

VII ВСЕРОССИЙСКАЯ (С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ)
**УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ
КОМПЛЕКСЫ:**
ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

29 августа – 3 сентября 2022 г.
г. Апатиты, Мурманская область

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

Материалы научной конференции

29 августа – 3 сентября 2022 г.



Издательство Кольского научного центра
2022

УДК 552.32.5.6+553.481.43
ББК 26.325.13
У 515

Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал.
Материалы конференции. - Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2022. - 135 с.

В сборнике представлены труды VII Всероссийской (с международным участием) конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал». Основная тематика конференции затрагивает вопросы геологии, геодинамических обстановок формирования, петрологии и геохимии ультрамафит-мафитовых комплексов.

Ответственный редактор

А.В. Мокрушин, канд. геол.-мин. наук., зам. директора по научной работе
Геологического института Кольского научного центра РАН (ГИ КНЦ РАН)

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/publications/>

Утверждено к печати Учёным советом ГИ КНЦ РАН.

УДК 552.32.5.6+553.481.43
ББК 26.325.13

Научное издание
Статьи печатаются в авторской редакции
Технический редактор В. Ю. Жиганов
Подписано в печать 04.07.2022. Формат бумаги 60×84 1/8.
Усл. печ. л. 16.16. Заказ № 44. Тираж 30 экз.

© Коллектив авторов, 2022
© Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, 2022
© ФИЦ «Кольский научный центр РАН», 2022

СОДЕРЖАНИЕ

Азимов П.Я., Степанова А.В., Лезжов А.М., Егорова С.В. Зональные коронарные структуры в оливиновых габброноритах Беломорья (“друзитах” Е.С. Фёдорова): механизмы и условия образования	5
Арискин А.А., Бычков К.А., Бармина Г.С., Николаев Г.С. КОМАГМАТ-5.3: новые возможности и примеры применения	9
Асавин А.М. База данных для хранения информации и сопоставления разрезов расслоенных комплексов	13
Баданина И.Ю., Малич К.Н., Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В. Особенности изотопного состава серы Ru-Os сульфидов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции: первые данные	18
Бадрединов З.Г., Марковский Б.А. Пикриты Камчатско-Корякской зоны взаимодействия континентальной и океанической плит	21
Вантеев В.В., Кислов Е.В., Гончарук И.С. Базальты района сапфиросной россыпи Нарын-Гол (бассейн р. Джида, Западное Забайкалье)	25
Гроховская Т.Л., Вымазалова А., Магазины Л.О., Ковальчук Е.В. Парагенетические ассоциации минералов платиновой группы в ЭПГ-Cu-Ni рудах интрузии Мончетундра, Кольский п-ов, Россия	29
Грошев Н.Ю. Особенности образования контактового ЭПГ-оруденения в Мончегорском расслоенном комплексе	32
Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Мансур Э.Т., Барнс С.-Дж., Иванов А.Н., Суценко А.М. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства необычной последовательности формирования Западно-Панского расслоенного интрузива	34
Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г. Использование программы Gehenna 2.0 для реконструкции термальной истории норильских интрузий	38
Гурьянов В.А. Геология и минералогия сульфидных PGE-Cu-Ni руд месторождения Кун-Маньё, юго-восточное обрамление Сибирской платформы	42
Киселева О.Н., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Жмодик С.М. Химические и микроструктурные особенности минералов платиновой группы, формировавшихся на различных стадиях развития Оспино-Китойского офиолитового массива юго-восточной части Восточного Саяна	46
Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вурмс Д.М. Состав хромита и включений в нем: особенности формирования хромитов Бушвельда	50
Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф. Нефрит месторождения Нырдовоменшор, Полярный Урал: особенности состава и условий формирования	54
Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Егорова Ю.С. Палеоархейские ортопироксениты Бугской гранулитогнейсовой области – состав и возраст	58
Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский интрузивный комплекс (Восточный Саян) как проявление щелочно-ультраосновного магматизма	62
Мочалов А.Г. Критерии распространения россыпеобразующих формаций и россыпных месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита	64
Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Раннедокембрийские коматииты: геохимия, классификация и генезис магм	68
Николаев Г.С. Инфильтрация интеркумуляусного расплава как механизм переноса сульфидного вещества и перспективы рудоносности Бураковско-Аганозёрского плутона	71
Никулин И.И. Докембрийский магматизм активной палеоокраины Сибирской платформы – Игарский выступ	75
Орсоев Д.А., Мехоношин А.С. Минералогические и геохимические индикаторы формирования габбро-перидотитовых силлов неопротерозойского Довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия)	78
Пшеницын И.В., Арискин А.А. Реконструкция состава исходной магмы апофиза Йоко-Довыренского массива	82
Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Мокрушин А.В., Базай А.В. Хромшпинелиды в породах участка «Пентландитовое ущелье» (Мончегорский район, Кольский регион)	85

Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Веселовский Р.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В. Мафические дайки 2.68 млрд лет в Мурманском кратоне: часть неoarхейской крупной магматической провинции АМСГ-типа на севере Фенноскандии	88
Серов П.А., Кадыров Р.И., Калашников А.О. Микротомография сульфидных минералов: исследования внутренних микровключений и следствия для Sm-Nd датирования рудогенеза	91
Смолькин В.Ф. Эволюция высокомагнезиальных мантийных магм в раннем докембрии (Кольский регион)	94
Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В. Дайки основных пород как индикаторы остаточных расплавов Мончеплутона (Кольский регион)	97
Соболев С.Н. Петроструктурные маркеры в кумулатах и их генетическое значение ...	101
Соловова И.П., Юдовская М.А., Аверин А.А. Полиминеральные включения в кумулульном оливине ультрамафитов массива Уиткомст, Бушвельд, как индикатор позднемагматического метасоматоза с образованием псевдоморфоз по амфиболу	105
Спиридонов Э.М. Возможная импактная инициация гигантской сибирской трапповой формации и уникальных норильских месторождений. продуктивность рудоносных интрузивов	109
Спиридонов Э.М. Эквипотенциальные твердые растворы (Pd, Pt, Au, Ag)(Sn, Sb, Bi, Te, As) и продукты их твердофазных превращений в рудах главной Хараелахской сульфидной залежи Норильского рудного поля	113
Спиридонов Э.М., Николаев Г.С., Путинцева Е.В. Сульфидная петрология Йоко-Довыренского гипербазит-базитового интрузива и Байкальского Cu-Ni месторождения (байкалиды Северного Прибайкалья)	117
Спиридонов Э.М., Николаев Г.С., Путинцева Е.В. Анортозиты и сульфидоносные анортозиты – цемент магматических брекчий в Йоко-Довыренском гипербазит-базитовом интрузиве (байкалиды Северного Прибайкалья)	121
Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Егорова С.В., Суханова М.А., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. Сарийская (2400 млн лет) крупная магматическая провинция на Фенноскандинавском щите: геохронология, состав и условия формирования базитов	125
Трофимов А.В., Кислов Е.В., Цыдыпов Ж.Н. Урбиканской комплекс ультрамафит-мафитовых массивов, северо-восточный берег Байкала: геология и состав	128
Asavin A.M., Anosova M.I., Senin V.G., Veksler I.V. Distribution of trace and rare earth elements in the rocks and minerals from the typical petro-cycle of the layered section of the East Pana intrusion	132

**ЗОНАЛЬНЫЕ КОРОНАРНЫЕ СТРУКТУРЫ
В ОЛИВИНОВЫХ ГАББРОНОРИТАХ БЕЛОМОРЬЯ
("ДРУЗИТАХ" Е.С. ФЁДОРОВА): МЕХАНИЗМЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

П.Я. Азимов¹, А.В. Степанова², А.М. Лезжов¹, С.В. Егорова²

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, pavel.azimov@mail.ru

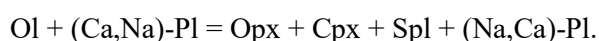
² ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, stepanov@krc.karelia.ru

Реакционные минеральные структуры нередко наблюдаются в базитах складчатых поясов и особенно характерны для пород, в которых сосуществуют оливин и плагиоклаз. Один из известных примеров таких пород – оливиновые габбронориты Беломорской провинции (БП) Фенноскандинавского щита, в которых подобные каймы ("друзитовые структуры") впервые описал Е.С. Фёдоров (Фёдоров, 1896). Происхождение подобных структур вызывает споры: одни авторы рассматривают их как постмагматические, возникшие при остывании интрузий, другие связывают с наложенным региональным метаморфизмом, а сам Е.С. Фёдоров полагал, что они возникают при последовательной кристаллизации минералов из расплава.

БП сложена метаморфизованными мезо- и неоархейскими супракрустальными и ортопородами, вновь подвергшимися метаморфизму в ходе Лапландско-Кольской орогении (1.95–1.85 млрд лет). Эти породы в раннем и среднем палеопротерозое (2.5–2.1 млрд лет) неоднократно были прорваны множеством интрузий основного–ультраосновного состава (Stepanova et al., 2022). Наиболее широко распространённые из них, ОI габбронориты, имеют возраст 2.40–2.45 млрд лет. Чаще всего они образуют небольшие бескорневые тела (первые десятки и сотни метров) с тектоническими контактами, представляющие собой тектонические пластины, линзы или будины (Бабарина и др., 2017). Реже это дайки с интрузивными контактами, ещё реже – крупные интрузивные тела. Габбронориты того же возраста с аналогичным составом распространены и в соседней Карельской провинции, но там они образуют дайки и крупные тела с интрузивными контактами без явной тектонической переработки (Егорова, 2017).

Для ОI габброноритов БП, даже для малых тел, характерна магматическая расслоенность. Состав пород может меняться от лейко- до меланогабброноритов, в крупных телах доходя до плагиоцелитов, а иногда до анортозитов. ОI габбронориты обычно имеют кумулятивные структуры. Кумулюсные минералы представлены Орх, Срх и ОI, интеркумуляусные – РI и Вт. Орх и Срх образуют крупные идиоморфные зёрна, ОI – более мелкие округлые зёрна. Рудные минералы представлены Снр и сульфидами, в Вт присутствуют зёрна Пт или Rt. Зёрна РI отделены от ОI, а иногда и от Орх, коронарными структурами, а сам первичный РI интенсивно замещается вторичным (более кислым), с многочисленными субмикроскопическими вростками глинозёмистой Spl (Егорова, Степанова, 2012), которые придают РI в шлифах бурый цвет. В образцах РI благодаря вросткам Spl приобретает голубой или зеленоватый цвет, указывающий на присутствие ОI в габброноритах. В безоливиновых разностях габброноритов РI не голубой, а сероватый. Изредка в РI можно наблюдать "звёздчатые" вростки иглоочек Спн. Зёрна ОI разбиты трещинами, содержащими серпентиноподобный агрегат. Кроме кумулюсного ОI в матрице породы, ОI иногда встречается в виде округлых включений в кумулюсном Орх. Этот оливин более магнезиальный, чем оливин из матрицы породы, и ортопироксен возникает при его супрасолидусной реакции с расплавом. В кумулюсных зёрнах Орх распространены микронные вростки Снр, придающие зёрнам Орх в шлифах коричневый цвет и подчёркивающие их первичную зональность и секториальность. В зёрнах магматического Срх обычны субмикроскопические вростки Ti минералов.

Короны между ОI и РI часто двухслойные (рис. 1). "Внутренний" слой, ближайший к реликтовому ОI, сложен «венцовым» агрегатом зёрен Орх + Срх, ориентированных по нормали к исходной границе ОI и РI. Концентрация вростков Spl в зёрнах первичного РI максимальна вблизи короны. Пироксены в составе короны бесцветные, низкокальциевые и низкоглинозёмистые, не содержат ни хромита, ни шпинели. Образование этих корон может быть описано минеральной реакцией:



Поскольку наклон линии этой реакции в РТ–координатах очень пологий (Kushiro, Yoder, 1966), её протекание невозможно при изобарическом остывании и требует роста давления по отношению к начальному парагенезису. Изобарическое остывание должно было бы привести к реакции плагиоклаза не с оливином, а с пироксенами, с образованием тремолита или роговой обманки за счёт двух

пироксенов и плагиоклаза (Frost, 1976). Но эта реакция в габброноритах не наблюдается. Наши термобарометрические расчёты показывают, что кристаллизация оливиновых габброноритов происходила при 1050–1200°C, а образование ранних кайм – при температурах 680–950°C, отвечающих условиям гранулитовой – верхов амфиболитовой фации метаморфизма. Давления в обоих случаях не превышают 3–5 кбар, но сравнивать их между собой трудно из-за большой погрешности барометрических расчётов, вызванной низким содержанием глинозёма (порой и < 1 мас.% Al₂O₃) в пироксенах.

Вторая (“внешняя”) зона в коронах образована либо Grt ± Hbl-Prg каймами (рис. 1а), нередко с включениями Spl в Grt или амфиболе, либо Spl–Orx, Spl–Cpx и Spl–Hbl симплектитами без граната (рис. 1б). Безгранатовые каймы характерны для более меланократовых пород с меньшим количеством плагиоклаза (меланогаббро и пдагиоперидотитов), а гранатсодержащие – для более лейкократовых (габбро и лейкогаббро). В некоторых породах могут отмечаться и те, и другие, что отражает локальную неоднородность состава пород.

Возникновение гранатсодержащих кайм определяется реакцией



Рост граната в каймах происходит за счёт плагиоклаза, с его постепенным замещением – вплоть до образования полных псевдоморфоз Grt по Pl. Гранатовые каймы появляются и между Pl и кумулюсным Орх. Одновременно с замещением плагиоклаза гранатом происходит замещение реликтового Ol агрегатом зёрен Орх, но не «венцовым», а гранобластовым, с изометричными зёрнами. Шпинель-пироксеновые симплектиты во внешней кайме возникают там, где в существующих условиях порода слишком богата магнием, чтобы в ней был устойчив гранат. Особенность пироксенов из “внешних” кайм (в парагенезисе со шпинелью) – в высоком содержании в них Al₂O₃ (до 8–9 мас.% Al₂O₃ в Орх).

Интеркумулюсный Vt в породах с минимально развитыми гранатовыми или шпинель-пироксеновыми каймами содержит включения Plm, а по мере развития поздних кайм ильменит сменяется рутилом. Зёрна Plm и/или Rt могут наблюдаться и в матрице породы, в этом случае они часто обрастают каймой амфибола. Иногда можно видеть паргаситовый агрегат, замещающий по краям зёрна биотита. Паргаситовый амфибол замещает также кумулюсные кристаллы Cpx. Наиболее устойчивый из магматических минералов – Орх. Он по границам зёрен и по трещинам замещается новообразованным ортопироксеном и амфиболами, но степень такого замещения ниже, чем у других минералов.

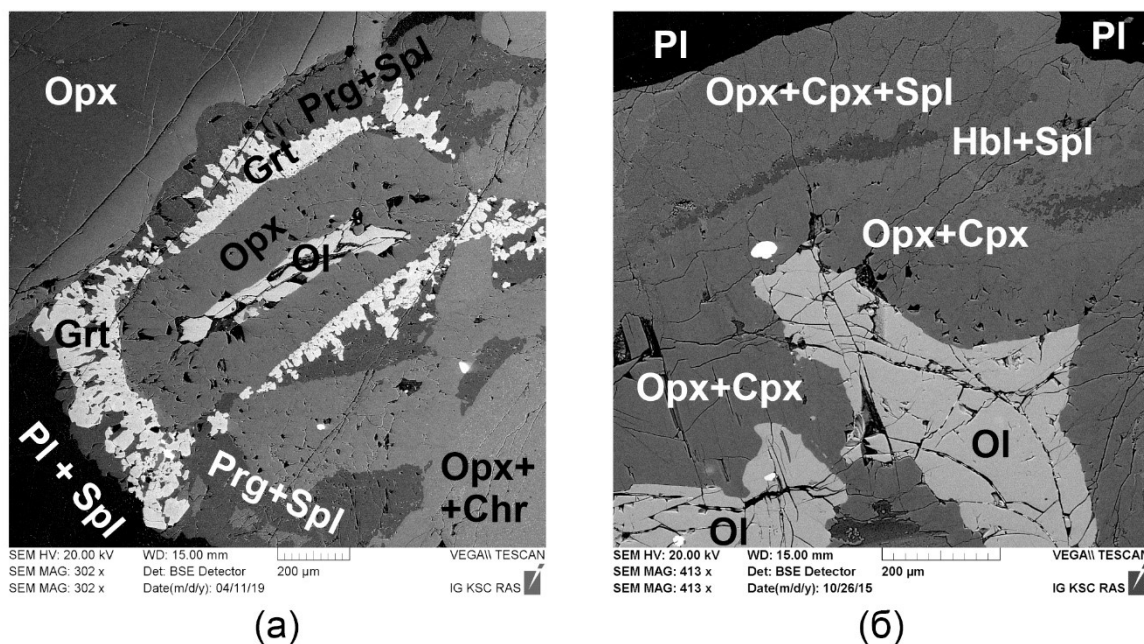


Рис. 1. BSE-изображения зональных реакционных кайм (корон) в габброноритах вокруг оливина: а) с гранатом, б) с пироксен-шпинелевыми симплектитами. Гранат и пироксен-шпинелевые симплектиты образуют внешние зоны (гранатовая кайма на контакте с пироксеном обрамлена ещё паргаситом).

