новообразованных фаз, их происхождение в результате десульфуризации ранних сульфидов под воздействием водного агента не вызывает сомнений. Возникновение неоднородностей в лаурите, выражающееся в чередовании участков с разным Ru/Os-отношением, сопровождается частичным высвобождением Os в виде самородной фазы. Это свидетельствует о

начальной стадии процесса десульфуризации лаурита, протекавшего как диффузионный процесс.

Образование Fe-Ru-Os-содержащего хизлевудита также отвечает десульфуризации лаурита – соотношение Me/S в новообразованной фазе по сравнению с исходным лауритом увеличивается в три раза за счет привноса Ni и Fe при частичном выносе S и Ru. Последний концентрируется в образующемся синхронно Ru-содержащем пентландите. Этот процесс так же имеет диффузную природу и не приводит к изменению агрегатного состояния вещества.

По мере увеличения количества флюида, диффузия сменяется растворением-переотложением и на месте лаурита образуется тонкодисперсный агрегат самородных металлов и силикатного вещества, при этом сосуществующие Ru-содержащий пентландит и Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит сохраняют устойчивость. Возникновение неравновесных «коронарных» структур свидетельствует о быстром изменении условий кристаллизации. Силикатное, силикатно-оксидное или оксидное «наполнение» пор в самородном рутении может варьировать в зависимости от локальных условий минералообразования.

Таким образом, лаурит представляет собой самую раннюю фазу в изученной минеральной ассоциации МПГ и Fe-Ni-сульфидов. При этом ряд последовательных преобразований лаурита не приводил к нарушению соотношений ЭПГ, а лишь к их перераспределению между ранними и новообразованными минералами.

1.5. Os-изотопная систематика и источники рудного вещества МПГ

Преимущество использования Re-Os системы для осмий-содержащих МПГ, по сравнению с другими минералами и породами, связано с тем, что осмий входит в кристаллическую структуру МПГ, не содержащую рений. Эта особенность позволяет выполнить прецизионное определение Os изотопных отношений, предполагая, что начальный изотопный состав осмия МПГ не изменялся после их образования и, следовательно, отвечает таковому в источнике рудного вещества. Устойчивость изотопной системы осмия была продемонстрирована ранее на примере Ru-Os-Ir-Pt сплавов восточного Витватерсранда (Malitch, Merkle, 2004; Баданина и др., 2016) и Ru-Os сульфидов подиформных хромититов Краубатского, Хокгрессенского и Шетландского массивов (Malitch et al., 2003; Badanina et al., 2016), претерпевших многократное термальное воздействие. Величина отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в богатых осмием МПГ является

тем изотопным критерием, с помощью которого можно надежно идентифицировать источник рудного вещества платиноидной минерализации. Это связано с тем, что изотопные эффекты, лежащие в основе различия коры и мантии, в Re-Os систематике на два порядка величины превышают таковые в других "твердофазных" изотопных системах (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd и др.), что обеспечивает более надежную идентификацию источника рудного вещества. Кроме того, наряду с информацией об источнике вещества, изотопный состав осмия мантийных МПГ, представленных минералами системы Ru-Os-Ir, позволяет определять их модельный Os-изотопный возраст, используя датирование по "обыкновенному" осмию (Allegre, Luck, 1980).

Ru-Os-Ir сплавы Верх-Нейвинского массива характеризуются дискретными вариациями изотопного состава осмия, образующими шесть самостоятельных кластеров (со средними значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, равными 0.1164 ± 0.0001 , 0.1178 ± 0.0001 , 0.1188 ± 0.0001 , 0.1207 ± 0.0001 , 0.1215 ± 0.0001 и 0.1226 ± 0.0001 , соответственно; рис. 1.12). Значения среднего модельного Re-Os возраста для выделенных кластеров, рассчитанные с использованием модели энстатитового хондритового резервуара (ECR) [Shi et al., 2007; Walker et al., 2002], характеризуются значительными вариациями возраста – от неопротерозойского (1648 ± 10 млн. лет), мезопротерозойского (1445 ± 10 , 1314 ± 10 и 1052 ± 10 млн. лет) до неопротерозойского (936 ± 10 и 780 ± 10 млн. лет). Значительный разброс субхондритовых значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в Ru-Os-Ir сплавах Верх-Нейвинского массива (от 0.1162 ± 0.0001 до 0.1227 ± 0.0001 , $n=28$) типичен для подобных МПГ из подформных хромититов мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов (рис. 1.12). Вариации начального изотопного состава осмия и модельных датировок МПГ Верх-Нейвинского массива свидетельствуют об их многостадийной эволюции в пределах верхней мантии. Выявленная дискретность платиноидного минералообразования согласуется с представлениями о наличии глобальных этапов мантийного платинометального рудогенеза, контролируемого глубинными геодинамическими процессами в мантии (Dobretsov, Kirdyashkin, 1998; Carlson, 2002).

Отличительной особенностью МПГ Нуралинского массива является незначительный разброс значений начального изотопного состава осмия. В Ru-Os сульфидах (лаурите, эрликманите) и самородном осмии первичной ассоциации, как правило приуроченных к хромитовым «ядрам», значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ варьируют в незначительных пределах от 0.12486 до 0.12553 (таблица 1.6, рис. 1.13); средневзвешенное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет 0.12515 ± 0.00020 (2 sigma, $n=26$), $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ меньше чем 0.00006. Вторичная

ассоциация МПГ характеризуется сходными значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ – от 0.12474 до 0.12568 (2 sigma, n=34, рис. 1.13), при средневзвешенном $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значении 0.12520 ± 0.00022 . Модельные возрасты первичных и вторичных ассоциаций МПГ, рассчитанные с использованием модели энстатитового хондритового резервуара (ECR) (Shi et al., 2007; Walker et al., 2002), образуют близкие возрастные кластеры (420 ± 30 млн. лет и 412 ± 32 млн. лет, соответственно).

Выявленные близкие ‘нерадиоогенные’ значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для «первичной» и «вторичной» ассоциаций МПГ (со средними $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значениями 0.12515 ± 0.00020 и 0.12516 ± 0.00022 , рис.

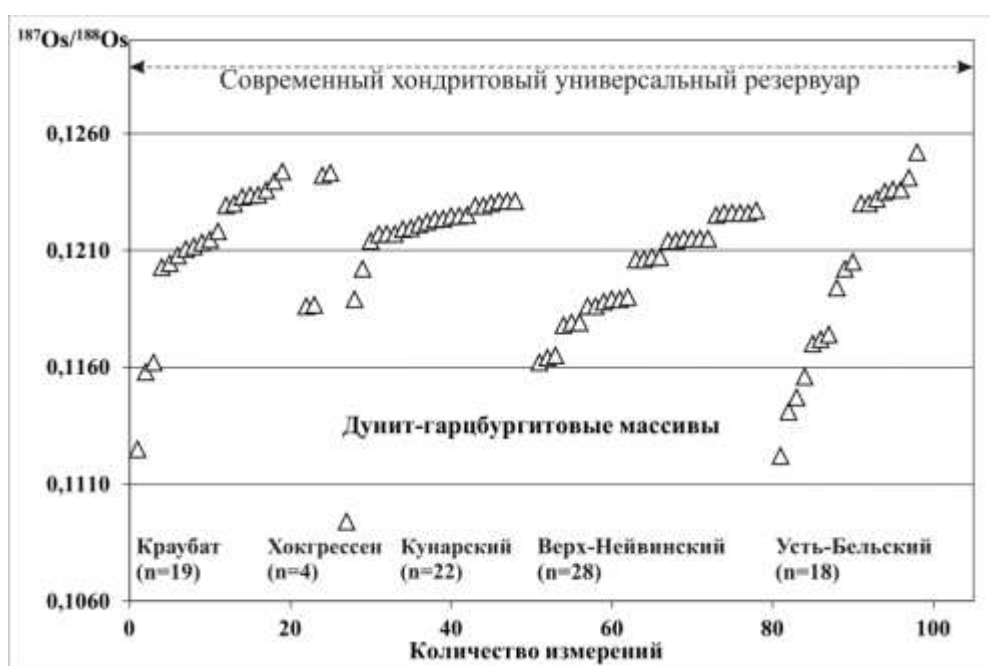


Рисунок 1.12 – Os-изотопный состав МПГ в дунит-гарцбургитовых массивах. Данные по Краубатскому, Хокгрёссенскому и Кунарскому массивам по (Malitch et al., 2003; Vadanina et al., 2014), Усть-Бельскому массиву по (Рудашевский и др., 1999).

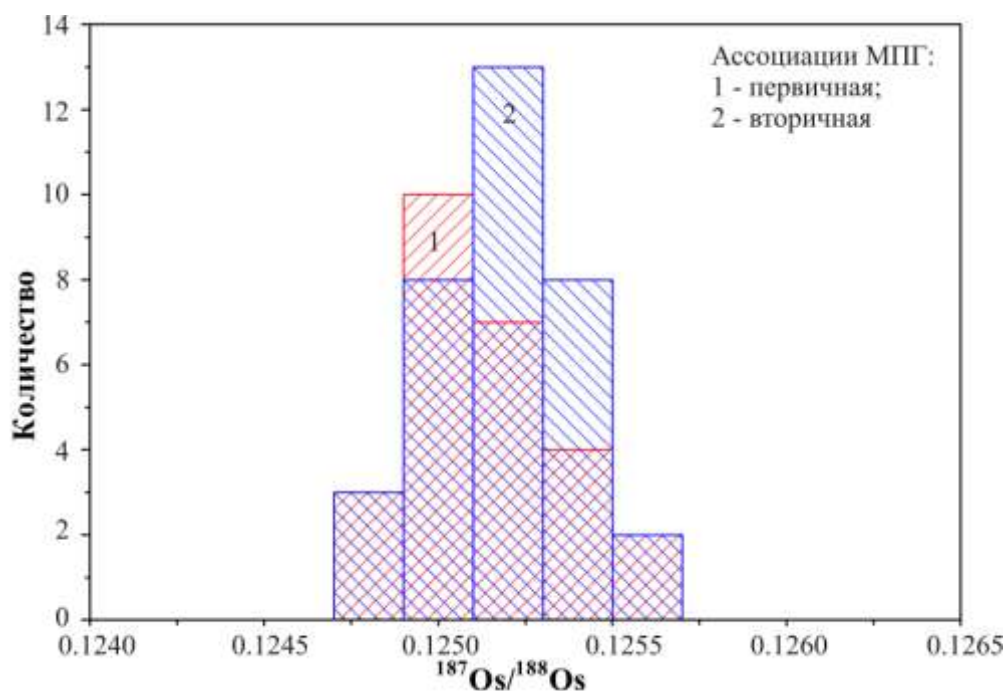


Рисунок 1.13 – Гистограмма изотопного состава осмия в МПГ магнетиальных хромититов Нуралинского массива по (Малич и др., 2016). Штриховки 1 и 2 соответствуют первичной и вторичной ассоциации МПГ, соответственно.

Таблица 1.6 – Начальный Os-изотопный состав и модельный T_{Ma}^{ECR} возраст МПГ магнетиальных хромититов Нуралинского массива

Номер образца, номер рисунка	Минералы платиновой группы	Вмещающий минерал	$^{187}Os/^{188}Os$	1σ	T_{Ma}^{ECR} (млн. лет)
Первичная ассоциация МПГ					
L-21	LR	CHR	0.12528	0.00004	401
L-41	LR + Os	SIL	0.12506	0.00006	432
L-61	LR	CHR	0.12515	0.00004	419
L-81	LR	CHR	0.12549	0.00004	371
L-131, рис. 1.9г	ERL + Os	CHR	0.12531	0.00036	397
L-141	LR	CHR	0.12523	0.00007	408
L-171	LR	CHR	0.12496	0.00003	447
L-91	LR	CHR	0.12492	0.00003	452
L-101	LR	CHR	0.12508	0.00007	429
L-112, рис. 1.9в	LR	CHR	0.12507	0.00009	430
L-121	LR	CHR	0.12508	0.00013	430
L-182	LR	CHR	0.12523	0.00009	409
L-191, рис. 1.9б	LR	CHR	0.12486	0.00007	461
L-192	ERL	SIL	0.12533	0.00004	394
O2-21	LR	CHR	0.12553	0.00012	365

O2-51	LR	CHR	0.12502	0.00020	438
O2-71	LR	SIL	0.12495	0.00003	448
O2-91	LR	CHR	0.12497	0.00005	444
O2-112	LR	CHR	0.12512	0.00003	423
O2-121	LR	CHR	0.12542	0.00009	381
O2-122	LR	CHR	0.12553	0.00010	366
O2-123	LR	SIL	0.12501	0.00017	439
O2-311	LR	CHR	0.12524	0.00005	406
O4-101	LR	CHR	0.12526	0.00074	404
O4-111	LR	CHR	0.12488	0.00005	458
O4-121	LR	SIL	0.12486	0.00013	461

Вторичная ассоциация МПГ

L-12	LR центр + LR край	CHR	0.12508	0.00014	429
L-13	LR центр + LR край	CHR	0.12545	0.00004	376
L-71	LR центр + LR край	CHR	0.12549	0.00007	371
L-161	LR центр + LR край	SIL	0.12494	0.00013	449
L-181	LR центр + LR край	CHR	0.12535	0.00005	391
O2-62	LR центр + LR край	CHR	0.12542	0.00008	381
O2-102	LR центр + LR край	CHR	0.12539	0.00025	385
O2-152	LR центр + LR край	CHR	0.12523	0.00004	408

Продолжение таблицы 1.6

O4-61	LR центр + LR край	CHR	0.12524	0.00004	407
O2-312	LR + Ru-PN	CHR	0.12523	0.00003	408
O3-21	LR + Ru-PN	CHR	0.12528	0.00017	400
O3-81	LR + (Ru,Os,Fe) + HZ	CHR	0.12510	0.00006	426
O4-21, рис. 1.9з	LR + HZ + Ru-PN	SIL	0.12505	0.00014	434
O4-71	LR+ERL+Ru-PN	CHR	0.12505	0.00011	434
L-11, рис. 1.10б	LR + (Ru,Os,Fe)	SIL	0.12498	0.00005	444
L-51	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12494	0.00006	449
L-92	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12516	0.00024	418
O2-53	(Ru,Os,Fe) + HZ	SIL	0.12525	0.00015	405
O2-102	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12523	0.00027	408
O3-14, рис. 1.10г	(Ru,Os,Fe) + HZ	SIL	0.12547	0.00005	374
O3-22	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12568	0.00033	344
O3-31	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12519	0.00005	415
O3-63	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12525	0.00008	406
O3-71	(Ru,Os,Fe)+ HZ	SIL	0.12532	0.00025	396
O3-91	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12562	0.00005	353
O3-151	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12512	0.00010	423
O3-161	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12524	0.00008	407
O3-181	(Ru,Os,Fe) + HZ	SIL	0.12489	0.00006	456
O3-191	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12476	0.00011	475

O4-11	(Ru,Os,Fe)	CHR	0.12474	0.00007	478
O4-12, рис. 1.10e	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12504	0.00001	434
O4-31	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12522	0.00016	409
O4-51	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12502	0.00011	438
O4-81	(Ru,Os,Fe)	SIL	0.12542	0.00007	380

Примечание. LR – лаурит, ERL – эрликманит, Os – осмий, (Ru,Os,Fe) – рутений, HZ – Fe-Ru-Os-содержащий хизлевудит, Ru-PN – Ru-содержащий пентландит, SIL – силикат, LR центр + LR край – полифазный агрегат, состоящий из неизмененного лаурита в центральной части и измененного лаурита в краевой части.

1.13) в пределах погрешности отвечает изотопному составу осмия в магнезиальном хромитите Нуралинского массива ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.1254\pm 0.0002$; Tessalina et al., 2007). Сходный характер вариаций изотопного состава осмия для первичной и вторичной ассоциаций МПГ (со средними $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значениями 0.12419 и 0.12454, соответственно) и хромитита (0.1240 ± 0.0006) был ранее выявлен для рудопроявления Гарольд Грейв (Harold's Grave) в мантийных тектонитах Шетландского офиолитового массива (Баданина и др., 2014; Badanina et al., 2016).

Сходство значений начального изотопного состава осмия хромититов и изученных ассоциаций МПГ Нуралинского и Шетландского массивов свидетельствует о том, что Os-изотопная систематика в целом контролируется изотопным составом лаурита. При этом, "вторичная" ассоциация МПГ унаследовала субхондритовую характеристику изотопного состава осмия 'первичной' ассоциации МПГ. Новые данные контрастируют со значительным разбросом значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в сосуществующих минералах из полифазных включений, охарактеризованных в работе [González-Jiménez et al., 2012], а также со значительными вариациями изотопного состава осмия, характерных для Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов (Malitch et al., 2003; Ahmed et al., 2006; Shi et al., 2007; González-Jiménez et al., 2012; 2014; 2015 и др.).

Вариации значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для изученных МПГ и хромититов Нуралинского массива позволяют предположить, что процесс родингитизации не приводил к нарушениям Os-изотопной системы. Таким образом, не выявлено свидетельств в пользу вклада более 'радиогенного' источника осмия, как это обосновывается (Brandon et al., 1996; González-Jiménez et al., 2012) в сходных геологических обстановках при воздействии « ^{187}Os -радиогенных» флюидов в процессе вторичных термальных событий.

Пониженные относительно хондритового универсального резервуара значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ МПГ Нуралинского массива указывают на субхондритовый источник ЭПГ. Статистически представительные Os-изотопные данные в нашем исследовании позволяют применить их для тестирования различных Os-изотопных резервуаров (рис. 1.14), используемых при модельных построениях длительной Re-Os эволюции мантии Земли (Walker et al., 2002). По реалистичному сценарию модельный Os-изотопный возраст ультрамафитов должен быть древнее U-Pb возраста циркона из габбро-диоритов верхней части комплекса (399 ± 2 млн. лет [Ферштатер и др., 2000]), ограничивающей верхнюю временную границу образования ультрамафитов Нуралинского массива. Использование модели резервуара углистых хондритов (модели CCR) дает нереально молодой возраст (в интервале 150-200 млн. лет, рис. 1.14), что гораздо моложе вероятного времени внедрения ультрамафитов офиолитовой ассоциации Урала. Согласно модели PUM (Meisel et al., 2001) Os-изотопный возрастной интервал образования МПГ соответствует 625-675 млн. лет (рис. 1.14), что древнее времени открытия Уральского палеокеана, с которым связаны офиолитовые комплексы. Средние модельные возрасты МПГ и хромитита, рассчитанные с использованием модели энстатитового хондритового резервуара (Shi et al., 2007; Walker et al., 2002), образуют кластеры 415 ± 30 млн. лет и 385 ± 30 млн. лет, соответственно. Эти оценки в пределах ошибки совпадают с U-Pb возрастом циркона (399 ± 2 млн. лет [Ферштатер и др., 2000]) из габбро-диорита и соответствуют временному диапазону формирования океанической коры Урала (390–470 млн. лет, ссылки в [Tessalina et al., 2007]).

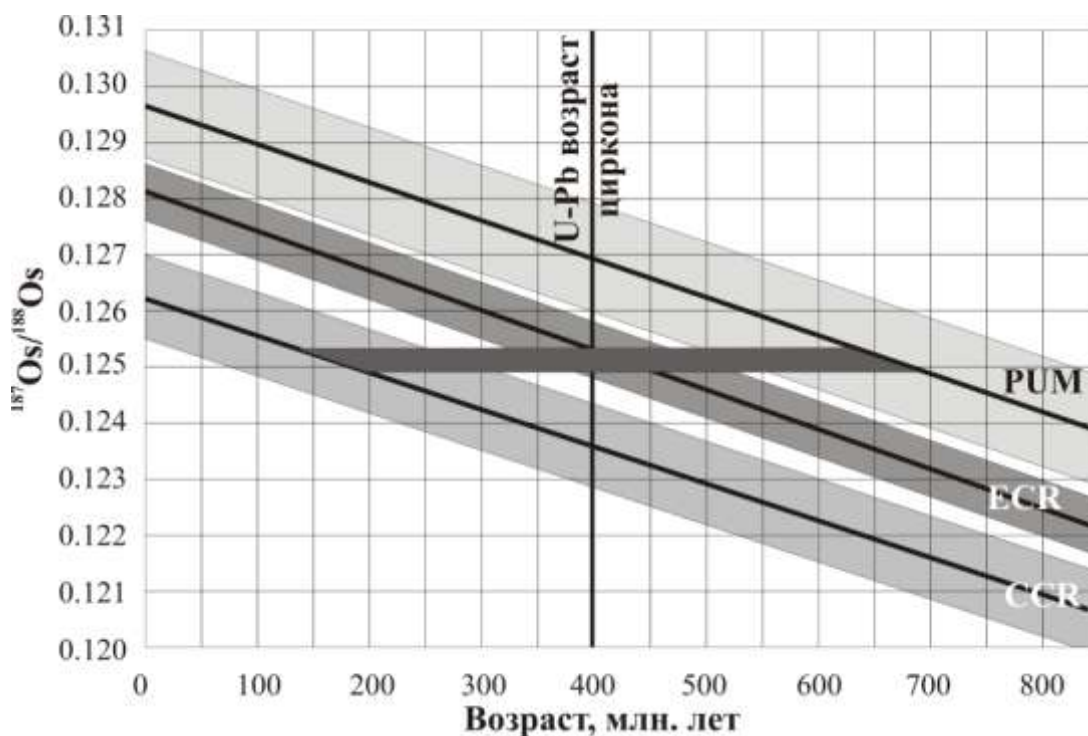


Рисунок 1.14 – Модели Re-Os изотопной эволюции верхней мантии по [Shi et al., 2007]. Горизонтальная область темно серого цвета соответствует изотопному составу осмия МПГ и хромититов Нуралинского массива по (Малич и др., 2016).

Мантйные эволюционные линии были определены следующим образом: линия резервуара углистых хондритов (CCR) предполагает, что мантия Земли имеет Os-изотопный состав и Re/Os, идентичную составу углистых хондритов ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{CC}}=0.1262\pm 0.0006$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{CC}}=0.392\pm 0.015$ Walker et al., 2002)]; линия, соответствующая эволюции резервуара энстатитовых хондритов (ECR) рассчитывается с использованием современного значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{ECR}}=0.1281\pm 0.0004$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{ECR}}=0.421\pm 0.013$ в соответствии с результатами измерения энстатитовых хондритов (Walker et al., 2002); линия примитивной верхней мантии (PUM) имеет следующие параметры – $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}}=0.1296\pm 0.0008$ и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{\text{PUM}}=0.42$. Эти параметры основаны на данных по (1) мантйным ксенолитам перидотитов и (2) орогенным перидотитам субконтинентальной верхней мантии Фанерозоя (Meisel et al., 2001).

1.6. Окислительно-восстановительные условия формирования минералов рутения, осмия и иридия

Измерения собственной летучести кислорода (intrinsic oxygen fugacity) самородных минералов рутения, осмия и иридия были осуществлены на высокотемпературной установке на основе двух твердых электрохимических ячеек в интервале температур от 800 до 1100°C. Калибровка проведена по смеси газов $\text{CO}_2\text{-H}_2$ и твердофазовому буферному равновесию $\text{Ni} + 0.5\text{O}_2 = \text{NiO}$. Погрешность измерения $f\text{O}_2$ составляла $\pm 0.021 \log f\text{O}_2$, температуры – $\pm 2^\circ\text{C}$.

Изученные образцы представлены кристаллами самородного рутения (обр. Ru I и Ru II), осмия (обр. Os) и иридия (обр. Ir) из Верх-Нейвинского массива, типичного представителя мантийной ассоциации офиолитов на Среднем Урале. Результаты измерений собственной летучести кислорода образцов при нагреве и понижении температуры обнаруживают линейную зависимость $\log fO_2$ от $1/T$ (рис. 1.15), имеющую вид $\log fO_2 = A - B/T$ (1), где A и B - константы, T - температура (K). Значения констант приведены в таблице 1.7. Подчинение собственной летучести кислорода минералов линейной зависимости (1) свидетельствует, что во время проведения опытов не происходило никаких побочных реакций, приводящих к изменению окислительно-восстановительного состояния измеряемых образцов.

По аналогии с системой Fe-Pt-O (Heald, 1967; Elliot et al., 1982) можно предполагать, что собственная летучесть кислорода платиноидных минералов определяется присутствием некоторого количества кислорода, растворенного в металлической фазе, или равновесиями типа металл – оксид металла.

Значения fO_2 самородного рутения (обр. Ru I и Ru II, рис. 1.15а) при температуре 800-1100°C находятся между стандартными буферными равновесиями железо – вюстит и вюстит - магнетит (WM). Более высокие значения собственной летучести кислорода характеризуют минералы осмия и иридия, которые находятся между буферными равновесия WM и кварц – фаялит - железо (QFI) (рис. 1.15б). Полученные значения собственной летучести кислорода по наклону соответствуют зависимости буфера fO_2 WM. При высоких значениях температуры (выше 1000°C) fO_2 близка значениям летучести кислорода окислительно-восстановительного состояния основных магм в близповерхностных обстановках (Борисов и др., 1991 и др.). В то же время при температурах ниже 800-850°C собственная летучесть кислорода минералов рутения оказывается близкой или ниже буферного равновесия IW, что соответствует высвобождению железа из силикатов и может указывать на условия образования самородных платиноидов, обогащенных железом (Кадик и др., 1998).

Таблица 1.7 – Значения коэффициентов A и B для Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского массива в линейной зависимости $\log fO_2 = A - B/T^\circ K$

Образец, класс крупности	Название минерала,	A	B	r	n
Ru I, 0.25-0.5 мм	Самородный рутений	15,226	36575	0,996	7
Ru II, 0.5-1.0 мм	Самородный рутений	16,947	38502	0,994	8

Os, 0.5-1.0 мм	Самородный осмий	16,649	37305	0,992	8
Ir, 0.5-1.0 мм	Самородный иридий	19,876	41224	0,990	8

Примечание. r – коэффициент корреляции; n – количество экспериментальных точек.

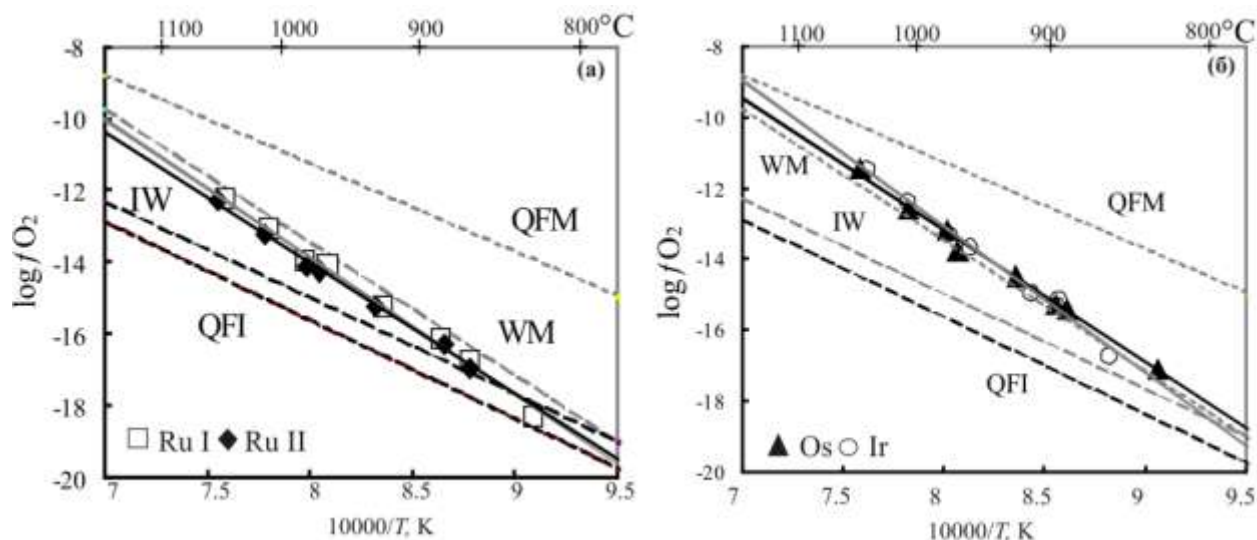


Рисунок 1.15 – Зависимость $\log fO_2 - 10^4/T$ (К) для измеренных образцов: (а) самородного рутения, (б) осмия и иридия Верх-Нейвинского массива по (Баданина и др., 2015).

Отличие значений собственной летучести кислорода самородного рутения по сравнению с минералами осмия и иридия позволяет предположить, что образование данных минералов могло происходить в несколько различных обстановках. Минералы рутения типичны для мантийных разрезов дунит-гарцбургитовой ассоциации, тогда как коренным источником минералов осмия и иридия является более поздний полосчатый дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс, расположенный над мантийными перидотитами.

Сходство значений собственной летучести кислорода минералов рутения Верх-Нейвинского массива на Среднем Урале и минералов осмия Гулинского массива Сибирской платформы (Малич и др., 2011) указывает на близость окислительно-восстановительных условий образования Ru-Os-Ir сплавов, характерных для двух контрастных мантийных обстановок – океанической и континентальной мантии, соответственно.

1.7. Основные выводы по разделу

В соответствии с программой исследований выполнены минералогические, изотопно-геохимические и физико-химические исследования Ru-Os сульфидов, Ru-Os-Ir сплавов и хромититов на примере Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале и Нуралинского лерцолит-габбрового массива Южного Урала.

1. Определены вариации химического состава минеральных ассоциаций сульфидного и интерметаллидного парагенезисов; впервые охарактеризованы сосуществующие Ru-Os-Ir сплавы и Ru-Os сульфиды в составе полифазных первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы (МПГ).

2. Показано, что при метаморфизме магнезиальных хромититов Нуралинского массива синхронно развиваются два процесса: (i) образование хромита, Ст-амфибола, хлорита и граната по раннему парагенезису магнезиально-глиноземистого хромшпинелида, ортопироксена и диопсида; (ii) образование вторичной минеральной ассоциации, состоящей из тонкодисперсного агрегата рутения/Ru-гексаферрума и силикатно-оксидного/силикатного вещества, на месте первичной ассоциации Ru-Os сульфидов изоморфного ряда лаурит-эрликманит.

3. Впервые определены и сопоставлены вариации изотопного состава МПГ и хромититов. Для Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского массива установлены значительные вариации изотопного состава осмия, что контрастирует с незначительным разбросом значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, характерных для МПГ Нуралинского массива.

4. На примере Верх-Нейвинского массива обосновывается полихронность процессов образования Ru-Os-Ir сплавов. Выявленная дискретность платиноидного минералообразования согласуется с представлениями о наличии глобальных этапов мантийного платинометального рудогенеза, контролируемых глубинными геодинамическими процессами в мантии [Dobretsov, Kirdyashkin, 1998; Carlson, 2002].

5. Сходные вариации изотопного состава осмия, характерные для первичной и вторичной ассоциации МПГ, свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможности использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании геохимической эволюции мантийного вещества.

6. Пониженные относительно энстатитового хондритового резервуара ($ECR = 0.1281 \pm 0.0009$ [Walker et al., 2002]) значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ хромититов и МПГ свидетельствуют в пользу субхондритового источника рудного вещества.

7. Выявленные окислительно-восстановительные условия Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского массива наряду с ранее проведенными исследованиями для Ru-Os-Ir и Pt-Fe минералов (Кадик и др., 1993; 1998; Малич и др., 2011) свидетельствуют о сходстве значений $f\text{O}_2$, характерных для области формирования мантийных перидотитов и становления ультраосновных магматических комплексов.

8. Важнейшие результаты исследований опубликованы в журналах «Геология рудных месторождений» и «Геохимия», индексируемых в международных базах данных Web of Science и Scopus.

2 Изучение условий формирования хромитовых руд различных породных комплексов (Отв. исполнитель А.В. Алексеев)

Задачи. Основной задачей исследования являлось изучение строения хромитовых тел с поиском явной или скрытой зональности по составу минералов, текстурно-структурным особенностям и температурам формирования хромититов.

Работы проводились на уральских хромитовых месторождениях, относящихся к разным формационным типам. Месторождения Халиловского массива (Южный Урал) представлены в основном высокохромистым дунитовым типом, Алапаевского (Средний Урал) – высокохромистым дунитовым и глиноземистым гарцбургитовым типами и Верх-Нейвинского (Средний Урал) – хромистого типа из дунит-клинопироксенитового полосчатого комплекса.

Хромитовые тела Алапаевского и Халиловского массива изучены сравнительно слабее и материал по ним исследовался для выявления закономерностей формирования сосуществующих оливина и хромшпинелида в отдельных рудных образцах.

На Верх-Нейвинском массиве по наиболее детально изученному (разбуренному густой сетью скважин) месторождению № 219 получен большой объем микрозондовых анализов по сосуществующим оливину и хромшпинелиду. Это позволило исследовать строение рудоносной зоны для поиска внутренней зональности хромитовых тел по составу минералов. Затем на базе полученных составов сосуществующих минералов были рассчитаны температуры формирования хромититов с использованием оливин-

хромшпинелидовых геотермометров.

2.1 Состояние проблемы

Вопросы поиска скрытой зональности по составу и температурам формирования в хромитовых телах впервые были рассмотрены в работах Царицына (Царицын, 1983), который показал изменение хромистости в рудных телах Кемпирсайского массива от центра к краю залежи. В дальнейшем зональность в хромитовых телах по составу рудного хромшпинелида освещалась на разных примерах в работах Уханова (Уханов и др., 190), Чашухина (Чашухин и др., 2005; 2007) Алексеева (Алексеев, 2006) и др. (Макеев, 1992; Перевозчиков, 1995). В целом все исследователи отмечают четко выраженную зональность, заключающуюся в увеличении хромистости рудного хромшпинелида от края рудного тела к центру. Кроме того, повсеместно отмечается увеличение хромистости минерала по мере увеличения густоты вкрапленности руд.

2.2 Результаты исследований

1. Анализировались сосуществующие пары оливин-хромшпинелид из массивных и вкрапленных руд Халиловского и Алапаевского массивов. Руды принадлежат двум формационным типам – дунит-гарцбургитовому (высокохромистые) и гарцбургитовому (глиноземистые).

Анализировались распределение элементов на контакте зерен оливина и хромшпинелида и на удалении от него, зависимость железистости и хромистости от густоты вкрапленности руд, от размера зерен минералов и пр. параметры.

Установлено, что соотношение железистости сосуществующих оливинов и хромшпинелидов показывает четкую линейную зависимость (рис. 2.1). Значит, отношение распределения железа между сосуществующими оливином и хромшпинелидом одинаково во всех изученных образцах. Перераспределение компонентов между существующими минералами идет в узкой зоне контакта (5-10 мкм).

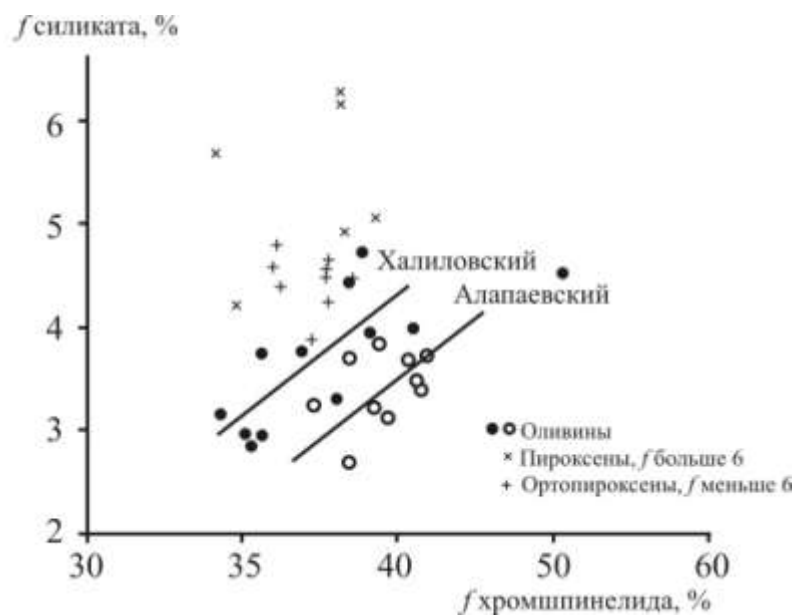


Рисунок 2.1 - Изменение железистости сосуществующих пар оливина-хромшпинелида и пироксена-хромшпинелида

Помимо сосуществующих оливина и хромшпинелида привлекались данные по сосуществующим парам хромшпинелид-клинопироксен в тех же минералах. На их основании не рассчитываются температуры кристаллизации руд, однако анализ составов этих минералов вместе с оливин-хромшпинелидовым соотношением показал некоторые интересные закономерности.