Внутренняя (ранняя) кайма образована мономинеральным Орх (а) и Cpx–Орх агрегатом (б).

При возрастании интенсивности минеральных преобразований в умеренно магнезиальных породах Pl полностью замещается гранатом, оливин – порфиробластами ортопироксена, а матрица породы оказывается сложена агрегатом Prg ± Ath. В матрице или возле граната присутствуют также небольшие зёрна Vt. Однако и в полностью замещённой породе, сложенной метаморфическими минералами, нередко встречаются реликтовые зёрна магматического Орх, хорошо узнаваемого по включениям Chr. Эти зёрна могут располагаться рядом с бесцветными порфиробластами метаморфического Орх. В отличие от Орх, реликтовые зёрна кумулюсного Срх в нацело метаморфизованных породах никогда не сохраняются. В наиболее магнезиальных породах (меланогаббро и плагиолерцолитах) полного метаморфического преобразования обычно не происходит, и сохраняются многочисленные реликты магматических минералов.

Термобарометрические расчёты показывают, что поздние каймы – с гранатом или со шпинель-пироксеновыми симплектитамы – возникают при гранулитовом метаморфизме повышенных давлений (от 8–9 кбар и выше) при температурах ~700–850°C, а полное замещение магматических минералов происходит на фоне компрессии, с ростом давления до 20–24 кбар. Ретроградная стадия в гранатсодержащих породах проявляется в замещении граната Vt–Pl или Hbl–Pl агрегатом – опять же вплоть до полной псевдоморфизации. Зёрна Орх (как реликтового магматического, так и метаморфического) замещаются антофиллитом.

Таким образом, изучение последовательности минеральных преобразований в оливиновых габброноритах показывает, что реакционные каймы в них связаны не с супрасолидусными реакциями и не с постмагматическим субизобарическим остыванием породы, а с метаморфическими преобразованиями, протекающими в несколько стадий в присутствии водного флюида (необходимого для появления амфибола). В пользу метаморфической природы кайм свидетельствуют и свежие геохронологические данные, полученные для времени формирования ранних (двупироксеновых) кайм по циркону, замещающему магматический бадделеит. Для этих кайм установлен возраст 1911 ± 35 млн лет (Сальникова и др., в печати), отвечающий ранней стадии Лапландско-Кольской коллизии, тогда как возраст кристаллизации самих габброноритов ~2.4 млрд лет (Stepanova et al., 2022). Метаморфическая природа реакционных корон в оливиновых габброноритах Беломорья также согласуется с отсутствием пироксен- и гранатсодержащих корон в одновозрастных габброноритах Карельского кратона, имеющих схожий состав и кристаллизовавшихся в подобных условиях (Егорова, 2017), но не вовлечённых затем в высокоградные метаморфические преобразования.

Работа выполнена в рамках тем НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0002 и ИГ КарНЦ РАН № FWME-2019-0060.

Список литературы

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я. и др. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3-19.

Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2017. 23 с.

Егорова С.В., Степанова А.В. Палеопротерозойские габбронориты северной части Беломорского подвижного пояса – новые данные о минеральном составе и химизме // Труды КарНЦ РАН. 2012. № 3. С. 56-64.

Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я. и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // Петрология. 2022. Принято к печати.

Фёдоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московск. сельхоз. института. 1896. Год II. Кн. 1. С. 168-187.

Frost B.R. Limits to the assemblage forsterite–anorthite as inferred from peridotite hornfelses, Icicle Creek, Washington // Amer. Mineral. 1976. Vol. 61. No. 7-8. P. 732-750.

Kushiro I., Yoder H.S. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation // J. Petrol. 1966. Vol. 7. No. 3. P. 337-362.

Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2022. Vol. 518. P. 101-128.

**ZONAL CORONA STRUCTURES IN OLIVINE GABBRONORITES OF
THE WHITE SEA AREA (E.S. FEDOROV'S "DRUSITES"):
FORMATION MECHANISMS AND CONDITIONS**

P.Ya. Azimov ¹, A.V. Stepanova ², A.M. Lezzhov ¹, S.V. Egorova ²

¹ IPGG RAS, Saint-Petersburg, Russia, pavel.azimov@mail.ru

² IG KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia, stepanov@krc.karelia.ru

Reaction mineral structures are not infrequently revealed in the basites of fold belts. These structures serve as a characteristic feature of rocks where olivine and plagioclase coexist. The study of sequence of mineral transformations in olivine gabbro-norites of the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield shows that reaction rims in those rocks are associated neither with supra-solidus reactions nor with post-magmatic sub-isobaric rock cooling. Instead, the rims are associated with metamorphic transformations that happen in several stages in the presence of a water fluid.

КОМАГМАТ-5.3: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ И ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ

А.А. Арискин^{1,2}, К.А. Бычков¹, Г.С. Бармина², Г.С. Николаев²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

² ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, gsbarmina@rambler.ru, gsnikolaev@rambler.ru

КОМАГМАТ-5.3 (2021) – актуальная версия моделей семейства КОМАГМАТ-5 (Ariskin et al., 2018a), предназначенных для расчетов кристаллизации рудоносных мафит-ультрамафитовых магм и кумулатов (<https://comagmat.web.ru/apps-comagmat.html>). Изменения включают перекалибровку модели растворимости Fe-Ni сульфидов в мафит-ультрамафитовых магмах (Ariskin et al., 2013) и добавление в базовый алгоритм уравнений, описывающих равновесие шпинель – расплав в широком диапазоне составов магматических систем (Николаев и др. (2018аб) с поправками). Эти калибровки позволили скорректировать зависимость состава модельных сульфидов от температуры и провести оценку параметров кристаллизации алюмохромита на Ol-Sp и других петрологически важных котектиках. Сравнение экспериментальных и модельных последовательностей выделения Al-Cr шпинели показано на рис. 1.

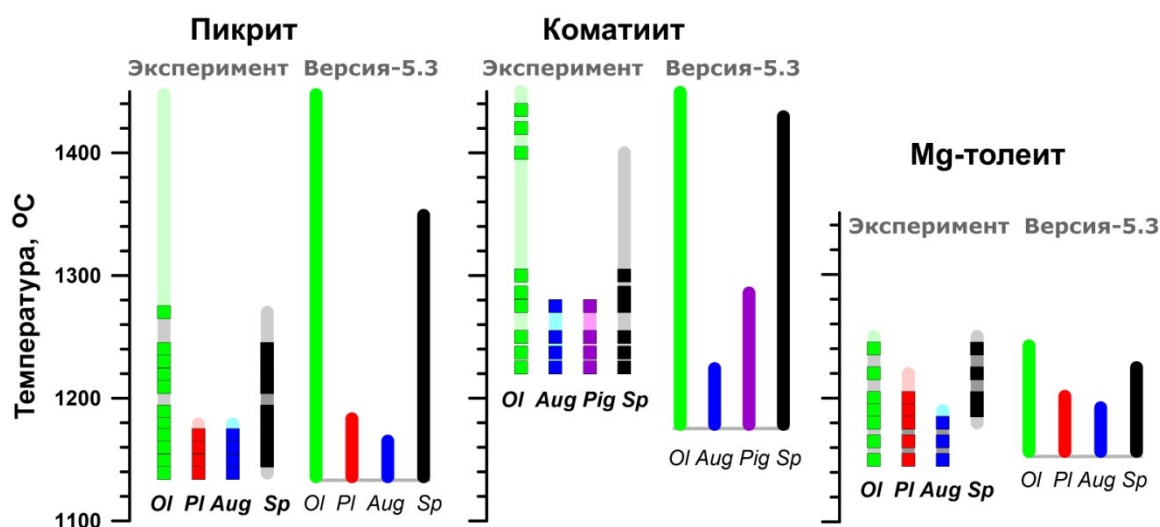


Рис. 1. Сравнение порядка кристаллизации минералов по результатам экспериментов и расчетов при помощи программы КОМАГМАТ-5.3.

Для каждого состава слева – экспериментальные точки при изученных температурах, справа – результат моделирования до степени кристаллизации 65-80%. Более светлым фоном показан интервал стабильности каждого минерала, ожидаемый по результатам серии опытов при конкретных температурах. В случае пикрита ликвидусная температура оливина в экспериментах не определена и рассчитана по модели КОМАГМАТ-5.3. Обозначения минералов: *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз, *Aug* – авгит, *Pig* – пижонит, *Orx* – ортопироксен, *Sp* – шпинель.

Эффективность программы КОМАГМАТ-5.3 демонстрируют расчеты для пикродолерита DV30-2, отобранного в эндоконтакте Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье. Эта оливин-порфировая порода содержит 24.4 мас. % MgO, что близко среднему составу Довырена. Генетические реконструкции показали, что она представляет примитивный оливиновый ортокумулат, в начале затвердевания отвечавший равновесию 37% кристаллов *Ol* состава ~Fo88 с 63% магниального расплава (~11 мас. % MgO и 52% SiO₂) при температуре около 1285°C (Арискин и др., 2017). Используя КОМАГМАТ-5.3, удалось оценить дополнительные характеристики этой протокумулусной смеси, включая оценки растворимости сульфидной серы (SCSS) и состава первичной алюмохромистой шпинели (рис. 2-3).

Модельные расчеты для номинально сухих условий при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей QFM, показали, что порядок кристаллизации этого кумулата отвечает последовательности *Ol* → сульфид → *Pl* → высоко-Са пироксен → *Orx*. Причем протокумулусная смесь при 1285°C содержит около 1 мас. % Al-Cr шпинели. Это согласуется с присутствием многочисленных включений шпинели в оливине из наиболее примитивных базальных пород Довырена (Ariskin et al., 2018b). По результатам расчетов силикатно-сульфидная несмесимость начинается в интеркумулусе при ~1220°C,

несколько раньше кристаллизации *Pl*. Модельная растворимость сульфидов при этих параметрах составляет 0.085 мас. % S.

На рис. 2 показаны важные характеристики эволюции состава расплавов, несмесимой сульфидной жидкости и пропорций кристаллизации рудных фаз как функция степени кристаллизации. Подобные зависимости наглядно отражают композиционные вариации и их различия, поскольку составы остаточных расплавов в закрытой систем определяются, в первую очередь, количеством кристаллизовавшихся минералов (Арискин, Бармина, 2000).

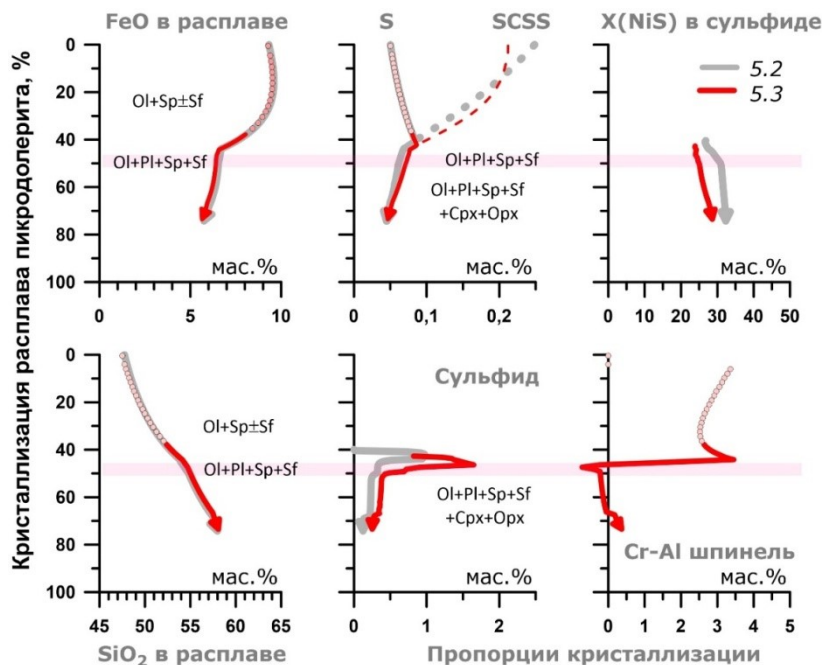


Рис. 2. Эволюция состава остаточных расплавов, несмесимых сульфидов и пропорции кристаллизации рудных фаз в зависимости от степени кристаллизации модельных систем. Обозначения 5.2 и 5.3 относятся к предыдущей и актуальной версии программ серии КОМАГМАТ-5. Розовой полоской показан интервал кристаллизации Ol-Pl-Sp-сульфидной котектики – до появления на ликвидусе пироксенов (по обновленной модели КОМАГМАТ-5.3).

Особый интерес представляют данные по пропорциям “кристаллизации” сульфида и шпинели (см. два правых графика в нижней части рис. 2). В результате изменения модели SCSS и учета шпинели программа КОМАГМАТ-5.3 предсказывает теперь более высокую пропорцию выделения сульфидов: на Ol-Sp-сульфидной котектике - 1.2-1.6 мас. % сульфида (вместо 0.7-1% в случае КОМАГМАТ-5.2), а на Ol-Sp-Pl-сульфидной котектике – 0.7-0.9 мас. % (вместо 0.3-0.5%). С началом кристаллизации клинопироксена эти оценки составляют 0.4-0.5 мас. % сульфида (вместо 0.2-0.3%), а при появлении ортопироксена и перитектическом растворении оливина снижаются до 0.25 мас. % (вместо 0.10%).

Вариации пропорций Al-Cr шпинели носят немонотонный характер: максимальные значения около 3.5 мас. % характерны для поля избыточного оливина – непосредственно перед началом кристаллизации плагиоклаза, после чего резко падают до отрицательных значений (крайний правый график внизу рис. 2). Это означает, что экстракция Al_2O_3 плагиоклазом из расплава дестабилизирует шпинель, а ранее выделившиеся кристаллы этого минерала должны растворяться. Этот перитектический эффект может иметь важное значение в контексте проблем образования хромититов в ультрамафит-мафитовых массивах (Николаев и др., 2019).

Подобная топология находит отражение в эволюции состава шпинели: на этапе кристаллизации Ol-Sp-сульфидной котектики хромистость шпинели $Cr/(Cr+Al)$ снижается, а после появления плагиоклаза начинает расти на фоне более быстрого роста ее окисленности (рис. 3). С началом кристаллизации клинопироксена скорость перитектического растворения шпинели снижается (очевидно из-за понижения доли кристаллизующегося Pl), что выражается в изгибе тренда повышения ее хромистости (рис. 3). После появления Орх пропорция кристаллизации Sp вновь приобретает слабо положительные значения (0.2-0.3 мас. %), т.е. количество Sp в системе практически не меняется.

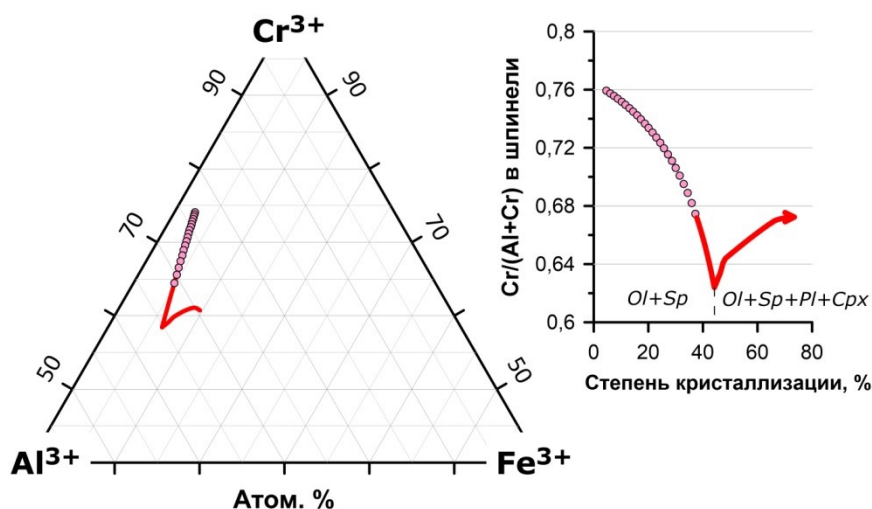


Рис. 3. Эволюция состава алюмохромита при равновесной кристаллизации расплава пикродолерита DV30-2 (расчеты по модели КОМАГМАТ-5.3)

Слева – проекции составов на диаграмму трехвалентных катионов, справа – хромистость шпинели Cr# в зависимости от степени кристаллизации модельной системы.

Дополнительные примеры использования программы КОМАГМАТ-5.3 включают оценки состава исходных довыренских магм по методу геохимической термометрии (Арискин, Бармина, 2000) и расчеты вариаций состава протосульфидных жидкостей в зависимости от количества остаточного расплава.

Новая версия программы КОМАГМАТ-5.3 представлена в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН (Москва) по теме “Изучение геохимических, космогонических и космохимических процессов методами математического моделирования”.

Список литературы

Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) *Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм* (ред. И.Д. Рябчиков). Москва: Наука, 363 с.

Арискин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. (2017) Моделирование микроэлементного состава сульфидной жидкости в кристаллизующейся базальтовой магме: развитие концепции R-фактора // *Геохимия*. Том 55. № 5. С. 453-462.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. (2018а) SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид-расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: I. Формулировка, калибровка и тестирование модели // *Геохимия*. Том 56. № 1, С. 28-49.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. (2018б) SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид-расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: II. Описание программы, топология модельной системы хромшпинелид – расплав и ее петрологические приложения // *Геохимия*. Том 56. №. 2. С. 135-146.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. (2019) Численное моделирование влияния петрогенных компонентов на растворимость хромшпинелида в расплаве и возможный механизм образования хромититов // *Доклады Академии наук*. Т. 487(1). С. 78-81.

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Bychkov K.A. et al. (2013) Modeling solubility of Fe-Ni sulfides in basaltic magmas: The effect of Ni in the melt // *Economic Geology*. Vol. 108. No 8. P. 1983-2003.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. (2018а) The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // *J. Petrol.* Vol. 59. No 2. P. 283-298.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. (2018b) The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. Vol. 302–303. P. 242-262.

COMAGMAT-5.3: NEW CAPABILITIES AND EXAMPLE APPLICATIONS

Ariskin A.A.^{1,2}, Bychkov K.A.¹, Barmina G.S.², Nikolaev G.S.²

¹Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

⁴Vernadsky Institute, Moscow, Russia, gsbarmina@rambler.ru, gsbnikolaev@rambler.ru

An updated version of the COMAGMAT-5.3 program is presented, targeted at simulations of the silicate-sulfide immiscibility in parallel to crystallization of Al-Cr spinel and other minerals. It increases the realism of modeled crystallization for basalt-komatiite magmas, including estimates of the composition and relative proportions of spinel and immiscible sulfides. Examples of application include characteristics of olivine cumulates from the basal zone and underlying sills of the Dovyren intrusive complex in Northern Transbaikalia.

БАЗА ДАННЫХ ДЛЯ ХРАНЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ И СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ РАССЛОЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

А.М. Асавин

Институт Геохимии и аналитической химии РАН, Москва, РФ, aalex06@inbox.ru

Положение рудных тел многих магматических месторождений и особенно, связанных с расслоенными комплексами определяется структурным положением в разрезе plutонического тела. Особенно это характерно для малосульфидных платиноносных и хромитоносных месторождений. При анализе информации по строению этих месторождений всегда возникает необходимость построения обобщенных разрезов из разных частей интрузии по данным разведочных скважин и геологических обнажений. Более того, при поисках закономерностей размещения рудных тел возникает потребность, в сопоставлении разрезов различных интрузий, используя опубликованные литературные данные или фондовые материалы. В данной работе представлен ряд алгоритмов сопоставления разрезов, описана структура хранения информации по петрографии разрезов в виде базы данных и пример использования данного подхода при сопоставлении разрезов Бушвельдского и Панско-Федоровского массивов.

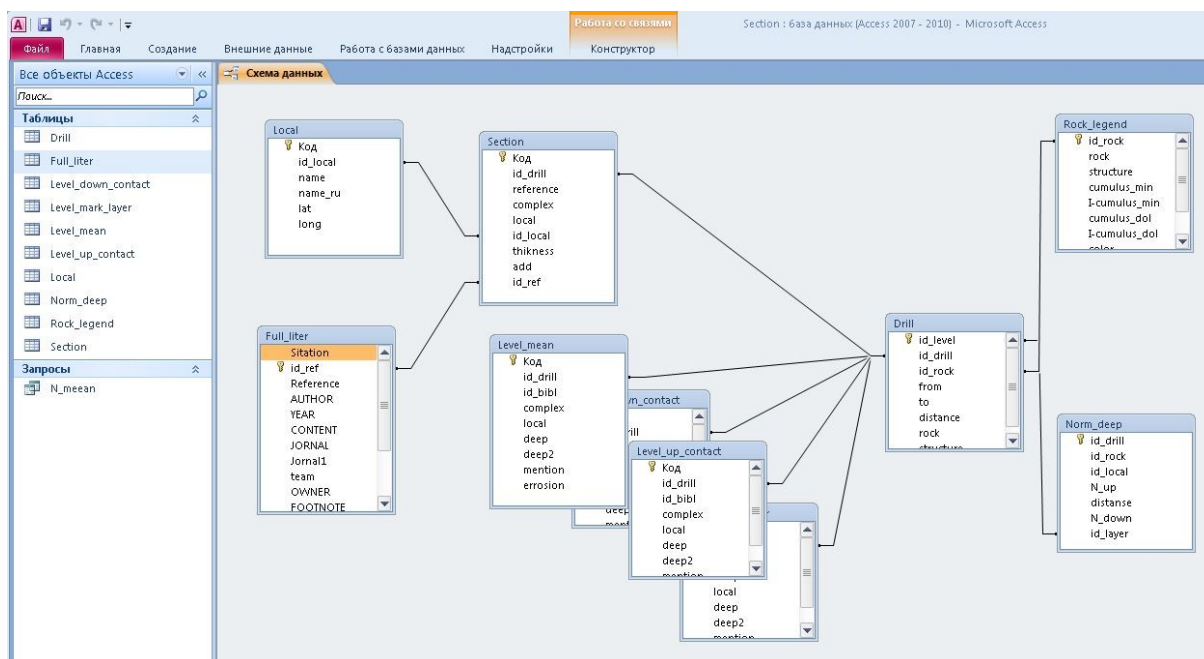


Рис 1. Структура связей таблиц в одной из первых версий базы данных реализованная на СУБД Access MS.

Структура базы данных представлена на (рис.1). Основная структурная единица хранения информации по разрезу в базе данных таблица «drill». Она максимально приближено к формату журнала описания бурения. Индексными являются поля для связи с таблицей общего описания объекта (интрузивного тела) – «Local» и словарем петрографических типов пород «Rock_legend». Для ввода дополнительной информации по обобщенным разрезам выделена отдельная таблица «section». Это удобная вспомогательная таблица для хранения, например общей мощности по разрезу, списка используемых скважин, указания названия характерной части разреза, привязки к источнику данных и т.п.

Очень важным смысловым элементом базы данных является таблица с описанием пород. Индексация пород в таблице выполнена с возрастанием степени дифференцированности от троктолита до анортозита. Введена группировка пород на нижнюю, среднюю и верхнюю зоны. Отдельно выделена группа с рудными горизонтами и зона закалки. Манипуляция с этими полями позволяет достаточно гибко выстраивать смысловые связи между группами пород и их разновидностями. Наш опыт показывает, что оптимальным для петрографического описания разреза является трех-уровневая типизация пород, но для данных целей мы выбрали упрощенную, двух-уровневую типизацию. Идентификационные номера пород в дальнейшем позволяют визуализировать на графиках взаимосвязь пород – нарастание степени дифференциации, сходство

пород с близкими номерами, и т.п. задач. В таблице также реализовано поле синонимов для унификации авторских названий пород.

Такая структура хранения данных позволяет достаточно полно хранить информацию по составу пород в разрезе. Проводить их унификацию и сопоставление по разрезам. Мы принципиально не включили в базу данные по химическому анализу пород и минералов, поскольку эта информация не принципиальна для задачи сопоставления разрезов и получена обычно уже тогда, когда сопоставление разрезов в пределах массива уже выполнено.

Процедура сопоставления разреза слоистой толщи может быть решена двумя способами – относительное расположение структурных единиц разреза друг относительно друга или привязка к единому для всех разрезов структурному или гипсометрическому элементу. Понятно, что в большинстве случаев в пределах одного массива за этот уровень принимают относительную отметку поверхности Земли. Однако при сопоставлении разных массивов этот метод вызовет определенные трудности. В первую очередь за счет разного уровня эрозионного среза, и во вторых за счет постмагматической истории геологического развития территории, когда в процессе тектонических движений первичное расположение элементов массива может быть существенно смещено, друг относительно друга (например, за счет вертикальных сбросов). Больше того в ряде случаев в результате тектонических движений массив поворачивается на бок (Йокко-Довыренский массив например) или даже имеет опрокинутое залегание.

Поэтому достаточно интересно попытаться использовать первый подход, ориентированный на выделении некоторого структурного элемента относительно которого и будет рассчитываться положение остальных петрографических элементов в разрезе интрузии. Например, таким элементом может быть контактовая зона интрузива с вмещающими породами. Действительно поверхность контакта объективно контролирует потери тепла магматической камеры и таким образом фиксирует внутренний тепловой градиент в интрузии, который, по мнению большинства исследователей, является главным фактором определяющим структуру расслоенности. К сожалению, не во всех случаях, не возможно, оценить положение контакта интрузива и тогда возникает необходимость придумать привязку к иному структурному элементу.

В качестве такого элемента нам кажется можно использовать условную субгоризонтальную осевую плоскость полу мощности интрузии. Эта линия также будет характеризовать как размер интрузии, так и ее теплопотери, как линия где эти теплопотери минимальны, а остаточные расплавы сохраняются максимальное время. Естественно тепловое поле в интрузии значительно сложнее и процессы тепловой конвекции, кристаллизации минералов, отделения дополнительных магматических фаз и летучих компонентов вносят существенную поправку в эту картину. Но в любом случае роль диссипативной потери тепла за счет теплоотвода от стенок камеры остается одним из главных факторов. Кроме того использования такой условной плоскости позволяет учитывать геометрию магматической камеры, поскольку она может быть сложной формы, например вогнутой для лополит подобной камеры или вертикальной для дайковых комплексов. Отсчет от условной осевой плоскости интрузии имеет еще и то преимущество, что обычно все скважины на массиве ее пересекают и следовательно их можно привязать к единой точке отсчета.

При наличии данных об эрозионном срезе массива можно вводить соответствующую поправку на положение средней линии, уменьшая гипсометрический уровень положения разреза. Данные алгоритмы реализованы в запросах «N_mean» и «Calc_place». В таблице «Level_mean» с привязкой по скважинам можно указать на сдвиг разреза по вертикали на заданный уровень и проверить полноту совпадения петрографических разрезов.

На (рис.2) левая и центральная части рисунка относятся к разрезам Федорово-Панской интрузии, а правая к разрезу Бушвельда. Соответственно цветом указаны разные Восточная и Западная части объектов – разрезы 1, 2 и 3 соответственно. Номерами на оси обозначены петрографические разновидности в разрезе (см. табл. 1). На вертикальной оси отложена нормированная к полуширине интрузивного тела позиция пород в разрезе. В связи с этим вертикальная ось меняется от 100 до -100 и проходит через ноль. Появление на разных глубинах одних и тех же пород или их последовательностей отражает появление повторяющихся расслоенных комплексов, как в случае Восточно-Панских разрезов 1-2 (Казанов и др. 2010). Эти комплексы на рисунке (см.1А) соединены красными стрелочками. Важно подчеркнуть, что относительное положение петрографических элементов разреза в Восточно-Панском разрезе очень похоже, о чем говорит параллельность стрелок. Напротив, в Западно-Панском разрезе (разрез 3) отсутствует такое повторение (Габов 2009; Gabov et al. 2007). Последнее, хороший пример, когда генерализация разреза в работе не позволило показать наличие ритмики, хотя она в Восточно-Панском разрезе и описана (Логовская и др. 2021; Казанов & Калинин

2011;). Здесь картина напоминает простую эволюцию-дифференциацию. С ростом дифференциации по разрезу вверх от оливиновых разностей до кислых разностей и анортозитов с накоплением флюидов и появлением в разрезе амфибол содержащих разностей.

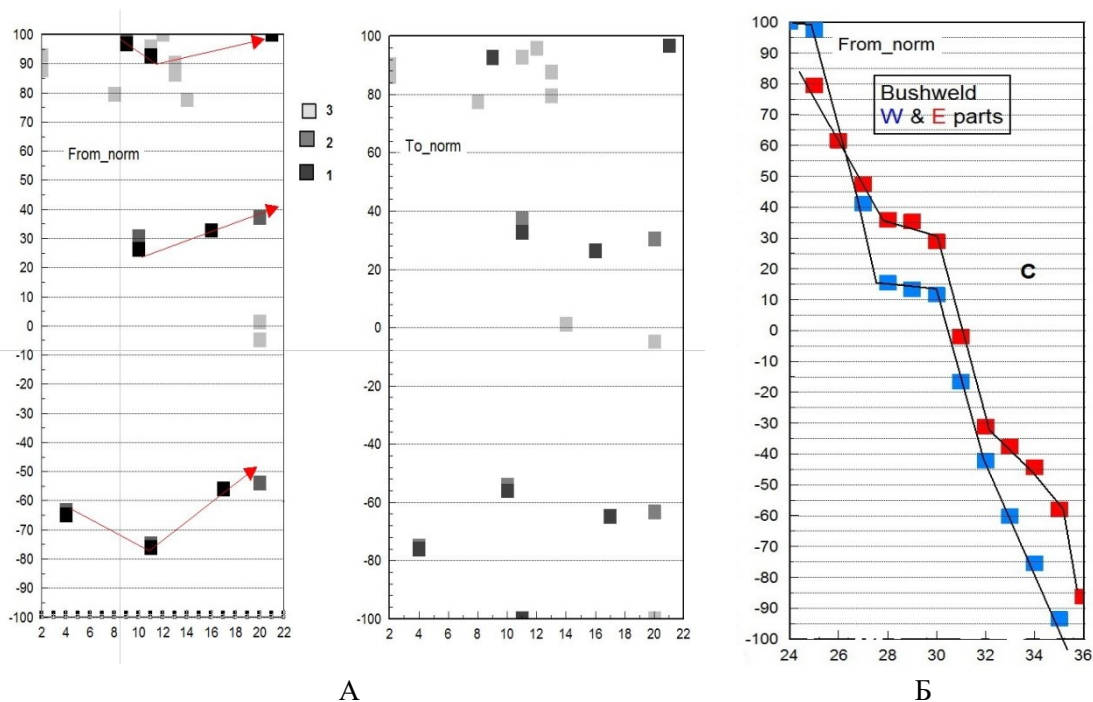


Рис 2. Пример сопоставления разрезов по алгоритму «средняя линия». Вертикальная ось условная глубина разреза. Номера на горизонтальной оси отвечают петрографическим разностям пород. (Объяснение в тексте). (А) – разрезы Панской интрузии (Б) Разрезы Бушвельда (Cawthorn 2015).

Таблица. 1. Федорово-Панский массив. Типизация пород.

Номер типов*	Типы пород	Синонимы
1	Troctolite	троктолит
2	Ol-gabbro-norite	Ol габбро-норит
3	layer complex +Ol-rock	
4	Ol-rocks (ORH)	Ol
5	Gabbro	габбро
6	gabbro Mgt-rich	габбро
8	plagio-pyroxenite	пироксениты
9	Norite	норит
10	gabbro-norite Mgt-rich	Mgt -богатый габбро-норит
11	gabbro-norites	габбро-норит
12	gabbro-norite chiled zone	габбро-норит закалочный
13	gabbro-norite poikilitic	габбро-норит пойкилитовый
14	gabbro-norite trachitoide	габбро-норит трахитоидный
16	Anortosite (leuco-gabbro) LLH	анортозит
17	Anortosite (leuco-gabbro) ULH	анортозит
20	layer complex (zone)	
21	Pl-Amph_marginal zone	Pl-Amph

*Используется на Рис.1А.