При расчете температур формирования хромититов установлено, что кристаллизация руд шла в узком диапазоне температур – 920-1020⁰С. При этом еще раз подтверждена известная информация, что глиноземистые руды из гарцбургитов являются более высокотемпературными образованиями, чем высокохромистые (температура формирования на 100-150⁰С).

Вместе с тем установлена принципиально новая информация. Выявлена последовательность кристаллизации минералов в пределах отдельного рудного тела и даже в пределах отдельных зерен хромшпинелида. Она обусловлена разной температурой формирования магматических минералов.

Первоначально кристаллизовался более глиноземистый хромшпинелид с сосуществующим высокожелезистым пироксеном. В дальнейшем он мог служить затравкой для роста более высокохромистого минерала. Следом за ним при снижении температуры кристаллизовался более хромистый хромшпинелид с оливином и

низкожелезистым пироксеном. Таким образом в пределах одного образца (и даже одного зерна) хромшпинелида могут присутствовать как ранние, так и поздние генерации.

2. Исследования проводились на хорошо разведанных хромитовых месторождениях и рудопроявлениях южной части Верх-Нейвинского массива (участок Шаромские горы). Благодаря собранному представительному материалу по разрезам рудных тел и рудоносных зон появилась возможность детального их исследования для поисков скрытой или явной зональности по какому-либо параметру. А в дальнейшем – использование выявленных особенностей для усовершенствования поисковых работ на хромитовое оруденение.

Вопросы строения хромитовых тел и изучения их неоднородности (зональности) рассматривались многими исследователями. На настоящий момент известно, что рудоносные дуниты характеризуются пониженной железистостью оливина по сравнению с безрудными и этот показатель можно использовать при поисковых работах. Нашей задачей было изучение изменения состава сосуществующих оливина хромшпинелида вкрест рудного тела и рудоносной зоны, а затем расчет и анализ температур формирования хромититов на базе сосуществующих минералов.

Массив имеет сложное геологическое строение. Он имеет каплевидную форму, размерами от 10 км в ширину на севере до 1-2 на юге, вмещающими служат породы зюзельской, кировградской и кунгурковской свит, контакты массива с ними тектонические с падением на восток под углами 55-80°. Северная часть массива сложена преимущественно дунитами, контактирующих с севера и востока с габброидным массивом. По контакту развивается мощная зона клинопироксенитов подчиненными верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Южная часть массива также представлена протяженным телом дунитов, зажатым между клинопироксенитовым и полосами. По геофизическим данным ультрабазиты слагают пластообразную залежь подстилаемую габброидами, вертикальная мощность которых достигает 5 км.

На массиве выявлено (и по большей части отработано) довольно много хромитовых месторождений, часть из которых представляет собой одиночные хаотично разбросанные по массиву тела, но основная масса сосредоточена в двух рудных полях. Северное поле – Лешачьи лога (всего 26 хромитопроявлений и месторождений). Представлено многочисленными линзовидными телами сплошных, реже вкрапленных руд, как правило отработанных на глубину до 60 м. Распределение месторождений хаотичное, без видимой привязки к каким-либо геологическим структурам. Южной поле – Шаромские горы (10-12 объектов). Здесь хромитовые тела представлены линзо- и пластообразными залежами с

преобладанием вкрапленного оруденения.

У обоих рудных полей есть черты сходства геологического строения. Они приурочены к краевому дунит-клинопироксенитовому комплексу (ДК), рудные тела залегают в дунитовых блоках, по составу хромититы высокохромистые, металлургических сортов, повсеместно подвержены слабо выраженным процессам вторичных изменений. Шаромское поле значительно меньше по размерам (меньше площадь дунитового блока), чем Лешачье, поэтому хромитовые тела мельче, преобладают вкрапленные руды.

Изучалось несколько разрезов по месторождениям № 219, Бакальское, Ново-Бакальское и Шаромское. По всем объектам были изучены и опробованы пересечения рудных тел и рудоносных зон, а затем получен аналитический материал по составам сосуществующих минералов.

2.2.1 Строение изучаемого месторождения

Более детально строение рудоносной зоны месторождения № 219 уже рассматривалось нами ранее (Алексеев и др., 2011). Было показано, что рудоносная зона представляет собой пластообразное тело с четко очерченными границами. Вмещающие породы представлены серпентинизированными дунитами с железистостью на уровне 7-8 %. Рудная зона характеризуется пониженной железистостью рудоносных дунитов (3-5 %) и характерной светлой окраской (осветленные дуниты). Ниже рудной зоны расположена зона прожилкового оруденения в виде тонких (до первых метров) жил осветленных серпентинитов с хромитовым оруденением.

Хромититы в рудной зоне характеризуются полосчатыми текстурами, элементы залегания полосчатости всегда соответствуют элементам залегания зоны в целом. Распределение хромшпинелида в пределах зоны довольно хаотично. Рудные тела выделяются по результатам оконтуривания по бортовому содержанию и имеют линзообразную форму, простиранием в целом совпадающим с простиранием зоны.

После выделения рудной зоны месторождения № 219 была предпринята попытка найти какую-либо зональность по составу минералов внутри неё. Поскольку основных первичных минералов всего два – оливин и хромшпинелид, то на их изучении и было сосредоточено внимание. На рис. 2.3 представлен наиболее представительный разрез рудной зоны. По всем скважинам были отобраны образцы, но по скв. № 25 количество образцов и полученных по ним данных оказалось наибольшим и оптимальным для анализа.

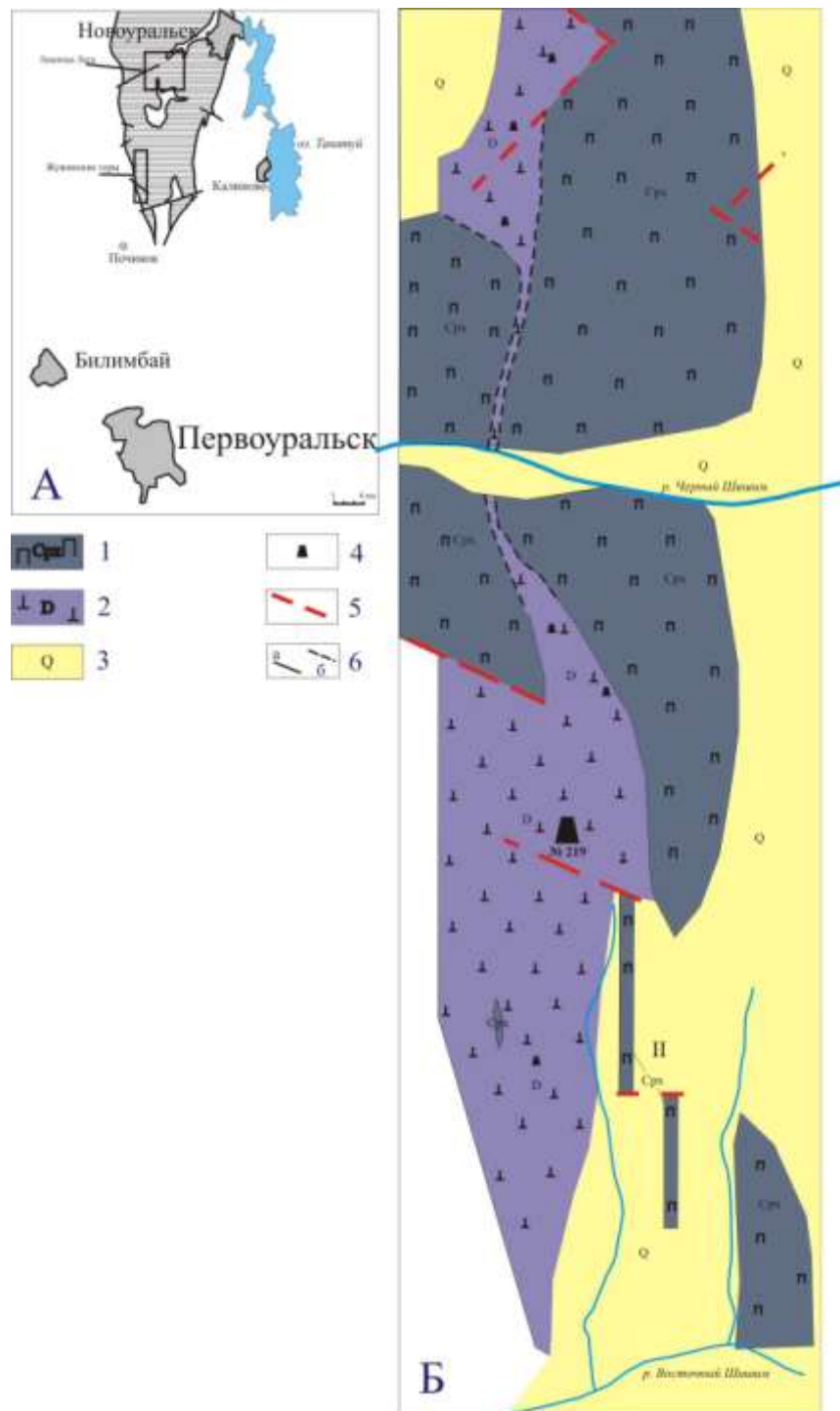


Рисунок 2.2 - Схематическая карта района расположения Верх-Нейвинского массива (А), (площадь массива заштрихована) и участка Жужинские горы (Б)

1 – клинопироксениты с подчиненными телами верлитов; 2 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 3 – долины рек и ручьев, перекрытые чехлом четвертичных отложений; 4 – отработанные и действующий карьеры на хромитовые руды; 5 – тектонические контакты; 6 – геологические границы, установленные (а) и предполагаемые (б).

2.2.2 Описание хромититов

В рудах преобладают вкрапленные и полосчатые текстуры с количеством рудного минерала от 5-10 до 20-25 %. Форма зерен хромшпинелида отчетливо идиоморфная (октаэдрическая), сростки или неправильной формы выделения встречаются гораздо реже. Размер зерна хромшпинелида варьирует от 0,2-0,3 мм до 1 мм. При этом, как правило, нет одного преобладающего размера зерен для каждого образца. Обычно присутствуют крупные зерна, окруженные россыпью более мелких. Зависимость размера зерен от густоты вкрапленности есть (в густых и массивных рудах размер зерна больше чем в убогих), но она очень слабо проявлена.

Практически все руды в той или иной степени подвержены вторичным процессам замещения хромшпинелида магнетитом. Микроскопически это наблюдается в виде развития по первичному хромшпинелиду осветленных (хроммагнетитовых) участков (Шерендо и др, 2015; Sherendo et al, 2015). Количество хроммагнетита варьирует от 3-5 до 20 %, в бедных рудах оно выше, чем в богатых. При этом наблюдается одно существенное отличие в характере изменений хромшпинелида по сравнению с рудами других массивов. Хроммагнетит распределяется по зернам в виде неправильной формы пятен без четкой приуроченности к границам зерен или трещинам. Причина такого хаотичного замещения хромшпинелида пока неясна.

Первичный (не подверженный изменению) хромшпинелид характеризуется редкостной выдержанностью состава по всему размаху рудной зоны. Колебания содержания основных компонентов очень незначительны. Какого-либо изменения состава рудного хромшпинелида вкост рудной зоны не выявлено. Вместо этого хорошо прослежена уже неоднократно описанная (Пустоветов и др., 1992; Уханов и др., 1990) зависимость содержания основных элементов в хромшпинелиде от густоты вкрапленности: по мере увеличения густоты вкрапленности руд в хромшпинелиде увеличивается доля хрома за счет пропорционального уменьшения долей магния и алюминия.

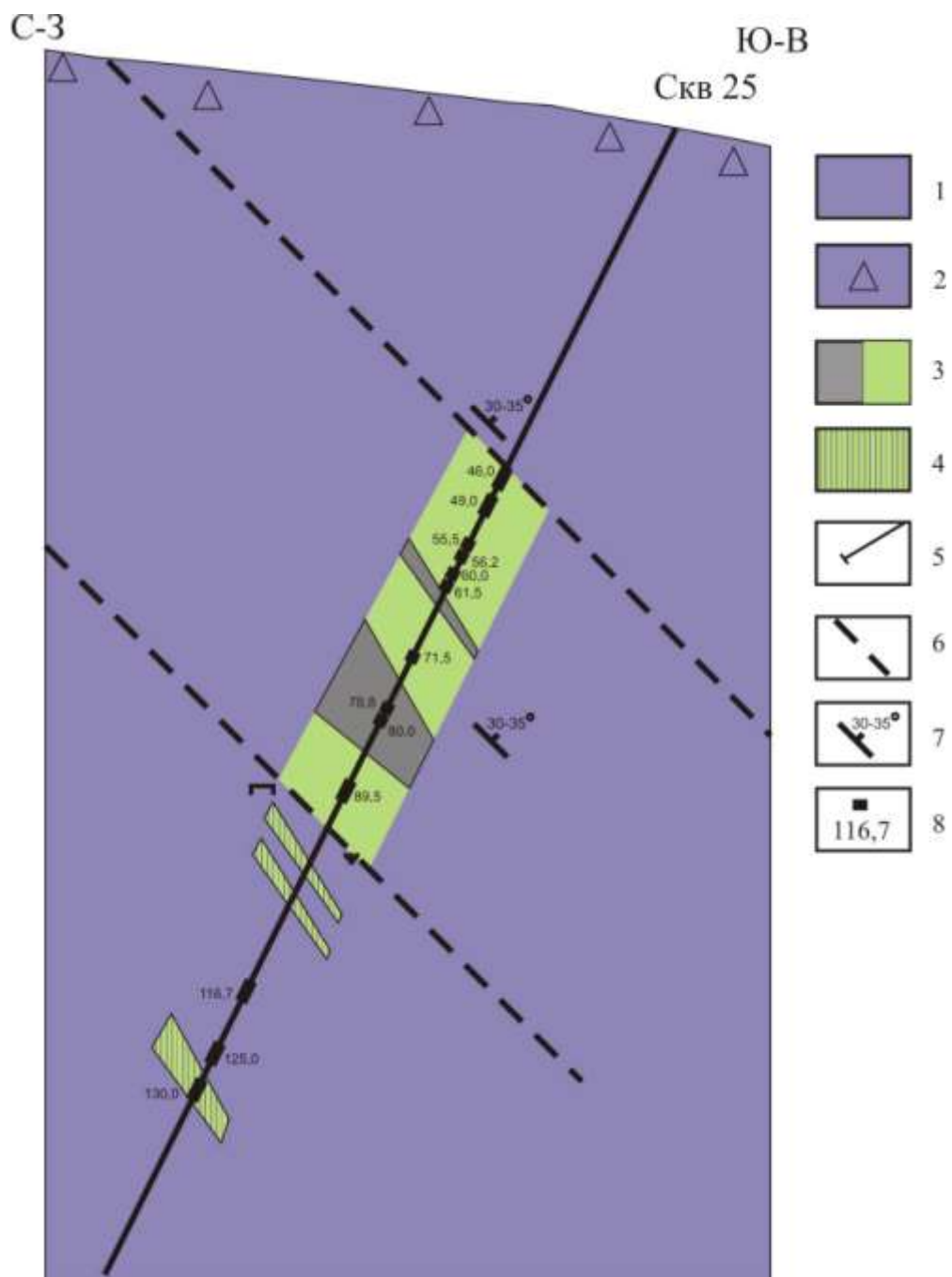


Рисунок 2.3 - Геологический разрез, вскрытый скважиной № 25 по рудной зоне месторождения № 219 и изменение состава оливина по скважине № 25

1 – аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты; 2 – глыбово-щебнистая кора выветривания по дунитам; 3 – рудоносная зона, вскрытая скважиной, осветленные серпентиниты (светлозеленое) с участками промышленной вкрапленности хромшипнелида (серое); 4 – прожилково-вкрапленное оруденение под рудной зоной; 5 – скважина № 25; 6 – границы рудоносной зоны; 7 – элементы залегания полосчатости хромититов и границ рудной зоны в целом; 8 – точки отбора проб с указанием глубины;

2.2.3 Характеристика оливина

Оливин в рудах частично серпентинизирован (от 50 до 80 %), но свежие реликты можно найти во всех образцах. Зерна оливина округлые, размером до 0,5-0,6 мм. Для оливина характерна тонкая первичная вкрапленность раннего магнетита.

Железистость оливина довольно хорошо выдержана в пределах 5-6 % и резко падает на контакте с зерном хромшпинелида до 3-4 %, т.е. перераспределение компонентов между минералами осуществляется в основном в узкой контактовой части шириной первые доли мм. Это явление неоднократно описывалось ранее в разных работах (Варлаков, 1996; Barnes et al, 2001).

На графике изменения железистости оливина вкрест рудной зоны (см. рис. 2.4) вырисовывается четкая кривая постепенного ее уменьшения от границ зоны к центру.

2.2.4 Определение температур формирования хромититов

Проводилось по широко известным геотермометру Фабри и модернизированному геотермометру O'NBVG (O'Нил – Больхаус – Берри – Грин). Для улучшения качества расчета применялись несколько методических ограничений:

- из расчета исключались все минералы с признаками вторичных изменений состава,
- расчет проводился только по составам сосуществующих (соприкасающихся в одной полировке) зерен оливина и хромшпинелида, либо включений оливина в хромшпинелид.

- учитывая тонкую зону перераспределения элементов между сосуществующими минералами, расчет проводился по составам соприкасающихся минералов в узкой зоне контакта (не более 3-5 мкм).

Тем самым были сведены к минимуму статистические погрешности при расчете. Результаты расчета приведены на рис. 2.4.

Хорошо видно, что кривая изменения температуры кристаллизации также имеет свой четко выраженный тренд с понижением температуры кристаллизации от краев рудного тела к центру. На наш взгляд, это подтверждает первично-магматическую гипотезу хромитообразования.

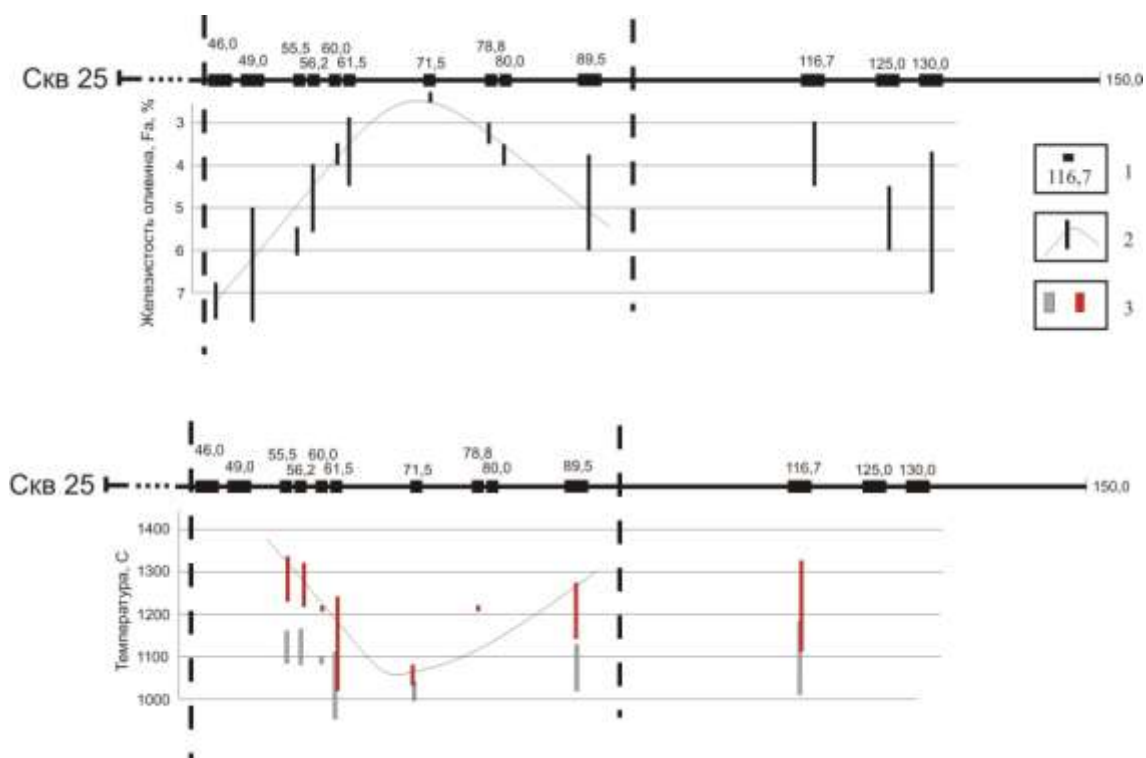


Рисунок 2.4 - Изменение железистости оливина по разрезу рудоносной зоны и температуры кристаллизации хромититов, рассчитанные на основе оливин-хромшпинелидовых геотермометров

1 – точки отбора проб с указанием глубины; 2 – интервалы значений железистости оливина в образцах и общий тренд её изменения по разрезу рудной зоны; 3 – температуры формирования хромититов, рассчитанные в образцах на основе геотермометра модернизированного Фабри (красный) и модернизированного O'NBVG

Выводы

1. Установлена неоднородность хромитовых руд по составу и наличие в них последовательной кристаллизации от глиноземистых руд к высокохромистым с постепенным понижением температуры (Шерендо и др, 2015; Sherendo et al, 2015).

2. В рудоносной хромитовой зоне (на примере месторождения № 219) наблюдается хорошо выраженная зональность по изменению железистости оливина от значений в 7-8 % Fa на ее границе до 3-4 % Fa в центре. В изученных образцах повсеместно наблюдается уже известное явление посткристаллизационного перераспределения железа между сосуществующими зёрнами оливина и хромшпинелида. Подчеркивается, что оно идет

лишь в узкой приконтактной зоне обоих минералов (Алексеев, 2017).

3. Также в рудоносной зоне идет закономерное понижение температуры кристаллизации от края к центру.

4. По нашему мнению, рудоносная хромитовая зона и связанные с ней концентрации хромитов имеют первично-магматическое происхождение.

5. Изученные закономерности можно использовать при поисках хромитового оруденения. При рекогносцировочных и поисковых работах следует обращать внимание не только на прямые признаки (развалы хромитовых руд), но и на признаки наличия рудоносной зоны, в первую очередь на наличие осветленных серпентинитов. Рудоносная зона имеет значительно большие масштабы и легче может быть обнаружена.

3 Минералогические и изотопно-геохимические исследования рудных минералов ниобиевых месторождений линейных карбонатитовых комплексов урала (Отв. исполнитель Недосекова И.Л.)

2015г. Проведены минералогические и часть изотопно-геохимических исследований рудной минерализации ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Уральской складчатой области. Изучены коллекции пироксенов из основных месторождений и рудопроявлений Южного Урала (Вишневогорского, Потанинского и Булдымского и других), переданные нам первооткрывателем этих месторождений В.Я. Левиным, а также пироксены и другие редкометалльные минералы (цирконы, колумбиты и др.) из коллекции автора.

Химический состав рудных ниобиевых минералов ИВК изучен на микросондах CAMEBAX, Cameca-100 и сканирующем электронном микроскопе IMS-4f. Исследованы Rb-Sr и Sm-Nd изотопные составы ниобиевых рудных минералов (пироксенов, эшинитов), а также Lu-Hf изотопные составы и составы редких элементов цирконов.

2016г. Проведены изотопно-геохимические исследования рудных минералов ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Уральской складчатой области. Исследованы изотопные составы (Rb/Sr и Sm/Nd) рудных Nb-минералов (пироксенов и эшинитов) и вмещающих пироксеносодержащих пород Вишневогорского, Булдымского месторождений и Увильдинского рудопоявления. Проведен анализ Sr-Nd изотопной систематики рудных Nb-минералов, а также Lu-Hf изотопной системы цирконов, позволяющий оценивать источники рудного вещества.

2017г. Проведены U-Pb изотопно-геохимические исследования рудных минералов ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Уральской складчатой области. Изучены рудные ниобиевые минералы (пирохлоры и U-пирохлоры) из основных типов редкометальных карбонатитовых месторождений Урала - Вишневогорского Zr-Nb месторождения (миаскит-фенит-карбонатитовый комплекс) и Булдымского REE-Nb месторождения (ультрабазит-карбонатитовый комплекс). По данным U-Pb изотопного датирования установлен возраст рудных ниобиевых минералов, формирующихся на различных стадиях рудообразования.

3.1 Основные результаты

3.1.1 В результате проведенных электроннозондовых и микронзондовых исследований установлено, что рудная ниобиевая минерализация редкометальных месторождений и рудопроявлений ИВК представлена U-пирохлором (гатчеттолитом), Ta-содержащим пирохлором, собственно пирохлором, REE- и Sr-содержащими разновидностями пирохлоров, а также эшинитом и колумбитом. Исследованные пирохлоры согласно последней номенклатуре пирохлоровой группы минералов (на основе преобладающего катиона или аниона в позициях B, A и Y) (Atencio et al., 2010) могут быть классифицированы как фторкальциопирохлоры и оксикальциопирохлоры. Отмечаются также единичные составы фторнатропирохлоров и оксикальциобетафитов. Измененные пирохлоры образует тренд к кенопирохлорам – пирохлорам с вакансией более чем 50% в позиции A. Составы пирохлоров в соответствии с классификациями Atencio et al [2010] и Hogarth [1977] иллюстрируются на рисунке 3.1.

Установлена последовательность образования пирохлоров ИВК и их приуроченность к определенным типам пород и определенной эволюционной стадии функционирования щелочно-магматической системы: U-(Ta)-пирохлор → Ta –содержащий пирохлор → собственно пирохлор стехиометричного состава → Sr- и REE-содержащие пирохлоры.

U-пирохлоры (гатчеттолиты) образуются на позднемагматической стадии кристаллизации в ранних карбонатитах (севитах I); Ta-содержащие пирохлоры формируются на пегматитовой стадии кристаллизации щелочного расплава в Ne-пегматитах; пирохлоры с наиболее стехиометричными составами - на карбонатитовой стадии, формируя основные рудные зоны Вишневогорского (зоны 140 и 147) и

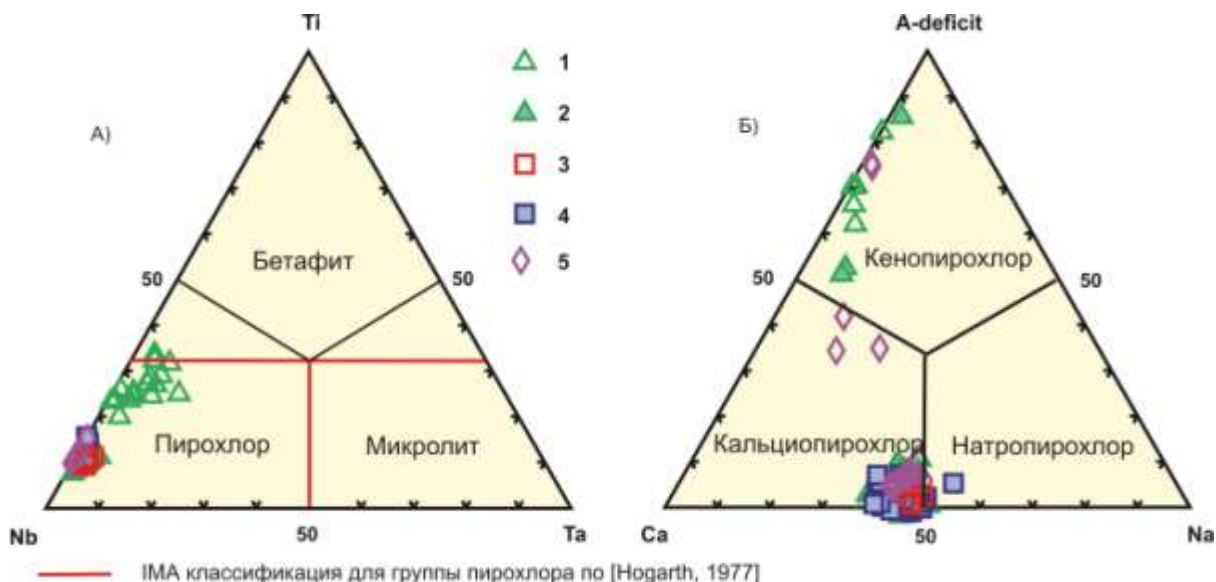


Рисунок 3.1 - Составы пироксенов ИВК на диаграммах: (а) В-позиция – Nb-Ti-Ta, (б) А-позиция –Ca-Na-A-вакансия, (ф. ед). 1 – U-пироксены (I), 2 – Ta-содержащие пироксены (II), 3 – Ca-Na-пироксены (III), 4 – REE-содержащие пироксены, 5 – Sr-содержащие пироксены.

Булдымского месторождения; Sr-содержащие пироксены формируются на поздней карбонатитовой стадии в севитах II; REE-содержащие пироксены образуются на позднекарбонатитовой (севиты II, бекфорситы) и сиенит-пегматитовой стадии (фенитовый ореол Вишневогорского массива – рудная зона 125, а также широко развиты на Потанинском месторождении).

Последовательность образования пироксенов в ИВК: U-Ta-пироксен → Ta-содержащий пироксен → собственно пироксен стехиометричного состава → Sr- и REE-содержащие пироксены, подобна описанной для карбонатитовых комплексов ультраосновной щелочной формации и отражает особенности дифференциации щелочно-карбонатитового расплава – обогащенность силикатно-карбонатных расплавов позднемагматической стадии Ta, Ti и U и накопление REE, Sr, Th, F в карбонатитовых расплавах поздних стадий карбонатитообразования.

3.1.2 Получены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные для рудных ниобиевых минералов (пироксенов и эцинитов) Вишневогорского и Булдымского месторождений ИВК. Исследованы Lu-Hf изотопные составы и составы редких элементов цирконов.

Установлено, что U-пироксены Вишневогорского ниобиевого месторождения (карбонатит-миаскитовый комплекс), кристаллизующиеся на ранних стадиях

карбонатитообразования, имеют умеренно деплетированные изотопные составы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425} = 0.70343$, $\epsilon\text{Nd}_{425} = 3.63-4.49$), несколько обогащенные радиогенным Nd по сравнению с более поздними пироклорами ($\epsilon\text{Nd}_{425} = 2.69-3.73$), что в целом соответствует диапазону изотопных составов пород миаскит-карбонатитового комплекса (рисунок 3.2, таблица 3.1, 3.2). Необходимо отметить, что ранние цирконы карбонатитов (Zr I) также имеют более деплетированный изотопный состав Hf ($\epsilon\text{Hf}_{417} = 11.4-4.7$) по сравнению с поздними генерациями цирконов (Zr II, $\epsilon\text{Hf}_{417} = 7.1-3.2$), образовавшимися на заключительных этапах эволюции щелочно-карбонатитовой системы (Недосекова и др., 2015).

Эти данные свидетельствуют о едином глубинном источнике вещества миаскит-карбонатитового комплекса и редкометальной минерализации ИВК, сформировавшейся на ранних стадиях функционирования щелочно-карбонатитовой флюидно-магматической системы. При этом для пироклоров поздних стадий карбонатитообразования устанавливаются более радиогенные изотопные отношения стронция и менее радиогенные отношения неодима, что связано с многостадийностью процессов рудообразования и поступлением новых порций расплавов и рудообразующего вещества на заключительных этапах формирования ниобиевых месторождений.

Таблица 3.1 - Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для U-пироклора из ранних карбонатитов (Севитов I), Увильдинское рудопроявление, Южный Урал

№обр	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2s%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s abs	ϵNd_{425}
К-37/95-1	372.5	2930.8	0.07683	0.1	0.512526	0.0000015	4.33
К-37/95-2	333.4	2571.2	0.07837	0.1	0.512513	0.0000022	3.99
К-37/95-3	331.2	2585.5	0.07743	0.1	0.512524	0.0000028	4.26
К-37/95-4	339.2	2669.9	0.07678	0.1	0.512534	0.0000019	4.49
К-37/95-Т*	37	280	0.08067	0.1	0.512501	0.0000009	3.63
№обр	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2s%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s abs	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425}$
К-37/95-1	9.449	8139.7	0.00336	2.04	0.70345	0.000018	0.70343

Примечание. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Первичные отношения изотопов Sr и ϵNd рассчитаны на возраст 425 млн лет, полученный для карбонатитов Вишневогорского месторождения Sm-Nd методом (Недосекова, Беляцкий, 2012). Для пробы К-37/95-Т* - измерения изотопного состава

элементов проводились на семиканальном масс-спектротомре Finnigan MAT-262L (PRO) в статическом режиме (ГИ КНЦ, г. Апатиты).

Таблица 3.2 - Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для пирохлора из карбонатитов (Севитов II, обр. 331) и Та-содержащего пирохлора из Ne-пегматитов (обр. Дол-21) Вишневогорского месторождения, Южный Урал

Нобр	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 σ %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 σ abs.	ϵNd_{425}
331-0*	381	3876	0.05954	0.1	0.512447	0.000004	3.73
Дол-21	256.7	2736	0.05671	0.3	0.512386	0.000002	2.69

Нобр	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2s%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s abs	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{425}$
ПС-331-1	7.148	3731	0.00554	1.34	0.703449	0.000004	0.703415
Дол-21	3.930	10396	0.00109	0.85	0.703900	0.000007	0.703983

Примечание. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектротомре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$ и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Первичные отношения изотопов Sr и ϵNd рассчитаны на возраст 425 млн лет, полученный для карбонатитов Вишневогорского месторождения Sm-Nd методом (Недосекова, Беляцкий, 2012). 331-0* - данные для пирохлора с Sm-Nd изохронным возрастом 425 млн лет (Недосекова, Беляцкий, 2012).

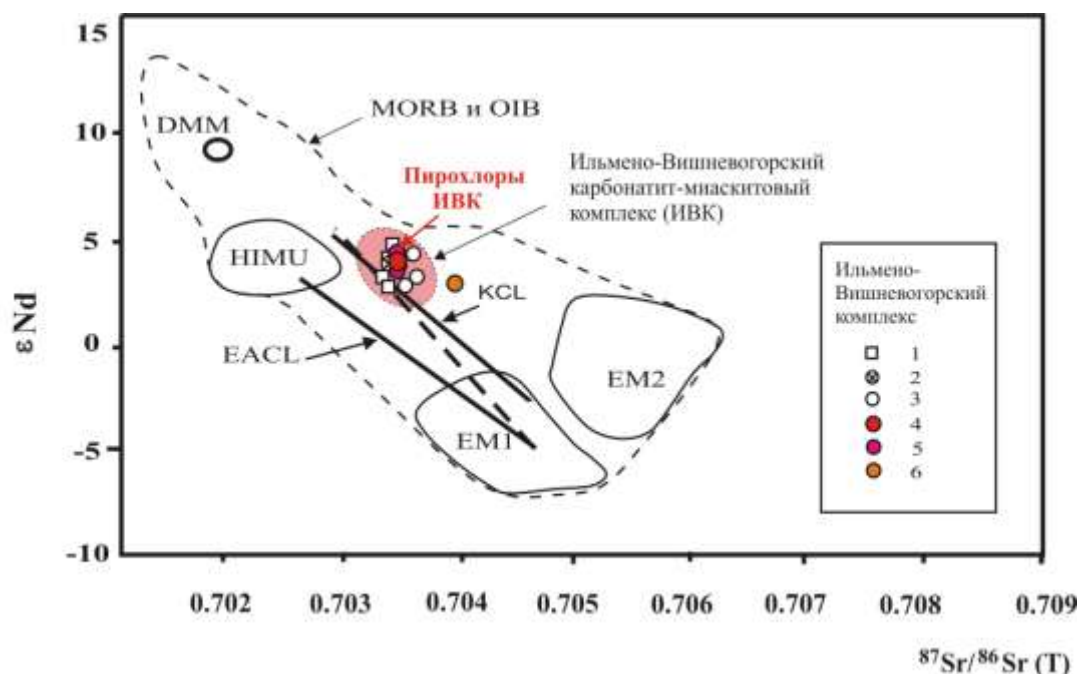


Рисунок 3.1 - Диаграмма $\epsilon\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (T)$ для пород и редкометальных минералов карбонатитовых месторождений Ильмено-Вишневогорского комплекса

Мантйные резервуары DMM, HIMU, EM1, EM2, MORB и OIB по (Hofmann, 1997; Zindler, Hart, 1986), а также линия эволюции изотопного состава Кольских карбонатитов (KCL) по (Kramm, 1993) и Восточно-Африканских карбонатитов (EACL) по (Bell, Peterson, 1991). Начальные изотопные составы пород и редкометалльных минералов Ильмено-Вишневогорского комплекса рассчитаны на возраст 425 млн лет (Недосекова, Беляцкий, 2012).