Интересная картина наблюдается для разреза Бушвельдского массива при сопоставлении Западной и Восточных частей разреза. Наблюдается практически полное подобие с очень небольшим

сдвигом по вертикали вниз Западной части разреза. Соответственно можно предполагать небольшие тектонические движения, а в целом магматическая камера дифференцировала как единая целая, в отличие от частей Федорово-Панского массива.

Проведено сопоставление в разных частях одного и того же массива, поскольку только в пределах массива одного массива используемый в (табл.1) список универсален. Для Бушвельда выбрано крайне обобщенное описание разреза, где «петрографическими» единицами выступают обобщенные структурные элементы – переходная зона, нижняя критическая зона, верхняя зона, средняя зона и т.п. По сути это не отдельные типы а некоторая последовательная ассоциация разных пород. Тем не менее, и в этом случае можно сделать определенные наблюдения при сопоставлении разрезов Бушвельда с Федорово-Панскими разрезами. Оливиновые разности 3-Панского разреза (3) совпадают по положению с богатой оливином UZ зоны Бушвельда. Положение дифференцированного комплекса, включая анортозиты (28), в Бушвельде располагается вблизи от условного нуля в разрезе. Для восточной части разреза положение этих горизонтов - +35, для западной - +10. Такое же положения занимают анортозиты (17) в восточном разрезе Панского массива (+30) условно второго расслоенного комплекса, и около нуля в западном разрезе. Таким образом, наблюдается некоторое сходство в положении критических рудных петрографических комплексов в обоих массивах. Положение оливиновых разностей в Бушвельде отвечает самым нижним горизонтам разреза (-50, -70 до -60, -95). Напротив, в западном разрезе 3 оливиновые разности отмечены в верхах (+90), а в восточном они располагаются на уровне -65. Сделанные сопоставления носят скорее методический характер. Поскольку отсутствует универсальный петрографический словарь, но тем не менее, результат достаточно показателен. Даже в этом случае удается найти сходство и различие в разрезах из разных массивов. Особенно интересным выводом является то, что положение анортозитовых и дифференцированных горизонтов во всех массивах отвечает положению близкому к середине разреза (от -10 до +30).

Подводя итоги проделанной обработки данных по разрезам расслоенных интрузий можно сделать следующие выводы:

1. У нас получился инструмент эффективной обработки и хранения данных. По его результатам можно получить достаточно не тривиальные, наглядные и обоснованные выводы.
2. Генетический смысл модели закладывается через используемый петрографический словарь базы данных. Его качество связано с универсальностью словаря при его использовании в разных массивах и разрезах. Генетические связи реализуются через последовательность разновидностей в словаре, построение иерархических связей между ними.
3. Важно выбрать правильный масштаб и детальность описания для сопоставления разрезов. При адекватном выборе результаты будут иметь геологический смысл.
4. Алгоритм нормировки разреза на полумощность интрузии оказался достаточно эффективным для сопоставления различных частей интрузий.

Работа поддержана тематикой госзадание ГЕОХИ РАН.

Список литературы

Габов Д. А. (2009). Минералы и минеральные ассоциации ЭПГ в малосульфидных рудах массива Панских Тундр // Автореферат диссертации на канд. г-м.н. ГИ КНЦ РАН г. Апатиты, Горный Институт имени Г.В.Плеханова (технический университет) Санкт-Петербург 2009, 20стр.

Казанов О.В., Калинин А.А. (2011). Геолого-генетическая модель малосульфидного платино-металльного месторождения Восточное Чуарвы, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2011, N.3-4, С.78.

Казанов О.А., С. И. Корнеев, С. В. Петров и др. (2010). Рудно-магматические системы расслоенных платиноносных массивов Луккулайсваара и Восточно-Панского // Отчет по гранту РФФИ 2010, 18стр.

Логовская Г.В., Казанов О.В., Корнеев С.И. (2021). Особенности минерального состава и распределения благороднометалльной минерализации платинометалльной зоны "С" Восточно-Панского расслоенного массива (Кольский полуостров) // Горная промышленность. 2021, N.S5-2, С.6-16.

Sawthorn R. G. (2015). The Bushveld Complex, South Africa. // in Layered Intrusions, Springer Geology, B. Charlier et al. (eds.) B. Charlier, O. Namur, R. Latypov, C. Tegner. 2015, Chap. 12, P.517-587.

Gabov D. A., Rundkvist T. V. and V. V. Subbotin (2007). Platinum metal mineralization in the western Pana Massif (Kola Peninsula) // Doklady Earth Sciences. 2007, V.414, N.1, P.511-514.

DATABASE DESIGNED FOR INFORMATION STORING AND JUXTAPOSING THE CROSS-SECTIONS OF LAYERED COMPLEXES

A.M. Asavin ¹

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, RF, aalex06@inbox.ru

The paper presents a storage structure of petrographical information in the form of a database containing the cross-sections of layered massifs. Several generalized cross-sections of the Fedorovo-Pansky and Bushveld massifs are uploaded in the database as examples. As a comparison algorithm we suggest juxtaposition of cross-sections normalized by average thickness. The cross-sections of the eastern and western parts of the massifs were juxtaposed. The Bushveld massif cross-sections completely match whereas the eastern and western cross-sections of the Fedorovo-Pansky massif have significant differences. Our juxtaposition revealed the similar position of a PGE-rich anorthosite complex near the zero point of the cross-section normalized by the half-thickness.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ Ru-Os СУЛЬФИДОВ ГУЛИНСКОГО МАССИВА МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ: ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

И.Ю. Баданина¹, К.Н. Малич¹, Т.А. Веливецкая², А.В. Игнатъев²

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия, email: dunite@yandex.ru

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, email: velivetskaya@mail.ru

Изотопы серы являются важными трассерами мантийных, магматических, гидротермальных и биологических процессов на Земле и в Солнечной системе (Faure, Mensing, 2005). Начиная с исследования (Thode et al., 1961), изотопный состав серы мантии Земли считается однородным со средним значением $\delta^{34}\text{S}$ равным 0‰, неотличимым от хондритов ($\delta^{34}\text{S}=0.04\pm 0.31\%$ (Gao, Thiemens, 1993a; 1993b)). Возможность использования изотопного состава серы Ru-Os сульфидов из россыпей, сопряженных с мантийными разрезами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации, была продемонстрирована в нескольких исследованиях (Hattori et al., 2004; Мурзин и др., 2019; Malitch et al., 2021).

Предметом нашего сообщения являются новые данные по химическому и S-изотопному составу Ru-Os сульфидов в составе первичного парагенезиса минералов платиновой группы (МПГ) из россыпей Гулинского массива, расположенного на севере Сибирской платформы в пределах Маймеча-Котуйской провинции (Васильев, Золотухин, 1975; Kogarko et al., 1995; Малич, 1999). Ультрамафиты и платиноидная минерализация Гулинского массива обладают чертами сходства с таковыми платиноносных клинопироксенит дунитовых массивов Алдана, Урала, Дальнего Востока, Аляски, Британской Колумбии, Восточной Австралии и офиолитовых дунит-гарцбургитовых массивов Урала, Корякии, Тасмании, Новой Каледонии и других регионов. С первыми их сближает парагенетическая ассоциация пород (дуниты, хромититы, верлиты и клинопироксениты) и значительный россыпеобразующий потенциал (первые десятки тонн полезного компонента), со вторыми – гигантский площадной размер коренных выходов ультрамафитов (сотни кв. км) и металлогеническая специализация на тугоплавкие ЭПГ (Os, Ir и Ru).

Для исследования морфологии и химического состава Ru-Os сульфидов были использованы сканирующая микроскопия и рентгеноспектральный микроанализ (СЭМ JSM-6390L, Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80, Oxford Instruments, ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Для определения изотопного состава серы *in-situ* в Ru-Os сульфидах использовали масс-спектрометрический метод (масс-спектрометр MAT-253 (Thermo Fisher Scientific, Germany) в комплексе с лазерной фемтосекундной системой абляции NWR Femto UC (USA), ЦКП «Приморский центр локального элементного и изотопного анализа» ДВГИ ДВО РАН, Владивосток (Игнатъев, Веливецкая, 2013; Igantiev et al., 2018)). Результаты измерений изотопного состава серы рассчитаны относительно международного стандарта VCDT по формуле $\delta^{34}\text{S}(\text{‰}) = \{[(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{образца}} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{стандарт}}] - 1\} \times 1000$. Точность определения $\delta^{34}\text{S}$ составляла $\pm 0.2\%$ (σ).

Выбранные для исследования образцы Ru-Os сульфидов из полиминеральной ассоциации с Os-Ir сплавами были отобраны из четвертичных отложений р. Ингарингда и руч. Бурлаковский в пределах южной части Гулинского массива (Merkle et al., 2012). Ru-Os сульфиды образованы минералами ряда лаурит (RuS_2) – эрликманит (OsS_2), которые характеризуются значительными вариациями состава. Рутениевый номер – $\text{Ru}\# = [100 \cdot \text{Ru}_{\text{ат.}}\% / (\text{Ru} + \text{Os})_{\text{ат.}}\%]$ – Ru-Os сульфидов варьирует от 99 до 2. Этот тренд составов соответствует таковому для минералов серии лаурит–эрликманит из подиформных хромититов (Melcher et al., 1997; Garuti et al., 1999; Malitch et al., 2003 и др.).

Высокотемпературная природа образования Ru-Os сульфидов была подтверждена экспериментально (Andrews, Brenan, 2002). Верхняя термальная стабильность лаурита оказалась равной 1200-1250° С при $\log f_{\text{S}_2} = -1$; при этом лаурит может находиться в равновесии с Os-Ir сплавами при 1200-1250° С и $\log f_{\text{S}_2}$ в интервале от -0.39 до -0.07 (Andrews, Brenan, 2002). На примере природных Os-содержащих сплавов и лаурита Гулинского (Малич, 2021) и Шетландского (Badanina et al., 2013) массивов выявлена идеальная сходимость с экспериментально полученными результатами (Andrews, Brenan, 2002), свидетельствующими о совместной кристаллизации данных МПГ (1200-1250°С и $f_{\text{S}_2} = 10^{-0.39} - 10^{-0.07}$).

Значения $\delta^{34}\text{S}$ в Ru-Os сульфидах варьируют в незначительных пределах – от 0.1 до 1.1 (среднее из 7 определений 0.8‰ при среднеквадратичном отклонении 0.3‰). Полученные данные по изотопному составу серы Ru-Os сульфидов в составе первичного парагенезиса МПГ Гулинского массива ($\delta^{34}\text{S}=0.8\pm 0.3\%$) оказались близки к таковым в Ru-Os сульфидах из россыпей Борнео

($\delta^{34}\text{S}=1.16\pm 0.36\%$ (Hattori et al., 2004)) и Верх-Нейвинского массива ($\delta^{34}\text{S}=1.29\pm 0.65\%$ (Мурзин и др., 2019)), где Ru-Os сульфиды пространственно связаны с мантийными разрезами дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации. Таким образом, сходство S-изотопного состава Ru-Os сульфидов с таковым хондритов ($\delta^{34}\text{S}=0.04\pm 0.31\%$ (Gao, Thiemens, 1993a; 1993b)) свидетельствует в пользу субхондритового источника рудного вещества.

Благодарности. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда в рамках научного проекта № 22-27-00140.

Список литературы

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Новый локальный метод для определения изотопного состава серы в сульфидах с использованием изотопного масс-спектрометра с лазерной абляцией. Масс-спектрометрия. 2013. Т. 10. № 4. С. 255–263.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

Малич К.Н. Комплексные платинометалльные месторождения Полярной Сибири (состав, источники вещества и условия образования). Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2021. 50 с.

Мурзин В.В., Баданина И.Ю., Малич К.Н., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Изотопный состав серы Ru-Os сульфидов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал: Первые данные // Доклады АН. 2019. Т. 488. № 2. С. 185–188.

Badanina I.Yu., Malitch, K.N., Lord, R.A., Meisel T.C. Origin of primary PGM assemblage in chromitite from a mantle tectonite at Harold's Grave (Shetland Ophiolite Complex, Scotland) // Mineralogy and Petrology. 2013. V. 107. № 6. P. 963–970.

Faure G., Mensing T.M. Isotopes: principles and applications. 3rd Edition. Hoboken, New Jersey: John Wiley and Sons, 2005. 897 p.

Gao X., Thiemens M.H. Isotopic composition and concentration of sulfur in carbonaceous chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993a. V. 57. P. 3159–3169.

Gao X., Thiemens M.H. Variations in the isotopic composition of sulfur in enstatite and ordinary chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993b. V. 57. P. 3171–3176.

Garuti G, Zaccarini F, Moloshag V, Alimov V Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 1999. V. 37. P. 1099–1115.

Hattori K.H., Cabri L.J., Johanson B., Zientek M.L. Origin of placer laurite from Borneo: Se and As contents, and S isotopic compositions // Mineralogical Magazine. 2004. V. 68. № 2. P. 353–368.

Ignatiev A. V., Velivetskaya T. A., Budnitskiya S. Y., Yakovenko V. V., Vysotskiy S. V., Levitskii V. V. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316–326.

Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Pt 2: Former USSR. London: Chapman and Hall, 1995. 226 p.

Malitch K.N., Thalhammer O.A.R., Knauf V.V., Melcher F. Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromitite from the Kraubath ultramafic massif, Austria: evidence for an ophiolitic transition zone? // Mineralium Deposita. 2003. V. 38. P. 282–297.

Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. Origin of Ru-Os sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S-Os isotope evidence // Minerals. 2021. V. 11. № 3. 329.

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.

Merkle, R.K.W., Malitch, K.N., Grasser, P.P.H., Badanina, I.Yu. Native osmium from the Guli Massif, Northern Siberia (Russia) // Mineralogy and Petrology. 2012. V. 104. № 1–2. P. 115–127.

Thode H., Monster J., Dunford H. Sulphur isotope geochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1961. V. 25 P. 159–174.

**PARTICULARITIES OF THE SULPHUR ISOTOPIC COMPOSITION OF Ru-Os SULPHIDES
FROM THE GULI MASSIF (MAIMECHA-KOTUI PROVINCE):**

FIRST DATA

I.Yu. Badanina¹, K.N. Malitch¹, T.A. Velivetskaya², A.B. Ignatiev²

¹ Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg,
Russia, email: dunita@yandex.ru

² Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, email:
velivetskaya@mail.ru

This study presents the first data set of sulphur isotope compositions of Ru-Os sulphide samples, represented by laurite (RuS₂)–erlichmanite (OsS₂) series, derived from placer deposits of the Guli massif within Maimecha-Kotui province. The sulfur isotope signatures of Ru-Os sulphides are consistent with derivation of the ore material from a subchondritic source.

ПИКРИТЫ КАМЧАТСКО-КОРЯКСКОЙ ЗОНЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТ

З.Г. Бадрединов¹, Б.А. Марковский²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, Vadre9@mail.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Россия, Nrs@vsegei.ru

Цель работы – систематизация данных по ультраосновным вулканитам (пикритам) Камчатско-Корякской зоны взаимодействия континентальной и океанической плит. Фактическим материалом послужили исследования наиболее крупных проявлений ультраосновного вулканизма описываемого региона (Пенжинский кряж, хребты: Пекульней; Тумрок; Валагинский; Широкий), дополненные данными, заимствованными из геологической литературы. Распространение пикритов в рассматриваемом регионе отражено на рис. 1. Географическая привязка полей ультраосновного вулканизма и данные о породах суммированы в таблице.

Систематизация материалов (таблица) позволяет сделать следующие выводы:

- 1) Периоды проявления пикритового вулканизма на территории Камчатки и Корякии охватывают три временных интервала: поздний ордовик; граница раннего и позднего мела; верхи позднего мела – палеоген;
- 2) По химическому составу пикриты делятся на два петрохимических типа:
- 3) Выплавление пикритов происходило из деплетированной мантии, о чем свидетельствуют особенности химического состава пикритов. При этом изотопия стронция и неодима подчеркивает

отсутствие влияния корового субстрата на ультраосновной расплав;

- 4) Существует проблема определения геодинамических обстановок формирования пикритов, распространенных на рассматриваемой территории, вследствие неоднозначности реконструкций его геологической истории. Важным является то, что ультраосновной расплав в процессе подъема и извержения не испытывал воздействие корового субстрата, что характерно для глубинных рифтогенных разломов. В условиях напряженного состояния зоны взаимодействия океанической и континентальной плит, формирование таких разломов могло быть обусловлено сдвиговой тектоникой, охватывающей структуры периферического пояса, обрамлявшего в меловое время Азиатский континент, как это подчеркивалось ранее в работе (Марковский, Ротман, 1981).

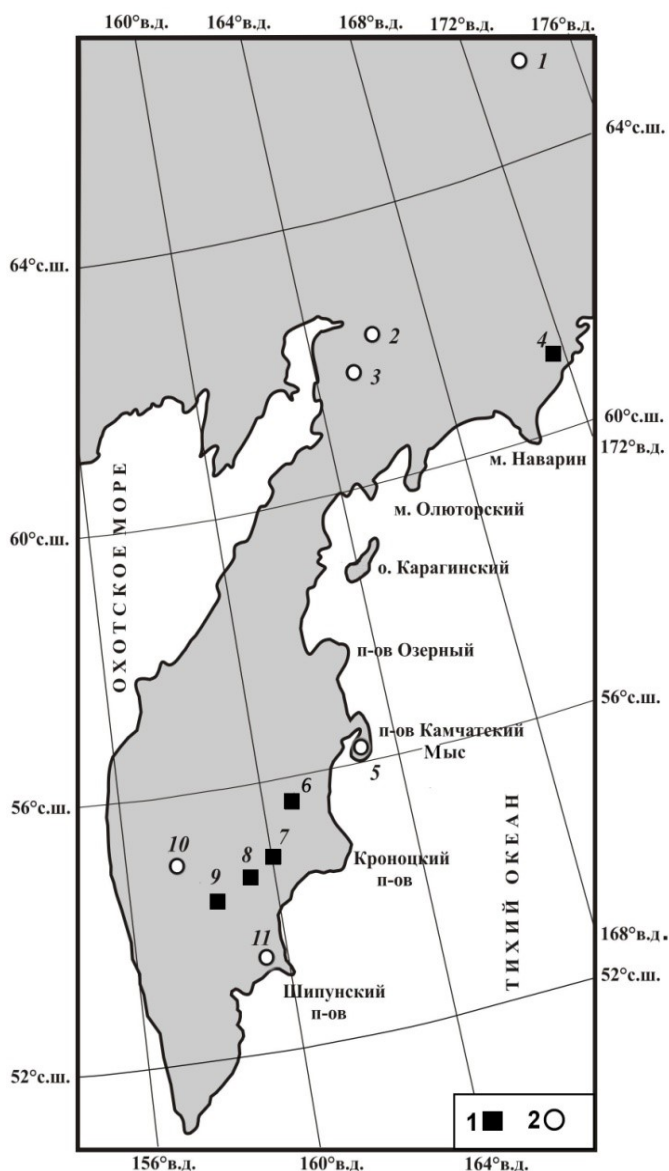


Рис. 1. Схема распространения ультраосновных вулканитов на территории Камчатки и Корякии
1 – поля ультрамафитов с надсубдукционными характеристиками химизма, 2 – с океаническими. Пояснения к схеме приведены в таблице. с надсубдукционными характеристиками и с океаническими – сопоставимыми по содержаниям малых элементов с нормальными (N-MORB) и переходными к обогащенным (T-MORB) базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 2). Пикриты с надсубдукционными характеристиками установлены только среди ультраосновных вулканитов поздний мел-палеогенового возраста.

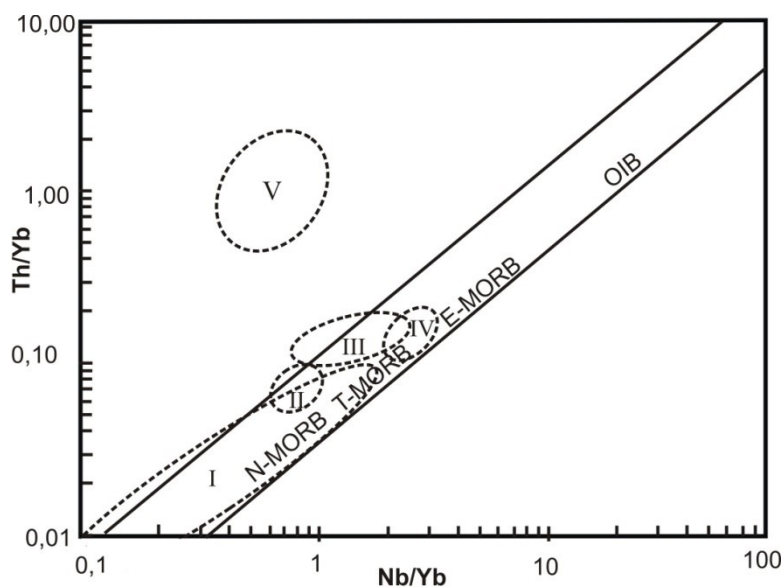


Рис. 2. Диаграмма Nb/Yb – Th/Yb (Pearce, 2008) с полями пикритов Камчатско-Корякского региона.

Поля пикритов: I – Срединного хребта; II – Вахильского поднятия; III – хребта Пекульней; IV – Камчатского Мыса; V – хребтов Тумрок, Валагинский, Широкий, горы Шаромский Мыс.

Таблица. Ультраосновные вулканиды Камчатско-Корякского региона

№	Место нахождения	Возраст	Геология	Химическая характеристика	Литература
1	Граница Корякии и Чукотки, Хребет Пекульней	K ₁ -K ₂	Лавы, туфы и дайковые тела пикритов в составе пикрит-базальтовой толщи	SiO ₂ = 38 – 45 мас. % MgO = 17 – 31 мас. % TiO ₂ = 0.3 – 0.6 мас. % K ₂ O + Na ₂ O = 0.1-0.87 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.7 – 1.1 Th/Yb = 0.1 – 0.3 Nb/Yb = 0.7 – 1.6 Nb/Ta = 14 – 15 La _(N) /Sm _(N) = 0.4 – 0.8 La _(N) /Yb _(N) = 0.4 – 0.9 Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ = 0.7029	Марковский, Богданов, 1985; Морозов, 2001
2	Центральная Корякия, Пенжинский кряж	O ₃	Лавы, туфы и дайковые тела пикритов в составе пикрит-базальтовой толщи	SiO ₂ = 42 – 44 мас. % MgO = 16 – 21 мас. % TiO ₂ = 1.5 – 1.9 мас. % K ₂ O + Na ₂ O = 0.32–0.95 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.6 – 0.9 Th = 1.1 – 2.1 ppm Nb = 9 – 18 ppm Rb = 2.2 – 17.8 ppm Sr = 27 – 95 ppm Ba = 23 – 89 ppm Y = 17 – 20 ppm	Добрецов, 1974
3	Центральная Корякия, Ганьчаланское поднятие	K ₁	Делловий (20x1,5м) вдоль тектонического нарушения (дайка?)	SiO ₂ = 37 – 38 мас. % MgO = 24 – 32 мас. % TiO ₂ = 0.7 – 1.5 мас. % (K ₂ O + Na ₂ O) = 0.05-0.09 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.4 – 0.6 Данные по геохимии отсутствуют	Белый, Гельман, 1980

Таблица (окончание)

	Место нахождения	Возраст	Геология	Химическая характеристика	Литература
4	Восточная Корякия, Олоторская зона Корякского нагорья	K ₂ -P ₁	Лавы пикробазальтов в составе пикрит- базальтовой толщи	SiO ₂ = 45 – 49 мас. % MgO = 11 – 16 мас. % TiO ₂ = 0.5 – 0.6 мас. % K ₂ O + Na ₂ O = 3.10-3.52 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.8 – 1.2 Th = 1.1 – 2.1 ppm Nb = 9 – 18 ppm Rb = 21 – 28 ppm Sr = 200 – 720 ppm Ba = 415 – 420 ppm Y = 15 – 18 ppm La _(N) /Yb _(N) = 2.6 – 2.9	Федоров, Казимиров, 1989
5	Восточная Камчатка, п-ов Камчатский Мыс	K ₂	Блоки ультрасосновых вулканитов в зоне тектонического меланжа	SiO ₂ = 41 – 42 мас. % MgO = 22 – 26 мас. % TiO ₂ = 0.5 – 0.6 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.4 – 0.5 Th/Yb = 0.14 – 0.18 Nb/Yb = 2.4 – 2.6 Nb/Ta = 18 – 20 La _(N) /Sm _(N) = 1.0 – 1.1 La _(N) /Yb _(N) = 1.24 – 1.42	Савельев, 2014
6 7 8 9	Восточная Камчатка, хребты: Тумрок, Валагинский, Широкий. Гора Шаромский Мыс	K ₂ -P ₁	Толща ультрасосновых вулканитов мощностью около 500 м (туфы, лавы, силлы и дайковые тела)	SiO ₂ = 36 – 42 мас. % MgO = 25 – 34 мас. % TiO ₂ = 0.2 – 0.4 мас. % K ₂ O = 0.2 – 3.5 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 1.2 – 1.5 Th/Yb = 0.7 – 1.8 Nb/Yb = 0.4 – 0.9 Nb/Ta = 7 – 10 La _(N) /Sm _(N) = 1.2 – 1.7 La _(N) /Yb _(N) = 0.8 – 1.5 Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ = 0.7028-0.7030 εNd = 7.6-9.0	Марковский, Ротман, 1981; Селиверстов и др., 1994; Савельев, Цуканов, 2018; Бадрединов и др., 2022
10	Центральная Камчатка, Срединный хребет	K ₁ -K ₂	Линзы и силлы, реже туфы пикритов и пикробазальтов среди метатерригенных отложений	SiO ₂ = 41 – 45 мас. % MgO = 18 – 24 мас. % TiO ₂ = 0.2 – 0.4 мас. % (K ₂ O + Na ₂ O) = 0.14 – 1.46 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.9 – 1.2 Th/Yb = 0.01 – 0.03 Nb/Yb = 0.1 – 0.4 Nb/Ta = 14 – 18 La _(N) /Sm _(N) = 0.1 – 0.5 La _(N) /Yb _(N) = 0.01 – 0.2 Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ = 0.7053-0.7054 εNd = 8.1–10.2	Тарарин и др. 2015; Симакин и др., 2015
11	Восточная Камчатка, Вахильское поднятие	K ₂ -P ₁	Валуны и глыбы пикритов среди обломков базальтов	SiO ₂ = 40 мас. % MgO = 28 – 29 мас. % TiO ₂ = 0.5 мас. % K ₂ O = 0.09 – 0.11 мас. % CaO/Al ₂ O ₃ = 0.4 – 0.5 Th/Yb = 0.06 – 0.09 Nb/Yb = 0.8 La _(N) /Sm _(N) = 0.6 La _(N) /Yb _(N) = 0.6 – 0.7	Савельев, Цуканов, 2018

Примечание. Характеристики пикритов Пекульнейского, Валагинского, Срединного хребтов и Пенжинского края составлены по материалам авторов, остальные данные заимствованы из литературных источников.

Список литературы

- Бадрединов З.Г., Марковский Б.А., Тарарин И.А. Генезис высококалийевых пикритов Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 3-17.
- Белый В.Ф., Гельман М.Л. Меймечиты в Пенженском хребте // ДАН СССР. 1980. Т. 250. № 4. С. 928-930.
- Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Марковский Б.А., Богданов Г.В. Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Сов. Геология. 1985. № 6. С. 117-126.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки // Труды ГИН РАН, вып. 523. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
- Савельев Д.П. Плагноклазовые пикриты п-ова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 4. С. 43-53.
- Савельев Д.П., Цуканов Н.В. Три геохимических типа пикритов в меловых и палеогеновых комплексах Восточной Камчатки // Материалы I Всероссийской конференции по петрологии и геохимии зон перехода «океан-континент». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2018. С. 34-36.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лапроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197-213.
- Симакин А.Г., Конников Э.Г., Бухтияров П.Г., Шапошникова О.Ю. Эоценовая аккреция на Камчатке и всплеск мантийного плюмового магматизма // Геохимия. 2015. № 4. С. 357-374.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2015. 302 с.
- Федоров П.И., Казимиров А.Д. Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // ДАН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 456-460.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V 100. P. 14-48.

PICRITES FROM THE KAMCHATSKO-KORYAKSKAYA ZONE OF THE CONTINENTAL AND OCEANIC PLATE INTERACTION

Z.G. Badredinov¹, B.A. Markovsky²

¹ Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, Badre9@mail.ru

² Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia, Nrs@vsegei.ru

The paper presents characteristic features of picrites from the Kamchatsko-Koryakskaya Zone of the continental and oceanic plate interaction. The picrite radio-isotopic dating may be referred to three time ranges, i.e., the Late Ordovician, the Early-Late Cretaceous boundary, the Upper Late Cretaceous – Paleogene. The picrites of the Ordovician and Early Cretaceous have the same chemical composition as basaltoids of oceanic type (N-MORB). The Late Cretaceous- Paleogene picrites can be divided into two petrochemical groups: 1) picrites with supra-subduction properties, and 2) picrites with oceanic properties (N-MORB and T-MORB basaltoid types). The strontium and neodymium ratios indicate that crustal substrate does not influence the ultra-mafic magma composition, which is a peculiar feature of riftogenic structures with high crustal permeability.

БАЗАЛТЫ РАЙОНА САПФИРОНОСНОЙ РОССЫПИ НАРЫН-ГОЛ (БАССЕЙН Р. ДЖИДА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Вантеев¹, Е.В. Кислов^{1, 2}, И.С. Гончарук²

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, vanteev997@mail.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

Введение

Россыпь Нарын-Гол расположена в западной части Джидинского рудного района, в Закаменском районе Республики Бурятия. В геологическом отношении район россыпи Нарын-Гол сложен отложениями верхнеордовикской джидинской свиты, «вершинными» вулканитами Правого Барун-Хобольского стратовулкана и «долинными» площадными базальтами неоген-четвертичного возраста (β N2-Q1), верхнеплейстоценовыми (Q1-II) аллювиальными отложениями и голоценовыми аллювиальными, элювиально-делювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями (Генералов, 2012). Основной ценный минерал россыпи – сапфир, среди других минералов россыпи выделяются гранат, санидин, авгит, энстатит, оливин, шпинель, псевдоморфозы гетита по пириту (Асеева и др., 2018; Aseeva et al., 2019; Aseeva, Kislov, 2021; Kislov et al., 2022).

Широкий необычный набор минералов россыпи свидетельствует о нескольких источниках, преимущественно вулканогенных. Вулканиты Джидинского ареала привлекают внимание исследователей, поскольку представляют юго-западную ветвь Байкальского рифта. Джидинское кайнозойское вулканическое поле исследовалось И.В. Антощенко-Оленевым (1975). И.В. Ащепков (1991) изучал глубинные ксенолиты Бортойской группы вулканов. Хобольская группа вулканов района россыпи ранее детально не изучалась.

Петрографическая характеристика вулканических пород

«Долинные» вулканиты распространены в низовьях ручья Нарын-Гол и долине р. Дархинтуй, наблюдаются в виде валунного и галечного материала в аллювиальных и делювиальных отложениях. Они представлены темно-серыми массивными базальтами с включениями мегакристов сапфира, оливина, санидина, энстатита, авгита, ксенолитов лерцолита. Характерна порфирировая структура с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена. Структура основной массы интерсертальная, сложена микролитами плагиоклаза и пироксена и небольшого количества вулканического стекла.

«Вершинные» вулканиты распространены в верхнем и среднем течении ручья Нарын-Гол, а также слагают Правый Барун-Хобольский стратовулкан и продукты его извержения. Представлены они преимущественно красными и серыми спекшимися туфами. В них наблюдаются мегакристы сапфира и санидина, ксенолиты лерцолитов. У подножья вулкана в обрывах среднего и верхнего течения р. Нарын-Гол обнажаются лавовые потоки и покровы пирокластического материала. Характерна витрокластическая структура с большим количеством вкрапленников санидина и плагиоклаза изометричной формы.

Петрохимическая характеристика вулканических пород

Вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат к известково-щелочным базальтоидам. «Вершинные базальты» по химическому составу относятся к высокощелочным фонотефритам, «долинные» – к базальтам и трахибазальтам (Рис. 1).

Петрохимические данные свидетельствуют о том, что эти вулканиты высококалиевые, что характерно для эффузивов континентального рифта (Рис. 2). «Вершинные» вулканиты содержат больше K_2O – от 2.5 до 4 мас. %, а для «долинных» вулканитов эти значения составляют от 1 до 2 мас. %. Кроме этого, на основании полученных результатов было установлено, что вулканиты района россыпи Нарын-Гол принадлежат к известково-щелочной серии (Рис. 3).