1-6 – изотопные составы пород и минералов Ильмено-Вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса: 1 – миаскиты, 2 – ранние карбонатиты (севиты I), 3 – поздние карбонатиты (севиты II), 4 – U-(Ta)-пирохлор раннекарбонатитовой стадии (из севитов I), 5 – пирохлор севитов II, 6 – Ta-содержащий пирохлор из пегматитов.

Для Булдымского REE-Nb месторождения установлено, что рудная минерализация (гачеттолиты и пирохлоры) имеет значительные вариации Sr-Nd изотопных отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70428-0.70785$; $\epsilon\text{Nd}_{270} = -2.65-6.61$), находящиеся за пределами полей изотопных составов ультрабазитов и карбонатитов Булдымского массива, а также значительно отличающиеся от руд и пород миаскит-карбонатитового комплекса более радиогенным изотопным составом стронция и менее радиогенным неодима. Rb-Sr-изохрона для щелочных метасоматитов Булдымского массива, содержащих редкометалльную минерализацию, показала возраст 249 ± 11 , СКВО=1.5. Необходимо отметить, что датирование цирконов из доломитовых карбонатитов и сопровождающих их редкометалльных метасоматитов Булдымского массива показало близкий возраст 268 ± 6 млн лет (Недосекова, Беляцкий, 2012), соответствующий позднеколлиззионному этапу развития Уральской складчатой области. С учетом данных этих данных первичные отношения изотопов Sr и Nd для редкометалльных минералов Булдымского массива были рассчитаны на возраст 270 млн лет.

Таблица 3.3 - Изотопные Sm-Nd и Rb-Sr данные для пирохлора из карбонатитов (Севитов III), а также U-пирохлора и REE-содержащего пирохлора из слюдитов Булдымского месторождения (Южный Урал)

Нобр	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2s%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s abs	ϵNd_{270}
K2-18	391	2603	0.090700	0.3	0.512315	0.0000011	-2.65
3296-Г	127	117	0.068640	0.3	0.512160	0.0000016	-4.91
K2-21	2928	11154	0.158650	0.3	0.512232	0.0000017	-6.61
Нобр	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	2s%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s abs	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{270}$
K2-18	41.41	3772	0.030976		0.707845	0.000018	0.70773
3296-1	8.73	7058	0.003580	5.32	0.704281	0.000015	0.70427

Примечание. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan MAT-262L (PRO) в статическом режиме (ГИ КНЦ, г. Апатиты). Первичные отношения изотопов Sr и ϵNd рассчитаны на возраст 270 млн лет [Недосекова и др., 2012].

Полученные результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований в совокупности с возрастными данными свидетельствуют о том, что формирование редкометалльной минерализации Булдымского месторождения в значительной мере связано с метасоматическими процессами, переотложением и контаминацией рудного вещества, происходившими на коллизионном этапе становления ИВК.

Исследование изотопных Lu-Hf составов цирконов ранне- и позднемагматической стадии формирования миаскит-карбонатитового комплекса (Циркон I и Циркон II, образующие единый возрастной кластер 417.3 ± 2.8 млн лет) показало, что ранние цирконы карбонатитов также имеют более деплетированный изотопный состав Hf ($\epsilon\text{Hf}_{417} = 11.4-4.7$) по сравнению с поздними генерациями цирконов ($\epsilon\text{Hf}_{417} = 7.1-3.2$), образовавшимися на заключительных этапах эволюции щелочно-карбонатитовой системы (таблица 3.4, рис. 3.2) (Недосекова и др., 2016). При этом значительные вариации начальных изотопных составов Hf ранних генераций циркона и снижение ϵHf с изменением состава расплава в процессе кристаллизации могут объясняться неоднократным поступлением новых порций магматического расплава и образованием циркона из магм с различным изотопным составом гафния. Исследование метаморфогенных цирконов (Циркон III, с U-Pb-возрастом $T = 250-350$ млн лет), широко развитых в породах миаскит-карбонатитового комплекса и формирующихся на коллизионном этапе его развития, показало, что они были сформированы при рекристаллизации раннего циркона без существенного привноса редких элементов (в частности REE и Hf), о чем свидетельствует унаследованность гафниевой изотопной системы новообразованными цирконами.

Таблица 3.4. Lu-Hf изотопные данные для цирконов из карбонатитов Вишневогорского месторождения (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Южный Урал)

№ п/п	Генерации циркона	№ обр	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн. лет	ϵHf (T)	ϵHf (417)
1	Циркон I	I-01C	0.282858	0.000019	0.002129	0.102694	422	11.4	11.3
2	---/--	I-04C1	0.282731	0.000013	0.001145	0.054121	424	7.2	7.1
3	---/--	I-03C	0.282726	0.000022	0.001098	0.052892	417	6.9	6.9

4	---//---	V-12	0.282664	0.000014	0.000306	0.014146	409	4.7	4.9
5	---//---	I-01A	0.282760	0.000017	0.001042	0.047394	391	7.5	8.1
6	---//---	V-08	0.282679	0.000016	0.002028	0.088471	404	4.7	5.0
7	Циркон II	V-07	0.282743	0.000018	0.001963	0.086287	411	7.1	7.3
8	---//---	II-03	0.282745	0.000014	0.000055	0.002332	423	8.0	7.9
9	---//---	I-06C	0.282729	0.000019	0.000805	0.032308	417	7.1	7.1
10	---//---	I-08	0.282638	0.000020	0.000110	0.004630	382	3.3	4.1
11	---//---	331-05	0.282613	0.000021	0.000217	0.007548	418	3.2	3.1
12	---//---	I-06R2	0.282591	0.000013	0.000271	0.010854	390	1.7	2.4
	Циркон I+II	Среднее							6.2
13	Циркон III	V-09	0.282740	0.000010	0.000113	0.004582	363	6.5	7.7
14	---//---	II-13	0.282777	0.000016	0.000117	0.005017	282	6.0	9.0
15	---//---	II-12	0.282650	0.000015	0.000112	0.005070	328	2.5	4.5
16	---//---	II-11	0.282584	0.000013	0.000106	0.004374	347	0.6	2.1
17	---//---	331-07c	0.282618	0.000015	0.000081	0.002900	320	1.2	7.1
18	Циркон IV	I-05R	0.282782	0.000010	0.000033	0.001361	276	6.0	9.2
19	---//---	331-07r	0.282659	0.000010	0.000485	0.020896	279	1.7	4.7
20	---//---	331-04R	0.282686	0.000022	0.000523	0.018502	254	2.1	5.6
	Циркон III+IV	Среднее							6.2

Примечание. Для вычисления первичных отношений изотопов Hf и ϵHf приняты характеристики изотопов для хондритов по [Scherer et al, 2001].

1–10, 12–16, 18 – цирконы ранних карбонатитов (Севитов I) из корневой части Вишневогорского миаскитового массива (обр 354);

11, 17, 19–20 – цирконы поздних карбонатитов (Севитов II) из апикальной части Вишневогорского миаскитового массива (обр. 331).

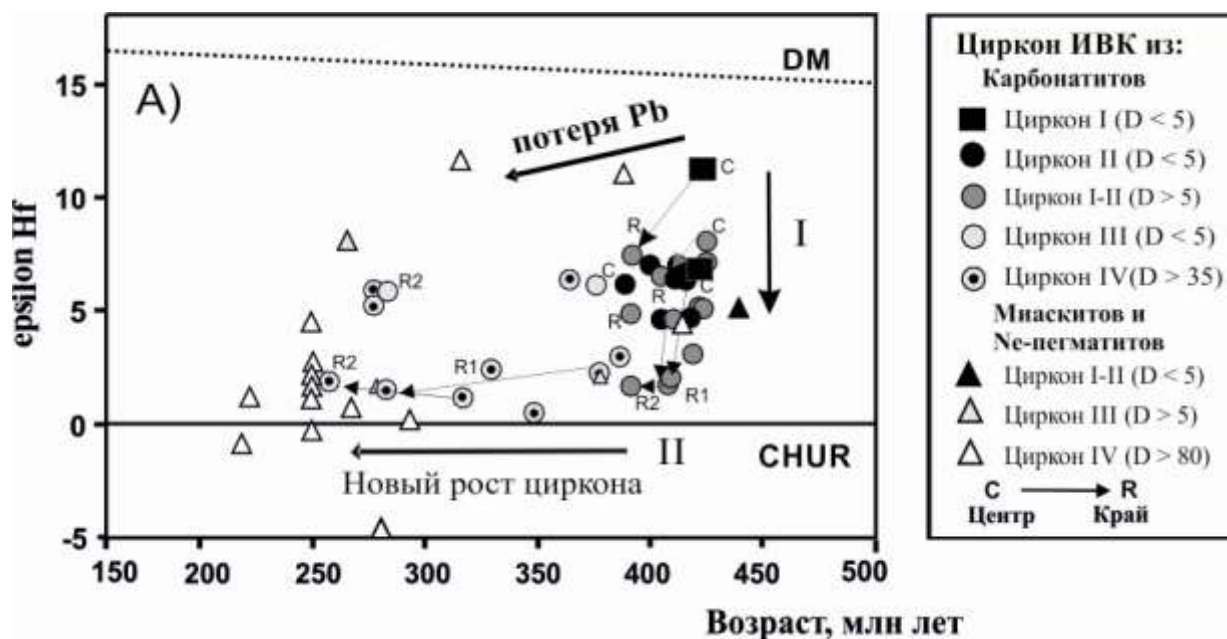


Рисунок 3.2 - Начальный изотопный состав Hf, рассчитанный для отдельных зерен различных генераций цирконов (I, II, III, IV) из различных типов пород ИВК

D – степень дискордантности $U\text{-Pb}$ -возрастов. Тренд I – изотопные составы Hf

магматических цирконов ИВК, тренд II – изотопные составы Hf метаморфогенных цирконов ИВК. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции мантийных резервуаров DM (депелетированная мантия) и SHUR (хондрит) [Scherer et al, 2001].

Для датирования пироксолов Ильмено-Вишневогорского комплекса был использован метод локального U-Pb изотопного анализа (вторично-ионная масс-спектрометрия – SIMS, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) отдельных кристаллов пироксолов. Изучена U-Th-Pb изотопная система ранее химически охарактеризованных (Недосекова, Прибавкин, 2015) образцов пироксолов Вишневогорского месторождения – из кальцитовых карбонатитов (Обр. 331, сёвиты II), а также пироксолов Булдымского месторождения – из доломит-кальцитовых карбонатитов (обр. 3296) и флогопитовых метасоматитов (Обр. K2-18).

U-Pb изотопная система изученных пироксолов образца 331 и 3296 оказалась практически ненарушенной, а возраст в пределах погрешности конкордантным. Относительно низкая погрешность единичных измерений изотопных отношений в пересчете на возраст приводит к погрешности конкордантных оценок на уровне 5-6 млн лет. Для большой выборки зерен пироксолов образца 331 двумя локальными методами (SHRIMP-II, лазерная абляция с ИСП-МС), датировки отличаются не более чем на 0.5-1.0 млн лет. U-пироксолов (обр. K2-18) с частично нарушенной U-Pb системой датированы с большей погрешностью, достигающей 10 млн лет.

Ранние генерации пироксолов из флогопитовых метасоматитов Булдымского месторождения, представленные U-оксикальциопироксолом (Обр. K2-18) показали возраст 332.1 ± 9.1 млн лет. Необходимо отметить, что для этого образца установлено нарушение замкнутости изотопной системы и, возможно, омоложение U-Pb возраста, что, может быть связано с повышенной степенью метамиктизации кристаллической структуры минерала из-за высокого содержания радиоактивных U и Th, а также с воздействием поздних процессов. Пироксолов из кальцитовых карбонатитов Вишневогорского массива (обр. 331), представленный Sr-REE-содержащей разновидностью оксикальциопироксолов, который широко развит на Вишневогорском ниобиевом месторождении, и оксикальциопироксолов из доломит-кальцитовых карбонатитов Булдымского массива (обр. 3296) датируется близкими возрастом - 230 ± 1.5 млн лет и 235 ± 6 млн лет, соответственно.

Таким образом, U-Pb система изученных образцов пироксолов свидетельствует о формировании пироксолов Ильмено-Вишневогорского комплекса на различных этапах становления Ильмено-Вишневогорского комплекса. Наиболее ранний возрастной этап

пирохлорообразования (старше 320 млн лет) фиксируется изотопными U-Pb системами U-пирохлоров Булдымского месторождения. Ранние этапы рудообразования, вероятно, связаны со функционированием щелочно-карбонатитовой магматической системы (Крамм и др., 1993; Краснобаев и др., 2010; 2014; Недосекова и др., 2010; 2012; 2014; Иванов и др., 2010; Недосекова, 2012). Более молодые этапы рудообразования проявлены на Булдымском (U-Pb изотопная система оксикальциопирохлора $3296 - 235 \pm 6$ млн лет) месторождениях и Вишневогорском (U-Pb изотопная система SR-REE-оксикальциопирохлора - 230 ± 1.5 млн лет) месторождениях. По данным датирования этих пирохлоров можно предположить, что рудный процесс (образование пирохлора из обогащенного HFSE флюида) завершал процессы метаморфических преобразований пород Ильмено-Вишневогорского комплекса, которые также фиксируются поздними новообразованными цирконами млн лет в миаскитах и карбонатитах, сформированными на позднеколлизионном и постколлизионном этапе развития Ильмено-Вишневогорского комплекса (Краснобаев и др., 2010; 2014; Недосекова, Беляцкий, 2012; Недосекова и др., 2014; 2016).

4 Карбонатная минерализация на сафьянском колчеданном месторождении: время и условия образования (Отв. исп. Сорока Е.И.)

4.1 Типы магнезитовой минерализации

По морфологическим признакам и содержанию железа на Ю.-В. фланге Сафьяновского месторождения выделено 4 типа магнезитовой минерализации. 1-й и 2-й типы проявлены в породах повсеместно, 3-й тип наблюдается в крупных жилах. В жилах хорошо проявлена зональность и последовательность образования: стенки трещин инкрустированы первичным железосодержащим магнезитом, а центральная часть сложена доломитом. Жилы подверглись дроблению и содержат наложенную кварц-каолинит-магнезитовую минерализацию, причем новообразованный магнезит наименее железистый. 4-й тип - сидерит-магнезитовая минерализация, в виде обособлений и мелких прожилков, развита на контакте с сфалерит-пиритовыми рудами. Изотопные исследования жильных карбонатов (магнезита, доломита, сидерита) показали, что $\delta^{13}\text{C}$ находятся в области значений углерода гранитоидных магматических очагов (-8.0 до -5‰) (Ohmoto, Goldhaber, 1997), а в обр. 8/14 (сидерит-Fe-магнезит) - близко к $\delta^{13}\text{C}$ морских известняков ($\delta^{13}\text{C}$ около 0‰) (см. табл. 4.1). В жильном магнезите и доломите происходит заметное облегчение изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с морскими карбонатами (для

осадочных карбонатов $\delta^{18}\text{O} > +20\text{‰}$) (Покровский, 2000). Значения $\delta^{18}\text{O} = 27.8\text{‰}$ в обр. 8/14 отвечают значениям морских карбонатов. Соотношения изотопов С и О в воде и углекислоте, содержащихся во флюидах, равновесных с карбонатами, рассчитаны по уравнениям фракционирования в системах доломит- CO_2 (Ohmoto, Rye, 1979; Sheppard, Schwarcz, 1970) и магнезит- H_2O , доломит- H_2O (Zheng, 1999) с учетом температуры минералообразования 200°C . Флюид содержит легкий изотоп ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -5.9$ до -6.3‰). Величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ составляет от 6.6 до 12.9‰.

Исследование Sm-Nd изотопной системы проведено по 3 пробам магнезита и доломита. Методика химической подготовки образцов к определению концентраций и изотопного состава Sm, Nd методом двойного изотопного разбавления состояла из разложения проб, выделения суммы редких земель, разделения Sm, Nd. Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd было выполнено в ИГГ УрО РАН методом

Таблица 4.1 - Изотопный состав жильных карбонатов Сафьяновского медноколчеданного месторождения (в ‰)

№ п.п.	№ пробы	Минерал	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB, CO_2	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW H_2O
1	2/14	магнезит	-3.9		16.8	6.7
2	3/14	магнезит	-4.3		16.7	6.6
3	7/14м	магнезит	-5.9		19.4	9.3
4	7/14д	доломит	-5.1	- 5.9	22.9	12.9
6	6/14м	магнезит	-5.9		19.0	8.9
7	6/14д	доломит	-5.7	- 6.3	19.3	9.3
8	8/14	магнезит, сидерит	-0.6		27.8	

ИСП-МС на масс-спектрометре Neptune Plus (табл. 4.2). Коррекцию масс-дискриминации на Neptune Plus осуществляли с использованием внутреннего стандарта Eu по экспоненциальному закону. Отношение Eu для коррекции получено путем многократного измерения стандарта Nd (Neptune test solution) с добавлением раствора Eu. Правильность и воспроизводимость определения изотопного состава Sm и Nd контролировалась повторными измерениями аттестованного стандартного раствора Nd-IGEM и международного стандарта базальта BHVO-2. Некоторые различия отношений Sm/Nd в магнезите и доломите позволяют рассматривать их как потенциальный объект для

датирования Sm-Nd методом. Расчеты параметров изохроны (рис. 4.1) проводились с использованием программы ISOPLOT 3-v3.71_r5.

Таблица 4.2 - Изотопный состав Sm-Nd в жильных карбонатах Сафьяновского месторождения

Проба, минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵNd
1/14 магнезит	1.04	2.89	0.21747	0.00043	0.512965	0.000031	6.4
2/14 доломит	5.79	17.62	0.19874	0.00040	0.512935	0.000007	5.8
3/14 магнезит	4.69	10.15	0.27949	0.00056	0.513091	0.000017	8.8

Для магнезитов и доломитов получен расчетный возраст 295 ± 34 Ma. Начальное $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512551\pm 0.000047$. MSWD = 0.15. Изотопно-геохимические данные показывают, что жильные карбонаты из измененных риодацитов имеют высокие положительные значения $\epsilon\text{Nd} = (6.4-8.8)$. Это позволяет предположить, что источником Nd могли быть глубинные магматические очаги. Полученный возраст может свидетельствовать о гидротермальной активности, связанной с тектоническими преобразованиями на рубеже $\text{C}_2\text{-P}_1$.

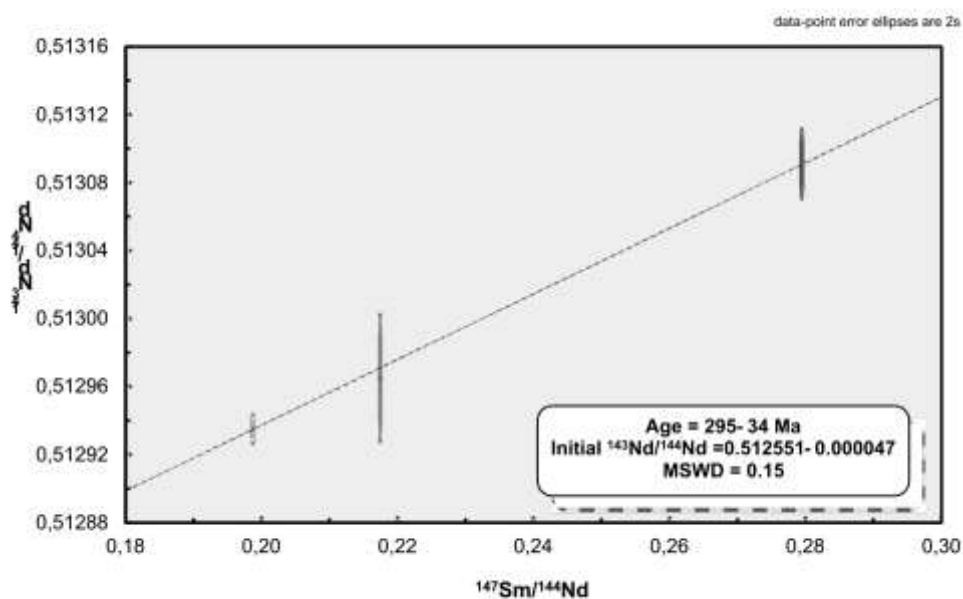


Рисунок 4.1 - Sm-Nd изотопные отношения жильных карбонатов Сафьяновского медноколчеданного месторождения.

4.2 Изотопно-геохимическое исследование жильных карбонатов Сафьяновского медноколчеданного и Воронцовского золоторудного месторождений

Изотопные исследования 2015 г. жильных карбонатов (магнезита, доломита, сидерита) Сафьяновского медноколчеданного месторождения показали, что $\delta^{13}\text{C}$ находятся в области значений углерода гранитоидных магматических очагов (-8.0 до -5‰) (Ohmoto, Goldhaber, 1997), а в обр. 8/14 (сидерит-брейнерит) - близко к $\delta^{13}\text{C}$ морских известняков ($\delta^{13}\text{C}$ около 0‰). Изотопные значения жильных кальцита и доломита из риолитов и андезитов Сафьяновского месторождения (исследования 2016 г.) находятся в области -3.77-2.40‰ (см. табл. 2.1), что совпадает с некоторыми значениям для кальцитов и доломитов (-2.66-2.53‰) из жил в измененных туфоаргиллитах Воронцовского золоторудного месторождения. Облегченное значение $\delta^{13}\text{C}$ (-4.51‰) имеет кальцит из жилы на контакте известняков и дайки лампроитов Воронцовского месторождения. В целом, намечается облегчение изотопного углерода с увеличением гидротермальных изменений вмещающих пород как на Сафьяновском, так и на Воронцовском месторождениях (табл. 2.3). Это заметно на диаграмме изотопных значений C-O (рис. 4.2). В жильном кальците и доломите происходит заметное облегчение изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ (12.95-18.61‰), кальцит из мраморизованных известняков Воронцовского месторождения имеет значения, характерное для морских карбонатов (23.36‰).

Таблица 4.3 - Изотопные анализы жильных карбонатов (кальцита, доломита) Воронцовского и Сафьяновского месторождений

№ п.п.	Образец	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW
1	Вор 2/15кальцит	-	13.24
2	Вор 3/15доломит-	-	15.97
3	Вор 6/15кальцит-	-	14.69
4	Вор 7/15к кальцит	0.45	17.51
5	Вор 9/15ж дол.-	-	14.89

6	Вор 10/15 кальцит	0.05	15.12
7	Вор 12/15 кальцит	-	13.44
8	Вор 14/15 дол.-	-	12.95
9	Вор 17/15 кальцит	1.17	23.36
1	Саф 19/15,	-	18.61
1	Саф 20/15 кальцит	-	18.01
1	Саф 27/15 кальцит	-	18.49
1	Саф	-	18.18

Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте и измерение изотопного состава углерода и кислорода методом проточной масс-спектрометрии в режиме постоянного потока гелия (CF-IRMS) производились на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром DELTA V Advantage. Значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в промилле относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ – стандарта SMOW. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.15\%$ (1σ). Аналитик Смолева И.В.

По (Замятина, Мурзин, 2016), в процессе формирования золоторудных парагенезисов Воронцовки образуется карбонат с последовательным облегчением изотопного состава углерода и кислорода в ряду: рудоносные известковые брекчии–джаспероиды–скарны–кварцевые жилы. На рис. 4.2 видно, что изотопный состав жильных карбонатов Воронцовского и Сафьяновского месторождений образуют почти идентичные тренды с последовательным облегчением изотопного состава в процессе гидротермальных изменений и формирований рудных парагенезисов. Возможно, на изотопный состав карбонатов Сафьяновки более выраженное влияние оказывают вмещающие вулканические породы кислого-среднего состава (риодациты, андезиты).

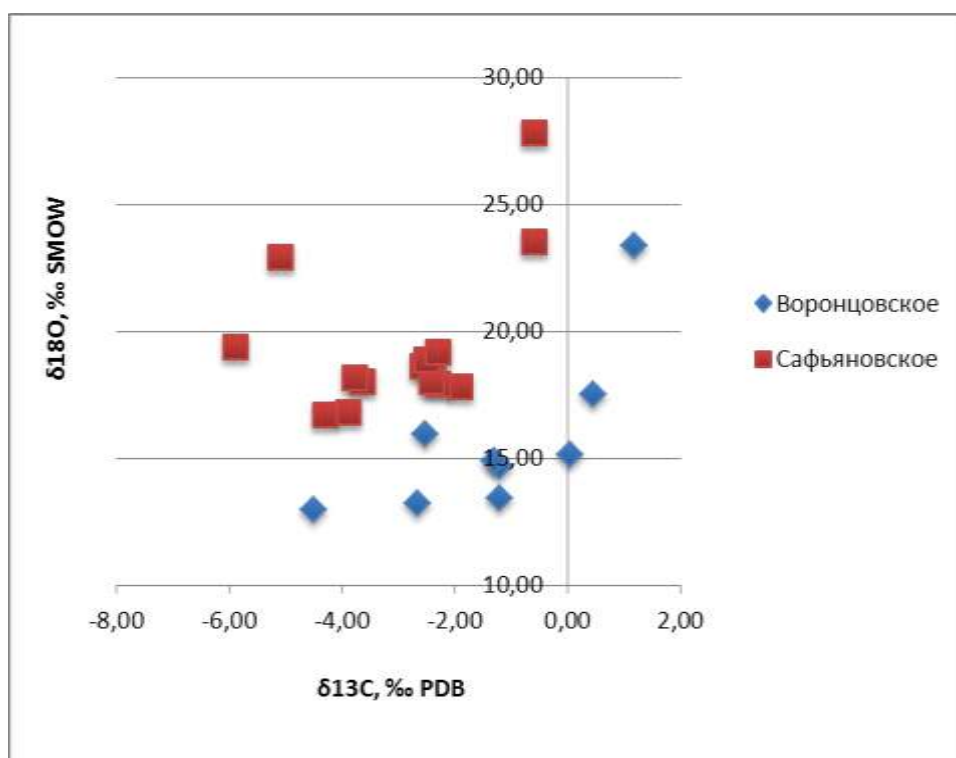


Рисунок 4.2 - Диаграмма изотопных значений жильных карбонатов Воронцовского и Сафьяновского месторождений

В 2016 г. изучались РЗЭ жильных карбонатов (кальцитов-доломитов) Воронцовского и Сафьяновского месторождений. Суммарное содержание РЗЭ в карбонатах (от La до Lu) варьирует от 3.7 до 54.8 г/т. Хондрит-нормализованные тренды распределения РЗЭ имеют положительный наклон, т.е. наблюдается обогащение всех карбонатов легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых (рис. 4.3). Для кальцитов и доломитов Сафьяновского месторождения характерно низкие содержания HREE и положительная европиевая аномалия $Eu/Eu^{*} > 1$. Положительная европиевая аномалия также проявилась и в некоторых карбонатах Воронцовского месторождения (Вор 5/15, Вор 6/15, Вор 10/15, Вор14/15). Наличие положительной европиевой аномалии предположительно связано с глубинным магматическим флюидом. На некоторых трендах карбонатов Воронцовского месторождения (Вор 17/15, Вор 10/15, Вор 9/15) также наблюдается отрицательная цериевая аномалия. Цериевая аномалия является типичной для глубоководных морских образований. Вероятно, в жильных карбонатах образцов (Вор 17/15, Вор 10/15, Вор 9/15) проявилось влияние осадочного субстрата (морские известняки).

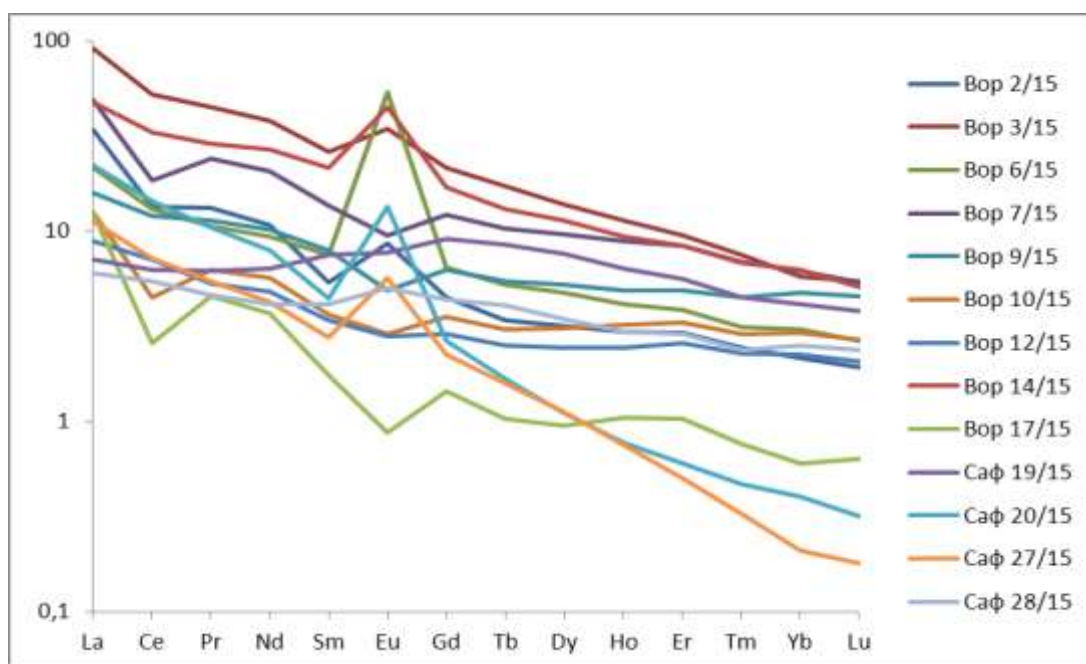


Рисунок 4.3 - Нормированные по хондриту спектры РЗЭ в жильных карбонатах Воронцовского золоторудного и Сафьяновского медноколчеданного месторождений

Были продолжены физико-химические исследования карбонатов Сафьяновского месторождения (Средний Урал) и Воронцовского месторождения (Северный Урал).

Исследования жильных карбонатов Сафьяновского и Воронцовского месторождений методом ЭПР (электронного парамагнитного резонанса) проводились в лаборатории минералогии Института геологии Коми НЦ УрО РАН на радиоспектрометре SE/X-2547 Radio PAN. Спектры ЭПР записывались с порошковых навесок 20-40 мг исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600° С в течение 30 мин. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме. Инфракрасные спектры были получены М.Ф. Самолюковой на фурье-спектрометре ИК-поглощения Люмекс ФТ-02 в диапазоне 400–4000 см⁻¹ при 256 сканах и с инструментальным разрешением 2 см⁻¹. Препараты готовились в виде прессованных таблеток 1 г KBr и 1.5 мг растертого образца. Результаты для карбонатов Воронцовского месторождения приведены в табл. 4.4.

Спектры ЭПР кальцита и доломита из жил Сафьяновского месторождения (обр. 17/14 и 18/14) относятся к замещающим кальций ионам Mn²⁺ в решетки кальцита (рис. 4.4).

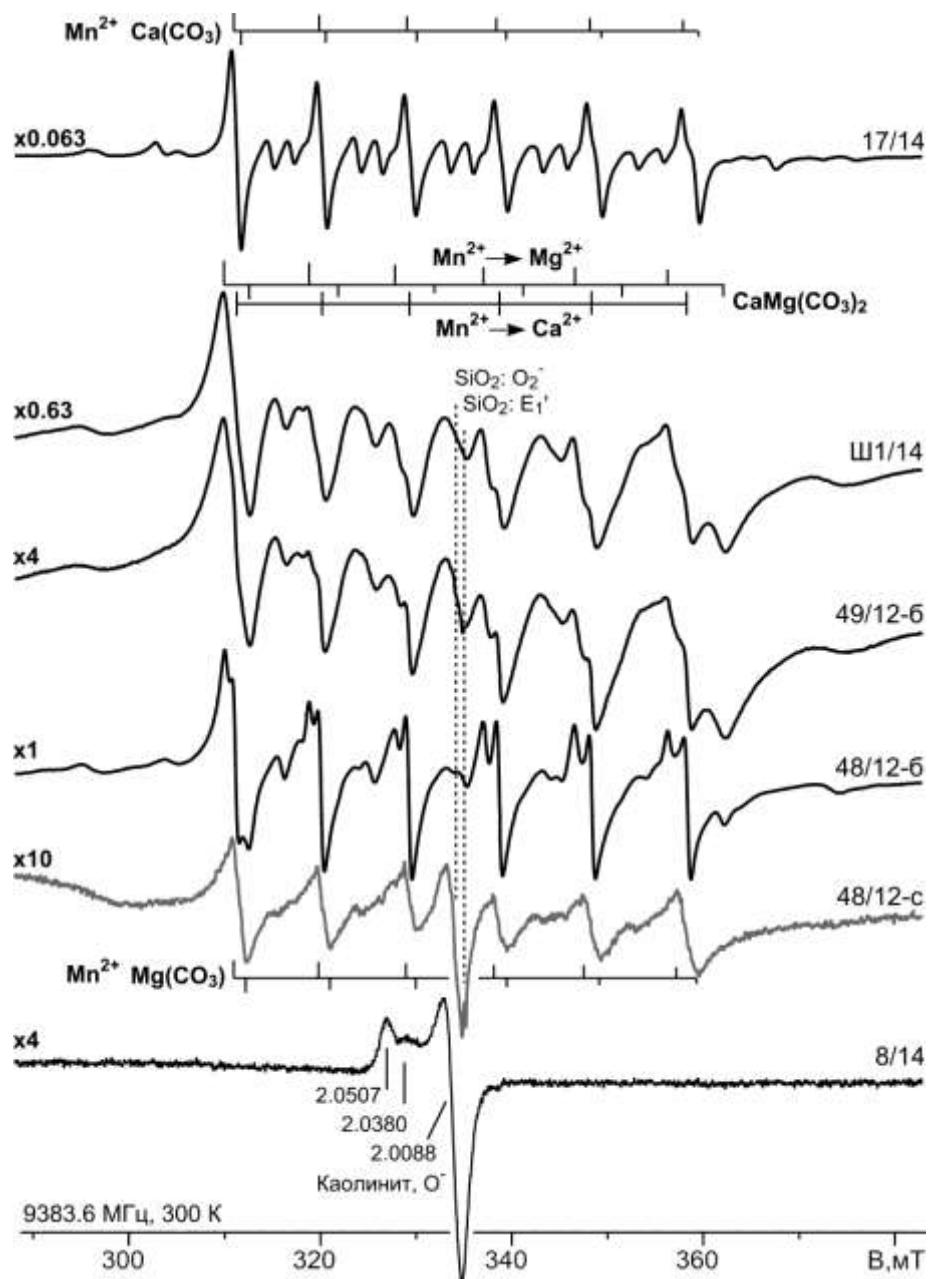


Рисунок 4.4. Спектры ЭПР карбонатных пород Сафьяновского месторождения. Числа слева – коэффициенты усиления, остальные параметры записи спектров идентичны.

Параметры данных спектров, определенные методом компьютерного моделирования, близки литературным данным по кальциту (Schindler, Subrata, 1970; Низамутдинов и др., 1990 и др.). Спектр ЭПР доломитового известняка ш1/14 является суперпозицией сигналов от Mn^{2+} в Mg и Ca-позициях решетки доломита с доминирующими Mg-позициями. Интегральная интенсивность сигналов Mn^{2+} (двойной интеграл полного спектра) распределена следующим образом: 17/14 – 90 у.е.; 18/14 – 170 у.е.; ш1/14 – 160 у.е. (с учетом 25% содержания кварца).

Спектр ЭПР вмещающей магнетитовые и магнетит-доломитовые жилы породы (риодациты) представлен малоинтенсивным уширенным секстетом от ионов Mn^{2+} с параметрами соответствующими магнетиту (обр. 48/12с на рис. 4.4). Сильное уширение сверхтонких компонент связано с наличием в минерале высоких содержаний ионов железа. В жильных выделениях магнетита (обр. 48/12б и 49/12б на рис. 4.4) линии ЭПР от ионов Mn^{2+} в магнетите, по-видимому, перекрыты интенсивными компонентами от ионов Mn^{2+} в примесной фазе доломита. Очевидно, концентрация ионов марганца в доломите гораздо выше, чем в магнетите. Интегральная интенсивность спектра Mn^{2+} в данных карбонатах (14–16 у.е.) на порядок ниже, чем в доломите известняка и кальците. В спектре ЭПР Fe-магнетита-сидерита (обр. 8/14) линии от ионов Mn^{2+} вообще не обнаружены. Можно предполагать, что при наличии высоких содержаний двухвалентного железа в магнетите вхождение в решетку минерала ионов марганца заблокировано.