На основании полученных данных устанавливается эволюция составов вулканитов района россыпи Нарын-Гол: с ростом содержания SiO_2 происходит падение концентраций TiO_2 и CaO при увеличении Al_2O_3 и значений общей щелочности. «Долинные» вулканиты содержат более высокое количество TiO_2 от 2.6 до 2.8 мас. %, чем «вершинные» со значениями от 2.3 до 2.5 мас. %. Эта же тенденция наблюдается и со значениями CaO : в «долинных» вулканитах в интервале от 8.5 до 9.75 мас. %, а в «вершинных» от 6 до 7.25 мас. %. Значения Al_2O_3 в «вершинных» вулканитах варьируют от 15.5 до 16.5 мас. %, а в «долинных» вулканитах от 13.5 до 14.7 мас. %. «Вершинные» вулканиты по отношению к «долинным» более обогащены FeO , в них его содержание находится в интервале значений от 6.3 до 9.3 мас. %, а в долинных от 0.16 до 6.2

мас.%. Обратная тенденция наблюдается с Fe_2O_3 , значения в «долинных» вулканитах варьируют от 4.3 до 11.2 мас. %, а в «вершинных» от 2 до 6 мас. % (Рис. 4).

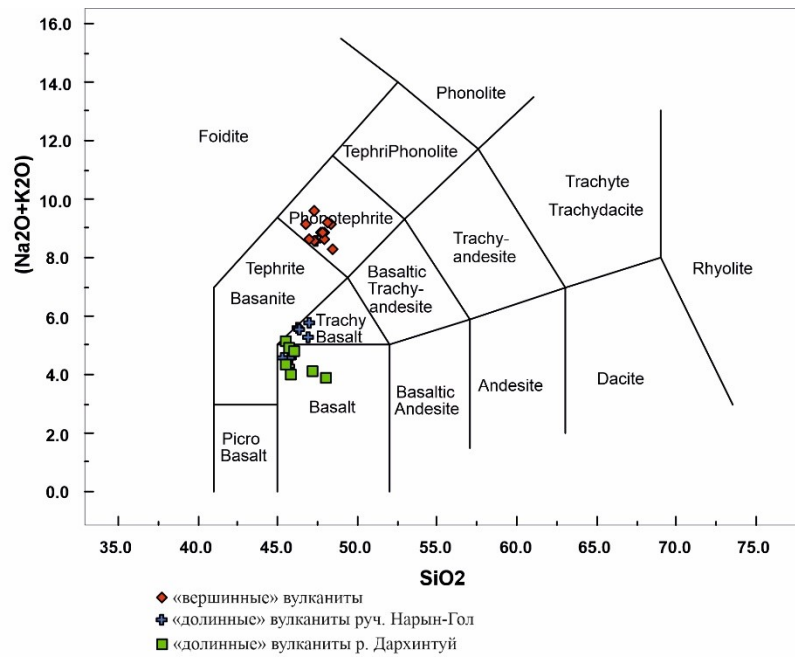


Рис.1. Химический состав вулканитов района россыпи Нарын-Гол

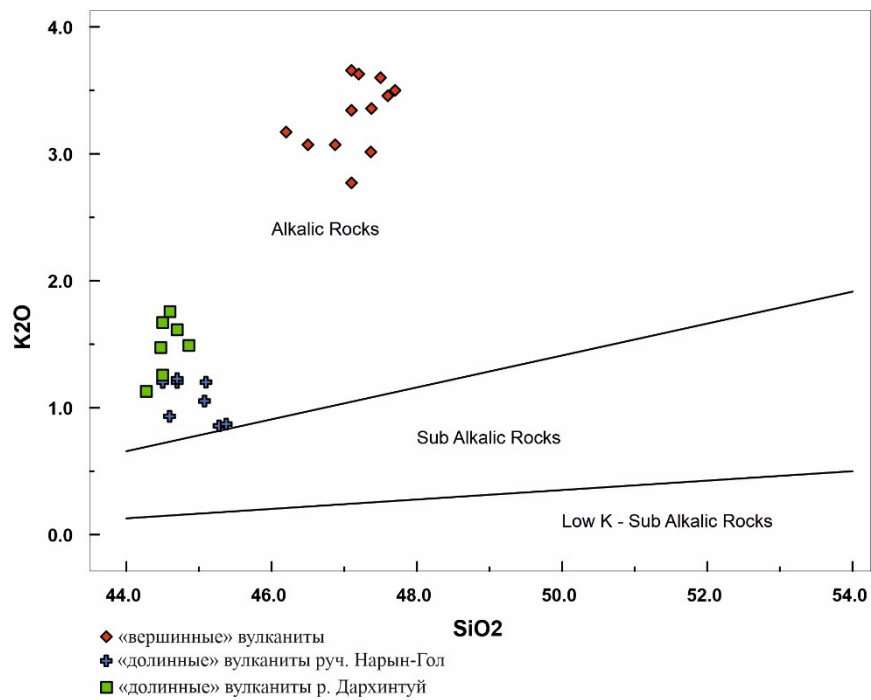


Рис. 2. Диаграмма отношения SiO_2 и K_2O

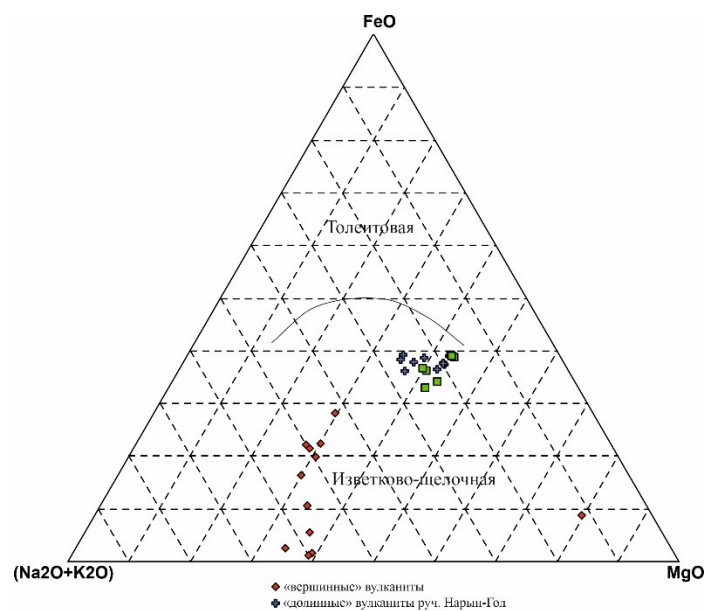


Рис. 3. AFM-диаграмма для вулканитов района россыпи Нарын-Гол

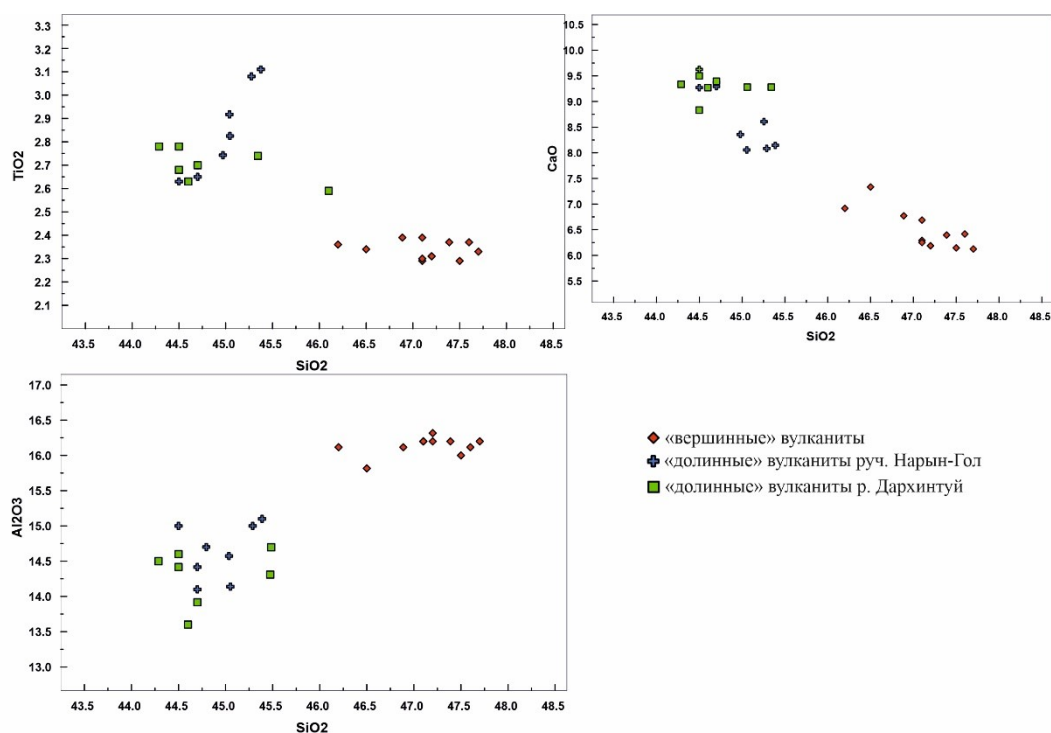


Рис. 4. Вариационные диаграммы Харкера (мас.%) для вулканитов района россыпи Нарын-Гол.

Заключение

Вулканогенные образования участка Нарын-Гол представлены неоген-четвертичным щелочно-базальтовым стратовулканом Правый Барун-Хобол, небольшими лавово-шлаковыми конусами, потоками лав и покровами пирокластического материала базальтового и щелочно-базальтового состава, содержащими включения мегакристов и глубинных включений. Все вулканиты известково-щелочного ряда и высоко-калиевые, что характерно для вулканитов континентальных рифтов. На участке выделяются два типа вулканитов – «долинные», по составу отвечающие базальтам и трахибазальтам, и «вершинные», по составу отвечающие фонотефритам. «Вершинные» вулканиты – источник сапфира и санидина, а «долинные» – сапфира, пироксенов и граната.

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9.

Список литературы

Асеева А.В., Кислов Е.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Сапфиры Нарын-Гол (Джидинское вулканическое поле, Бурятия): минеральные ассоциации и изотопные характеристики // Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии: материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН / отв. ред. Е.В. Кислов. - Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2018. С. 34-36.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 128 с.

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. М.: Наука, 1991. 161 с.

Генералов В.И., Марчук О.И., Симончук Б.А. Отчет о выполнении работ по объекту 1-16/11 «Поисковые работы на абразивный корунд в Джидинском вулканическом районе (Республика Бурятия)». Иркутск, 2012. 134 с.

Aseeva A.V., Kislov E.V. Sapphire of the Naryn-Gol Creek Placer Deposit (Buryatia, Russia) // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2021. V. 720. 012011. P. 1-7. doi:10.1088/1755-1315/720/1/012011

Aseeva A.V., Kislov E.V., Vysotskiy S.V., Korshunov O.Yu., Velivetskaya T.A., Coenraads R.R., Vanteev V.V., Karabtsov A.A., Yakovenko V.V. A new Russian sapphire discovery in the Naryn-Gol Creek placer deposits (Dzhida Flood Basalt, Baikal Rift System) // Australian Gemmologist. 2019. V. 27, N 1-2. P. 20-26.

Kislov E.V., Aseeva A.V., Vanteev V.V., Sinyov A.Yu., Eliseeva O.A. Naryn-Gol Creek Sapphire Placer Deposit, Buryatia, Russia // Minerals. 2022. V. 12. 509. P. 1-16. doi.org/10.3390/min12050509.

BASALTS FROM THE NARYN-GOL CREEK SAPPHIRE PLACER DEPOSIT (DZHIDA RIVER BASIN, WESTERN TRANSBAIKALIA)

V.V. Vanteev¹, E.V. Kislov^{1,2}, I.S. Goncharuk²

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, vanteev997@mail.ru

² Banzarov Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

The paper concerns the studies of the Naryn-Gol Creek sapphire placer deposit. Sapphire is the main valuable mineral. Garnet, sanidine, augite, enstatite, olivine, spinel are the accessory minerals. The local volcanics are traditionally divided into two types, i.e., the mountain-top and the valley ones. The mountain-top volcanics are associated with phonotephrites, and the valley volcanics are associated with basalts and trachybasalts. The mountain-top volcanics are a source of sapphire and sanidine, whereas the valley volcanics are a source of sapphire, pyroxenes, and garnet.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ЭПГ-Cu-Ni РУДАХ ИНТРУЗИИ МОНЧЕТУНДРА, КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ

Т.Л. Гроховская¹, А. Вымазалова², Л.О. Магазина¹, Е.В. Ковальчук¹

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, tgrokhovskaya@gmail.com

² Чешская Геологическая Служба, Прага, Чешская Республика, anna.vymazalova@geology.cz

Интрузия Мончетундра (ИМ) входит в состав крупного Раннепалеопротерозойского расслоенного Мончегорского Комплекса. В разрезе ИМ выделяются нижняя ультраосновная зона, ритмично-расслоенная зона пироксенит-норитового состава, к которой приурочена платинометальная минерализация рифового типа (ЭПГ-риф), и верхняя зона переслаивания габброноритов, габбро и габбро-анортозитов. На востоке ИМ отделяется от Мончегорского плутона частью регионального Мончетундровского разлома (МР), выраженного высокопроницаемой сдвиговой зоной ЮВ-СЗ простирания, которая состоит из крутопадающих блоков в различной степени измененных пород. Тектонизированные кумулаты вмещают блоки минерализованных пород с крайне неравномерным распределением ЭПГ (от 1-3 до 20 ppm).

В рудах интрузии Мончетундра отчетливо выделяются парагенетические ассоциации минералов платиновой группы (МПП) в связи с магматическими сульфидами Ро-Рп-Ср состава. Хорошо виден характер преобразований МПП под воздействием флюидно-гидротермальных процессов, которые в зоне МР сочетаются с синмагматическими тектоническими и гипергенными процессами. Состав ассоциаций МПП варьирует в зависимости от литологии вмещающих пород.

Наиболее распространенными видами МПП в центральной части ИМ являются Pt-Pd-Ni сульфиды, Pt-Pd висмутотеллуриды, сперрилит, реже Pd-арсениды и стибноарсениды. МПП обычно локализованы в интеркумулусе пород в Ро-Рп-Ср вкрапленниках или на контакте их с силикатами. Примером первичных ассоциаций в ЭПГ-риф центральной части ИМ и ненарушенного ЭПГ-рифа в восточной ее части вблизи МР может служить брэггит с включением лаурита на контакте халькопирита с биотитом (рис. 1а). На рисунке 1б показано замещение брэггита, локализованного в пентландите, сульфидом (Pt,Fe,Ni,Cu)₅S₂, который, возможно, является новым минеральным видом и требует дальнейшего изучения.

В тектонизированных блоках зоны МР первичные ассоциации МПП в сростании с магматическими сульфидами аналогичны МПП из ненарушенной части рифа, но преобладающими становятся изоферроплатина, сперрилит и (Pt±Pd,Fe,Cu)-сплавы. Сперрилит, как правило устойчивый к вторичным процессам, в тектонической зоне разбит трещинами и замещен орселитом, PtFe и томамаеитом (Cu₃Pt) (рис. 1 в); изоферроплатина, часто образующая идиоморфные зерна в сульфидах, образует графические сростания с куперитом и замещается туламинитом (рис. 1 д).

Обилие Pt-Fe±(Cu) сплавов в зоне МР, в отличие от практического отсутствия их в центральной части ИМ, свидетельствует о существенном влиянии магматического флюида и последующих флюидно-гидротермальных процессов иного генезиса.

Для этой тектонической зоны МР характерно и более широкое разнообразие минеральных видов МПП. Здесь установлены редкие и экзотические минеральные фазы, среди которых есть утвержденные новые минералы (нипаларсит, мончетундраит, витеит) и фазы, требующие дальнейшего изучения (Grokhovskaya et al., 2018; Vymazalova et al., 2020^a, 2020^b). Специфические условия, характерные для зоны МР, обусловили образование очень своеобразной ассоциации МПП, включающей соединения ЭПГ с таллием, индием, цинком и рением. Одним из таких соединений является новый минерал палладоталлит (Pd₃Tl), обнаруженный в ортопироксените в ассоциации с вкрапленными Ni-Cu-Fe сульфидами и в рудах зоны окисления (Grokhovskaya et al., 2021).