Сигналы ЭПР от кремнеземной части жильных тел, за исключением обр. 8/14, представлены широкой линией ($g = 2.008$) пероксидного радикала и узкой линией ($g = 2.0005$) E'-центров, локализованных в решетке кварца и образованных под действием природной радиации. После дополнительной термической активации E'-центров (отжиг при $300^\circ C$) их количество в пробах жильного карбоната в основном определяется содержанием кварца. При этом в самом кварце жильных карбонатных тел концентрация E1'-центров (1014–1015 спин/г) значительно ниже, чем в кварце контактирующей вмещающей породы. Отсюда следует, что кварц жильного тела является более поздним по отношению к кварцу вмещающей породы. В спектре ЭПР обр. 8/14 зарегистрирована интенсивная линия сложной формы от Si–O–Si ($g_{||}=2.0507$, $g_{\perp}=2.005$) и Al–O–Si O ($g_{||}=2.038$, $g_{\perp}=2.005$) центров в каолините.

Спектры ИК-поглощения препаратов для ЭПР исследований карбонатов Воронцовского месторождения состоят из полос поглощения кальцита, доломита и кварца. Для качественной оценки соотношения данных минералов в пробах использованы интенсивности неперекрывающихся узких полос поглощения данных минералов, относящихся к деформационным колебаниям карбонатной и силикатной группировок: кальцит – 713, доломит – 728, кварц – 799 см^{-1} (табл. 4.4). Кварц в том или ином количестве присутствует во всех пробах карбонатных жил из туфоалевролитов, он не обнаружен в мраморизованных известняках. Высокая доля доломита установлена в образцах Вор 14/15 и Вор 9/15ж. Карбонат остальных образцов сложен кальцитом. Спектры ЭПР данных образцов представлены секстетной сверхтонкой структурой (СТС) ионов Mn^{2+} в решетках кальцита и доломита (рис. 4.5).

Таблица 4.4 - Интенсивности полос ИК-поглощения и ширина линий ЭПР спектра Mn^{2+} (Воронцовское золоторудное месторождение)

Образец	Интенсивность полос ИКС, у.е.			Состав карбоната	ЭПР, ΔB , Mn^{2+} , мТ
	Clc 713 cm^{-1}	Dlt 726 cm^{-1}	Qtz 799 cm^{-1}		
Высокая концентрация Mn^{2+} в карбонате					
Вор 2/15	1.0	0	0.05	Clc	4.5
Вор 14/15	1.0	0.7	0.7	Clc+Dlt	4.3
Средняя концентрация Mn^{2+} в карбонате					
Вор 6/15	1.0	0	0.7	Clc	1.7
Вор 9/15ж	1.0	0.5	2.7	Clc+Dlt	2.5
Вор 10/15	1.0	0	0.03	Clc	2.5
Низкая концентрация Mn^{2+} в карбонате					
Вор 3/16	1.0	0	0.	Clc	0.25
Вор 5/16	1.0	0	0	Clc	0.25
Вор 17/15	1.0	0	0	Clc	0.4

Спектры сильно различаются по ширине компонент СТС. В качестве меры ширины принята ширина ΔB на половине высоты низкополевой части шестого СТС-компонента. Большие ширины компонент характерны для карбоната с высоким содержанием марганца, а также других примесных парамагнитных ионов, в частности, железа. По ширине спектра можно выделить три группы образцов (табл. 4.4). Мраморизованные известняки с низкой концентрацией Mn^{2+} характеризуются наиболее узкими ($\Delta B = 2.25-0.4$ мТ) линиями спектров ионов Mn^{2+} , находящихся в данном случае в решетке кальцита. В образцах Вор 6/15, 9/15ж и 10/15 величина ΔB на порядок выше (1.7–2.5 мТ), соответственно концентрация марганца в кальците и доломите выше, чем в мраморизованных известняках. Наиболее широкие линии ($\Delta B = 4.3-4.5$ мТ) и, соответственно, наиболее высокие концентрации Mn^{2+} зарегистрированы в карбонатах Вор 2/15 и 14/15. Следы электронно-дырочных центров в виде узких малоинтенсивных линий SO^{2-} и SO^{3-} были обнаружены в спектрах ЭПР двух образцов мраморизованных известняков – Вор 3/16 и 5/16.

По данным (Мурзин и др., 2010), в процессе формирования золоторудных парагенезисов Воронцовского месторождения образуется карбонат с последовательным облегчением изотопного состава углерода и кислорода в ряду: рудоносные известковые брекчии–джаспероиды–скарны-кварцевые жилы, который присутствует на диаграмме изотопных значений С-О (рис. 4.2). Кроме того, выделяется группа карбонатов со значениями $\delta^{13}C$ от -1.20 до -4.51‰ и $\delta^{18}O$ от 18 до 15 ‰, которая соответствует области распространения

карбонатов джаспероидов (Замятина и др., 2016). Облегченным значениям $\delta^{13}\text{C}$ соответствуют и наиболее широкие линии спектра вхождения Mn^{2+} в карбонаты (табл. 4.4). Параметры линий спектров Mn^{2+} зависят от состава и степени совершенства структуры карбонатов и существенно изменяются на спектрах образцов карбонатов разного генезиса. По данным (Вотяков и др., 1996), уширение линий спектра наблюдается в жильных карбонатах внутри- и околорудных фаций некоторых колчеданных месторождений Южного Урала. Вероятно, оно было вызвано увеличением взаимодействия катионов Mn^{2+} между собой и с катионами Fe^{2+} в связи с их повышенным содержанием в структуре изученных карбонатов. Таким образом, некоторые карбонаты Воронцовского месторождения по спектрам Mn^{2+} соответствуют карбонатам вмещающих известняков, осадочным морским образованиям (т.к. в морской воде содержание Mn и Fe недостаточно высокое, чтобы на спектрах обычных для этой среды карбонатных осадков наблюдалось концентрационное уширение линий ЭПР изоморфного марганца). Возможна и метаморфогенная природа этих карбонатов. Но часть карбонатов Воронцовского месторождения с уширенными линиями спектра Mn^{2+} имеют высоко дефектную структуру и образовались, вероятно, при участии рудоносного флюида.

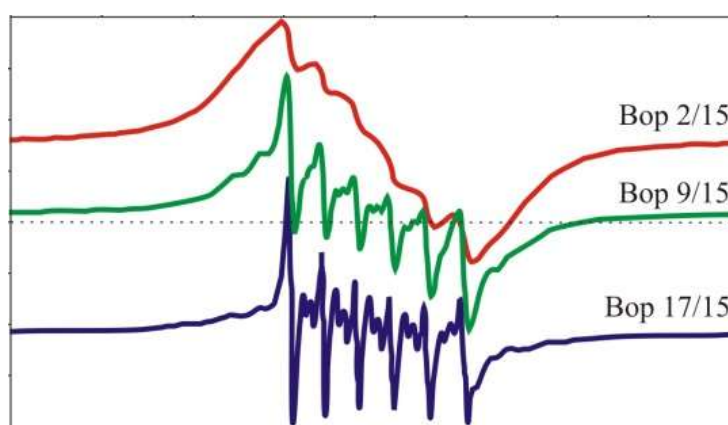


Рисунок 2.5 Типовые спектры вхождения Mn^{2+} в карбонаты Воронцовского месторождения.

Данные физико-химических исследований карбонатов Сафьяновского месторождения свидетельствуют о не стабильном режиме минералообразования, скорее всего, связанном с тектоническими движениями. Образование трещиноватости происходило одновременно с гидротермально-метасоматическим процессом и после потери активности какой-то трещиной, она тут же заполнялась гидротермальными минералами. В крупных трещинах юго-восточной части Сафьяновского карьера хорошо

проявлена зональность и последовательность карбонатообразования, стенки трещин инкрустированы первичным железосодержащим магнезитом, центральная часть новообразованным доломитом. Жилы подвержены дроблению и наложенной повторной кварц-каолинит-магнезитовой минерализации, причем новообразованный магнезит наименее железистый. Магнезит образует низкотемпературный изоморфный ряд с сидеритом. Установлено, что в околорудных породах с магнезитовой минерализацией находится кварц 2-х генераций – более древний с высоким содержанием E'-центров и новообразованный с низким содержанием E'-центров, который присутствует в жилах.

Можно предположить, что кальцитовая минерализация является более высокотемпературной, о чем могут свидетельствовать и более высокие содержания РЗЭ в кальците и большее содержание в них примесных ионов марганца по данным ЭПР. Это подтверждается и рассчитанной температурой образования хлорита в андезитах – 260 °С (Сорока и др., 2012). Судя по данным изотопных исследований, флюид был обогащен легкими изотопами С и О. Вероятно, соотношение изотопов С, О во флюиде было взаимосвязано с составом вмещающих пород, что ранее отмечалось (Мурзин и др., 2002) на Миндякском золоторудном месторождении (Южный Урал). На Сафьяновском месторождении во флюиде, равновесном с риодацитами, величина $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 близка к углероду магматического происхождения ($\delta^{13}\text{C} = -5$ до -10 ‰). Для кальцитов происходит утяжеление $\delta^{13}\text{C} = -1$ до -0.8 ‰. Но в рудовмещающую толщу Сафьяновского месторождения также входят осадочные породы морского происхождения (Сорока и др., 2015). Вероятно обогащение флюида тяжелыми изотопами С и О, близкими к изотопам морских карбонатов.

5 Золотоносные коры выветривания и аргиллизитов гумешевского медно-скарново-порфирирового месторождения, их минералого-геохимическая характеристика (Отв. исполнитель О.Б. Азовскова)

Основные цели и задачи исследований: изучение золотоносных кор выветривания и аргиллизитов Гумешевского медно-скарново-порфирирового месторождения, их минералого-геохимическая характеристика; особенности золотой и сопутствующей рудной минерализации (морфология и состав самородного золота, минералого-геохимические особенности аргиллизитового пирита); сопоставление с другими объектами «золотоносных кор выветривания»; выделение основных признаков рудоносных аргиллизитов и кор выветривания «гумешевского» типа.

5.1 Состояние проблемы

Гумешевское месторождение является одним из старейших медных рудников на территории России – его история насчитывает более 3,5 тысячелетий. Примечательно, что коренные сульфидные руды добывались здесь только в относительно небольшой период – с 1958 по 1995 гг., в остальные времена объектом отработки являлись «окисленные руды». В настоящее время на Гумешевском месторождении методом подземного выщелачивания ведется отработка так называемых «медистых глин» (содержание меди от 0,4 до 4,0%) в зоне заполненного мезозойского карста.

В структурном плане Гумешевское месторождение приурочено к зоне регионального тектонического меланжа, связанного с Серовско-Маукским глубинным разломом. Оно расположено в аллохтонной части сдвига-надвига, на контакте небольшого Гумешевского кварцдиорит-диоритового массива сложной конфигурации и блока нижне-среднедевонских карбонатных пород (мраморов). Согласно современным представлениям, Гумешевское месторождение относится к скарново-медно-порфировому типу и соответствует «диоритовой модели» (Грабежев, 2001, 2010). Одной из особенностей месторождения является обширная зона глубокого заполненного мезозойского карста. Формирование карстовой зоны и ее рудоносность связаны с субсинхронным проявлением низкотемпературных рудно-метасоматических процессов (аргиллизация, джаспероидизация) и химического выветривания (Баранников, 2011; Грязнов, 2007; Савельева, 1997; Азовскова, 2013).

Золотоносность «медистых глин» в промышленно-значимых пределах была установлена в 1994 году работами Уральской геолого-поисковой партии ОАО «УГСЭ» и Полевской ГРП. Дальнейшие исследования показали связь благороднометалльной минерализации с низкотемпературным метасоматозом аргиллизитовой формации, что позволяет рассматривать выявленное золотое оруденение в ранге самостоятельного гипогенно-гипергенного геолого-промышленного типа (Азовскова, 2013; Баранников, 2011; Савельева, 1997). Этим определяется актуальность и практическая значимость более детального и комплексного изучения рудоносного карста Гумешевского месторождения, золотой и сопутствующей рудной минерализации.

5.2 Результаты исследований

5.2.1 Самородное золото

Повышенные содержания золота по данным атомно-абсорбционного и пробирного анализов связаны, как правило, с участками интенсивного развития сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализации. Доля свободного золота в среднем составляет до 10-15 %.

В настоящее время исследована значительная часть самородного золота, выделенного при промывке и последующей обработке (магнитная сепарация, фракционирование, выбор монофракций Au под бинокуляром) проб из керна скважин разведки (1996-1999 годов) и эксплуатационной разведки (2011-2015). Установлено следующее.

1. Самородное золото относится к мелким и тонким классам крупности и характеризуется слабой изменчивостью гранулометрического состава. Во всех интервалах глубин (от 4 до 120 м и более) преобладает золото крупностью +0,05-0,1 мм, составляющее от 42 до 64%. Тонкое золото (-0,05 мм) составляет от 4 до почти 35%, причем общее количество его существенно выше в верхней части разреза продуктивной зоны. В качестве примера можно привести данные распределения самородного золота по одной из разведочных скважин в пределах рудного блока «медистых глин», вскрывающей перемещенные коры выветривания, сопряженные с аргиллизитами (таблица 5.1).

Таблица 5.1 - Гранулометрический состав самородного золота из скважины 4321 Гумешевского месторождения (в %)

Глубина отбора, м	Классы размерности частиц, мм					Средний размер
	-0,1	+0,1-0,15	+0,15-0,25	+0,25-0,35	-0,35-0,45	
20-27	93	7,0	0	0	0	0,055
36-44	91	9,0	0	0	0	0,057
46-49	66,7	16,7	0	0	16,7	0,065
69-73	50,0	30,8	7,7	3,8	7,7	0,139

2. Морфологически самородное золото Гумешевского месторождения довольно разнообразно. Примерно в равных соотношениях присутствуют следующие основные

морфотипы: 1) хорошо ограненные (кристалломорфные) выделения; 2) комковидные (простые и сложные) выделения; 3) уплощенные (таблитчатые, пластинчатые и чешуйчатые) частицы; 4) удлинённые (проволоко-, бруско-, крючковидные) формы, дендриты и дендритоиды. Отмечается преобладание хорошо (идиоморфные) и частично (гемидиоморфные) ограненных частиц, причем кристалломорфные выделения, включая дендриты, составляют от 15 до 45 %. Часть золотин имеет округленные очертания, что связано с механической «обработкой» и частичным растворением в зоне гипергенеза. Определенную скругленность форм могут придавать нарастания «нового» золота. Наблюдается «волнообразное» изменение частоты встречаемости выделенных морфотипов с глубиной. Исключение составляют комковидные частицы, доля которых последовательно снижается от 21% у поверхности до 9% на глубине более 100 м. Это согласуется и с увеличением значений показателя «Пл/Км» с глубиной – отношения уплощенных (Пл) и изометрично-комковатых (Км) золотин. Морфологические особенности золота отражены на рис. 5.1 и в табл. 5.2.

Таблица 5.2 - Соотношение морфологических типов самородного золота из рудоносного карста Гумешевского месторождения

Интервал глубины, м	Идиоморфные	Комковидные	Пластинчатые и чешуйчатые	Прочие формы	Гемидиоморфные	Пл/Км
0-20	25,4	21	45,6	23,6	54,4	2,17
20-40	36,7	13,5	25,8	23,90	38,7	1,91
40-60	44,8	17,2	32,8	5,2	39,7	1,91
60-80	19,4	16,1	38,8	25,8	58,1	2,26
80-100	Нет данных					
100-120	14,70	8,8	44,1	32,4	55,9	5,01
140-150	29	9	32	29	26	3,6

Примечание: Пл/Км - соотношение уплощенных и комковидных изометричных

зерен

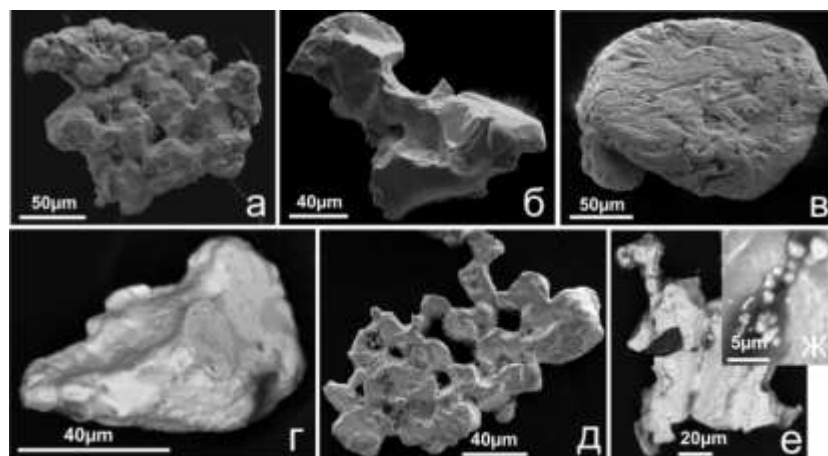


Рисунок 5.1 - Разнообразие типов самородного золота из рудоносного карста Гумешевского месторождения («а-г» – глубины более 120 м, «д-ж» – приповерхностные зоны до 35 м)

а – тонкокристаллический агрегатный сросток медьсодержащего (Си до 1,24%вес) высокопробного золота; *б* – кристалломорфное высокопробное золото с тонкими ступенями роста; *в* – высокопробное Au, округленное, с «наклепами» весьма высокопробного; *г* – зерно сильвинита (серое) с более поздними нарастаниями средне-высокопробного золота (светлое); *д* – дендритовидный сросток медьсодержащего (Си до 1,86%вес) низкопробного золота; *е, ж* – кристалломорфное низкопробное золото с «ячеистой» пленкой высокопробного Au и субмикронными новообразованиями медистого золота (Си 7-12 %вес). Фото (*г, е, ж*) сняты в режиме “BEC”, остальные – в режиме “SEI”

3. По химическому составу преобладает высокопробное золото (данные авторов и предшествующие работы), хотя в целом вариации пробности весьма значительные – от 591‰ до $\geq 980\%$. Основным примесным компонентом (кроме серебра) является медь (от $n*0,1$ до $n*1,0\%$ вес); иногда наблюдалась примесь ртути (от $n*0,1$ до 11 %вес), реже палладия (до 3,8 %вес) или мышьяка ($n*0,1\%$ вес). В отдельных случаях отмечалось присутствие Те, Ir, Вг. Высокие содержания меди на поверхности зерен могут быть связаны с обогащением этим элементом непосредственно в корках выветривания (образование Си, Au-Cu микрофаз и тонких пленок). Примесь брома также, скорее всего, связана с присутствием Ag-Br- и Au-Ag-Br-комплексов на поверхности зерен, что характерно для зон гипергенеза многих сульфидных и Au-Ag-рудных месторождений и для рудоносных метасоматитов аргиллизитовой формации. Встречены также единичные зерна, представленные срастаниями Au-Ag-теллуридов и золота (рис. 5.1-г). Отмечаются определенные закономерности в распределении золота по составу. Низкопробное золото и электрум встречены только в верхних горизонтах (до 35 м) рыхлых карстовых

образований, где они даже преобладают. Также установлено, что примесь меди в составе самородного золота характерна только для участков богатых медных руд (рис. 5.2).

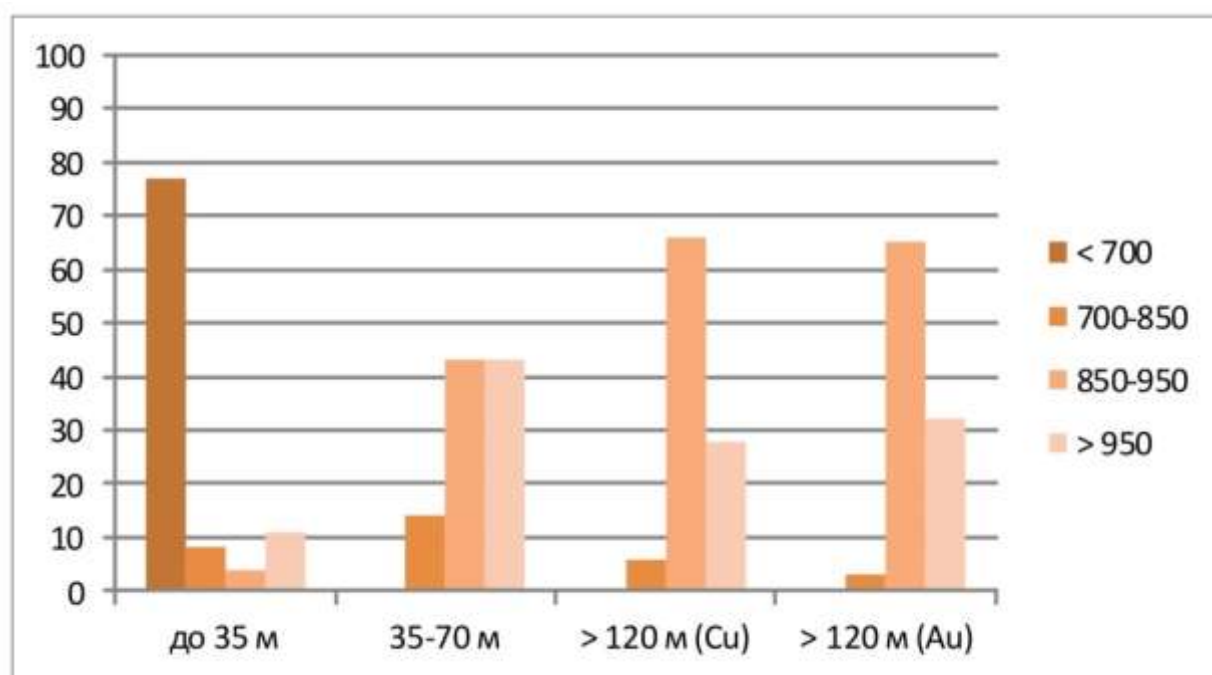


Рисунок 5.2 - Распределение золота по пробности на разных интервалах глубин (Cu) – из блоков богатых медных руд; (Au) – из существенно золоторудной зоны с относительно низкими содержаниями меди

4. Дополнительные исследования проведены с использованием методики, предложенной в (Ухов, 2013). При характеристике микрорельефа золотин учитывалась исключительно «геометрическая» составляющая – определялась степень неоднородности и нарушенности поверхности золотин, наличие и интенсивность микродеформаций (борозды, завальцованность, наплывы и т.п.), а также наличие ступеней роста; условно выражена в баллах от 1 до 3, по мере усложнения микрорельефа. При оценке округленности определялась степень сглаженности углов в зернах золота; условно выражена в баллах от 1 до 5.

По результатам определения типоморфных характеристик золота рассчитаны ранговые коэффициенты корреляции Спирмена. Несмотря на то, что в настоящее время обработан не весь имеющийся материал, можно сделать заключение о наличии значимых корреляционных связей между пробностью золота, его гранулометрическим составом и характером микрорельефа золотин (рис. 5.3).

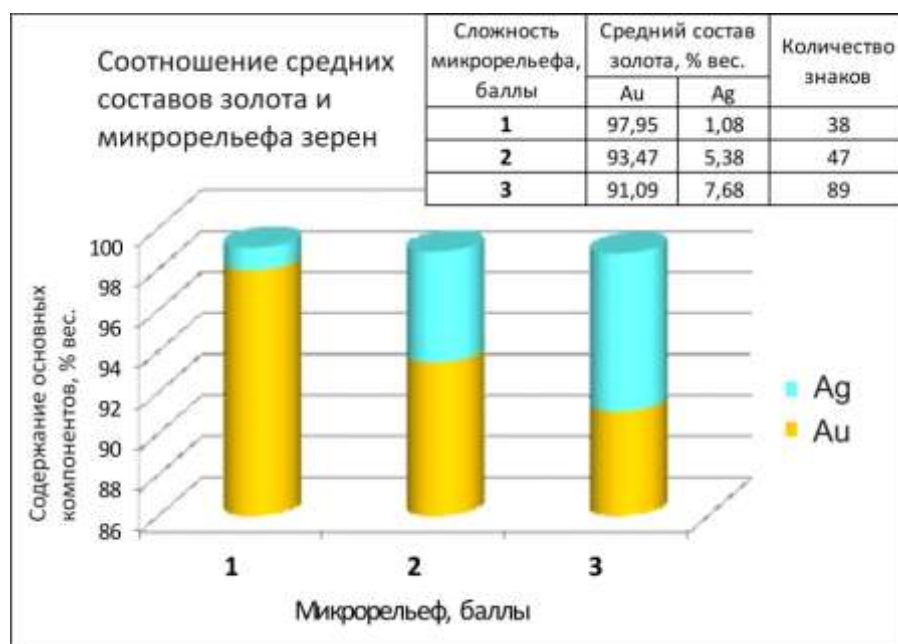


Рисунок 5.3 - Соотношение средних составов самородного золота (Au/Ag) и микрорельефа зерен (баллы).

6.2.2. Аргиллизитовый пирит и ассоциирующая с ним минерализация

Отличительной чертой аргиллизитов и совмещенных с аргиллизитами кор выветривания является присутствие «свежего» новообразованного пирита, иногда в значительных количествах. Морфометрическое изучение пиритов показало преобладание кубических форм (обычно с четкой штриховкой на гранях), редко отмечаются комбинации кубов и октаэдров, додекаэдры, в единичных случаях – икосаэдры. При этом размеры зерен сульфидов в большинстве своем составляют менее 1 мм. Аргиллизитовый пирит золотоносен, что отчетливо иллюстрируется данными атомно-абсорбционного анализа по скважине 4318 (табл. 5.3)

Таблица 5.3 - Содержание золота в монофракциях аргиллизитового пирита (скв. 4318)

№ п/п	Интервал опробования, м	Содержания	
		Au, г/т	Пирит, %
1	44,0-45,0	0,26	5
2	47,0-48,0	1,26	5
3	95,0-96,0	62,6	10*

4	97,0-97,8	0,32	3-5
5	98,0-99,0	16,7	10-15
6	100,4-102,0	2,19	5*
7	114,3-115,3	27,85	10*
8	133,6-134,6	11,87	до 3
9	147,0-148,0	7,38	до 3
10	149,4-151,0	8,65	>10

Примечание: * содержание пирита по результатам минералогического анализа (масс%), в остальных пробах – по визуальным наблюдениям

Для аргиллизитового пирита характерно большое количество включений и вростков, представленных различными минеральными видами (Azovskova, 2013). Их общая характеристика представлена в таблице 5.4.

Таблица 5.4 - Типы минеральных включений и вростков на поверхности аргиллизитового пирита из карстовой зоны Гумешевского месторождения

Группа	Минеральные виды
Самородные металлы и интерметаллиды	Медь, <i>золото</i> (в т.ч. ртутистое и палладистое), железо, <i>свинец</i> , олово, <i>вольфрам</i>
Сульфиды	<i>Галенит</i> и <i>селенистый галенит</i> , <i>халькопирит</i> и <i>вторичные сульфиды меди</i> , молибденит, сфалерит,
Сульфосоли и близкие к ним неопределенные фазы	<i>Цинкистый теннантит-тетраэдрит</i> (зандбергит), фазы Hg-Cu-Zn-Cd-S (\pm Fe, Co, Cl, Br), фаза Fe-Cu-Pb-S
Вольфраматы	Шеелит
Фосфаты	Монацит, F-апатит
Галогениды	Бромаргирит, йодаргирит
Сопутствующая минерализация	Самородная медь, самородное золото, арсенопирит, графит
Примечание: выделены наиболее часто встречающиеся минеральные виды	

Определение изотопного состава серы аргиллизитового пирита по двум пробам проведено С.Г. Кряжевым (ФГУП ЦНИГРИ). Полученные результаты – $\delta^{34}\text{S}$ –1,4 и 0,0‰ – подтверждают эндогенную природу этой минерализации и сопоставимы с данными по аргиллизитам зоны карста Воронцовского месторождения.

5.2.3 Вещественный состав золотоносных аргиллизитов зоны карста

По данным рентгено-структурного анализа аргиллизиты и коры выветривания (КВ) с выраженными проявлениями аргиллизации имеют следующий минеральный состав (табл. 5.5):

Таблица 5.5 - Минеральный состав аргиллизитов и кор выветривания Гумешевского месторождения

(качественные. вес. %, количество проб – 7)						
Кварц	Слюда (гидро- слюда)	Каолин	Хлорит (гидро- хлорит)	Гетит	Смектит	Остаточные минералы исходной породы
От 4,5-5 до 62 (7)	11,5-34 (4)	8-24,3 (6)	0,4-17,9 (6)	до 7,6 (2)	≤ 1 (1)	Эпидот 15,6-58,6 (4) Амфибол 4,9-22,8 (3) Гранат до 89 (2) Плагиоклаз 14,5 (1) Сульфиды Cu до 0,3 (1)

Примечание: в скобках – количество проб, где обнаружен минерал. Дифрактометр SHIMADZU XRD-6000; Институт минералогии УрО РАН, Белогуб Е.В.

Данные РФА (INNOV-X, Институт минералогии УрО РАН, аналитик П.В. Хворов) тех же проб показывают высокие содержания меди (до $\geq 0,6\%$; в среднем – 0,26%), слабо повышенные содержания цинка – до 249 г/т; в отдельных пробах присутствует мышьяк (до ≥ 100 г/т) и молибден (16 г/т). Соотношение Rb и Sr в структурных корах выветривания по диоритам с проявлениями аргиллизации близко к коренным породам (в отличие от КВ / аргиллизитов по исходно скарированным разностям). Следует отметить, что в 6-ти из этих проб присутствует «свежий» аргиллизитовый пирит, а в 4-х установлено свободное золото (до $n \times 10$ знаков).

5.2.4 Обобщение результатов и сопоставление с другими объектами

Проведенные исследования выявили общие черты в характере золотой минерализации зон рудоносного карста Гумешевского и Воронцовского месторождений, основные из следующие: 1) золото преимущественно тонкое, кристалломорфное; 2) нередки сростки сложных форм с размерами индивидов от 2-3 мкм; 3) присутствует не характерное для КВ низкопробное золото и электрум (на некоторых участках и интервалах оно преобладает).

Воронцовское и Гумешевское месторождения относятся к разным генетическим типам (Au-Sb-As «карлинского» типа и Au-содержащее Cu-скарново-порфировое, соответственно). Объединяет их наличие мощных зон рудоносного карста, длительная многостадийная история формирования и проявление на завершающей стадии продуктивного низкотемпературного метасоматоза (аргиллизации), сопряженного с коро- и карстообразованием или наложенного на них. Такой гипогенно-гипергенный тип оруденения с существенно золотой, медной или комплексной специализацией имеет в настоящее время большое промышленное значение (Грязнов, 1997; Баранников, 2003, 2013, 2016 и др.).

Мраморская зона смятия находится в 10-13 км к В-СВ от Гумешевского месторождения, в сходной геолого-структурной обстановке. Здесь известен ряд рудопроявлений золота в корах выветривания с признаками гипогенно-гипергенного оруденения (Азовскова, 2005), в частности выявлены зоны наложенной «молодой» пиритизации, связанной с низкотемпературным рудно-метасоматическим процессом, схожим с проявленным на Гумешевском месторождении. Связанные с аргиллизитовым пиритом новообразованные минеральные ассоциации в южной части Мраморской зоны и на Гумешевском месторождении имеют как черты сходства, так и различия:

1. Общее – самородные Au, W, Pb; галенит (в т.ч. селенистый), молибденит (с отчетливой гексагональной морфологией).

2. Различия – в ассоциации с аргиллизитовыми пиритами Гумешек распространены блеклые руды и другие сульфосоли, а аналогичный пирит Мраморской зоны тесно ассоциирует с различными теллуридами, в т.ч. Au-Ag.

Сопоставление данных ICP-MS монофракций пиритов показывает как черты сходства, так и явные различия. Это может свидетельствовать как о разном источнике и/или типе оруденения, так и о наличии определенной минералого-геохимической зональности, и требует дальнейших исследований.

Богомоловское месторождение золота расположено в 200 км севернее Гумешевского и в региональном плане имеет схожую структурную позицию – оно находится в крайней восточной части Восточно-Тагильской структурной зоны, в пределах зоны смятия, примыкающей с запада к Серовско-Маукскому глубинному разлому. Здесь было установлено развитие золотоносных кор выветривания, сопряженных с низкотемпературным метасоматозом (Азовскова и др. 2012, 2013). Кроме того, как в плане, так и в разрезе здесь были выявлены литогеохимические ореолы вольфрама (подтвержденные химическими анализами) высокой интенсивности, приуроченные главным образом к корам выветривания. Характерными минеральными реперами этих ореолов явились многочисленные находки самородного вольфрама (Azovskova, 2013) и единичные – шеелита. Такие же минералого-геохимические особенности, но меньшей интенсивности проявлены на Гумешевском месторождении. Это может свидетельствовать о наличии исходного Au-W-оруденения стратиформного типа (возможно с перераспределением и концентрацией полезных компонентов при гипогенно-гипергенных процессах), которое может иметь самостоятельное промышленное значение.

6 Определение изотопного состава свинца колчеданных месторождений урала с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой neptune plus, методом tln mc icp-ms. (Отв. исп. Молошаг В.П).

Впервые получены данные по изотопному составу свинца галенитов Вишневого и Подольского месторождений (Табл. 6.1 и 6.2) по результатам высокоточного изотопного анализа методом (МС-ICP-MS). Анализы выполнены сотрудниками лаборатории физико-химических методов исследований ИГГ УрО РАН Стрелецкой М.В. и Зайцевой М.В. на новом приборе Neptun Plus по методике ИГЕМ РАН.

Индивидуальность изотопного состава свинца в отдельно взятых месторождениях обусловлена в первую очередь изотопно-геохимической спецификой источников, участвующих в их формировании. Полученные на основе модели Стейси-Крамерса значения параметра $\mu_2 = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ отражает усредненное отношение U/Pb в источнике свинца. Геологический возраст колчеданных месторождений Урала в основном отличается от модельного значения, определяемого на основе соотношений изотопов рудного свинца, который заключен в галените. В качестве возможных причин этого

рассматривается источник рудного вещества, определяемый локализацией месторождений в региональных структурах, определяющей соотношение вещества коры и мантии. Изотопный состав свинца, очевидно, также определяется влиянием пострудными процессами метаморфизма. Примером этому являются свинцы Сафьяновское месторождение, геологический возраст которого близкий к модельному, а руды отличаются незначительной степенью метаморфизма (Чернышев и др., 2008).

Нами исследовались рудные свинцы Вишневого и Подольского месторождений локализованные соответственно в Баймакском и Бурибаевском рудных районах, которые отличаются масштабами и составом руд. Вишневское месторождение относится к мелким золотосодержащим колчеданно-полиметаллическим колчеданным месторождениям. Подольское месторождение относится к крупным медно-цинковым месторождениям Уральского типа и отличается относительно простым по отношению к рудам Баймакского типа минеральным составом (Прокин и др., 2004). Руды Вишневого и Подольского месторождений характеризуются близкими значениями μ_2 (9.55 и 9.61) определялись графическим путем из диаграммы $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Stacey, Kramers, 1975). Тем не менее, модельный возраст для месторождений Баймакского рудного поля значительно древнее геологического возраста D_{2e1} , что связано с вовлечением древнего материала гранулит-базитового слоя в процессах зарождения и эволюции магм рудоносных магматических комплексов (Чернышев и др., 2008). Изотопный состав свинца Вишневого месторождения близок таковому для руд Баймакского типа и составляет около 590 млн. лет. Подольское месторождение относительно моложе (≈ 530 млн. лет). Геологический возраст обоих названных месторождений идентичный и по стратиграфической шкале района составляет 377-379 млн. лет (Маслов В.А. и др., 1993). Изотопный состав руд Подольского месторождения соответствует линии тренда Кабанского и Сан-Донато месторождений. В их составе присутствует значительная доля вещества деплетированных мантийных резервуаров и нижней коры в процессе субдукции. С другой стороны формирование руд Баймакского типа происходило за счет смешения вещества коры и обогащенного мантийного резервуара (Чернышев и др., 2008). Этим очевидно можно объяснить различие содержаний благородных металлов в рудах рассматриваемых месторождений.

По значению параметра μ_2 руды Вишневого месторождения отвечают таковым для других известных месторождений Баймакского типа. С этим согласуются ранее полученные в ИГГ УрО РАН результаты минералогических исследований минерального состава и физико-химических условий их образования. Тренд изменения изотопного

состава свинца рудных полей Кабанского и Сан-Донато (им. III Интернационала) показывает, что они формировались в условиях с низкими значениями параметра отвечающего повышенной основности коры океанического типа вследствие преобладания базитов в ее фундаменте (рис. 6.1).

На основе выполненных исследований изотопного состава свинца перспективных площадей поиска колчеданных месторождений представляется возможным оценить источники и ожидаемые типы руд.

Таблица 6.1 - Изотопный состав свинца галенитов Вишневого месторождения

№№ проб	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
В 51/91	17,814	15,5321	37,5837
В 67/91	17,790	15,5262	37,5618
В 91/91	17,803	15,5274	37,5628
В 96/91	17,837	15,5300	37,5662
В 101/91	17,821	15,5301	37,5698
В 115-91	17,786	15,5257	37,5553
В 123/91	17,782	15,5248	37,5521
В 261/91	17,882	15,5533	37,5521
В 289/91	17,778	15,5267	37,7005
В 428/91	17,853	15,5327	37,5548
В 12/94	17,884	15,5374	37,6125
В 23/94	17,783	15,5264	37,6065
В 25/94	17,786	15,5262	37,5516
В 26/94	17,768	15,5250	37,5551
В 35/94	17,786	15,5252	37,5470
В 37/94	17,799	15,5272	37,5528
В 45/94	17,826	15,5274	37,5712
В 56/94-1	17,795	15,5301	37,5761
В 56/94-2	17,797	15,5302	37,5815
В 56/94-3	17,803	15,5307	37,5853
В 122/91	17,783	15,5255	37,5548
В 24/94	17,781	15,5258	37,5515

Среднее	17.771	15.5293	37.5223
---------	--------	---------	---------

Таблица 6.2 - Изотопный состав свинца галенитов Подольского месторождения

№№ проб	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb
201/79	17,884864	15,561089	37,770506
322/79	17,838794	15,541538	37,594377
325/79	17,831929	15,541375	37,596072
397/79	17,813484	15,460589	37,596775
409/79	17,795587	15,536456	37,595840
492/79	17,790817	15,539541	37,604267
500/79	17,795786	15,542949	37,616055
525/79	18,016865	15,553570	37,611566
552/79	17,790276	15,536082	37,591801
555/79	17,793372	15,536597	37,593906
584/79	17,785722	15,532474	37,576301
590/79	17,785751	15,532569	37,575497
189/80	17,791590	15,535967	37,593459
218/80	18,183173	15,567155	37,613424
342/80	17,823904	15,541298	37,602913
385/80	17,842702	15,542545	37,606953
431/81	17,793667	15,532415	37,576894
449/81	17,802951	15,536449	37,609360
472/81	17,800077	15,537195	37,598681
500/81	17,811759	15,540811	37,603505
717/81	17,796375	15,539366	37,606360
784/81	17,749034	15,537724	37,551689
Среднее	17.832	15.538	37.6041

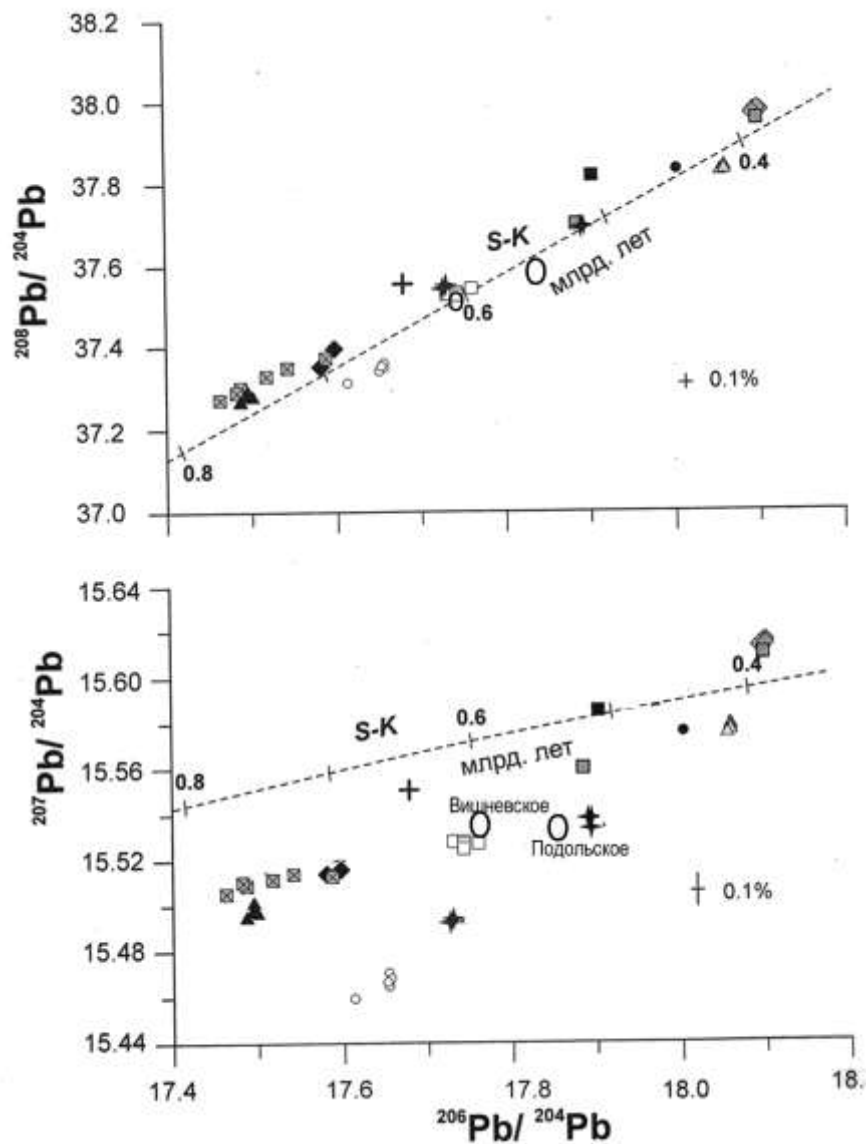


Рисунок 6.1 - Диаграммы корреляции изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в свинце галенита колчеданных месторождений Среднего и Южного Урала. Сплошные и пунктирные линии – соответственно эволюционные кривые и изохронны по модели (Stacey, Kramers, 1975).

7 Роль карбонатитов и нельсонитов в образовании жил особо чистого кварца месторождений уфалейского метаморфического комплекса (Отв. исполнитель В.Н. Огородников)

На кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса установлено развитие альбититов, карбонатитов и нельсонитов, с которыми связано

образование кварцевых жил особо чистого кварца уфалейского и егустинского типов. Кроме того, карбонатиты и нельсониты несут редкоземельную, иттриевую, тантал-ниобатовую и урано-ториевую минерализации, что позволяет говорить о комплексной отработке данных месторождений.

7.1 Геология района

Уфалейский кварценосный район, включая Кыштымское и Кузнечихинское кварцево-жильные месторождения, по своему минерагеническому потенциалу является одним из самых крупных, а по качеству кварца основным кварценосным районом не только на Урале, но и в Российской Федерации. Кварцево-жильные образования (особо чистый кварц) Уфалейского кварценосного района являются результатом длительных и сложных процессов формирования Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса в докембрии, а затем и в палеозое. Кварцевые тела в значительной степени претерпели преобразования под воздействием разновременных магматических, метаморфических, метасоматических и гидротермальных процессов, что привело к существенному усложнению первоначального строения жильного кварца, слагающих кварцевые тела (табл. 7.1).

В позднем рифее-раннем венде (620-540 млн. лет) восточная часть Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале испытала новый этап рифтогенеза с формированием линейно ориентированных грабенов, также выполненных грубообломочным материалом (с конгломератами, гравелитами, песчаниками), в ассоциации со щелочными высокотитанистыми вулканитами и интрузивными породами (габброидами, сиенитами и гранитоидами), датированными возрастом 730-660 млн лет (Холоднов, Ферштатер, 2006; Огородников и др., 2016). Увеличение линзы базитов и ультрамафитов в основании коры привело в конечном итоге к сводовому воздыманию Урала, достигшему пика в конце венда и кембрии. Кадомский орогенез (Пучков, 2000) сопровождался региональным метаморфизмом и частичным плавлением нижнекоровых metabазитов. Плавление нижнекоровых metabазитов сопровождалось на заключительных стадиях формированием щелочных гранитоидов и сиенитоидов. Формирование рифтовой структуры щелевого типа сопровождалось в осевом трогге развитием коры океанического типа с офиолитовыми ассоциациями - *максютовская*, *куштымгинская*, *куртинская*, *саитовская*, *светлинская* и др. свиты (Огородников и др., 2007). Активизация шовных зон

сопровождается прогрессивным региональным метаморфизмом.

Наибольший интерес среди постмагматических образований представляют щелочно-карбонатные метасоматиты — *карбонатиты и сопряженные с ними альбититы*. В Уфалейском метаморфическом комплексе описаны редкометальные, ураноносные альбититы и карбонатиты, которые относятся к карбонатитам «линейно-трещинных зон» (Белковский, 1989; Огородников и др., 2007, 2012).

В конце XX столетия усилиями советских исследователей Л.С. Бородина, Ю.М. Шеймана, А.И. Гинзбурга, В.С. Самойлова, Е.Н. Нечаевой, Ю.А. Багдасарова, Ю.Б. Лавренева, Л.К. Пожарицкой, А.И. Кухаренко, Е.М. Эпштейна и многих других было установлено, что карбонатиты — гетерогенные образования, формирующиеся в различных геологических и физико-химических условиях, что отражено в их вещественном составе и рудоносности. С карбонатитами связаны промышленные концентрации ниобия, тантала, циркония, редких земель, а также значительные концентрации фосфора, железа, апатита, флогопита и вермикулита. По мере дальнейшего изучения этих образований круг полезных ископаемых, связанных с ультраосновными-щелочными породами и карбонатитами, все более и более расширяется.

Таблица 7.1 - Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Геодинамический режим, мегацикл	Родоначальный магматический комплекс (возраст)	Генетический формационный тип кварцевых жил	Минерально-технологический тип	Тип кварца по структурным особенностям	Эталонные кварцевые жилы
Метаморфизм карельского мегацикла (2,05-1,75 млрд лет)	Гранито-гнейсы уфалейской свиты (1,85-1,8 млрд лет)	Метаморфогенный, первично-зернистый	Прожилки метаморфической дифференциации	Светло-серый, мелко-, средне-зернистый (1-3 мм)	-
Рифтогенез рифейского мегацикла (1,35-1,0 млрд лет)	Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, «гиганто-мигматиты» (1,2-1,1 млрд лет)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, перекристаллизованный	Слюдяногорский	Серый, полупрозрачный, средне-, крупнозернистый, грануломорфный (2-10 мм)	Кварцевая жила № 170

	лет))				
Байкальский (кадомский) коллизионный мегацикл (620-500 млн лет)	Битимский комплекс щелочных гранитов, альбититы, карбонатиты (579-533 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Уфалейский	Молочно-белый, мелкозернистый (1-2 мм)	Кварцевая жила № 175, Беркутинская
Раннепалеозойская ТМА шовных зон (500-450 млн лет)	Козловгорский комплекс щелочных гранитоидов-сиенитов (476-457 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Егустинский	Серый, слабо дымчатый, тонкозернистый, льдистоподобный (0,05-1 мм)	Кварцевые жилы № 191, 192, 414, 2136
Ранняя коллизия палеозойского мегацикла (360-320 млн лет)	Нижнеуфалейский комплекс гранитоидов (316-317 млн лет)	Гидротермальный, первично-зернистый, гигантозернистый	Пугачевский	Молочно-белый, полупрозрачный, крупно-, гигантозернистый	Кварцевые жилы П-3, П-21, П-88
Поздняя коллизия палеозойского мегацикла (310-240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов (267 млн лет)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, гранулированный	Кыштымский	Светло-серый, полупрозрачный, гранулированный, среднезернистый (3-5 мм)	Кварцевая жила № 101
Поздняя коллизия палеозойского мегацикла (310-240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов (267 млн лет)	Гидротермальный, первично-зернистый, гигантозернистый	Щербаковский	Бесцветный, дымчатый, стекловидный, гигантозернистый	Кварцевая жила № 3, Щербаковская

В последнее время выяснилось, что карбонатиты и генетически близкие им бессиликатные или обедненные кремнеземом дериваты — апатит-магнетитовые, пироксен-apatит-магнетитовые породы, метасоматические железистые кварциты — гондиты, камафориты и нельсониты, являются производными нескольких, существенно

отличающихся формационных типов (Свяжин, Левин, 1965; Багдасаров, 1984; Бородин и др., 1973; Огородников и др., 2016).

Наиболее хорошо изучены карбонатиты ультраосновной-щелочной формации (УЩК), массивы которой представлены кольцевыми структурами, карбонатиты в которых обычно занимают центральную часть и окаймлены нефелиновыми сиенитами, нефелин-пироксеновыми породами или даже ультрабазитами. Для карбонатитов УЩК ярко выражена эволюция породообразующих и редкометалльно-рудных парагенезисов в связи со стадийностью процесса.

В середине 1970-х годов в нашей стране появились материалы, подтверждающие правомочность выделения отдельной формации нефелиновых сиенитов и карбонатитов. В Ильмено-вишневогорском комплексе Урала, Черниговской зоне юга Украинского щита, а затем в Хибинском массиве и Татарской зоне Енисейского кряжа были выявлены карбонатиты в ассоциации с широко развитыми нефелиновыми сиенитами и фенитами без участия щелочно-ультраосновных пород (Левин и др., 1978).

В это же время была впервые выделена на Урале карбонатит-нефелин-сиенитовая формация, позднее названная Ю.А. Багдасаровым (1979) формацией карбонатитов линейно-трещинных зон. Позднее карбонатиты были обнаружены западнее Сысертско-Ильменогорского комплекса, в Уфалейском метаморфическом комплексе (Белковский, 1989; Огородников и др., 2007). В отличие от Ильмено-вишневогорского карбонатитового комплекса, где редкоземельная минерализация имеет цериевую специализацию, уфалейские карбонатиты связаны с субщелочными гранитоидами и имеют отчетливую иттриевую специализацию (Огородников и др., 2007, 2016).

В щелочно-ультраосновных комплексах на температурный режим карбонатитообразования и, соответственно, на эволюцию состава карбонатитов и их рудоносности существенное влияние оказывает фактор глубинности (Самойлов, Багдасаров, 1975; Самойлов, 1984).

Ранее были выделены четыре фациальных типа карбонатитов в зависимости от глубины образования: вулканические (поверхностные), субвулканические (приповерхностные — 0,5-1,5 км), малоглубинные (гипабиссальные — 1,5-4 км) и глубинные (мезоабиссальные — 4-7 км) (Самойлов, Багдасаров, 1975; Самойлов, 1984). В последующем было установлено для линейно-трещинных тел карбонатитов на примере объектов Украины, Енисейского кряжа, Урала и других регионов наличие еще более глубокой, абиссальной фации — глубже 7 км (Багдасаров, 1984; Огородников и др., 2016).

Аналогичные закономерности получены и для других редких и редкоземельных элементов. По мере увеличения глубины формирования карбонатитов ИВК и Уфалея наблюдается отчетливая тенденция к обеднению карбонатитов стронцием, ниобием, цирконием, редкими землями (рис. 7.1). Установлено, что независимо от генетического типа карбонатитов, при увеличении глубинности их формирования, отчетливо проявлена тенденция к обеднению этих пород стронцием и особенно барием, при сопряженном возрастанию Sr/Ba отношения (Самойлов, 1984; Недосекова, Прибавкин, 2009; Огородников и др., 2016).

Отнесение массивов к определенной фации глубинности основано на закономерном изменении содержания породообразующих или примесных компонентов в составе распространенных минералов карбонатитов в зависимости от глубины образования (Самойлов, 1984; Багдасаров, 1984; Огородников и др., 2016).

Многими исследователями установлено, что со щелочными сиенитами, щелочными и субщелочными гранитами связаны пневмотолитовые, гидротермальные проявления, формирующиеся в условиях различных температур и давлений. Специфическая особенность этих гидротермальных образований – альбитизация и появление в альбититах в значительных количествах минералов редких земель (фторкарбонаты, фосфаты и силикофосфаты), ниобия, ильменорутила, титанита, молибденита и других сульфидных минералов и в значительных количествах оксидов железа (Беляев и др., 1996; Огородников и др., 2007).

По данным U-Pb-метода (Краснобаев, Давыдов, 2000), возраст метаморфизма ильменогорской толщи, параллелизуемой с уфалейской свитой, 643 ± 46 млн лет и 576 ± 65 млн лет дается возраст для шумихинской толщи, а по Sm-Nd изотопным данным возраст становления ультрабазитов, альбититов и карбонатитов Буддымского массива (Ильмено-Вишневогорский комплекс) - 602 ± 24 млн лет (Недосекова, Белоусова, 2014), возраст альбититов и карбонатитов Уфалейского комплекса 525 ± 11 млн лет (Огородников и др., 2012). Изотопный состав (Sr, Nd, С, О) карбонатных жил Уфалейского комплекса свидетельствует о связи их с глубинным источником, по своим изотопным параметрам близким мантийному резервуару EM1, характерному для рифтовых зон древних щитов (Недосекова и др., 2005).

С образованием альбититов связано появление ураноносных, иттриевых и ниобиевых минералов — фергюссонита, самарскита, пирохлора и Y-колумбита.

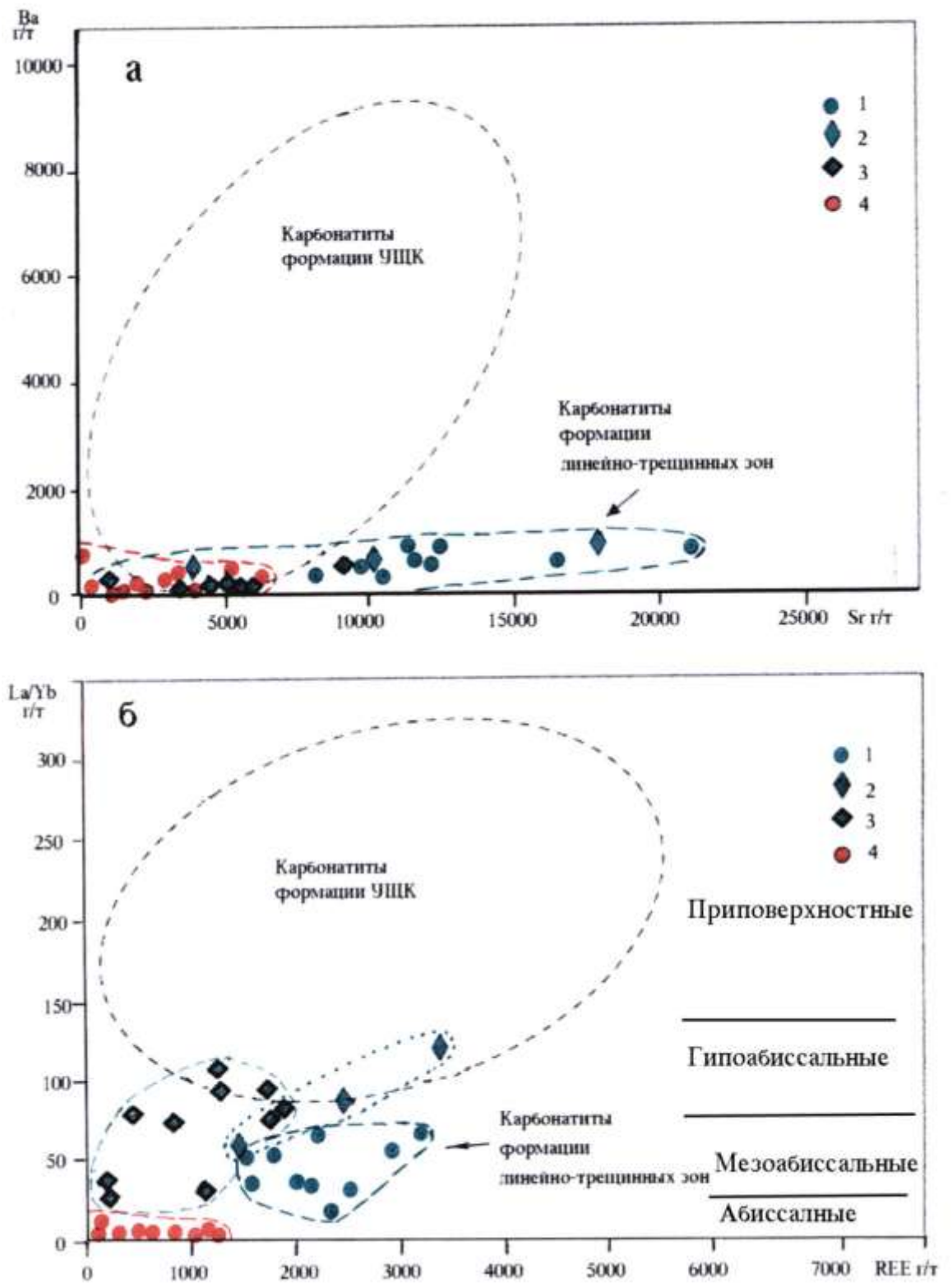
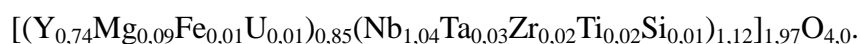


Рисунок 7.1 - Диаграммы Sr-Ba (а) и La/Yb-REE(б) для карбонатов формации линейно-трещинных зон (1-4) и УЩК (по материалам Недосекова, Прибавкин, 2009; Огородников и др., 2016): 1 — Ильмено-Вишневогорский комплекс; 2 — Черниговская зона; 3 — Печенгинский комплекс; 4 — Уфалейский комплекс

7.2 Фергюссонит

Образует сплошные выделения изометричной формы размером 2-5 см в диаметре, содержащие в виде включений зерна Y-колумбита, самарскита, ферсмита, Y-танталита, Y-алланита. Цвет минерала черный, блеск стеклянный до полуметаллического, твердость 6,5-7, удельный вес 5,82.

В шлифах фергюссонит черный, серый, до розовато-фиолетового, без заметного плеохроизма. Оптически двуосный, отрицательный, $2V = 34^\circ$, $r \ll v$ слабая, $N_p = 2,18$, $N_g = 2,28$. Химический состав фергюссонита близок к теоретическому составу $YNbO_4$: CaO – 1,40; MgO – сл; FeO – 0,36; TR(Y) – 42,6; ZrO_2 – 0,93; SiO_2 – 0,14; TiO_2 – 0,50; Nb_2O_5 – 51,65; Ta_2O_5 – 2,50; H_2O – 0,22; сумма - 100,3 % (Минеев, 1959). Формула фергюссонита выглядит следующим образом:



Кроме того, в фергюссоните нами установлена примесь U = 1,64 мас.%; Th = 0,012 мас. %; Zr = 0,31 мас.%, которые, возможно, относятся к минеральным примесям в виде циркона, уранинита, колумбита и других минералов, установленных нами рентгеноструктурным анализом в метамиктной массе фергюссонита. Исходное состояние фергюссонита — метамиктное, при прокаливании до 800-1000 °С минерал становится моноклинным, с параметрами элементарной ячейки: $a_0 = 5,05 \text{ \AA}$, $b_0 = 10,89 \text{ \AA}$, $c_0 = 5,27 \text{ \AA}$, $\beta = 85^\circ$.

Аналогичный фергюссонит описан в альбититах Полярного Урала: CaO – 2,25; Al_2O_3 – 0,47; MgO – 0,22; Fe_2O_3 – 0,29; TR(Y) – 45,09; ZrO_2 – 0,11; SiO_2 – 1,04; Nb_2O_5 – 43,96; Ta_2O_5 – 0,80; UO_3 – 0,37; ThO_2 – 1,23; PbO – 0,29; H_2O – 0,97; сумма - 100,18 % (Апельцин и др., 1967).

В отличие от фергюссонитов из альбититов Уфалейского метаморфического комплекса и Полярного Урала, имеющих иттриевую специализацию лантаноидов, фергюссонит из интенсивно альбитизированных гранитных пегматитов Ильменских гор представлен цериевой разновидностью (Макаровичкин и др., 1965; Еськова, 1976): MgO – 0,52; CaO – 2,90; PbO – 0,63; Fe_2O_3 – 0,94; Y – 10,17; Ce – 24,84; TiO_2 – 4,12; ThO_2 – 11,67; UO_3 – нет; Nb_2O_5 – 40,51; Ta_2O_5 – 1,31; сумма — 97,61 %.

7.3 Танталотитаноколумбит

Танталотитаноколумбит встречается на Слюдяногорском месторождении мусковита в виде зернистых агрегатов и пластинчатых выделений неясной формы.

Его мономинеральные выделения серебристо-черного цвета достигают 5 см в поперечнике. Слабоэлектромагнитен, почти не прозрачен. Удельный вес 5,1 г/см³. Химический состав данной разновидности: SiO₂ – 1,09; TiO₂ – 13,0; ZrO₂ – 0,24; Al₂O₃ – 0,59; Nb₂O₅ – 39,73; Ta₂O₅ – 21,07; MnO – 0,56; FeO – 19,84; MgO – 0,29; CaO – 0,25; Y – 2,87; U₃O₈ – 0,21; сумма — 100,34% (Лутц, Минеев, 1967).

Минералы группы колумбит-танталита для щелочных метасоматитов Урала не типичны, хотя присутствуют в большинстве полей их образований: Полярно-Уральском, Уфалейском, Вишневогорском, Ильменогорском, Борсуксайском. В большинстве своем являются редкими аксессуарными минералами заключительных этапов становления щелочных метасоматитов, где они развиваются по пироклору, фергюссониту, ферсмиту и другим тантало-ниобатам (Апельцин и др., 1967; Еськова и др., 1964; Ефимов, Еськова, 1973).

Ферроколумбит в полярноуральских альбитах представлен несколькими морфологическими разновидностями. Наиболее распространенным является толстопризматический черный колумбит — вторичный минерал по раннему фергюссониту. Кроме того, выделяется тонкопризматический и тонкопластинчатый, просвечивающий красным колумбит. По составу минерал занимает промежуточное положение между собственно колумбитом и манганколумбитом (FeO = 10,57-12,23 %; MnO = 6,53-7,15 %). Содержание Ta₂O₅ колеблется от 3,43 до 6,56 % при Ta₂O₅/Nb₂O₅ отношении, варьирующем от 1:8 до 1:20 (Апельцин и др., 1967).

В Вишневых горах колумбит обычного состава (17,66 % FeO+Fe₂O₃, 5,67 % MnO и 63,72 % Nb₂O₅), типоморфен для тонких сростаний с ферсмитом, где нередко образует оторочки вокруг последнего и в виде прожилков рассекает его агрегаты. Минерал является продуктом стадийного изменения пироклора, вначале замещенного ферсмитом, а затем колумбитом (Еськова, 1976).

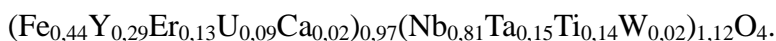
Титаноколумбит (с 12,82 % TiO₂) в Вишневых горах образует зернистые агрегаты до 2х3 см черного цвета. Параметры элементарной ячейки близки к таковым колумбита обычного состава: a₀ = 5,723 Å, b₀ = 14,27 Å, c₀ = 5,075 Å. Для минерала характерно отношение Nb:Ti = 3:1 и несколько повышенные содержания редких земель (1,74% TR₂O₃). Вишневогорский титаноколумбит близок к титаноколумбиту Енисейского края, открытому Е.В. Свешниковой (Свешникова и др., 1965; Еськова, 1976).

В последнее время на Слюдоруднике авторами были найдены выделения *иттроколумбита*, которые имеют изометричную форму, достигают 1 см в поперечнике и находятся в сахаровидном альбите. Цвет минерала черный, на отдельных

участках наблюдаются буровато-красные внутренние рефлексии.

Иттроколумбит метамиктный, после прокаливания при 800 °С появляется дифракционная картина. Сравнение рентгенограмм показывает хорошее совпадение исследуемого минерала с искусственной фазой FeNbO₄. Химический состав иттроколумбита изучался на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax microbeam в ГЕОХИ РАН в лаборатории ЦЛАВ (аналитик Н.Н. Кононкова): CaO = 0,38-0,60; TiO₂ = 3,89-4,13; MnO = 0,02-0,14; FeO = 11,35-11,28; Y₂O₃ = 11,69-12,53; Nb₂O₅ = 38,74-38,56; Ce₂O₃ = 0,14-0,10; Ta₂O₅ = 12,02-12,51; WO₃ = 1,68-1,36; PbO = 0,32-0,08; ThO₂ = 0,37-0,39; UO₂ = 8,27-6,85; Er₂O₃ = 9,11-9,01; сумма = 98,04-97,55 (Суставов, Огородников, 2008).

Формула иттроколумбита выглядит следующим образом:



При нормировании содержаний редких земель в иттроколумбите на хондрит наблюдается существенное преобладание тяжелых лантаноидов и иттрия над легкими.

7.4 Самарскит

Самарскит найден в виде кристаллов короткопризматического и толстотаблитчатого облика. Чаще встречается совместно с фергюссонитом. Спайность отсутствует, излом раковистый, блеск смолистый, метамиктен.

Химический состав может быть выражен формулой (Лунц, Минеев, 1967): $(\text{Y}_{0,93}\text{Ca}_{0,15}\text{Fe}^{+2}_{0,33}\text{U}_{0,03}\text{Mg}_{0,03})_{0,93}(\text{Nb}_{0,86}\text{Ta}_{0,16}\text{Ti}_{0,14}\text{Fe}^{+3}_{0,12}\text{Si}_{0,06}\text{Al}_{0,03})_{1,37}\text{O}_{4,0}$.

Характерно, что все иттриевые ниобаты горы Слюдяной отличаются высоким значением отношения U/Th (13-25).

С натриевым метасоматозом урановая минерализация, кроме редкоземельных минералов, незначительно проявлена также в титаните (0,0146 мас. %), апатите (0,0006-0,0016 мас. %), ильменорутиле (0,001 мас. %).

Самарскит встречается также в полярноуральских альбититах, но пользуется ограниченным распространением (Апельцин и др., 1967). Минерал отмечается в виде одиночных пластинчатых кристаллов длиной до 1-2 см. Цвет черный, метамиктен, рентгеноморфен, после прокаливания восстанавливает кристаллическую структуру. Химический состав соответствует составу низкоуранового (5,58 % U₃O₈) самарскита с относительно низкими содержаниями тантала (3,0-4,55 Ta₂O₅ вместо 8-21 % у самарскитов обычного состава). Ta₂O₅/Nb₂O₅ отношение варьирует в небольших пределах 1:10,4-14,7.

7.5 Пирохлор

Пирохлор $(Ca,Na)_2Nb_2O_6(OH,F)$ встречается достаточно редко и только в существенно альбитовых разностях. Он наблюдается в виде бесформенных зерен и комковатых агрегатов. Нередко пирохлор образует густую вкрапленность в иттроколумбите, реже приурочен к лучистому циркону. Цвет минерала ярко-желтый, желтовато-зеленый, чайно-желтый.

Химический состав пирохлора достаточно необычен: CaO 9,43; TiO₂ – 8,98; MnO – 0,15; FeO – 0,43; Nb₂O₅ – 26,45; TR₂O₃ – 0,14; Ta₂O₅ – 28,68; UO₂ – 16,74; сумма — 91,02. По сравнению с уранопирохлорами, приводимыми в литературе, с которыми его сближает содержание урана, в нем заметно больше титана и очень высокое содержание тантала. По количеству этих окислов он приближается к тройной точке сочленения пирохлора, микролита и бетафита. В нем практически полностью отсутствует натрий, редкие земли фиксируются только методом ICP-MS, и сам он сильно гидратирован. Это удивительно тем, что в составе окружающих минералов недостатка в редких землях иттриевой группы нет, да и в нем самом иногда наблюдаются включения иттроколумбита (Суставов, Огородников, 2008).

Пирохлор — наиболее распространенный ниобиевый минерал альбитизированных щелочных пород, пегматитов, альбититов и карбонатитов Ильмено-Вишневогорского комплекса (Еськова, 1976) и Полярного Урала (Апельцин и др., 1967). Представлен плохо образованными октаэдрическими кристаллами, их скоплениями черного, темно-бурого, красно-бурого цвета. Урансодержащие разновидности пирохлора зон карбонатизации Ильмено-Вишневогорского комплекса и альбититов Полярного Урала характеризуются буровато-зеленой и желтой окраской. В альбититах развиты более мелкие (до 2-3 мм) выделения пирохлора; в карбонатитах его размер значительно крупнее (до 0,5-1,5 см). Для альбититов чаще всего типоморфен пирохлор обычного состава с низким содержанием Ta₂O₅ (0,05-0,51 %), U₃O₈ (0,0-1,06 %) и несколько повышенным TR₂O₃ (0,68-2,96 %); в зонах карбонатитов в пирохлоре возрастает содержание Ta₂O₅ (1,0-3,80 %) и U₃O₈ (до 6,5 %) (Еськова, 1976).

7.6 Радиально-лучистый циркон

Радиально-лучистый циркон крайне необычен по форме выделения. Образует радиально-лучистые выделения размером до 4-8 мм в поперечнике. На отдельных

индивидах можно различить только грани тетрагональной призмы, головки не сохраняются или находятся в иттроколумбите. Внутри подобных выделений нередко встречается иттроколумбит, выполняя клиновидные полости и тончайшие просечки между отдельными обособлениями радиально-лучистого агрегата. Реже в них встречаются единичные кристаллы пирохлора (Сустанов, Огородников, 2008).

На фронте альбитизации появляются карбонатиты, первоначально магматогенные, высокотемпературные крупнокристаллические кальцитовые тела (карбонатит-1), которые сменяются метасоматическими кальцит-биотит-магнетитовыми (карбонатит-2), с образованием биотитовых и магнетитовых тел среди карбонатитов (рис. 7.2).

Эти карбонатиты не содержат собственных редкоземельных минералов, но концентрируют редкоземельные элементы в самом кальците - содержание TR = 1500-2900 г/т, в т. ч. 450-850 г/т Y, редкоземельные элементы преимущественно иттриевого состава (рис. 123), тогда как во вмещающих амфибол-биотитовых гнейсах сумма PЗЭ составляет 300-400 г/т, в т. ч. 80-90 г/т Y, а в анортоклазовых пегматитах TR = 10 г/т, в т. ч. 5 г/т Y. Кальциты содержат также повышенное количество Sr = 4460 - 6700; Nb до 410; Mn = 3800 - 6900 г/т. Такие концентрации Sr и Mn в этой минеральной фазе характерны для высокотемпературных метасоматитов. Высокое содержание PЗЭ Y-группы и иттрия характерно для пневматолитово-гидротермальных образований, связанных со щелочными и субщелочными гранитными интрузивами (Балашов, 1976).

В телах карбонатитов под действием гидротермальных растворов наблюдается перекристаллизация раннего кальцита белого цвета (желтого на выветрелой поверхности), с образованием прозрачных полигонально зернистых агрегатов кальцита серого цвета.

Перекристаллизация кальцита сопровождается кристаллизацией черного биотита-аннита, имеющего индукционные грани роста, что свидетельствует об одновременном росте с кальцитом. Среди зерен кальцита и биотита наблюдаются многочисленные мелкие кристаллики октаэдрического магнетита и пирротина (см. рис. 7.2).

Вслед за карбонатизацией развивается окварцевание с образованием протяженных тел метасоматического мелкозернистого кварца, который замещает как альбититы, так и карбонатиты (см. рис. 7.2), формируя протяженные кварц-жильные тела, сложенные мелкозернистым метасоматическим кварцем уфалейского типа (жилы 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.).