В приповерхностных рудных горизонтах зоны МР, в условиях коры выветривания, происходит выщелачивание магматических сульфидов и замещение их гидроксидами железа с примесями Cu, Mn, Ni, первичные силикаты при этом частично сохраняются. Наиболее устойчивы в коре выветривания сперрилит и брэггит, менее – висмутотеллуриды палладия. Изоферроплатина и туламинит, широко развитые в рудах тектонической зоны, в зоне окисления частично или полностью замещаются вторичными сплавами Pt-Pd-Cu-Fe с широкими вариациями составов и неясной стехиометрией и неоднородными агрегатами Pt-Pd-Fe-Cu-«оксидов» (рис. 1 е). В одной из проб нами был подтвержден палладинит (PdO), замещающий самородный палладий, но что касается сложных Pt-Pd-Cu-Fe кислородсодержащих зерен, остается неясным, входит ли кислород в кристаллическую решетку минерала или окклюдирован. Возможно, что Pt-Pd-Fe-Cu-«оксиды» состоят из нано и микрочастиц МПП в матрице Fe-Cu-Mn- гидроксидов.

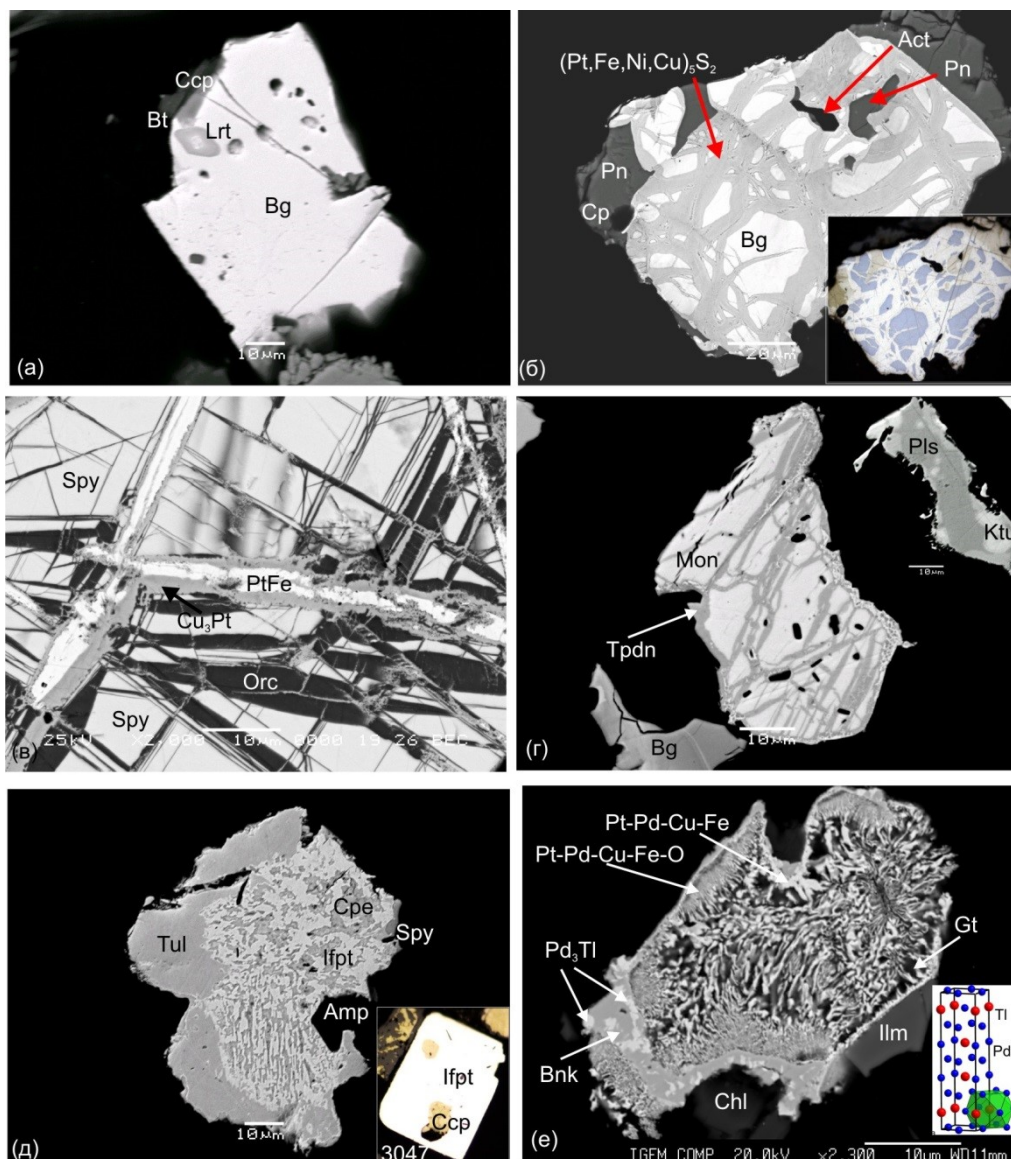


Рис 1. Минералы платиновой группы в ЭПГ - рифе интрузии Мончетундра: а – включение лаурита (Lrt) в брэггите (Bg) на контакте с халькопиритом (Ccp) и биотитом (Bt); б – замещение брэггита минералом $(Pt,Fe,Ni,Cu)_5S_2$, на врезке – изображение в отраженном свете; в – выполнение трещин в сперрилите орселитом (Orc), тетраферроплатиной и томамаеитом (Cu_3Pt); г – замещение мончеита (Mon) теллуropалладинитом (Tpdn) и котульскита (Ktu) паларстанидом (Pls), слева – брэггит; д – графическое срастание куперита (Cpe) и изоферроплатины (Ifpt) с каймой туламинита (Tul), на врезке – зерно изоферроплатины с включением халькопирита; в – срастание палладоталлита (Pd_3Tl), бортниковита (Brt) и Pt-Pd-Fe-Cu- сплава в матрице гетита (Gt) с каймой микрозернистого агрегата Pd-Pt-Fe-Cu-O, Ilm – ильменит, Chl - хлорит, на врезке – рисунок структуры палладоталлита; Изображения в обратно-рассеянных электронах, Jeol 5610, Jeol 8200, ИГЕМ РАН

Парагенетические ассоциации МПГ отличаются в различных частях ЭПГ - рифа интрузии Мончетундра в зависимости от состава вмещающих пород, флюидной активности в рудных зонах и эрозионного среза. Проведенные исследования свидетельствуют о роли магматического сульфидного расплава и флюида при формировании первичных ЭПГ-Cu-Ni руд. Под воздействием флюидно-гидротермальных и гипергенных процессов происходит замещение медно-никелевых сульфидов вторичным магнетитом, гидроксидами железа и меди с широким развитием вторичных Pt-Pd-Fe-Cu сплавов, неоднородных микроразмерных агрегатов Pt-Pd-Fe-Cu-O и экзотических соединений с таллием, индием и цинком.

Список литературы

Grokhovskaya T.L., Karimova O.V., Vymazalová A., Laufek F., Chareev D., Kovalchuk E.V., Magazina L.O., Rassulov V.A. Nipalarsite, $\text{Ni}_8\text{Pd}_3\text{As}_4$, a new platinum-group mineral from the Monchetundra Intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2019. Vol. 83. No. 6. P. 837–845.

Grokhovskaya T.L., Vymazalová A., Laufek F., Stanley C.J., Borisovskiy S.Ye. Palladothallite, Pd_3Tl , a new mineral from the Monchetundra layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2021. Vol. 59. No 6. P. 1821–1832.

Vymazalová A., Laufek F., Grokhovskaya T.L., Stanley C.J. Viteite, Pd_5InAs , a new mineral from the Monchetundra layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2020^a. Vol. 58. No. 3. P. 395–402.

Vymazalová A., Laufek F., Grokhovskaya T.L., Stanley C.J. Monchetundraite, Pd_2NiTe_2 , a new mineral from the Monchetundra layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // *Mineralogy and Petrology*. 2020^b. Vol. 114. No 3. P. 263–271.

PARAGENETIC ASSEMBLAGES OF PLATINUM GROUP MINERALS IN PGE-CU-NI ORES OF THE MONCHETUNDRA INTRUSION (KOLA PENINSULA, RUSSIA)

T.L. Grokhovskaya¹, A. Vymazalova², L.O. Magazina¹, E.V. Kovalchuk¹

¹IGEM RAS, Moscow, Russia, tgrokhovskaya@gmail.com

²Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic, anna.vymazalova@geology.cz

The primary parageneses of platinum group minerals were revealed in the platinum-bearing rocks of the Monchetundra intrusion. They are associated with magmatic sulfides. Influenced by the fluidal-hydrothermal processes the copper-nickel sulfides were replaced by the secondary magnetite and iron and copper hydroxides, the PGE mineral assemblage was formed, and the Pt-Pd-Fe-Cu alloys were extensively developed along with heterogeneous micro-sized Pt-Pd-Fe-Cu-O aggregates and exotic compounds with thallium, indium, and rhenium.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КОНТАКТОВОГО ЭПГ-ОРУДЕНЕНИЯ В МОНЧЕГОРСКОМ РАССЛОЕННОМ КОМПЛЕКСЕ

Н.Ю. Грошев

Геологический институт КНЦ РАН, Анатимы, Россия, nikolaygroshov@gmail.com

Расслоенные интрузии являются одной из главных целей для разведки металлов в мире, поскольку они содержат основную часть запасов элементов платиновой группы (ЭПГ), хрома и ванадия. Почти все промышленные месторождения ЭПГ приурочены к протяженным по латерали, но маломощным рифам во внутренних частях интрузий. Единственным интенсивно эксплуатирующимся месторождением ЭПГ, которое не относится к рифам, является «Платриф» в комплексе Бушвельд (ЮАР). В отличие от минерализации рифового типа, это месторождение характеризуется относительно мощной толщей минерализованных мафических пород вдоль базального контакта интрузии, поэтому их относят к «контактовому типу». Фактически, большинство крупных расслоенных интрузий содержат минерализацию контактового типа различной мощности и варьирующими концентрациями металлов. Самыми богатыми из них являются комплекс Портимо (Финляндия), комплекс Ист-Булл-Лейк (Канада) и Федорово-Панский комплекс (Россия).

Еще один пример значительной ЭПГ-минерализации контактового типа установлен в одной из крупнейших расслоенных интрузий в Европе – в Мончегорском комплексе на северо-западе России. Комплекс относится к группе палеопротерозойских расслоенных интрузий Фенноскандинавского щита и включает как минимум две интрузии площадью около 550 км²: преимущественно ультраосновной массив Мончеплутон и основной массив Главного хребта (рис.).

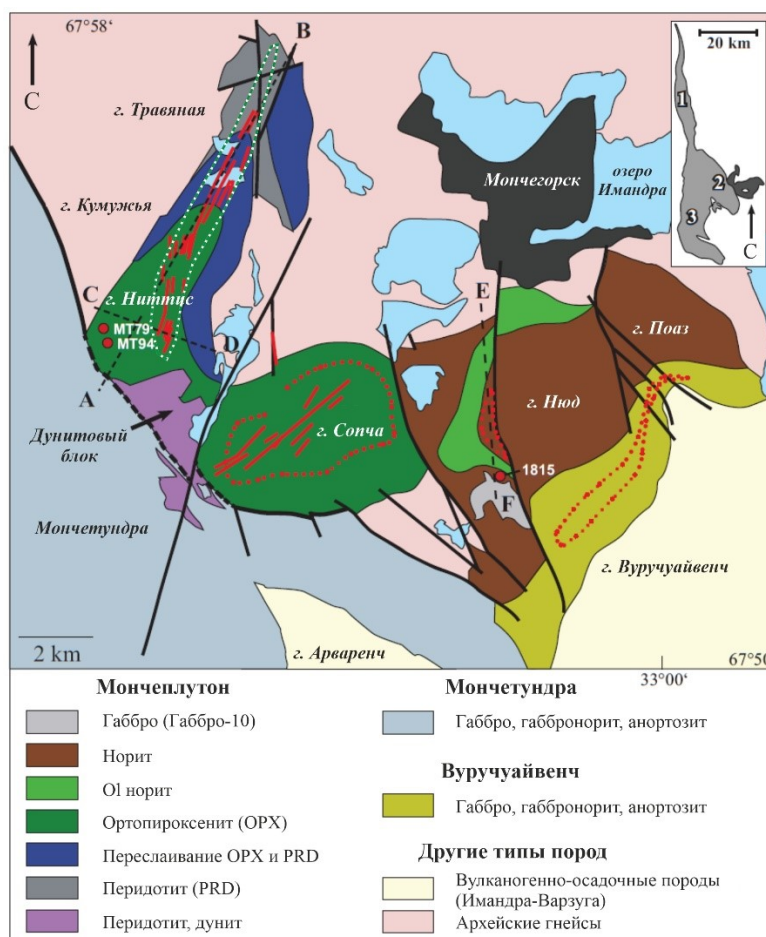


Рис. Упрощенная геологическая карта Мончегорского комплекса, с изменениями по (Чашин, Митрофанов, 2014). Красные сплошные и штриховые линии соответствуют медно-никелево-платинометалльной минерализации в виде секущих жил массивных сульфидов и согласных горизонтов внутри интрузии соответственно. 1 – Волчетундра, 2 – Мончетундра, 3 – Чунаундра.

Мончеплутон имеет подковообразную форму и состоит из шести субмассивов, образующих две ветви: (1) ультрамафитовая ветвь (около 7 км в длину), именуемая «массивом НКТ» от названий гор Ниттис, Кумужья и Травяная; и (2) мафит-ультрамафитовая ветвь, которая немного длиннее 9 км и состоит из гор Сопча, Нюд и Поаз. Разведка в этом районе в настоящее время сосредоточена на ЭПГ-минерализации, связанной с контактом между породами комплекса и архейским фундаментом.

Оруденение представляет собой мелкую интерстициальную сульфидную вкрапленность, составляющую от 5 до 7 об. %, развитую в разных типах пород: от гарцбургитов до ортопироксенитов и меланоритов. Буровые работы показывают, что этот тип оруденения прослеживается на всем протяжении массива НКТ, а также на участках Сопча, Нюд и Поаз. Как правило, минерализованные породы демонстрируют сильное обогащение Pd по сравнению с Pt, которое достигает 3–4 ppm Pt + Pd при отношении Pt/Pd < 0,3. Характерно, что практически все ультрамафитовые породы Мончеплутона содержат кумулятивные сульфиды (> 20 ppb Pt + Pd), что указывает на кристаллизацию из насыщенной серой магмы. Единственное различие между минерализованными и неминерализованными разрезами заключается в модальном содержании сульфидов, в то время как содержания ЭПГ в 100% сульфиде изменяются слабо (от 50 до 100 ppm Pd). Таким образом, качество оруденения контролируется, прежде всего, физическим накоплением сульфидной жидкости в основании интрузии, а не более высоким R-фактором, как предполагается, для аналогичных месторождений мира.

Детальные петрографические и геохимические данные (Karykowski et al., 2018) позволяют предположить, что взаимодействие магмы с вмещающими породами вызвало плавление последних с последующей дегидратацией и привнесом H₂O в кумулятивную кашу. Это привело к локальному плавлению кумулюсных минералов и увеличению пористости каши, способствовавшим накоплению сульфидной жидкости вблизи дна интрузии.

Список литературы

Чашин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская Имандра-Варзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерализация // Геод. и тектоноф. 2014. Т. 5. №. 1. С. 231–256.

Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D. Critical controls on the formation of contact-style PGE-Ni-Cu mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // Economic Geology. 2018. V. 113. N. 4. P. 911–935. <https://doi.org/10.5382/econgeo.2018.4576>

FORMATION FEATURES OF THE CONTACT PGE-MINERALIZATION IN THE MONCHEGORSK LAYERED COMPLEX

N.Yu. Groshev

Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, nikolaygroshev@gmail.com

The paper presents a mechanism of formation of the contact PGE-mineralization in the Monchegorsk Complex. The main aim of the work is to observe the differences from the similar process in the well-known deposits of layered mafic-ultramafic complexes of Bushveld (RSA), Portimo (Finland), East Bull Lake (Canada), and Fedorovo-Pansky (Russia).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕОБЫЧНОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА

Н.Ю. Грошев¹, Т.В. Рундквист¹, Э.Т. Мансур², С.-Дж. Барнс², А.Н. Иванов¹, А.М. Сущенко¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nikolaygroshv@gmail.com

² Университет Квебека в Шикутими, Шикутими, Канада, etmansur@gmail.com

Западно-Панский массив (ЗПМ) преимущественно мафитового состава расположен в северном борту палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структуры на Кольском полуострове. Массив является центральной частью Федорово-Панского расслоенного комплекса, который по запасам платины и палладия относится к наиболее перспективным расслоенным интрузиям Фенноскандии (Groshev et al., 2019).