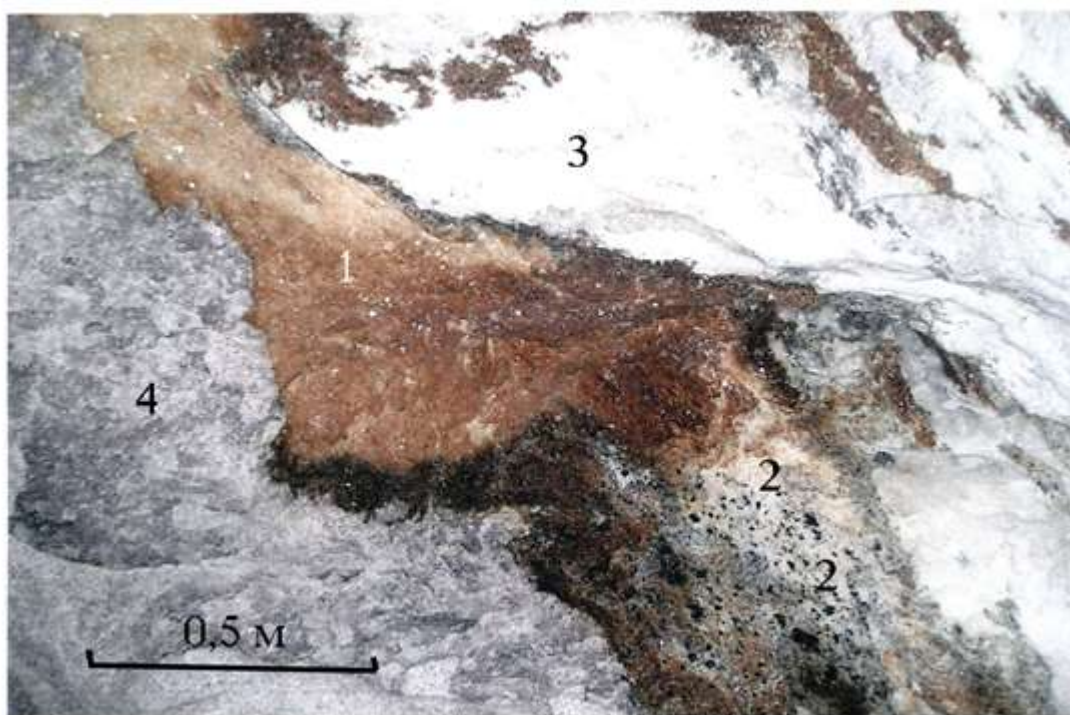


Рисунок 7.2 - Ранний (докембрийский) метамагматический кальцит-1 желтого, белого цветов (1) замещается кальцитом-2 серого цвета с биотитом и магнетитом (2), совместно с альбитом (3); оба карбоната замещены метасоматическим мелкозернистым кварцем (4).
Кровля штольни по отработке жилы мусковита № 4 Слюдяногорского месторождения мусковита

7.7 Кварцево-жильные образования особо чистого кварца, карбонатиты и нельсониты

Кварцево-жильные образования особо чистого кварца, сложенные метасоматическим мелкозернистым жильным кварцем уфалейского типа (см. табл. 7.1), приурочены к Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне, и их метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными карбонатитами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости), которые формировались в абиссальных условиях (Огородников и др., 2016). Наиболее характерной генетической особенностью данной разновидности кварца является полигенный характер его образования, и фиксируемый по неоднородному строению агрегата, сформированного под влиянием нескольких последующих этапов геологического развития Уфалейского метаморфического комплекса

во время венд-палеозойских преобразований. Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин гранулированный кварц, так как механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура), с последующим метаморфогенным преобразованием. Целесообразно данный тип структур кварца уфалейского типа называть гетерогранобластовой. Высокобарические ($P = 6-9$ кбар) и высокотемпературные ($T = 550-650$ °C) условия образования обусловили высокую степень прозрачности кварца ($T\% = 50-75\%$), низкие значения потерь при прокаливании (ППП = $0,007\%$) и относительно невысокое содержание микропримесей: $Al_{cp} = 56$ ppm.

Термин «нельсонит» впервые был употреблен Уотсоном в 1907 году как название своеобразной горной породы из округа Нельсон штата Виргиния, США, состоящей преимущественно из ильменита — 58 %, апатита — 31 %, рутила — 9 %. По минеральному составу выделены следующие разновидности нельсонитов: ильменит-нельсонит (ильменит, апатит, небольшое количество силикатов); рутил-нельсонит (рутил, апатит); биотит-нельсонит (ильменит, магнетит, биотит, апатит); амфибол-нельсонит (ильменит, амфибол, апатит). Нельсониты встречаются в виде узких жил и линз среди сиенитовых и монцонитовых гнейсов. Распределение минералов в породе неравномерное, гнездообразное. Содержание рутила достигает 16 %, апатит образует крупные кристаллы.

В России «нельсониты» впервые были найдены и описаны в 1965 году Н.В. Свяжиным и В.Я. Левиным в отвалах глубокого шурфа на территории Слюдорудника в Уфалейском метаморфическом комплексе. Вмещающими породами являются биотитизированные амфиболиты, чередующиеся с гранито-гнейсами. Амфиболиты секутся разветвленными жилами альбититов и гранитных пегматитов. В отвалах шурфа обнаружено большое количество крупных выделений апатита и линз нельсонита размером от $0,1 \times 0,3$ до $0,3 \times 0,7$ м (Свяжин, Левин, 1965).

Нельсониты имеют темно-бурую, иногда почти черную окраску, обусловленную преобладанием рутила или биотита в составе породы, которая светлеет с увеличением содержания титанита. Минеральный состав нельсонитов несколько различен для разных участков месторождения. Главные минералы: рутил, титанит, ильменит, биотит, апатит. По сравнению с нельсонитами из Виргинии уральские породы отличаются большим количеством рутила и титанита и меньшим — ильменита. По наиболее типичному минералу их можно было бы назвать титанит-нельсонитами. Другие отличительные особенности породы - наличие крупных, нередко достигающих размера 20 см, неравномерно распределенных выделений апатита и ильменорутила и почти полное отсутствие мелкой вкрапленности этого минерала, а также полосчатая текстура.

В карьере по отработке кварцевой жилы № 175 среди нельсонитов встречаются метасоматиты с ксенотимом, который развивается по новообразованному иттроэпидоту, причем по контуру ксенотима развивается апатит (рис. 7.3).



Рисунок 7.3 - Развитие ксенотима (1) с апатитом (2) по новообразованному иттроэпидоту (3) по карбонатитам в карьере по отработке жилы № 175

В настоящее время нельсониты встречены во всех карьерах по отработке наиболее продуктивных кварцевых жил (191, 175, 179, Беркутинская, 2136 и др.). Нельсониты отчетливо секут тела альбититов и карбонатитов. Они генетически связаны со щелочными, микроклиновыми гранитоидами и граносиенитами козловогорского комплекса и отчетливо накладываются и секут кварцевые жилы уфалейского типа (Огородников и др., 2016).

Фторотипные растворы, промывая кварц уфалейского типа, очищают его от примесей, формируя мелко- и тонкозернистый, «льдистый» метасоматический кварц егустинского типа (см. табл. 7.1). На Кузнечихинском месторождении (жилы 191, 192, 413, 414 и др.) объем кварцевых жил, сложенных егустинским кварцем, составляет более 80 %, что делает эти жилы более привлекательными в практическом отношении. Самостоятельные тела, полностью сложенные кварцем егустинского типа, не встречены. Кварц этого типа образуется метасоматическим путем при процессах кислотного (фтористо-водородного) выщелачивания кварца уфалейского типа.

При проработке плавиковой кислотой в кварце уфалейского типа появляется обилие микродефект-каналов, значительно реже появляются поноры и трубообразные

каналы. Промывка первичного кварца приводит к удалению из кварца микропримесей, что значительно увеличивает степень прозрачности кварца (коэффициент светопропускания), с 50-75 % (уфалейский кварц) до 68-91,2 % (егустинский кварц). Такое преобразование приводит к образованию льдистоподобного, особо чистого по содержанию структурных и минеральных примесей егустинского кварца. Егустинский кварц представлен тонкозернистым метасоматическим кварцем с высокой прозрачностью.

Аналогичный по свойствам и прозрачности льдистоподобный кварц разрабатывался на месторождении в Алтае-Саянской области, в пределах Борусского гипербазитового массива, где он формировался в телах альбититов среди жадеитовых тел. Альбититы состоят из альбита, мелких зерен пироксена и титанита, а в наиболее измененных образцах перекристаллизованы в агрегат альбитовых призматических зерен с зазубренными очертаниями. Формирование жадеитовых пород, которые генетически и пространственно связаны с альбититами и метасоматическим льдистоподобным кварцем, происходило при температуре не ниже 600 °С и давлении более 10 кбар.

Метасоматическое развитие кварца егустинского типа характерно для кварцевых жил № 175, № 179, Беркутинская, № 2136 (Кыштымское месторождение), более широко этот процесс развит на Кузнечихинском месторождении — жилы № 191-194, № 412-414, где егустинский кварц составляет до 80 % объема кварцевого тела, что позволяет относить его к жилам особо чистого кварца с содержанием структурного алюминия менее 10 ppm.

Развитие карбонатитов и нельсонитов во времени сопровождается постепенным увеличением иттриевой и ниобиевой минерализации, в ряде зон достигающих промышленной значимости (рис. 7.4).

Кальцитовые карбонатиты обогащены фосфором, марганцем, стронцием, барием, титаном, ниобием, в меньшей степени цирконом и танталом. На начальных этапах редкие земли и редкие металлы входят как изоморфные примеси в кальците, а на заключительных этапах, особенно в нельсонитах, происходит образование собственных минералов, содержащих редкие земли, редкие и радиоактивные элементы — колумбит, пирохлор, апатит, ксенотим, циркон и другие.

Наличие карбонатитов и нельсонитов при отработке кварцевых жил Кыштымского и Кузнечихинского месторождений с высокими содержаниями редких земель, иттрия и тантало-ниобатов, ставит вопрос о возможности комплексной отработки данных месторождений.

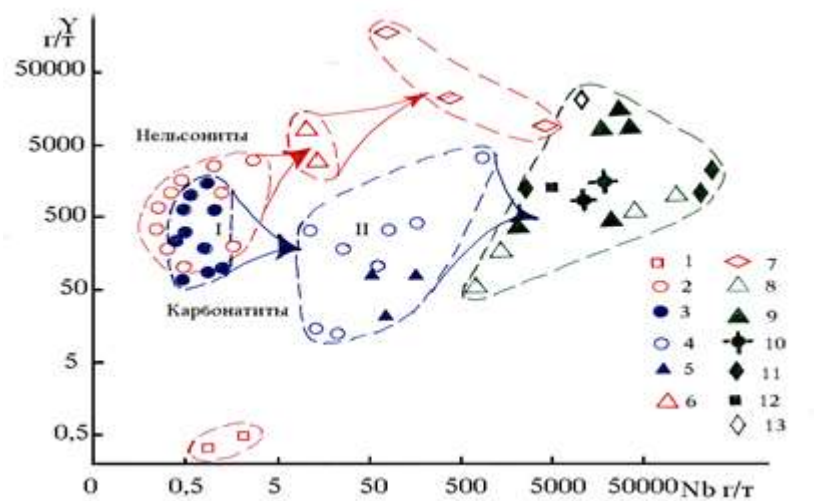


Рисунок 7.4 - Поведение Y-Nb (г/т) в карбонатитах и нельсонитах Уфалейского комплекса

1 - альбиты; 2 - апатиты из нельсонитов; 3 — ранний магматический кальцит-I; 4 - карбонат-II кальцит-доломитового состава; 5 - биотит из карбонатитов-II; 6 - новообразованный иттроэпидот в кварцевой жиле; 7 - ксенотим; 8 - ильменорутил; 9 - титанит; 10 - Y-колумбит; 11 - пироклор; 12 - лучистый циркон; 13 - фергюссонит

8.1 Физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в мурзинско-адуйском блоке (Отв. исп. Кисин А.Ю.)

8.1.1 Месторождения рубина в мраморах приурочены к антиклинорным структурам, в строении которых принимают участие гранитогнейсовые массивы с зональными метаморфическими комплексами. Уровень метаморфизма пород не ниже условий эпидот-амфиболитовой фации. Распространены редкометальные миароловые пегматиты с драгоценными камнями. Выделено 3 типа мраморов: кальцитовый ($MgO = 0.0n$ вес.%), Mg-кальцитовый ($MgO = 0.n$ вес.%) и доломит-кальцитовый (MgO до 17 вес.%). Переход к регрессивному этапу метаморфизма фиксируется становлением дайкового комплекса. На прогрессивном этапе метаморфизма первой образуется темно-красная шпинель (Cr_2O_3 до 20 вес.%). Затем следует темно-красный рубин (Cr_2O_3 до 3 вес.%), образующий рассеянную вкрапленность в Mg-кальцитовом мраморе. На раннем регрессивном этапе метаморфизма, на фоне Mg-метасоматоза, образуется розовый корунд (Cr_2O_3 до 1 вес.%), затем появляется розовая шпинель (Cr_2O_3 до 1 вес.%).

Изотопный состав карбонатных пород уральских рубиноносных комплексов находится в поле карбонатов морского происхождения, что подтверждает результаты геологических исследований. Принципиальных отличий изотопного состава рубиноносных мраморов Урала и других регионов мира (по литературным данным) не отмечено. Субстратом для мраморов в Кочкарском антиклинории послужили черные битуминозные известняки, которые отличаются высокими содержаниями Al_2O_3 , РЗЭ и большой группы рассеянных элементов (Be, Li, Ti, V, Cr, Zn, Ga, Rb, Y, Nb, Cd, U). Ранние Mg-метасоматиты (доломиты) также обогащены Al_2O_3 и рядом других химических элементов (Ti, V, Cr, Mn, Cu, Zn, Ga, Nb, Cd, Sb, Pb, U и др.), относительно мраморов, что приближает их по составу к эвапоритам. Таким образом, морские органогенные известняки и развитые по ним метасоматические доломиты содержат достаточное количество химических элементов задействованных в образовании корунда, шпинели и сопутствующих минералов. В то же время, эти химические элементы легко переносятся флюидами, что хорошо видно на примере широких вариаций содержания хрома в рубинах и шпинели.

Проведено изучение изотопного состава кислорода в рубинах Алабашки (из мраморов, и рубиноносных брекчий), Липовки, Чуксы и Кучино (из мраморов), корунда из гнейсов Мурзинки (Комаровское). Анализы выполнены в ДВГИ РАН (г. Владивосток). Рубины из мраморов (9 анализов) характеризуются $\delta^{18}O$ от 19.4‰ до 23.2‰, что несколько превышает пределы оцененные (Giuliani et al., 2005, 2014) для мраморов. Примечательно, что такие высокие значения получены для рубинов Кучинского и Чуксинского проявлений Кочкарского антиклинория. Для рубинов из минерализованных брекчий (5 анализов) характерны более низкие значения $\delta^{18}O_{smow}$: 9.1–17.6‰, но достаточно близкие рубинам мраморов (рис. 8.1). Самый облегченный $\delta^{18}O_{smow}$: 9.1‰, показывают корунды из гнейсов Мурзинки. Рубины Липовского участка из мраморов и флогопит-фукситовых линз $\delta^{18}O_{smow}$: 18.9‰, что ложится в пределы мраморов по (Giuliani et al., 2005, 2014). Такой разрыв в изотопном составе рубинов из мраморов Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев Урала можно объяснить, вероятно, уровнем метаморфизма: чем ниже метаморфизм, тем более высокие значения $\delta^{18}O_{smow}$ имеет корунд из мраморов. Если это так, то рубины Суундукского антиклинория будут иметь еще более высокие значения $\delta^{18}O_{smow}$. Кроме корундов Суундукского антиклинория, планируется исследовать корунды Юго-Западного и Восточного Памира, где метаморфизм пород достигает низов гранулитовой фации. Аналогичные исследования целесообразно провести и в отношении благородной шпинели

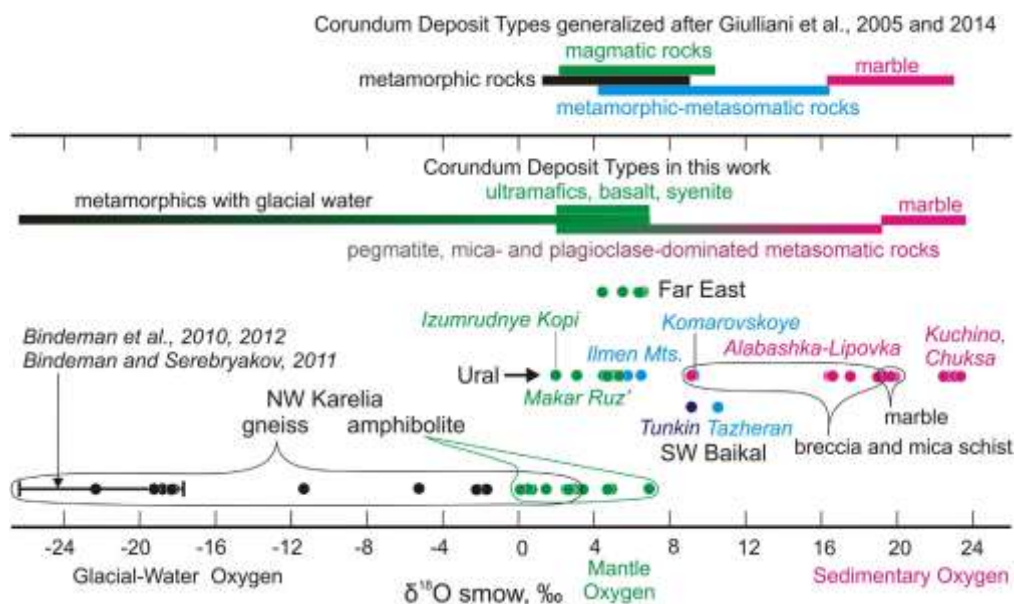


Рисунок 8.1 - Изотопный состав корундов различного генезиса из различных регионов мира, включая Урал (по *Vysotskiy et al., 2015*)

Проведено изучение составов благородной шпинели из мраморов Кучинского (Кочкарский антиклинорий) и Алабашского (Мурзинско-Адуйский антиклинорий) методом микронзондового анализа. Ранее (Кисин, 1991), по геологическим признакам было выделено 3 типа шпинели: одна - прогрессивного, и две - регрессивного этапов метаморфизма. По результатам анализов шпинель 1 типа характеризуется аномально высоким ($\approx 15-20$ масс.%) содержанием Cr_2O_3 и экстремально высокой трещиноватостью. Шпинели 2 и 3 типа отличаются низким или умеренным ($\approx 0.4-2.2$ и $5.56-8.99$ масс.%) содержанием Cr_2O_3 . Шпинели 2 и 3 типов образуют отдельные кристаллы и замещают ранее образованные рубины. Формировалась шпинели этих двух типов на регрессивном этапе метаморфизма, и относятся к потенциально ювелирным.

Образование шпинели в мраморах связывается с метаморфогенными флюидами. Исследования на Кучинском участке показали, что рубин и шпинель в мраморах скорее минералы-антагонисты, чем минералы-спутники. Шпинель, как и корунд, формировалась на различных этапах минералообразования, что отразилось на ее типоморфных признаках.

Разделение благородной шпинели по типоморфным признакам, времени и условиям образования в мире не проводилось и сделано впервые на уральских объектах. По основным характеристикам уральские шпинели близки к зарубежным, но отличаются очень низкими содержаниями железа и цинка (рис. 8.2, 8.3), что обеспечивает им хороший цвет.

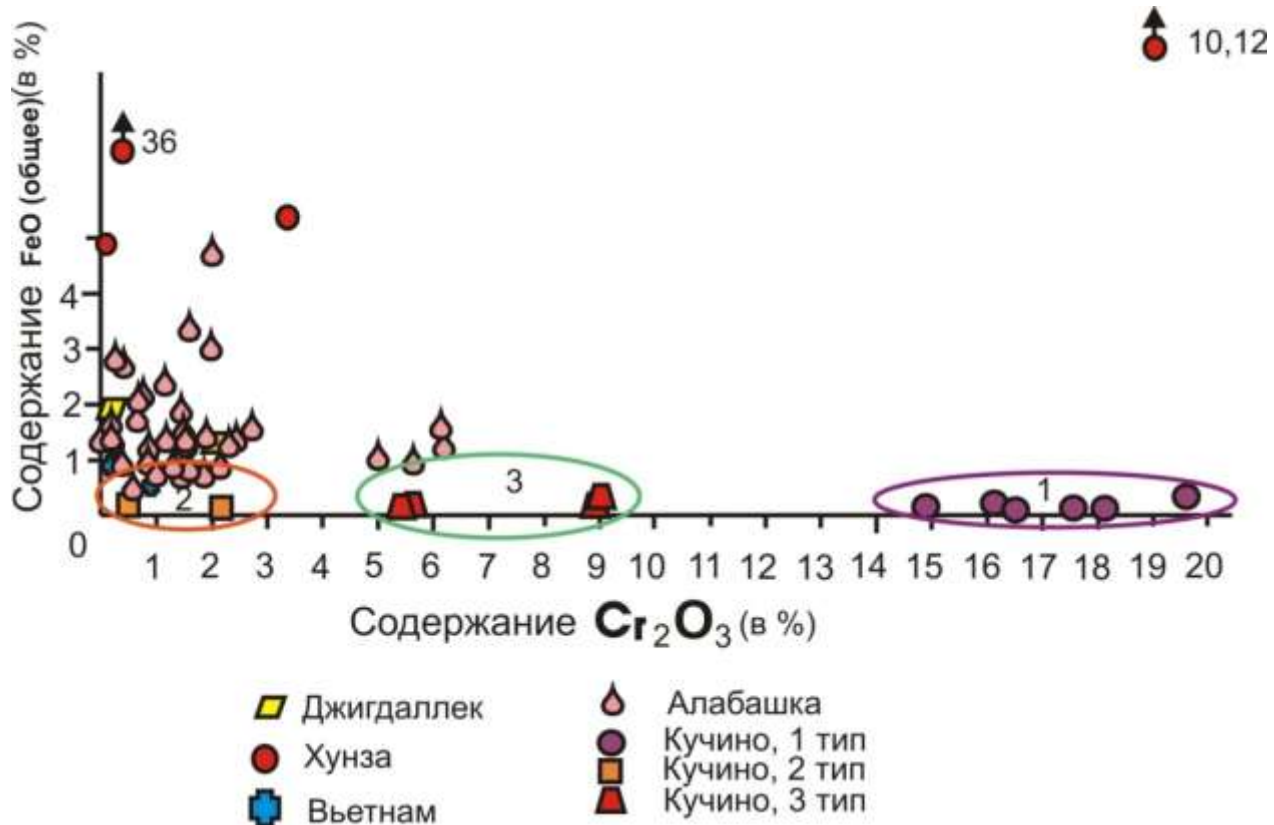


Рисунок 8.2 - Положение шпинели на диаграмме $FeO_{общ.} - Cr_2O_3$

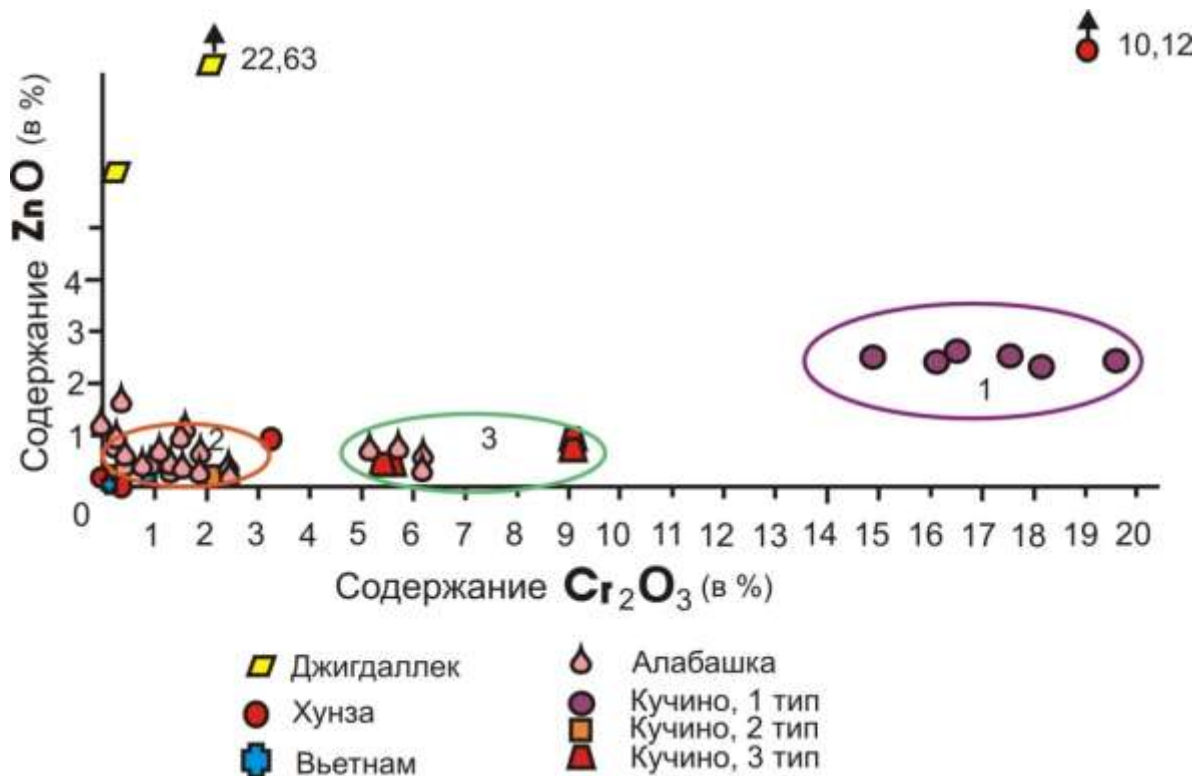


Рисунок 8.3 - Положение шпинели на диаграмме $ZnO - Cr_2O_3$

Выявлена и изучена благородная шпинель в околожильных метасоматитах на Светлинском месторождении горного хрусталя. Шпинель характеризуется повышенным содержанием железа и очень низким содержанием хрома ($\text{FeO}_{\text{общ.}}$ 1.09-1.59 Cr_2O_3 0-0.06 масс.%). В ассоциации со шпинелью отмечены форстерит, графит, магнезит, серпентин, хлорит, тальк. Это первая находка шпинели на месторождении горного хрусталя. По химическому составу и сопутствующим минералам она близка шпинели месторождения Кухи-Лал в Таджикистане.

Методом изотопного графит-кальцитового геотермометра оценены температуры минералообразования в рубиноносных мраморах Мурзинско-Адуйского антиклинория. Полученные температуры хорошо согласуются с литературными данными по рубиноносным мраморам зарубежных месторождений (Бирмы, Пакистана, Непала, Вьетнама, Афганистана) (Garnier et al., 2008). На графике отношения $\delta^{13}\text{C}$ кальцит (PDB, ‰) – $\delta^{13}\text{C}$ графит (PDB, ‰) в графитсодержащих мраморах (рис. 8.4) видно, что большая часть рассчитанных температур образования рубиноносных мраморов как на зарубежных месторождениях и проявлениях (Garnier et al., 2008), так на уральских объектах находится в интервале 600–800 °С (по (Dunn, Valley, 1998)). Температуры образования рубиноносных мраморов, оцененные методом изотопного графит-кальцитового геотермометра, соответствуют условиям метаморфизма амфиболитовой фации и составляют на Липовском проявлении 600–650 °С, а на Алабашском – 620–670 °С. Полученные ранее А.А. Баталиной с соавторами (2003) цифры в целом подтверждаются. Данные температуры характеризуют ранний регрессивный этап метаморфизма и соответствуют температурам образования известных месторождений рубина в мраморах Центральной и Юго-Восточной Азии. Это позволяет предполагать, что уральские проявления рубина также могут быть источником ювелирного сырья.

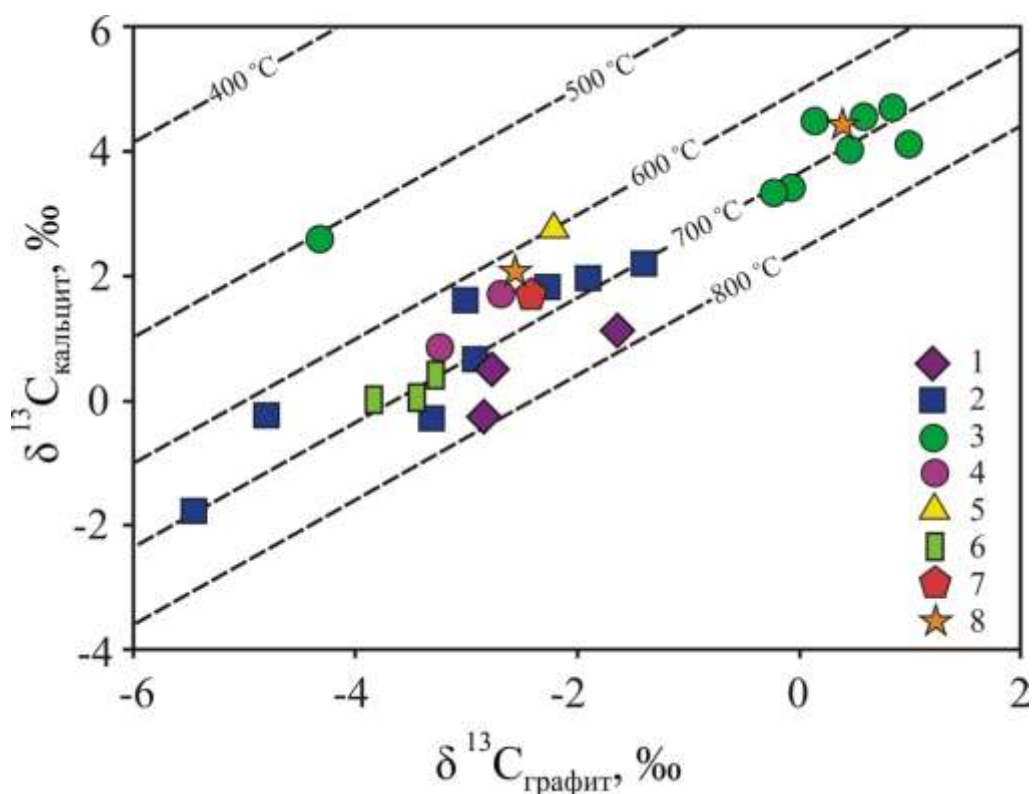


Рисунок 8.4 - Отношение $\delta^{13}\text{C}_{\text{кальцит}}$ (PDB, ‰) – $\delta^{13}\text{C}_{\text{графит}}$ (PDB, ‰) в графитсодержащих мраморах на проявлениях рубина Алабашка, Липовка (Урал) и на зарубежных месторождениях рубина

Линии равновесия кальцита и графита для различных температур по [Dunn, Valley, 1998]: 1 – Могок, Мьянма; 2 – Северный Вьетнам; 3 – Хунза, Пакистан; 4 – Нанджимали, Пакистан; 5 – Руил, Непал; 6 – Джигдаллек, Афганистан; 7 – Алабашка, Ср. Урал; 8 – Липовское, Ср. Урал.

8.2 Структурная позиция месторождения золота «Золотая гора» (гора Карабаш) Отв. исп. Кисин А.Ю., Мурзин В.В.

Месторождение Золотая гора известно с 1898-1899 года и эксплуатировалось до 1946 года. Различные точки зрения на геологию участка и генезис месторождения отражены в ряде научных публикаций (Ложечкин, 1935; Берзон, Бородаевский, 1984; Сазонов и др., 2002; Спиридонов, Плетнев, 2002; Мурзин и др., 2006; Кисин, Мурзин, 2012; Кисин и др., 2016 и др.). Структурная эволюция Карабашского массива, вмещающего месторождение, в последнее время детально изучалась группой исследователей из Института геологии Уфимского НЦ РАН (Серавкин и др. 2003; Знаменский и др., 2005; Знаменский, 2009). Становление массива они делят на два

этапа: 1) надвиг восточного падения, возникший в условиях горизонтального сжатия, с образованием диапира (протрузии?) ультрабазитов, имеющего вид клина с острием направленным вниз, 2) правый сдвиг. Сдвиговые деформации контролировали образование родингитовых жил, затем золотоносных родингитовых прожилков, и продолжались в пострудный период. С.Е. Знаменский (Знаменский, 2009) добавляет еще третий этап: сброс. Однако в этой простой и привлекательной схеме не раскрываются причинно-следственные связи золотого оруденения с надвиго-сдвиговыми деформациями, что и побудило нас провести собственные структурные исследования. По причине масштабов объекта и невозможности проведения геофизических и горно-буровых работ, для решения задачи мы использовали малые структурные формы, полагая, что они в основных чертах подобны структуре месторождения в целом. На крутых склонах обнажений ультрабазитов хорошо видно нагромождение разновеликих глыб валунообразной формы, сцементированных разноразмерным угловатым материалом (рис. 8.5), напоминающее конглобрекцию. По существу – это будины гипербазитов в гипербазитах – малые структурные формы.



Рисунок 8.5 - Типичные тела вращения в серпентинитах г. Карабаш

Для этого проведены полевые исследования, с отбором ориентированных образцов будин для структурно-кинематических исследований. Одна будина была распилена на блоки для исследований ее внутреннего объема (рис. 8.6). Установлено, что будины испытывали вращение в условиях правого сдвига, растяжение по вертикальной оси,

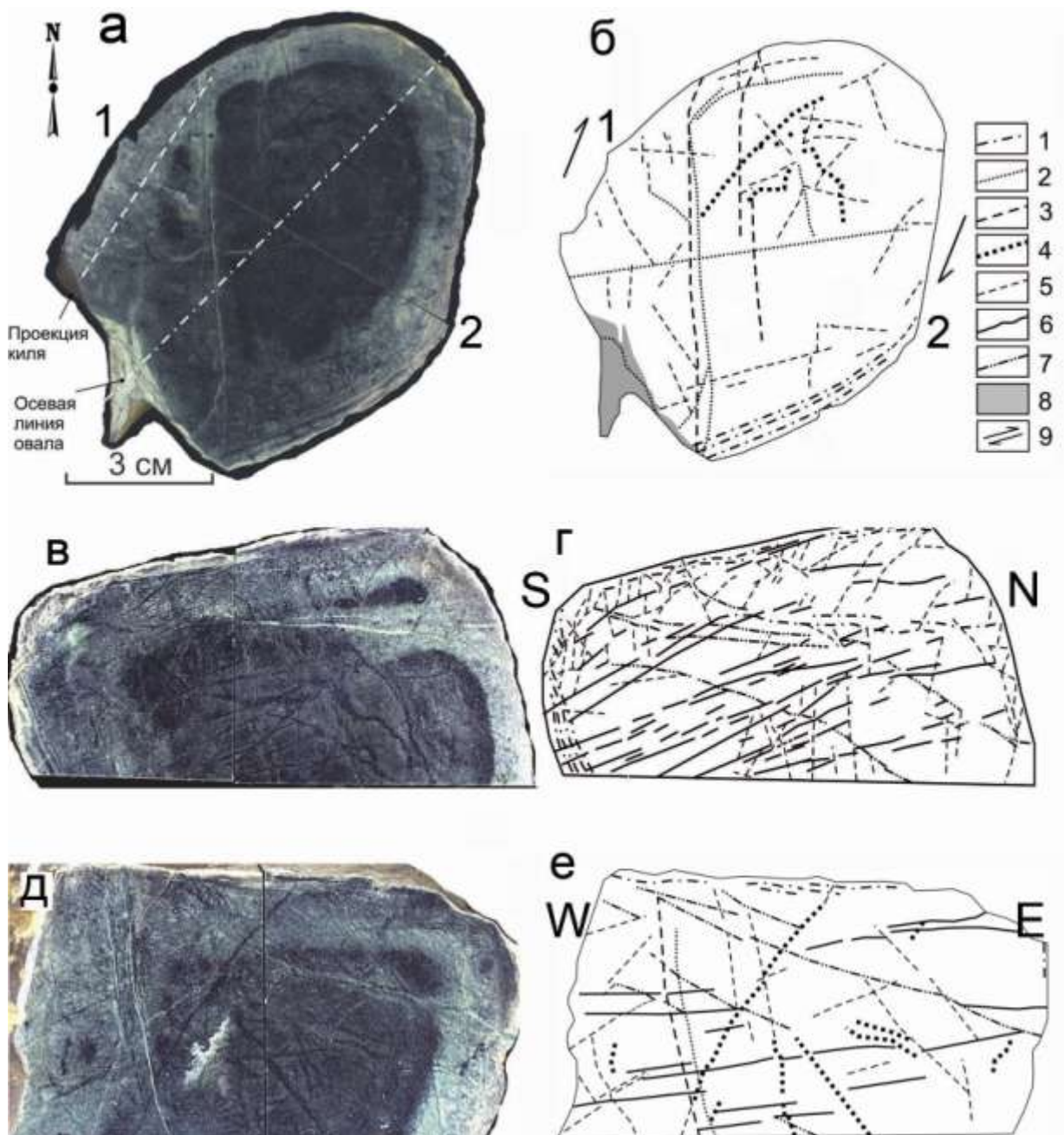


Рисунок 8.6 - Горизонтальный (а, б) и вертикальные субмеридиональный (в, г) и субширотный (д, е) спилы серпентинитовой будины и их дешифрирование

Условные обозначения: 1 - жилы и линзы волокнистого серпентина (серпофита); 2 - крупные открытые трещины, падающие на восток под углом 60° и на север 80° ; 3 - крупные залеченные трещины, иногда с магнетитом; обратите внимание, что концы этих жил заметно искривлены; 4 - жильные и линзовидные скопления магнетита; 5 - мелкие залеченные трещины скалывания (показаны наиболее значимые); 6 - залеченные трещины субконформные верхней поверхности будины, возникшие в результате деформаций кручения; 7 - трещины растяжения-кручения, обычно обогащенные

магнетитом; 8 - сильно перемятый восковидный непрозрачный серпифит; 9 – направление сдвига. Линия 1-2 на рис. а – линия распила в перпендикулярной плоскости.

объемные квазипластичные и хрупкие деформации, разуплотнение, синтетектоническую перекристаллизацию. Все это соответствует выводам Серавкина и др. (2003). Однако оси вращения будин наклонены к северо-востоку под углом $70-45^{\circ}$ к горизонту, что противоречит надвигу (горизонтальная ось вращения) и правому сдвигу (ориентированная по падению плоскости надвига). Но, данный факт не противоречиво объясняется восходящим разуплотняющимся хрупко-пластическим тектоническим потоком гипербазитов в условиях правого сдвига. Полагается, что это может быть корово-мантийная смесь. В этом случае будет иметь место резкая декомпрессия выносимых к поверхности глубинных пород, сопровождающаяся увеличением объема и усилением их анизотропии. Тектонический поток структурируется, в соответствии с современными представлениями о структурированной геологической среде (Гончаров и др., 2005), то есть возникают реологические неоднородности различных уровней, от зерна и до зияющих трещин и крупных блоков (будинообразные тела). При подъеме увеличивается площадь горизонтального сечения потока, что в условиях сдвига сопровождается деформациями кручения и наклоном осей вращения на северо-восток. Поднимающиеся вверх породы должны были испытать разогрев (тепловая энергия перенесенного породой с глубины, тепловая энергия трения внутри потока, гидратации минералов, фазовых переходов, химических реакций и др.) и обособление высокоминерализованной флюидной фазы. Перекристаллизация породы и залечивание трещин указывают на наличие флюидов в период активных деформаций. Массовая антигоритизация ультрабазитов интерпретируется как автометаморфизм. Родингиты формировались на прогрессивном этапе процесса, т.е. в восходящем тектоническом потоке, поскольку они также испытали будинирование и вращение. В тяжелой фракции крупнообъемных протолок рордингитов реликтовых минералов магматических пород не обнаружено, что можно трактовать в пользу жильного гидротермального минералообразования с гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород. Часть трещин залечивалась диопсидом и другими минералами, а наиболее поздние – кальцитом. Богатая золоторудная минерализация приурочена к рудным столбам, имеющим крутое падение на северо-восток, согласное с осью вращения будин. Непосредственно на месторождении золота рордингиты сильно брекчированы, наблюдаются будины рордингитов с признаками вращения, катаклаза и залечивания трещин жильным материалом. Возможная

геотектоническая модель становления Карабашского ультрабазитового массива, основанная на (Кисин, 2009), приведена на рис. 8.7.



Рисунок 8.7 - Геотектоническая модель формирования Карабашского ультрабазитового массива

Условные обозначения: 1 – коро-мантийная смесь с блоками глубинных пород; 2 – то же, с блоками верхнекоровых пород; 3 – направление течения тектонического потока; 4 – направление движения; 5 – деформации кручения в тектоническом потоке в зоне правого сдвига, в вертикальном сечении; 6 – то же, в горизонтальном сечении; 7 – растяжение; 8 – направление движения активного блока зоны сдвига

В этом случае тектонический поток мог захватить блоки разноглубинных коровых пород и обогатиться чужеродным материалом. Мелкие линзы карбонатного состава в ультрабазитах массива имеют сходство с карбонатитами, обогащены редкоземельными элементами, содержат апатит и монацит (Мурзин и др., 2005), что может быть связано с глубинным флюидом. Исследования ксеногенных гранатов из протолок дунитов и гарцбургитов, а также из шлиховых проб делювиальных отложений на вершине горы показали, что преобладают пироп-альмандины кислых гранулитов и альмандин-спессартины гранитоидов. И в протолочках ультрабазитов, и в шлихах встречены единичные зерна граната трехкомпонентного состава, которые могут иметь глубинное происхождение. Часто наблюдаемые в обнажениях структуры нагнетания, трещины растяжения, флюидалность и высокая кавернозность ультрабазитов указывают на малоглубинные условия становления массива и на высокое внутреннее давление в

тектоническом потоке. Вихревые структуры различного масштаба отмечены и в Карабашском массиве гипербазитов. Дешифрирование космоснимков и полевые наблюдения дают основание предполагать, что на южном фланге рудные тела вихревой структурой срезаны и смещены по часовой стрелке (рис. 8.8). Плоскость предполагаемого сместителя падает на северо-восток под углом $30-35^{\circ}$.

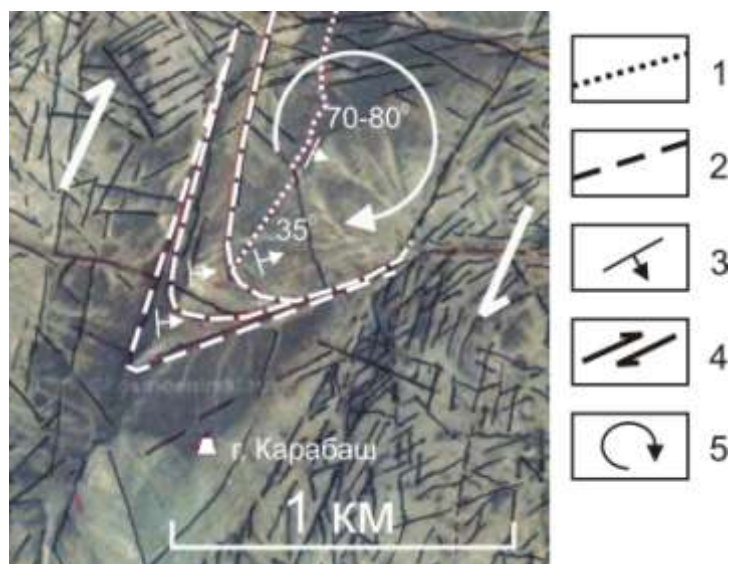


Рисунок 8.8 - Дешифрирование космоснимка горы Карабаш

1 – золотоносные родингиты; 2 – пологие тектонические срывы, вызванные кручением; 3 – вычисленные векторы и углы падения; 4 – направление сдвига; 5 – направление вращения

8.3 Физико-химические условия формирования корунд-шпинелевой минерализации в кочкарском блоке (Отв. исп. Кисин А.Ю.)

Метаморфогенная гипотеза образования рубин-шпинелевой минерализации в мраморах в настоящее время наиболее популярная. Роль температуры, давления, активности CO_2 в образовании рубина несомненно очень высока и никем из исследователей не отрицается. Изучение взаимоотношений между минералами рубиноносных мраморов показало, что процесс минералообразования был длительным и эволюционным, отражающим любые изменения системы. Этот факт показывает, что метаморфогенная гипотеза их образования слишком проста и неспособна объяснить последовательное появление шпинелей и корундов.

Установлено, что химический состав известняков меняется при мраморизации под влиянием различных процессов сопровождающих метаморфизм (табл. 8.1). На раннем прогрессивном этапе метаморфизма известняки испытали Mg-метасоматоз с образованием мелкозернистых доломитов. Есть основания считать ранние метасоматические доломиты закономерным явлением в рубиноносных метаморфических комплексах, возникших в результате *гранитизации* пород верхней коры, сопровождающейся выносом Fe, Mg, Ca и ряда других химических элементов и осаждением их в зоне базификации (в данном случае – в известняках). Ранние Mg-метасоматиты обогащены Al_2O_3 и рядом других химических элементов (Ti, V, Mn, Cu, Zn, Ga, Nb, Cd, Sb, Pb, U и др.), относительно кальцитовых мраморов (табл. 8.2), что приближает их к эвапоритам. В. Гарниер и др. [Garnier et al., 2008] высказались о возможном наличии в карбонатном разрезе эвапоритов, обогащенных всеми химическими элементами, задействованными при рубинообразовании. Однако эвапориты обычно венчают карбонатный разрез и, в таком случае, их участие в рубинообразовании становится непонятным. Кроме того, необходима причина мобилизации и миграции данных компонентов в зону минералобразования. По нашему мнению, наиболее вероятным источником всех необходимых для рубинообразования химических компонентов была сама кора, возможно, смешанного состава. Гранитизация – это масштабный региональный эволюционирующий во времени метасоматический процесс, протекающий сопряжено с высокоградным метаморфизмом высоких ступеней и структурообразованием, в результате которых формируются гранитогнейсовые массивы с зональным метаморфизмом.

Рост P-T-условий метаморфизма вызвал последующее, более масштабное преобразование карбонатных пород – дедоломитизацию, что привело к появлению кальцитовых мраморов (фоновых). Их состав, структура, акцессорная минерализация поражают своим постоянством, показывающим высокую мобильность многих химических элементов (включая Al и Sr) при динамотермальном метаморфизме карбонатных пород. Данный мрамор часто показывает признаки пластического течения и реоморфизма, внедряясь в виде штоков в мраморизованные известняки. Таким образом, *кальцитовый мрамор не сохраняет признаков осадочных известняков*. Данный тип мрамора распространен во всех рубиноносных комплексах Урала и, вероятно, типичный для них. Рубиноносные Mg-кальцитовые мрамора контролируется кливажем течения и зонами перекристаллизации при участии флюидов, на что указывают акцессорные минералы (корунд, апатит, ангидрит, октаэдры и икосаэдры пирита), которые не встречаются во вмещающих кальцитовых мраморах. К межзерновому пространству и трещинам

спайности Mg-кальцита иногда приурочены тонкие прожилки гранитного состава, что указывает на: а) крайне высокую подвижность гранитной магмы, что может быть в случае ее высокой флюидонасыщенности (раствор-расплав), б) близкие температуры среды и гранитного раствор-расплава, в) отсутствие перекристаллизации Mg-кальцитового мрамора в постдайки период. Аналогичная картина наблюдается и в кальцитовых мраморах, образование которых также завершилось на прогрессивном этапе метаморфизма.

Таблица 8.1 - Химический состав мраморов Кочкарского антиклинория (в масс.%)

Тип мрамора	Кальцитовый мрамор		Mg-кальцитовый мрамор			Двукарбонатный мрамор					Мраморизованный известняк		Ранний Mg-метасоматит		
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9**	10**	11**	12**	13	14	15
SiO ₂	0.58	0.50	0.28	0.16	0.40	0.22	0.16	0.36	<0.10	<0.10	1.37	2.37	н/о	4.30	н/о
TiO ₂	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.01	<0.01	0.01	0.02	Сл.	0.05	н/о
Al ₂ O ₃	0.15	0.18	0.13	0.11	0.12	0.11	0.10	0.08	<0.10	<0.10	0.22	0.69	0.26	0.74	0.16
Fe ₂ O ₃	0.17	0.10	0.16	0.10	0.12	0.25	0.10	0.15	<0.10	0.14	0.10	0.42	0.12	0.36	0.25
FeO	0.10	0.15	0.10	0.15	0.07	0.15	0.10	0.10	0.10	<0.10	0.13	0.10	-	0.06	-
CaO	55.40	55.40	55.00	55.10	55.10	55.00	50.55	47.40	47.47	41.36	52.54	52.35	41.62	49.81	54.71
MgO	<0.05	<0.05	0.61	0.43	0.20	1.17	3.90	6.91	7.10	12.17	1.29	0.75	11.78	2.25	0.47
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.08	0.05	0.05
K ₂ O	0.08	0.08	0.08	<0.05	0.08	<0.05	0.08	0.05	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	Сл.	0.13	Сл.
Na ₂ O	0.12	0.09	0.06	0.05	0.09	0.06	0.09	0.09	0.11	0.18	<0.10	<0.10	0.014	0.058	0.023
ППП	43.60	43.70	43.60	43.86	43.90	43.80	44.60	44.80	44.27	45.28	43.62	42.24	45.04	40.58	43.22
SO ₃	0.01	0.09	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	н/о	н/о	н/о	н/о	-	-	-
CO ₂	43.50	43.10	43.40	42.00	43.70	43.65	44.40	44.60	44.26	44.64	н/о	н/о	45.80	40.26	43.43
Сумма	100.22	100.21	100.02	100.07	100.09	99.80	99.70	99.90	99.47	99.59	99.49	99.15	99.67	99.62	99.19

Анализы выполнены: 1-8 - в ЦКЛ, 9-12 - в Полевской лаборатории ПГО «Уралгеология»; 13-15 – в лаборатории химического анализа ИГГ УрО РАН. Пробы 1-10 – Кучинское проявление рубинов и шпинели, 11-15 – Андрее-Юльевская площадь (восточное обрамление Борисовского массива).

Сокращения: н/о – не обнаружено, Сл. – следы, «-» - не определялся, < - меньше чувствительности метода.

Таблица 8.2 - Содержания наиболее характерных химических элементов в карбонатных породах Кочкарского антиклинория (в ppm)

Пробы \ Хим.элемент.	Мраморизованный известняк		Ранние метасоматические доломиты				Кальцитовый мрамор		Mg-кальцитовый мрамор		Двугарбонатный мрамор
	Темный	Белый									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Li	4.17	0.09	5.78	1.50	0.54	0.40	0.08	0.32	0.67	0.23	0.11
Be	0.25	0.00	0.28	0.08	0.38	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
Sc	0.58	0.38	2.00	0.32	0.44	0.57	0.36	0.11	0.33	0.84	0.28
Ti	22.00	3.10	164.50	29.94	8.35	12.82	5.82	5.20	12.57	12.30	4.00
V	30.03	0.58	5.57	4.38	7.09	1.86	0.32	0.88	1.97	0.65	0.48
Cr	35.68	2.64	10.14	3.78	10.36	2.68	2.60	6.24	9.60	0.76	2.81
Mn	24.07	38.68	293.20	375.12	1104.63	252.82	107.61	52.82	292.31	807.88	58.92
Co	2.45	8.71	6.63	1.90	4.01	5.92	2.57	0.70	4.11	0.79	5.93

Ni	23.61	32.81	28.70	14.62	25.02	24.34	22.12	5.36	19.87	4.04	31.13
Cu	1.38	1.01	2.85	2.46	6.75	1.61	0.75	0.61	2.94	1.33	0.88
Zn	19.70	0.87	45.94	20.01	183.27	9.54	13.99	0.00	6.97	1.45	0.00
Ga	0.12	0.02	1.27	0.28	0.33	0.06	0.07	0.05	0.14	0.15	0.00
Rb	1.35	0.01	2.24	0.37	0.12	0.08	0.00	0.12	0.09	0.35	0.02
Sr	197.15	150.50	67.28	138.96	111.05	129.76	130.32	150.48	53.17	1422.20	143.74
Y	11.29	2.67	30.72	3.29	4.67	1.63	3.71	3.62	0.93	11.01	0.56
Nb	0.24	0.00	0.68	0.40	0.30	0.02	0.60	0.04	0.42	0.02	0.00
Mo	0.08	0.00	0.08	0.08	0.94	0.60	0.00	0.01	0.25	0.01	0.00
Cd	3.35	0.77	10.32	1.75	8.89	0.12	1.90	0.58	0.12	0.19	0.16
Sn	0.04	0.05	0.43	0.41	0.05	0.07	0.02	0.15	0.43	0.08	0.00
Sb	0.07	0.02	0.18	0.85	2.66	0.00	0.03	0.02	0.12	0.29	0.00
Ba	87.56	37.82	46.82	15.47	97.98	3.55	30.68	17.85	4.63	12.26	1.35
Pb	5.65	1.83	35.97	39.85	360.58	0.84	3.64	1.31	2.26	11.37	0.58
Th	0.08	0.00	0.57	0.19	0.07	0.03	0.04	0.07	0.02	0.02	0.03
U	1.31	0.62	1.65	0.93	1.00	0.09	0.53	0.16	0.08	0.01	0.23

Примечание: анализы выполнены в ЦПК «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН методом ICP-MS на 40 элементов. В таблице приведены результаты анализов по наиболее характерным элементам. Пробы: 1 – темные битуминозные мраморизованные известняки с визейской фауной (Потёмкинский карьер); 2 – белый мелкозернистый кальцитовый мрамор с визейской фауной (Потёмкинский карьер); 3 – ранние метасоматические доломиты почковидной формы (Юльевский участок); 4 – то же, тонкополосчатые (Еленинский участок); 5 – то же, массивные с визейской фауной (Еленинский участок); 6 – ранний метасоматический доломит (Светлинский карьер); 7 – крупнозернистый кальцитовый мрамор (Еленинский участок); 8 – то же (Кучинский карьер); 9 – Mg-кальцитовый мрамор (Кучинский карьер); 10 – то же, (Светлинский карьер); 11 – двукарбонатный мрамор (Кучинский карьер)

Локальность нахождения двукарбонатного мрамора, линзовидно-столбообразная морфология тел, реликтовые минералы Mg-кальцитовых мраморов, замещение корунда шпинелью и многие другие признаки указывают на их метасоматическое происхождение. Привнос магния в систему здесь очевиден. В то же время, двукарбонатные мраморы сильно обеднены Al, Cr, V и другими элементами, что указывает на их вынос из системы. Это объясняет светло-розовую окраску корунда и шпинели в данных мраморах. По взаимоотношению с дайками гранитоидов установлено постдайковое время их образования, отождествляемое с ранним регрессивным этапом метаморфизма, последовавшим после снятия стрессовых напряжений. Температура образования двукарбонатного мрамора, оцененная по комбинированному доломит-кальцитовому геотермометру А.С. Таланцева (Таланцев, 1981), составляет около 660°C , а давление около 2.8 кбар (Кисин, Таланцев, 1986), что согласуется с оценкой всестороннего давления при метаморфизме пород в Кочкарском антиклинории 2.5-3.0 кбар (Болтыров и др., 1973). С учетом метасоматического происхождения данного мрамора, полученные оценки температуры могут быть несколько завышенными. Нижняя граница РТ-условий образования двукарбонатного мрамора, оцененная по хондродиту, составляет $T = 600^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ.}} = 2.2$ кбар, $P_{\text{CO}_2} = 1.4$ кбар (Кисин, Таланцев, 1986). Более поздних изменений карбонатных пород в Кочкарском антиклинории не выявлено.

Дальнейшее падение давления и температуры на регрессивном этапе метаморфизма привело к открытию трещин кливажа и поступлению в них минерализованных флюидов. Резко возросла доля воды и фтора во флюиде, состав которого существенно изменился. На это указывает разнообразие минералов выполняющих трещины кливажа и околотрещинное межзерновое пространство мраморов: корунд, слюды (флогопит, мусковит, маргарит), паргасит, турмалин, адуляр, сфен, рутил, пирит (пентагон-додекаэдры) и др. Почти все химические элементы, задействованные в образовании минерализованных зон, привнесены флюидами, состав которых сильно менялся во времени и в пространстве. Об этом свидетельствует неравномерная пятнистая окраска корунда, зональность хромсодержащих минералов (слюд, паргасита, турмалина), непостоянство минеральных ассоциаций. Гнезда минерализации имеют линзовидно-столбообразные формы, лежащие в плоскости кливажа, и крутое падение ($90-60^{\circ}$). Минерализованные зоны с резким преобладанием слюдистых минералов (слудиты) иногда образуют будинаж-структуры, ориентированные по падению. Судя по литературным данным (Шамси-заде, 2004; Литвиненко, 2008), по внутреннему строению минерализованные зоны на месторождении Снежный (Центральный Памир) и

проявлениях рубина Юго-Западного Памира подобны минерализованным зонам с корундом Урала. При осмотре автором (А.Ю. Кисиним) месторождения Снежный установлено, что месторождение приурочено к зоне тектонического срыва в крыле купольной структуры, т.е. тектонические минерализованные зоны. Это подтверждает единый генезис проявлений рубин-шпинелевой минерализации в мраморах и месторождения Снежный. Образование корунда в минерализованных зонах происходило на фоне снижения температур, до появления диаспора, нарастающего на его поверхность, т.е. примерно, 420⁰С.

На следующем этапе образуется шпинель 3-ого типа, которая замещает все ранее образованные корунды, оказавшиеся на пути движения минерализованных флюидов. Она характеризуется повышенным содержанием Cr₂O₃, что указывает на привнос хрома флюидами (возможно, в комплексных соединениях с фтором, о чем свидетельствует постоянное присутствие флюорита). Данная шпинель замещает корунды даже в Mg-кальцитовых мраморах, но только те, которые находятся в межзерновом пространстве или в зоне расщепления. Поэтому замещенные шпинелью корунды и корунды незатронутые этим процессом могут располагаться всего лишь на расстоянии 5-10 мм друг от друга. Здесь же шпинель образует и собственные кристаллы, что указывает на привнос глинозема и, возможно, магния.

Гидротермальная система продолжает функционировать и при дальнейшем снижении температуры, с образованием более низкотемпературных минеральных ассоциаций (хлориты типа шериданит, хромтурмалины, тремолит, адуляр, гидрослюды, кубы пирита, сфалерит, кварц и др.).

Таким образом, геологические данные и изотопные исследования показывают, что субстратом для рубиноносных мраморов послужили морские органогенные известняки. Однако преобразования карбонатных пород были столь значительными и глубокими, что полностью уничтожили признаки осадочной слоистости. Следовательно, нет оснований связывать образование рубинов с метаморфизмом обогащенных глиноземом известняков или эвапоритов. Более того, содержание глинозема в рубин/шпинель содержащих мраморах даже ниже, чем в исходных известняках. Линзовидно-столбообразная морфология минерализованных зон свидетельствует в пользу высокой подвижности глинозема и хрома, переносе их метаморфогенными флюидами. В таком случае нет и проблемы источника глинозема для образования корунда и шпинели. В.Н. Сазонов (Сазонов, 1978) отмечает, что Al₂O₃ и Cr₂O₃ относятся к амфотерным оксидам и обычно мигрируют совместно, что полностью отвечает наблюдаемым фактам. Почти постоянное

присутствие в ассоциации с рубином калийсодержащих минералов (флогопита, фуксита, адуляра и др.) объясняется минералообразованием в условиях щелочного (калиевого) метасоматоза.

Выводы

Рубиноносные мраморы являются специфическими образованиями в составе Кочкарского гранитогнейсового комплекса и формировались на коллизионном этапе развития Урала, в позднепалеозойское время. Становление гранитогнейсовых массивов сопровождалось высокоградным зональным метаморфизмом, гранитизацией, анатексисом и гидротермально-метасоматическими процессами. Субстратом для рубиноносных мраморов послужили позднепалеозойские органогенные морские известняки, испытавшие сильные деформационные и динамотермальные метаморфические преобразования, неоднократную перекристаллизацию, сложные глубокие метасоматические изменения, полностью изменившие породу и уничтожившие признаки осадочной слоистости. Уральские рубиноносные мраморы по основным параметрам аналогичны мраморам зарубежных месторождений рубина, что указывает на перспективность поисков промышленных месторождений благородного корунда и шпинели на Урале.

Результаты изучения рубиноносных мраморов Урала могут быть использованы при прогнозе и поисках месторождений рубинов и сапфиров в мраморах в любом регионе мира.

Заключение

Поставленные проектом задачи выполнены полностью. Основная часть результатов исследований получена впервые. Другая часть существенно дополнила сложившиеся представления.

1. Впервые охарактеризованы вариации начального изотопного состава минералов платиновой группы (МПГ) из различных минеральных ассоциаций на примере Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале и Нуралинского лерцолит-габбрового массива Южного Урала.

2. Впервые показано (i) сходство изотопного состава осмия для МПГ первичного и вторичного парагенезисов магнезиальных хромититов Нуралинского массива и (ii) широкие вариации начального изотопного состава осмия в Ru-Os-Ir сплавах первичного парагенезиса Верх-Нейвинского массива.

3. Пониженные значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ хромититов и МПГ свидетельствуют в пользу субхондритового источника элементов платиновой группы. Os-изотопные данные для МПГ Нуралинского массива согласуются с изотопной эволюцией конвективной мантии по модели энстатитового хондритового резервуара (ECR).

4. Полученные результаты свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможности использования модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании изотопно-геохимической эволюции мантийного вещества.

5. Впервые охарактеризованы вариации собственной летучести кислорода (intrinsic oxygen fugacity) в Ru-Os-Ir минералах Верх-Нейвинского массива. Установлено, что окислительно-восстановительные условия образования изученных минералов близки таковым для Ru-Os-Ir и Pt-Fe сплавов, характерных для области формирования мантийных перидотитов континентальной и океанической мантии.

6. Установлена неоднородность хромитовых руд по составу и наличие в них последовательной кристаллизации от глиноземистых руд к высокохромистым с постепенным понижением температуры (Шерендо и др., 2015; Sherendo et al, 2015).

7. В рудоносной хромитовой зоне (на примере месторождения № 219) наблюдается хорошо выраженная зональность по изменению железистости оливина от значений в 7-8 % Fa на ее границе до 3-4 % Fa в центре. В изученных образцах повсеместно наблюдается уже известное явление посткристаллизационного перераспределения железа между сосуществующими зернами оливина и хромшпинелида. Подчеркивается, что оно идет лишь в узкой приконтактной зоне обоих минералов (Алексеев, 2017).

8. Также в рудоносной зоне идет закономерное понижение температуры кристаллизации от края к центру.

9. Установлены минеральный состав и выявлена эволюция состава рудных фаз (U-пирохлор → Ta-содержащий пирохлор → собственно пирохлор стехиометричного состава → Sr- и REE-содержащие пирохлоры → эшиниты) для основных ниобиевых месторождений и рудопроявлений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала. Установлена приуроченность разновидностей рудных минералов к определенным типам пород и эволюционной стадии формирования месторождений.

10. Получены первые данные по изотопному составу рудных редкометалльных фаз (гатчеттолитам, пироклорам, цирконам), что позволило сделать предварительную оценку источников рудного вещества основных ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала. Данные исследования Sm-Nd- и Rb-Sr изотопных систем различных генераций пироклоров в совокупности с данными Lu-Hf-изотопии в цирконах свидетельствуют о едином глубинном (мантийном) источнике вещества миаскит-карбонатитового комплекса и редкометалльной минерализации Вишневогорского месторождения, сформировавшихся на ранних стадиях функционирования щелочно-карбонатитовой флюидно-магматической системы. Данные по изотопному составу редкометалльной минерализации свидетельствуют об участии, наряду с мантийными, коровых компонентов в процессах рудообразования на Булдымском REE-Nb месторождении.

11. Полученные данные по возрасту ниобиевых минералов Вишневогорского и Булдымского месторождения карбонатитовых комплексов Урала свидетельствуют о том, что формирование руд этих месторождений в значительной мере связано с метасоматическими процессами, контаминацией и переотложением рудного вещества, происходившими на постколлизиионном этапе становления редкометалльных карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (~ 235-230 млн лет назад).

12. Полученные данные по возрасту ниобиевых минералов Вишневогорского и Булдымского месторождения карбонатитовых комплексов Урала свидетельствуют о том, что формирование руд этих месторождений в значительной мере связано с метасоматическими процессами, контаминацией и переотложением рудного вещества, происходившими при сбросе давления в тектонических зонах на коллизиионном и постколлизиионном этапах становления редкометалльных карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (~280-270 и ~ 235-230 млн лет назад). Приуроченность ниобиевого оруденения к коллизиионным и постколлизиионным тектоническим структурам может быть использована в прогнозно-поисковых целях на ниобиевое оруденение, связанное с линейными карбонатитовыми комплексами складчатых областей.

13. Развитие карбонатитов и нельсонитов во времени сопровождается постепенным увеличением иттриевой и ниобиевой минерализации, в ряде зон достигающих промышленной значимости.

14. Жильные тела осбочистого кварца "естюнинского типа" сопровождаются карбонатитами и нельсонитами, что может быть использовано при прогнозно-поисковых работах.

15. Рубиноносные мраморы являются специфическими образованиями в составе гранитогнейсовых комплексов Восточно-Уральской мегазоны и формировались на коллизионном этапе развития Урала, в позднепалеозойское время. Становление гранитогнейсовых массивов сопровождалось высокоградным зональным метаморфизмом, гранитизацией, анатексисом и гидротермально-метасоматическими процессами. Генетическая связь рубиноносных мраморов и гранитогнейсовых массивов на зарубежных месторождениях никем не отмечалась.

16. Субстратом для рубиноносных мраморов послужили позднепалеозойские органогенные морские известняки, испытавшие сильные деформационные и динамотермальные метаморфические преобразования, неоднократную перекристаллизацию, сложные глубокие метасоматические изменения, полностью изменившие породу и уничтожившие признаки осадочной слоистости. Типизация рубиноносных мраморов и их эволюционное развитие во времени в полном объеме показано на уральских объектах и никем из зарубежных исследователей прежде не проводилось.

17. Уральские рубиноносные мраморы по основным параметрам аналогичны мраморам зарубежных месторождений рубина, что указывает на перспективность поисков промышленных месторождений благородного корунда и шпинели на Урале.

18. Результаты изучения рубиноносных мраморов Урала могут быть использованы при прогнозе и поисках месторождений рубинов и сапфиров в мраморах в любом регионе мира.

19. Предложена новая модель становления Карабашского гипербазитового массива, вмещающего месторождение золота «Золотая гора», позволяющая рассматривать его как результат восходящего тектонического потока корово-мантийной смеси, испытывающей декомпрессию, сложный регрессивный метаморфизм и автометаморфические (автометасоматические) преобразования.

Краткие выводы по результатам выполнений НИР или отдельных ее этапов:

(1) Методом микрорентгеноспектрального анализа определены вариации

химического состава минералов осмия, иридия, железо-платиновых твердых растворов и Ru-Os сульфидов, а также составы породообразующих и рудных минералов, находящихся в сростании или в виде микровключений в МППГ.

(2) Выявленные окислительно-восстановительные условия Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского массива, наряду с ранее проведенными исследованиями для Ru-Os-Ir и Pt-Fe минералов (Кадик и др., 1993; 1998; Малич и др., 2011), свидетельствуют о сходстве значений fO_2 , характерных для области формирования мантийных перидотитов и становления ультраосновных магматических комплексов.

(3) Установлены минеральный состав и выявлена эволюция состава рудных фаз (U-пирохлор → Та-содержащий пирохлор → собственно пирохлор стехиометричного состава → Sr- и REE-содержащие пирохлоры → эшиниты) для основных ниобиевых месторождений и рудопроявлений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала. Установлена приуроченность разновидностей рудных минералов к определенным типам пород и эволюционной стадии формирования месторождений.

(4) Получены первые данные по изотопному составу рудных редкометалльных фаз (гачеттолитам, пирохлорам, эшинитам, цирконам), что позволило сделать предварительную оценку источников рудного вещества основных ниобиевых месторождений, связанных с линейными карбонатитовыми комплексами Урала.

(5) Проведено изучение распределения рения в рудах и молибдените ряда медно-порфировых месторождений Урала. Показано крайне неравномерное распределение рения в рудах и чешуйках молибденита. Показана потенциальная промышленная рудоносность Алапаевско–Сухоложской медно-порфировой зоны (Средний Урал), имеющей протяженность около 100 км.

(6) Для Гумешевского скарново-медно-порфирового рудного поля установлено одновременное образование линейной сульфидно-скарновой рудной зоны и объемно сульфидизированного диоритового восточного массива. Возможна промышленная рудоносность последнего. Установлена сопряженность образования кор выветривания и карста с низкотемпературным метасоматозом.

(7) В Уфалейском блоке все генотипы пегматитов совмещены в долгоживущей *Слюдяногорской шовной зоне* докембрийского заложения и активной при позднепалеозойской коллизии. В обрабатываемой кварцевой жиле № 175 и во вмещающих метасоматитах широко проявлены редкоземельные и редкометалльные пегматиты. Можно ставить вопрос о попутной добыче REE минерализации.

(8) Субстратом рубиноносных мраморов были морские органические известняки и

развитые по ним метасоматические доломиты, обогащенные Al, Cr, V и другими элементами. Минералообразование носило стадийный, эволюционный характер, с различной продуктивностью и значительными колебаниями содержаний элементов-хромофоров в корунде и шпинели, что указывает на высокую подвижность Al и Cr в высокотемпературной гидротермальной системе. Они могли быть частично задействованы из субстрата мраморов, а частично привнесены метаморфогенными флюидами из зоны гранитизации.

(9) Рубины из мраморов характеризуются $\delta^{18}\text{O}$ от 19.4‰ до 23.2‰. Наиболее высокие значения получены для рубинов Кочкарского антиклинория. Рубины из мраморов и флогопит-фукситовых линз Липовского участка показали $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$: 18.9‰, Рубины из минерализованных брекчий участка Алабашка имеют более низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$: 9.1–17.6‰. Такой разрыв в изотопном составе рубинов Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев Урала можно объяснить, вероятно, уровнем метаморфизма: чем ниже метаморфизм, тем более высокие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$ имеет корунд из мраморов.

(10) Изучены шпинели Кочкарского и Мурзинско-Адуйского антиклинориев. Проведена их типизация по типоморфным признакам. Сделан предварительный вывод, что шпинель и корунд минералы-антагонисты.

(11) Температуры образования рубиноносных мраморов, оцененные методом изотопного графит-кальцитового геотермометра, соответствуют условиям метаморфизма амфиболитовой фации и составляют на Липовском проявлении 600–650°C, а на Алабашском – 620–670°C. Данные температуры характеризуют ранний регрессивный этап метаморфизма и соответствуют температурам образования известных месторождений рубина в мраморах Центральной и Юго-Восточной Азии.

(12) Впервые показано сходство изотопного состава осмия для МПГ первичного и вторичного парагенезисов в магнезиальных хромититах полосчатого комплекса Нуралинского лерцолитового массива. Изученные ассоциации МПГ, представленные Ru-Os сульфидами раннего парагенезиса частично или полностью преобразованного в ассоциацию вторичного рутения с серпентином или хлоритом, отвечают различным стадиям преобразования МПГ под воздействием родингитизирующего флюида. Пониженные относительно хондритового резервуара значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ хромититов и МПГ свидетельствуют в пользу субхондритового источника рудного вещества. *Малич К.Н.*

(13) Полученные результаты свидетельствуют о высокой устойчивости Os-изотопной системы МПГ к вторичным воздействиям и возможности использования

модельных $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ возрастов МПГ при геодинамических построениях и моделировании изотопно-геохимической эволюции мантийного вещества. *Малич К.Н.*

(14) Впервые оценены источники рудной редкометальной Zr-Nb-REE-минерализации линейных щелочно-карбонатитовых комплексов Урала. Исследования выполнены на основе нескольких изотопных систем (Sm-Nd, Rb-Sr, Lu-Hf) с применением современных изотопных методов анализа. *Недосекова И.Л.*

(15) Исследования малых структурных форм в ультрабазитах горы Карабаш позволили сделать следующие выводы. Деформации пород носят сложный характер и их трудно объяснить только поэтапным проявлением надвига, правого сдвига и сброса. Деформации кручения указывают на перемещение материала вверх в условиях правого сдвига и декомпрессии. Падение осей вращения указывает на активность восточного борта сдвига. Декомпрессия пород восходящего тектонического потока явилась причиной образования крупных крутопадающих трещин растяжения, автометаморфизма и гидротермальной деятельности, с образованием нескольких генераций родингитов, карбонатных прожилков, минералов золота. Деформации кручения в зоне правого сдвига, наложенные на тела родингитов и вызвавшие их катаклиз, подготовили структуры для богатых рудных столбов. По результатам дешифрирования космоснимков предполагается, что причиной быстрого выклинивания рудных столбов на южном фланге месторождения явились деформации кручения в массиве и их срезания пологопадающими крупными трещинами. Таким образом, проведенные исследования позволяют связать золотоносные родингиты месторождения «Золотая гора» с декомпрессией и автометаморфизмом глубинного ультрабазитового материала, поднятого восходящим тектоническим потоком. *Кисин А.Ю., Мурзин В.В.*

(16) Впервые установлено, что наиболее продуктивные в настоящее время кварцево-жильные тела особо чистого кварца «уфалейского типа», сложены метасоматическим мелкозернистым кварцем и приурочены к Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоне и их метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными, редкоземельными карбонатитами докембрийского возраста. *Огородников В.Н.*

(17) Субстратом рубиноносных мраморов были органические известняки, претерпевшие глубокие метасоматические преобразования и метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Уральские рубиноносные мраморы по основным параметрам аналогичны мраморам зарубежных месторождений рубина. *Кисин А.Ю.*

Рекомендации по конкретному использованию результатов НИР:

1) Можно рекомендовать постановку прогнозно-поисковых работ на потенциально рудоносной Алапаевско–Сухоложской медно-порфировой зоне (Средний Урал), имеющей протяженность около 100 км. (2) Можно ставить вопрос о попутной добыче REE минерализации в отрабатываемой Кыштымским ГОКом кварцевой жиле № 175, где во вмещающих метасоматитах широко проявлены редкоземельные и редкометальные пегматиты.

2) Значительная часть проведенных исследований носит чисто научный характер и может быть использована при теоретической разработке различных моделей рудообразования. Другая часть исследований (золотоносность аргиллизитов, особочистый кварц, структурная позиция месторождения «Золотая гора», рубин-шпинельсодержащие мрамора) носят научный и практический характер.

Список использованных источников

К разделу 1.

Баданина И.Ю., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Малич К.Н., Мурзин В.В. (2015) Результаты экспериментального определения собственной летучести кислорода Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал (Россия). *Геохимия*, 53(7), 661-666.

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Белоусова Е.А., Мурзин В.В., Лорд Р.А. (2014) Осмиево-изотопная систематика Ru-Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов дунит-гарцбургитовых массивов: синтез новых данных. *Тр. Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН*. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 167-172.

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Меркле Р.К.В., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Хиллер В.В. (2016) Химический и изотопный состав Os-содержащих сплавов и сульфидов золоторудного поля Эвандер Витватерсрандского бассейна (Южная Африка). *Литосфера*, 6, 129-144.

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. (2013) Минералогическо-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия). *Тр. Института геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН*, 160. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 188-192.

Борисов А.А., Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др. (1991) Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах. *Ред. А.А. Кадик. М.: Наука*, 256.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. (1986) Эволюция платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах. *Геология рудных месторождений*, 5, 16-33.

Ефимов А.А. (1984) Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 232 с.

Кадик А.А., Жаркова Е.В., Рудашевский Н.С. (1993) Окислительно-восстановительные условия формирования минералов (Os, Ir, Ru, Pt) и (Pt, Fe) ультрамафических комплексов. *Доклады АН*, 331(3), 349-352.

Кадик А.А., Жаркова Е.В., Мочалов А.Г. (1998) Окислительно-восстановительные условия формирования изоферроплатины щелочно-ультраосновного массива Кондер. *Доклады АН*, 358(2), 244-247.

Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. (2016) Вещественный состав и осмиевая изотопия первичной и вторичной ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Россия). *Геология рудных месторождений*, 58(1), 3-22.

Малич К.Н., Кадик А.А., Баданина И.Ю., Жаркова Е.В. (2011) Окислительно-восстановительные условия формирования минералов осмия Гулинского массива, Россия. *Геохимия*, 49(7), 767-771.

Молошаг В.П., Смирнов С.В. (1996) Платиноидная минерализация Нуралинского гипербазит-габбрового массива (Южный Урал). *Записки ВМО*, 1, 48-54.

Мочалов А.Г., Дмитренко Г.Г., Рудашевский Н.С., Жерновский И.В., Болдырева Н.Н. (1998) Гексаферрум (Fe,Ru), (Fe,Os), (Fe,Ir) – новый минерал. *Записки ВМО*, 5, 41-51.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. (1999) Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). *Екатеринбург: УГГГА*, 93 с.

Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Смирнов С.В. и др. (1991) Первая находка шорломитов в офиолитовых гипербазитах Урала. *Доклады АН СССР*. 317(5), 1207-1212.

Рудашевский Н.С., Костянов А.И., Рудашевский В.Н. (1999) Минералогические и изотопные свидетельства происхождения массивов альпинотипной формации (на примере Усть-Бельского массива, Корякское нагорье). *Записки ВМО*, 128(4), 11-28.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. (1983) Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов. *Записки ВМО*, 1, 3-13.

Рудник Г.Б. (1965) Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. *Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов*. М.: Наука, 68-100.

Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 246 с.

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. (1983) Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале. *Геотектоника*, 2, 42–57.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. (1996) Геохимическая типизация уральских офиолитов. *Геохимия*, 3, 195–218.

Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. (2000) U-Pb возраст циркона из диоритов Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале. *Доклады АН*, 371(1), 96–100.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007) Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 310 с.

Ahmed, A.H., Arai, S. Platinum-group minerals in podiforms chromitites of the Oman ophiolite. *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. P. 597–616.

Allegré C.J., Luck J.-M. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 48. P. 148-154.

Arai S., Akizawa N. Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite. *American Mineralogist*. 2014. V. 99. P. 28–34.

Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Griffin W.L., Meisel T.C., Murzin V.V., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Mineral chemistry and isotopic composition of ophiolitic Os-rich alloys and Ru-Os sulfides: synthesis of new data. *12th International Platinum Symposium Abstracts* (Anikina E.V. et al. eds.). Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014. P. 289-290.

Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Meisel T.C. Closed-system behaviour of the Re-Os isotope system recorded in primary and secondary PGM assemblages: evidence from a mantle chromitite at Harold's Grave (Shetland ophiolite Complex, Scotland). *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 75. P. 174-185.

Barnes S.-J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to midamphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*. 2000. V. 41. P. 387-409.

Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys. *Journal of Geophysical Research*. 1980. V. 85. № B10. P. 5461-5470.

Brandon A.D., Creaser R.A., Shirey S.B., Carlson R.W. Osmium recycling in subduction zones. *Science*. 1996. V. 272. P. 861-864.

- Cabri L.J., Harris D.C., Weiser T.W. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world. *Exploration and Mining Geology*. 1996. V.5. P. 73-167.
- Carlson R.W. Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology. *Lithos*. 2005. V. 82. P. 249-272.
- Colás V., González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Fanlo I., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kerestedjian T., Proenza J.A. Fingerprints of metamorphism in chromite: New insights from minor and trace elements. *Chemical Geology*. 2014. V. 389. P. 137-152.
- Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.G. Deep-level geodynamics. *Rotterdam: Swets and Zeitlinger*, 1998. 328 p.
- Garuti G., Zaccarini F., Cabella R., Fershtater G. Occurrence of unknown Ru-Os-Ir-Fe oxides in the chromitites of the Nurali ultramafic complex, Southern Urals, Russia. *Canadian Mineralogist*. 1997. V.35. P. 1431-1439.
- Gervilla F., Padrón-Navarta J., Kerestedjian T., Sergeeva I., González-Jiménez J.M., Fanlo I. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: a two-stage process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. V.164. P. 1-15.
- González-Jiménez J.M., Gervilla F., Proenza J.A., Augé T., Kerestidjian T. Distribution of platinum-group minerals in ophiolitic chromitites. *Applied Earth Section B (Transactions Institution Mining and Metallurgy)*. 2009. V. 118. P. 101-110.
- González-Jiménez J.M., Gervilla F., Griffin W.L., Proenza J.A., Auge T., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Os-isotope variability within sulfides from podiform chromitites. *Chemical Geology*. 2012. V. 291. P. 224-235.
- González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals. *Lithos*. 2014. V. 189. P. 127-139.
- González-Jiménez J.M., Locmelis M., Belousova E. et al. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed ultramafic massif of Dobromirski (Bulgaria). *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 555-574.
- Grieco G., Diella V., Chaplygina N.L., Savelieva G.N. Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews*. 2007. V. 30. P. 257-276.
- Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group element alloys: review and revision. *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 231-237.

- Heald E.F. Thermodynamics of iron-platinum alloys. *Transactions of Metallurgical Society AIME*. 1967. V. 39. P. 1337-1340.
- Elliott W.C., Grandstaff D.E., Ulmer G.C., Buntin T., Gold D.P. An intrinsic oxygen fugacity study of platinum-carbon associations in layered intrusions. *Economic Geology*. 1982. V. 77. № 6. P. 1493-1510.
- Malitch K.N., Merkle R.K.W. Ru-Os-Ir-Pt and Pt-Fe alloys from the Evander Goldfield (Witwatersrand Basin, South Africa): detrital origin inferred from compositional and osmium isotope data. *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 631-650.
- Malitch K.N., Junk S.A., Thalhammer O.A.R., Melcher F., Knauf V.V., Pernicka E., Stumpfl E.F. Laurite and ruarsite from podiform chromitites at Kraubath and Hochgrossen, Austria: new insights from osmium isotopes. *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. P. 331-352.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J. Lorand J.-P. Osmium isotopic composition of mantle xenoliths: a global perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. P. 1311-1323.
- Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*. 1997. V. 38. P. 1419-1458.
- O'Driscoll B., González-Jiménez J.M. Petrogenesis of the platinum-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2016. V. 81. P. 489-578.
- Shi R., Alard O., Zhi X., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X. Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 261. P. 33-48.
- Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Campas F., Birck J.-L., Allegre C.J. Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals Iherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics. *Chemical Geology*. 2007. V. 240. P. 61-84.
- Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W., Becker H., Grossman J.N., Rubin A.E. Comparative ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 4187-4201.
- Zaccarini F., Bindi L., Garuti G., Proenza J.A. Ruthenium and magnetite intergrowths from the Loma Peguera chromitite, Dominican Republic, and relevance to the debate over the existence of platinum-group element oxides and hydroxides. *Canadian Mineralogist*. 2014. V. 52. P. 617-624.
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Garuti G. Composition and mineralogy of PGE-rich chromitites in the Nurali Iherzolite-gabbro complex. *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 545-562.

К разделу 2

Алексеев А.В. Зональность рудных тел по составу хромшпинелидов. *8-е Чт-я пам. Чирвинского*. Пермь. 2006.

Алексеев А.В., Чернецкая М.В. Строение хромитовых рудных зон в дунитах альпинотипных массивов. *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс, 2011. С. 72-75.

Варлаков А.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс офиолитов и его происхождение. *Екатеринбург: УрО РАН*. 1996. 179 с.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных гипербазитов Урала. *СПб.: Недра*, 1992. 197 с.

Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). *М.: Наука*, 1995. 46 с.

Пустоветов А.А., Митина Е.А., Уханов А.В., Никольская Н.Е., Сенин В.Г. Неоднородность акцессорного хромшпинелида как возможный геотермометр. *Геохимия*, 1992. № 10. С. 1412-1422.

Уханов А.В. Никольская Н.Е., Гужова А.В. Следы кристаллизационной дифференциации в уральских хромитах. *Геохимия*. 1990. № 1. С. 61-72.

Царицын Е.П. О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. *Новосибирск: Наука*, 1983. С. 186-195.

Чащухин И.С., Булыкин Л.Д., Чащухина В.А. О природе хромитового оруденения в породах дунит-клинопироксенитового комплекса офиолитов Среднего Урала. *Ежегодник-2004 ИГГ УрО РАН*, 2005. С. 353-358.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. *Екатеринбург: ИГГ УрО РАН*, 2007. 310с.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 2001, Vol 42, Iss 12, PP. 2279-2302.

К разделу 3

Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В. и др. (2010) О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала). *Докл. АН*, 435(2), 218–222.

Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б., Кононова В.А., Брёкер В. (1993) Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал. *Петрология*, 1(5), 536-549.

- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Немов А.Б., Бушарина С.В. (2014) Цирконология пегматитов Ильменских гор. *Докл. АН*, 457(4), 455.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. (2010) Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского Массива (Южный Урал). *Докл. АН*, 431(3), 1–4.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. (2010) Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu–Hf-изотопии в цирконах. *Докл. АН*, 435 (2), 234-239.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные. *Докл. АН*, 446(1), 71–76.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные. *Литосфера*, (5), 77-95.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. (2014) U-Pb-возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Ю. Урал. *Литосфера*, (5), 19-32.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. (2016) Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*, 57(6), 1135-1154.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy A.G., Gieré R., Kartashov P.M. (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *The Canadian Mineralogist*, 48, 673–698.
- Bell K., Petersen T. (1991) Nd and Sr Isotope Systematics of Shombole Volcano, East Africa, and the Links between Nephelinite, Phonolites and Carbonatites. *Geology*, 19, 582–585.
- Hogarth D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, 62, 403-410.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219–229.
- Kramm U. (1993) Mantle components of carbonatite from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd-Sr Study. *Eur J Mineral*, 5, 985–989.
- Scherer E., Münker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293, 683–687.

Zindler A., Hart S.R. (1986) Chemical geodynamics. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 14, 493–571.

К разделу 4

Вотьяков С.Л., Масленников В.В., Борисов Д.Р., Краснобаев А.А. Марганец – индикатор условий образования карбонатов на колчеданных медно-цинковых месторождений Южного Урала (Россия). *Геология рудных месторождений*. 1996. Т. 38. № 6. С. 558-569.

Замятина Д.А., Мурзин В.В. Источники вещества и флюида при формировании золото-сульфидного оруденения Ауэрбаховского вулcano-плутонического пояса на Северном Урале. *Литосфера*. 2016. № 1. С. 169-177.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Ронкин Ю.Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // *Литосфера*. 2010. № 6. С. 66-73.

Murzin, V.V., Naumov, E.A., Azovskova, O.B., Varlamov, D.A., Rovnushkin, M.Yu., Pirajno, F. The Vorontsovskoe Au-Hg-As ore deposit (Northern Urals, Russia): Geological setting, ore mineralogy, geochemistry, geochronology and genetic model. *Ore Geology Reviews* (2017), doi:10.1016/j.oregeorev.2016.10.037.

Мурзин В.В., Бортников Н.С., Сазонов В.Н. Эволюция изотопного состава углерода и кислорода карбонатов и рудообразующего флюида Миндякского золоторудного месторождения. *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. С. 252-254.

Сорока Е.И., Молошаг В.П., Филиппов В.Н., Галахова О.Л., Притчин М.Е. Хлорит в околорудных породах Сафьяновского медноколчеданного месторождения. XIII Всеросс. Науч. Чт-я пам. Ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс. 2012. С. 67-74.

Ohmoto H., Rye R. O. Isotope of sulfur and carbon, in Barnes, H. L. Ed. *Geochemistry of Hydrothermal deposits*. N.Y.: John Wiley & Sons. 1979. P. 509-567

Ohmoto H., Goldhaber M.B. Sulfur and carbon isotopes. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. N.Y.: John Wiley and Sons. 1997. P. 517-611.

Ray I.S., Ramesh R. Rayleigh fractionation of stable isotopes from a multicomponent source. *Geochim. Et Cosmochim.Acta*. 2000. № 64. P. 299-306.

Schindler P., Subrata G. Electron paramagnetic resonance of Mn²⁺ in dolomite and magnesite, and Mn²⁺ distribution in dolomites. *American Mineralogist*. 1970. V. 55. P. 1889–1896.

Sheppard S.M.F., Schwarcz H.P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol*. 1970. 26. P. 161-198.

Zheng Y.-F. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*. 1999. 33. P. 109-126.

К разделу 5

Азовскова О.Б. Углеродистый метасоматоз, особенности золотого оруденения и самородные металлы Мраморской зоны смятия, Средний Урал. *Автореф. дисс. к. г.-м. н.*, 2005. Екатеринбург. 28 с.

Азовскова О.Б., Малюгин А.А. Новые данные о минералогии коры выветривания и аргиллизитов Гумешевского месторождения (Средний Урал). *Науч. Чте-я пам. П.Н. Чирвинского. «Проблемы минералогии, петрографии и минерагении»*. Пермь, 2013. С. 9-17.

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Малюгин А.А. Гумешевское месторождение – от древних времен до наших дней. *Уральская минералогическая школа – 2013*. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2013. С. 12-18.

Азовскова О.Б., Щегольков Ю.В., Главатских С.П., Некрасова А.А. Пирит из ореолов активизации крупных разломных структур: некоторые типоморфные особенности и связь с углеродистым метасоматозом. *Мат-лы Междун. семинара «Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества»*, Сыктывкар, 2012. С.

Баранников А.Г. Рудоносность заполненного мезозойского карста на Урале: проблемы изучения. *Руды и металлы*. 2013. № 4. С. 23–29.

Баранников А.Г., Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Готтман А.А., Смагин И.В. Рудоносный карст мезозойского возраста Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). *Руды и металлы*. 2016. № 2. С. 84-99.

Баранников А.Г., Савельева К.П. Состав и строение медистых глин Гумешевского медно-скарнового месторождения. *Вестник Пермского университета. Геология*, 2011. Вып. 3 (12). С.60-68.

Баранников А.Г., Угрюмов А.Н. Проблемы эндогенного золотого рудогенеза мезозоя Урала. *Литосфера*. 2003. № 1. С. 13–26

Грабежев А.И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): анализ эволюции рудно-магматической системы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, С, О,Н). *Геология рудных месторождений*. 2010. № 2. С. 153-170.

Грабежев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовскова О.Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал). *Докл. АН*. 2001, т. 380, № 2. С. 41-53.

Грязнов О.Н., Баранников А.Г., Савельева К.П. Нетрадиционные типы золото-аргиллизитового оруденения в мезозойских структурах Урала. *Известия УГГУ*. 2007. Вып. 22. С. 41-53.

Грязнов О.Н., Вахрушев С.Н. Золото-аргиллизитовая формация Урала. *Руды и металлы*. 1997. № 2. С. 73–84.

Савельева К.П., Кокорин Н.П., Костромин Д.А., Малюгин А.А., Азовскова О.Б. Проявление полигенного золоторудного метасоматоза в районе Гумешевского медноскарнового месторождения. *Матер. Всеросс. конф. «Метасоматизм и рудообразование»*. Екатеринбург, УГГА, 1997. С. 66-67.

Ухов И.С. Новая методика определения окатанности песчаных кварцевых зерен. *Ярославский педагогический вестник*. 2013. № 4. Т. III. С. 284-289.

Azovskova O.B., Malyugin A.A., Nekrasova A.A., Yanchenko M.Yu. Pyrite from zones of Mz-Kz reactivation of large faults on the eastern slope of the Ural Mountains, Russia. *WASET. Engineering and Technology*. Issue 79. London, 2013. P. 463–467.

К разделу 7

Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Л.Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации. *М.: Недра*, 1967. 200 с.

Багдасаров Ю.А. Линейно-трещинные тела карбонатов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов. *Докл.АН СССР*. 1979. Т. 248. № 2. С. 412-415.

Багдасаров Ю.А. Вертикальная зональность и фаціальность карбонатитовых метасоматитов. *Метасоматизм и рудообразование*. *М.: Наука*, 1984. С. 224-230.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. *М.: Наука*, 1976. 268 с.

Белковский А.И. Симплектит-эклогиты Среднего Урала. *Свердловск*, 1989. 204 с.

Беляев К.Д., Ганеев И.Г., Чайка В.М., Чернов В.Д. Рудные ресурсы и их размещение по геоэпохам. Редкие металлы: тантал, ниобий, скандий редкие элементы, цирконий, гафний. *М.: Недра*. 1996. 175 с.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г. Редкометальные камафориты. *М.: Наука*, 1973. 176 с.

Еськова Е.М. Щелочные редкометальные метасоматиты Урала. *М.: Наука*, 1976. 292 с.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов в щелочном комплексе Вишневых гор. *М.: Наука*. 1964. 213 с.

Ефимов А.Ф., Еськова Е.М. Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала. Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. *М.: Наука*, 1973. 173 с.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса. *Ежегодник-2009*, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158, 2010. С. 273-279.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале. *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 240. № 4. С. 930-933.

Лутц Б.Г., Минеев Д.А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59-104.

Макарочкин Б.А., Минеев Д.А., Александров В.Б. О цериевой разновидности фергюссонита. *Тр. Мин. Музея им. А.Е. Ферсмана*, вып. 16, 1965. С. 164-172.

Минеев Д.А. Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала. *Докл. АН СССР*. 1959. Т. 127. № 4. С. 865-868.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А. U-Pb-возраст и изотопный состав цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (результаты исследования методом LA-SPMS). *Ежегодник-2013*. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161, 2014. С. 350-353.

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Sr-Nd-C-O изотопные данные и геохимия карбонатитов Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и Куртинской зоны (Ю. Урал). *Ежегодник-2004*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2005. С. 198 - 206.

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса: геохимические и генетические особенности, роль силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-гидротермальной несмесимости и флюидно-гидротермальных процессов в карбонатитообразовании. *Ежегодник-2008*. Екатеринбург: Тр. ИГиГ УрО РАН, вып. 156, 2009. С. 166-175.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Модель формирования кварцево-жильных образований Урала. *Известия УГГУ*. 2012. Вып. 27-28. С. 8-14.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л., Савичев А.Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. *Екатеринбург: Изд-во ИГиГ РАН-УГГУ*, 2016. 283 с.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). *Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН-УГГУ*, 2007. 187 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. *Уфа: Даурия*, 2000. 146 с.

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 150 с.

Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. *Известия АН СССР. Сер. геол.* № 10. 1975. С. 27-35.

Свешникова Е.В., Жабин А.Г., Яковлевская Т.А., Александров В.Б. О титансодержащем колумбите из щелочных массивов. *Новые данные о минералах СССР*, вып. 16, 1965. С. 45-56.

Свяжин Н.В., Левин В.Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале. *Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала*. Тр. Института геологии УФАН СССР, вып. 70, 1965. С. 91-95.

Суставов С.Г., Огородников В.Н. Иттроколумбит-(Y) в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения (Южный Урал). *Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 106-113.

Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., и др. Гранитный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*. 2006. № 3. С. 3-27.

К разделу 8

Баталина А.А., Мурзин В.В., Кисин А.Ю. Изотопный состав и температура образования рубиноносных мраморов Алабашского проявления (Средний Урал). *Ежегодник-2002/ИГГ УрО РАН: Информ. Сб. науч. тр.* Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 168-170.

Кисин А.Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости // *Дисс... уч.ст.д.г.-м.н.* Пермь, 2009. 454 с. (Рукопись).

Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). *Свердловск: Изд. УрО АН СССР*, 1991.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Томилина А.В., Притчин М.Е. Рубин-сапфир-шпинелевая минерализация в мраморах Среднего и Южного Урала: геология, минералогия, генезис. *Геология рудных месторождений*. 2016. Т. 58. № 4. С. 385-402.

Томилина А.В. Особенности химического состава слюд рубиноносных мраморов Липовского проявления. *Уральская минералогическая школа-2013: мат-алы Всерос. науч. конф.* Екатеринбург: УГГУ, 2013. С. 165–170.

Томилина А.В., Кисин А.Ю., Андреичев В.Л., Смолева И.В. Температура образования мраморов Липовского и Алабашского проявлений рубина (по результатам изотопных исследований кальцита и графита). *Ежегодник-2014*. Вып. 162. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 210-215.

Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D. et al. Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model. *Ore Geology Reviews*. 2008. 34. P. 169–191.

Giuliani, G., Fallick, A.E., Garnier, V. et al. Oxygen isotope composition as a tracer for the origins of rubies and sapphires. *Geology*. 2005. 33. P. 249–252.

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Yu. et al. Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences. *Ore Geology Reviews*. 2015. 68. P. 164-170.

Giuliani, G., Ohnenstetter, D., Fallick, A.E., Groat, L., Fagan, A.J., 2014. The geology and genesis of gem corundum deposits. In: Groat, L.A. (Ed.), *Geology of Gem Deposits*, 2nd edition. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series* (44). Mineralogical Association of Canada, Québec, Canada. ISBN: 9780921294375, pp. 23–78.

Dunn S.R., Valley J.W. Calcite-graphite isotope thermometry: a test for polymetamorphism in marble, Tudor gabbro aureole, Ontario, Canada. *J. Metaphor. geol.* 1992. V. 10. P. 487–501.

Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. (1984) Месторождение Золотая Гора. *Золоторудные месторождения СССР*. Т.1. М.: Недра, 187-195.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. (2005) Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 496 с.

Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. *Уфа: «Гилем»*, 348.

Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Майер М.Ф. (2005) Структурный контроль золотородингитового оруденения месторождения Золотая гора (Южный Урал). *Известия ВУЗ. Геология и разведка*. (1), 30-35.

Кисин А.Ю. (2009) Общекоровая складчатость и горообразование. *Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки*. 151 (3), 216-228.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В. (2012) Малые структурные формы в ультрабазитах горы Карабаш. *Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы*. Мат-лы Всеросс. конф. (XV Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 117-119.

Ложечкин М.П. (1935) Карабашское месторождение медистого золота. *Проблемы геохимии основных магм*. Свердловск: УФАИ СССР, 35-44.

Мурзин В.В. (2006) Происхождение флюида при формировании золотоносных родингитов по изотопным данным (на примере Карабашского массива альпинотипных гипербазитов, Южный Урал). *Докл. АН*. 406 (5), 683-686.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. (2002) Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала). *Литосфера*. (4), 63-77.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2003) Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования. *Геотектоника*. (3), 42-64.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая гора (о «золото-родингитовой» формации). *М.: Научный мир*, 220.

Болтыров В.Б., Пыстин А.М., Огородников В.Н. Региональный метаморфизм пород в северном обрамлении Санарского гранитного массива на Южном Урале. *Геология метаморфических комплексов Урала*. Свердловск, 1973. Вып. 91. С. 53-66.

Кисин А.Ю., Таланцев А.С. Особенности формирования хондродит-тремолитовых прожилков в толще мрамора из района кочкарской гранитной интрузии. *Записки ВМО*. 1986. № 1. С. 93-99.

Литвиненко А.К. Реконструкция бокситоподобных осадков в раннепротерзойских метаморфитах Центрального Памира. *Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли*. Мат-лы 5-го Всеросс. литолог. сов-я (Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.). Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 428-430.

Сазонов В.Н. Хром в гидротермальном процессе (на примере Урала). *М.: Наука*, 1978. 288 с.

Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. *М.: Наука*, 1981. 136 с.

Шамси-заде А. Геолого-петрохимическая характеристика месторождений рубина в докембрийских скарнированных мраморах Южного Памира. *Тр. Ин-та геологии АН Республики Таджикистан. Нов. Серия*. Вып. 3. Душанбе, 2004. С. 179-198.

Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D. et al. Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model. *Ore Geology Reviews*. 2008. 34. P. 169–191.

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Yu. et al. Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences. *Ore Geology Reviews*. 2015. 68. P. 164-170.

Приложение А. Список работ, опубликованных и подготовленных в ходе выполнения НИР (за весь период)

а) количество научных работ, опубликованных в ходе выполнения проекта (за весь период проведения проекта). Из них:

- количество изданных монографий 2

- количество опубликованных статей в рецензируемых журналах 18

- количество статей, опубликованных в сборниках 13
- количество опубликованных тезисов докладов 9
- количество полученных патентов;
- научные отчеты по итогам полевых работ.

Монографии:

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекова И.Л. Савичев А.Н. Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. *Екатеринбург: ИГГ УрО РАН-УГГУ*. 2016. 35,5 печ.л.

Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Науч. Монография. (20 п.л.) (План 2017 года).

Статьи в рецензируемых журналах:

Баданина И.Ю., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Малич К.Н., Мурзин В.В. Результаты экспериментального определения собственной летучести кислорода Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал (Россия). *Геохимия*. 2015. Т. 53. № 7. С. 661-666.

Грабежев А.И., Коровко А.В., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. Потенциально промышленная Алапаевско–Сухоложская медно–порфировая зона (Средний Урал). *Литосфера*. 2015. № 3. С. 79-92.

Кисин А.Ю. Дырчатые брекчиевые известняки Уфимского плато и проблема их происхождения. *Вестник ПГУ*. 2016. № 3. С. 49-60.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Притчин М.Е. Тектоническая позиция золотого оруденения горы Карабаш (Южный Урал): по результатам изучения малых структурных форм. *Литосфера*. 2016. № 4. С. 79-91.

Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Томилина А.В., Притчин М.Е. Рубин-сапфир-шпинелевая минерализация в мраморах Среднего и Южного Урала: геология, минералогия, генезис. *Геология рудных месторождений*. 2016. № 4. С. 385-402.

Кисин А.Ю., Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Томилина А.В. Первая находка благородной шпинели на Светлинском месторождении горного хрусталя (Южный Урал). *Известия Уральского государственного горного университета*. 2015. Вып. 3 (39). С. 21-27.

Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичной и вторичной ассоциаций

минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Россия). *Геология рудных месторождений*. 2016. Т. 58. № 1. С. 3-22.

Мурзин В.В., Наумов Е.А., Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б. (2017) Ag-Ag возраст золото-мышьяковых руд Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал, Россия). *Литосфера*, 17(3), 127-132.

Мурзин В.В., Шанина С.Н. (2017) Физико-химические условия отложения золота в магнетит-хлорит-карбонатных породах в Карабашском массиве гипербазитов (Южный Урал). *Литосфера*, 17(6), 110-117.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. Изотопный состав гафния и редкие элементы как идентификаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Доклады АН*. 2015. Т. 461. № 5 С. 569-574.

Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. Редкие элементы и изотопный состав гафния и как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 6. С. 1135-1154.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Карбонатиты и нельсониты Уфалейского метаморфического комплекса. *Горно-геологический журнал*, (г. Житигора) 2017, № 1-2 (49-50).

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Минералогия карбонатитов Уфалейского метаморфического комплекса. *Известия УГГУ*, вып.3(47), 2017. С. 24-34.

Огородников В.Н., Сустанов С.Г., Ханин Д.А., Шагалов Е.С., Поленов Ю.А. (2017) Минералогия карбонатитов Уфалейского метаморфического комплекса. *Известия Уральского государственного горного университета*, 3(47), 24-33.

Рябинин В.Ф., Вусихис А.С., Кудинов Д.З. Исследование возможности гравитационного разделения хвостов флотации талька. *Обогащение руд*. 2016. № 3. С. 52-57.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Лютоев В.П., Галахова О.Л. Магнетитовая минерализация околорудных пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Записки РМО*. 2016. № 3. С. 23-35.

Шерендо Т.А., Вдовин А.Г., Мартышко П.С., Митрофанов В.Я., Алексеев А.В., Замятин Д.А., Важенин В.А., Памятных Л.А. Природа геомагнитных аномалий в метаморфизованных дунитах с хромитовым оруденением в южной части Ключевского альпинотипного массива (Средний Урал). *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 3. С. 608-623.

Grabezhev A.I., Voudouris P.C. Rhenium distribution in molybdenite from Vosnesensk porphyry Cu (Mo–Au) deposit (Southern Urals, Russia). *Canadian Mineralogist*. 2014. 52 (4). 671-686, published ahead of print January 13, 2015.

Nedosekova I.L., Belousova E.A., Belyatsky B.V. Hf Isotopes and Trace Elements as Indicators of Zircon Genesis in the Evolution of the Alkaline-Carbonatite Magmatic System (Il'meno-Vishnevogorskii Complex, Urals, Russia). *Doklady Earth Sciences*. 2015. Vol. 461. Part 2. P. 384-389.

Sherendo T., Mitrofanov V., Vdovin A., Martyshko P., Alexeev A., Zamyatin D., Vazhenin V., Pamyatnykh L. Magnetic Clusters in Natural Ferro-Chromian Spinel. *Solid State Phenomena*. Vol. 233-234 (2015) P. 587-590.

Sherendo T.A., Vdovin A.G., Martyshko P.S., Mitrofanov V.Ya., Alekseev A.V., Zamyatin D.A., Vazhenin V.A., Pamyatnykh L.A. The nature of geomagnetic anomalies in metamorphosed chromite-bearing dunites: a case study of the southern Klyuchevskoy complex, Central Urals. *Russian Geology and Geophysics*. 2015. 56. P. 476–486.

Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Yu., Yakovenko V.V., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Sutherland F.L., Agoshkov A.I. Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences. *Ore Geology Reviews*. 2015. 68. P. 164-170.

Статьи в сборниках:

Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Рудная ниобиевая минерализация редкометалльных месторождений и рудопроявлений Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (Южный Урал). *Ежегодник-2014*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. С. 175–183.

Кисин А.Ю., Томилина А.В., Замятин Д.А. Благородная шпинель в мраморах восточного склона Урала. *Геммология*. Сб.ст. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2015. С. 86-95.

Томилина А.В., Кисин А.Ю., Андреичев В.Л., Смолева И.В. Температура образования мраморов Липовского и Алабашского проявлений рубина (по результатам

изотопных исследований кальцита и графита). Ежегодник-2014. Вып. 162. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 210-215.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Особенности редкоземельных карбонатитов Уфалейского метаморфического комплекса. Ежегодник-14. Тр. 162, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2015. С. 121-126.

Чукреева М.В., Алексеев А.В. Изучение зональности рудных тел по составу оливина в хромитовом месторождении № 219 Верх-Нейвинского массива (Средний Урал). *Российское минералогическое общество. Вестник Уральского отделения.* № 13. 2016. С. 138-144.

Кисин А.Ю., Попов М.П., Томилина А.В. Особенности корунда из слюдитов Мариинского месторождения изумруда (Средний Урал). *Российское минералогическое общество. Вестник Уральского отделения.* 2017. № 14. С. 64-74.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Карбонатиты и нельсониты в кварцево-жильных месторождениях Уфалейского метаморфического комплекса. *Металлогения древних и современных океанов.* Миасс ИМ УрО РАН, 2017.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Генезис кварца Слюдяногорского типа Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса. *Российское минералогическое общество. Вестник Уральского отделения.* № 13. 2016.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Жильный кварц кыштымского типа. *Российское минералогическое общество. Вестник Уральского отделения.* № 14, 2017. 87-93.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Роль карбонатитов и нельсонитов в образовании жил особо чистого кварца месторождений Уфалейского метаморфического комплекса. *Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.* Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого-2017. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2017. С. 111-114.

Ровнушкин М.Ю., Азовскова О.Б., Халилова А.Ф. Типоморфизм самородного золота зоны окисления Гумешевского месторождения. *Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.* Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого-2017. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2017. С. 131-135.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Смолева И.В. Результаты с-о изотопных исследований карбонатов Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Тектонические, магматические, метаморфические факторы формирования и*

размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого-2017. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2017. С. 146-149.

Тезисы и материалы конф.:

Nedosekova I.L. Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Lu-Hf isotope systems as a signature of sources of alkaline-carbonatite magmatism (by the example of Urals and Timan complexes, Russia). *Alkaline magmatism of the Earth and related strategic metal deposits*, XXXII International Conference, Apatity, 7-14.августа 2015. P. 78-80.

Недосекова И.Л., Белоусова Е.А. U-Pb–возраст цирконов и длительность формирования Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Урал. *Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы.* Мат-лы VI Росс. Конф. по изотопной геохронологии. ИГГД РАН. Санкт-Петербург, 2015. С. 186-188.

Soroka E.I., Pritchyn M.E. Magnesite mineralization of the Safianovskoe massive sulfide deposit (Middle Ural, Russia). *Alkaline magmatism of the Earth and related strategic metal deposits/* Proceedings of XXXII International Conf., Apatity, 2015. P. 125-126.

Сорока Е.И., Притчин М.Е., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. Sm-Nd изотопия карбонатов околорудных пород Сафьяновского медноколчеданного месторождения (Средний Урал). *Изотопное датирование геохронологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы.* Сб. мат. IV российской конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2015. С. 285-288.

Кисин А.Ю. Геология месторождений рубина и сапфира в мраморах. *Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок.* Мат-лы Всеросс. науч. конф. XVI Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 48-53.

Томилина А.В., Кисин А.Ю., Андреичев В.Л., Смолева И.В. Температура образования мраморов Липовского и Алабашского проявлений рубина (по результатам изотопных исследований кальцита и графита). *Ежегодник-2014.* Вып. 162. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 210-215.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. Особенности редкоземельных карбонатитов Уфалейского метаморфического комплекса. *Ежегодник-14.* Тр. 162, ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2015. С. 121-126.

Грабежев А.И., Азовскова О.Б., Ронкин Ю.Л. Гумешевское скарново–медно–порфиговое рудное поле: соотношение сульфидно-скарновой зоны месторождения и

минерализованных диоритов восточного массива. *Ежегодник – 2014*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 162. 2015. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2015. С. 196-200.

Недосекова И.Л. Изотопно-геохимические характеристики, модельный возраст субстрата и модели магмогенерации карбонатитовых комплексов Уральской складчатой области (на основе Rb-Sr, Sm-Nd- и Lu-Hf изотопный данных). *В сб.: Щелочной магматизм Земли и связанные с ним месторождения стратегических металлов. Школа Щелочной магматизм Земли*. Труды XXXIII Международной конференции. Отв. редактор: Л.Н. Когарко. 2016. С. 81-82.