Разрез ЗПМ мощностью до 4 км состоит из норитовой (НЗ) и габброноритовой зон (ГНЗ). Маломощная норитовая зона (50–100 м) расположена в основании интрузии и подстилается краевыми мелкозернистыми габброноритами. Габброноритовая зона, сложенная преимущественно массивными среднезернистыми мезократовыми габброноритами, разделяется на ряд подзон несколькими расслоенными горизонтами и телами магнетитового габбро (рис. 1). Нижний расслоенный горизонт (НРГ), сложенный ритмичным чередованием меланоритов, габброноритов и анортозитов общей мощностью около 50 м, отделяет ГНЗ-1 от ГНЗ-2. ГНЗ-2 по отношению к телам магнетитового габбро может далее подразделяться на три части: ГНЗ-2-1, ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3. Верхний расслоенный горизонт (ВРГ), состоящий из двух частей общей мощностью около 300 м, отделяет ГНЗ-2 от ГНЗ-3. Нижняя часть ВРГ сложена чередованием норитов, габброноритов и анортозитов. Верхняя часть ВРГ представляет собой ритмичное чередование оливиновых габброноритов, троктолитов и анортозитов и рассматривается обычно как оливиновый горизонт (ОГ).

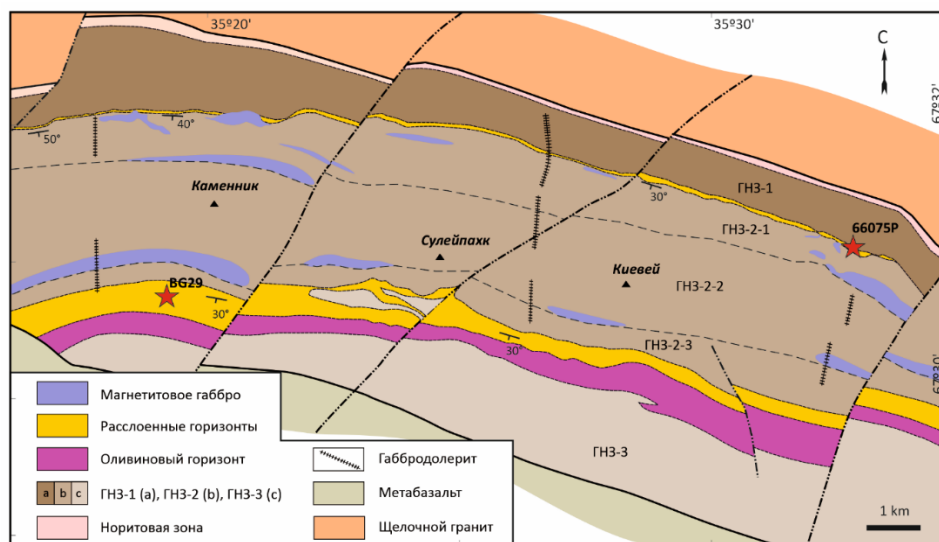


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Западно-Панского интрузива. Штриховые линии соответствуют условным границам между подзонами ГНЗ-2-1, ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3, проведенным по телам магнетитового габбро. Красные звезды указывают на места отбора геохронологических проб.

Предыдущими исследователями (Латыпов, Чистякова, 2000) высказывалось предположение о формировании ЗПМ в течение двух главных фаз, когда из магмы первой фазы состава толеитового базальта кристаллизуются породы НЗ, ГНЗ-1 и ГНЗ-2, а из магмы второй фазы состава оливинового толеитового базальта – породы ВРГ и ГНЗ-3. Это предположение базировалось на физико-химических построениях, основанных на данных о составе пород в отношении преимущественно петрогенных элементов. В подтверждение последовательности фаз используются данные ID-TIMS датирования по циркону и бадделейту (Amelin et al., 1995; Баянова, 2004), показывающие более древние возрасты для перекрывающих НРГ габброноритов ($2491,0 \pm 1,5$ млн лет или $2501,5 \pm 1,7$ млн лет?) и более молодые – для анортозитов ВРГ (2447 ± 12 млн лет). Для проверки этого сценария нами проведено изучение концентраций рассеянных литофильных элементов в породах методом ICP-MS (ИГГ УрО РАН,

Екатеринбург) для 40 проб, отобранных из пород и руд участка Каменник. Определение содержаний халькофильных элементов, включая Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Os и Ir, проводилось с той же целью по методике (Savard et al., 2010) для 30 проб, отобранных из пород без видимой сульфидной минерализации (исключение – проба GR537 из НЗ). Кроме этого, две геохронологические пробы были отобраны для проверки ID-TIMS датировок с использованием SIMS SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург): 1) проба 66075P из анортозитов НРГ и 2) проба BG29 из анортозитов ВРГ. Результаты по последней пробе, показавшей возраст магматического циркона 2509 ± 6 млн лет, были ранее опубликованы (Groshev, Karykowski, 2019).

Нормированные к хондриту спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах ЗПМ по конфигурации и суммарному содержанию РЗЭ соответствуют данным, приведенным в ряде работ для мафит-ультрамафитовых интрузий раннего палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (например, Расслоенные ..., 2004). Однако при более детальном изучении спектров выявились некоторые отличия в распределении РЗЭ для пород верхней и нижней частей разреза ЗПМ (рис. 2, а). Для габброноритов нижней части разреза характерны наклонные спектры ($(La/Yb)_{ch} = 2,08-5,23$) с небольшой положительной Eu аномалией ($(Eu/Eu^*)_{ch} = 1,29-1,76$). Габбронориты верхней части разреза характеризуются более пологими спектрами распределения РЗЭ ($(La/Yb)_{ch} = 1,41-2,21$) и более ярко выраженными положительными Eu аномалиями ($(Eu/Eu^*)_{ch} = 1,63-2,15$). Согласно полученным данным, габбронориты нижней части ЗПМ обогащены легкими лантаноидами по сравнению с габброноритами верхней части разреза. Суммарное содержание РЗЭ в породах нижней части массива несколько выше, чем в породах верхней части (рис. 2, а). Необходимо отметить, что по характеру спектров РЗЭ магнетитовые габбро, соответствующие, по-видимому, третьей заключительной интрузивной фазе ЗПМ, близки к поздним дайкам метагаббродолеритов и занимают промежуточное положение по обогащению РЗЭ между последними и породами ГНЗ.

Характер распределения халькофильных элементов в безрудных породах разреза ЗПМ также подчеркивает различия между его верхней и нижней частью. Так, среднее содержание Pt+Pd (мг/т) в породах ГНЗ-1 составляет 14, в безрудных породах НРГ – 24, в ГНЗ-2-1 – 28, ГНЗ-2-2 – 25, в магнетитовом габбро – 27, т.е. оно в среднем находится на уровне мантии (20 мг/т). Относительно обогащенная сульфидами норитовая зона, изученная по одной пробе с содержанием Pt+Pd 56 мг/т, должна рассматриваться отдельно. Безрудные породы верхней части ЗПМ значительно обеднены относительно мантии благородными металлами. Породы ГНЗ-2-3, нижней части ВРГ, ОГ и ГНЗ-3 содержат в среднем 6, 3, 5 и 4 мг/т Pt+Pd соответственно. При этом на нормированных спектрах халькофильных элементов верхние части ЗПМ отчетливо выделяются отрицательной Pt аномалией, маркирующей границу между ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3 (рис. 3).

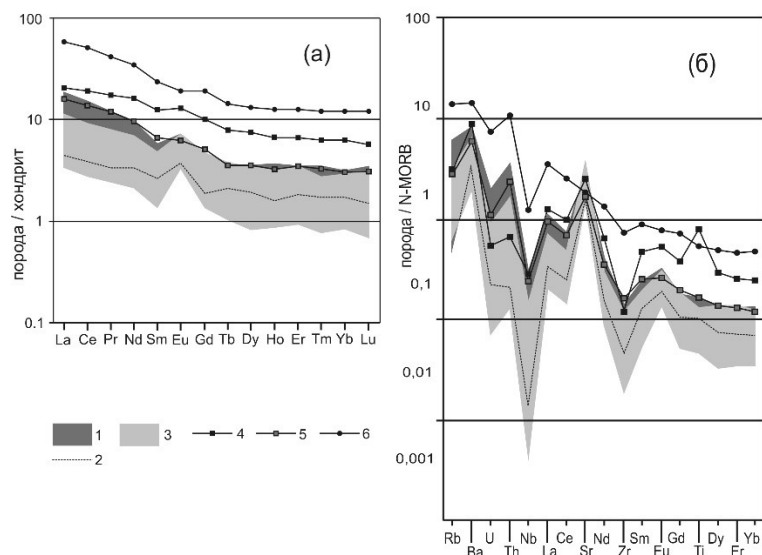


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ (а) и рассеянных элементов (б) для пород Западно-Панского массива. 1 - породы НЗ, ГНЗ-1, НРГ, ГНЗ-2-1 и ГНЗ-2-2; 2 - граница поля 1; 3 - породы ГНЗ-2-3, ВРГ и ГНЗ-3; 4, 5 - магнетитовые габбро; 6 - дайка метагаббродолеритов. Нормализующие факторы: хондрит по (McDonough, Sun, 1995); N-MORB по (Hoffman, 1988).

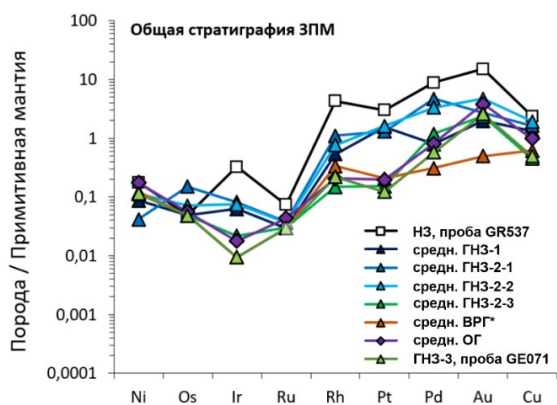


Рис. 3. Нормированные к примитивной мантии (Barnes, Maier, 1999) спектры халькофильных элементов для безрудных пород Западно-Панского массива.

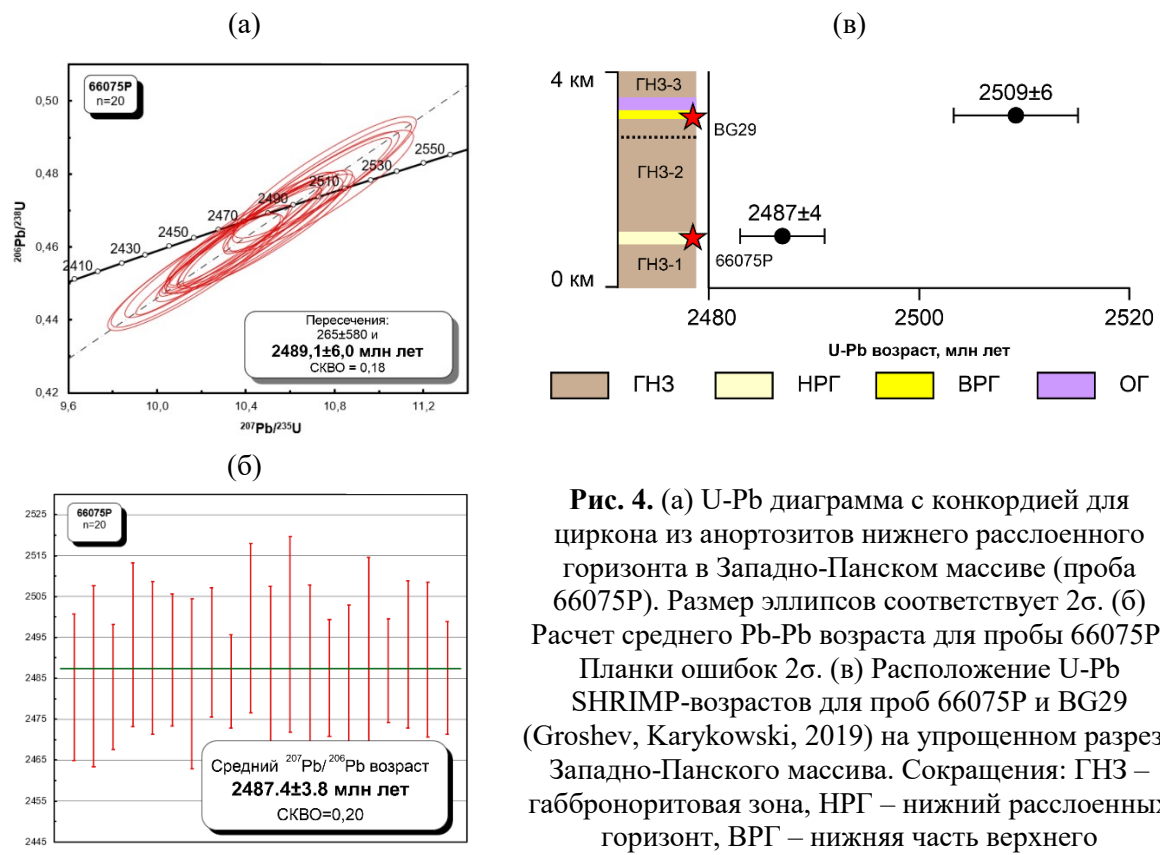


Рис. 4. (а) U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из анортозитов нижнего расслоенного горизонта в Западно-Панском массиве (проба 66075P). Размер эллипсов соответствует 2σ. (б) Расчет среднего Pb-Pb возраста для пробы 66075P. Планки ошибок 2σ. (в) Расположение U-Pb SHRIMP-возрастов для проб 66075P и BG29 (Groshev, Karykowski, 2019) на упрощенном разрезе Западно-Панского массива. Сокращения: ГНЗ – габброноритовая зона, НРГ – нижний расслоенных горизонт, ВРГ – нижняя часть верхнего расслоенного горизонта, ОГ – оливиновый горизонт. Пунктирная линия – контакт между предполагаемыми главными интрузивными фазами.

Геохронологическая проба 66075P весом 35 кг была взята в опытном карьере на востоке месторождения Киевей из рудных анортозитов НРГ, из которых получен концентрат циркона весом 130 мг. Около 20 наиболее однородных кристаллов циркона отобрано для проведения локального U-Pb изотопного анализа, проведенного в 20 точках. По своим морфологическим характеристикам, внутреннему строению и химическому составу (U 109–491 ppm, Th 90–415 ppm, Th/U 0,67–1,04) кристаллы принадлежат магматическому циркону. Все полученные точки конкордантны ($D=0, \pm 1$) или слабо дискордантны ($D=2-3 \%$). Возраст циркона, полученный по верхнему пересечению с конкордией, составляет $2489,1 \pm 6,0$ млн лет (рис. 4, а). Средний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст по этим же 20 точкам, $2487,4 \pm 3,8$ млн лет (рис. 4, б), совпадает в пределах ошибки с возрастом по верхнему пересечению и интерпретируется как возраст магматической кристаллизации анортозитов. Следует отметить, что эти датировки совпадают с возрастом перекрывающих НРГ габброноритов $2491,0 \pm 1,5$ млн лет, который

приведен в работе (Баянова, 2004), и отличаются от возраста $2501,5 \pm 1,7$ млн лет, полученного для циркона из той же пробы в другой лаборатории (Amelin et al., 1995).

Таким образом, исходя из полученных результатов, мы предполагаем, что ЗПМ был сформирован за счет, как минимум, двух главных интрузивных фаз, продукты кристаллизации которых располагаются по разные стороны от условной границы между ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3, имеют определенные геохимические различия, и залегают друг относительно друга вне стратиграфической последовательности (рис. 4, в). *Датирование циркона из пробы 66075P выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–20106.*

Список литературы

- Баянова Т.Б. Возраст реперных ..., 2004. doi: <https://clck.ru/rchHZ>
Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации ..., 2000. doi: <https://clck.ru/rcgv2>
Расслоенные интрузии ..., 2004. doi: <https://clck.ru/rcgyo>
Amelin Yu.V. et al. U-Pb geochronology ..., 1995. doi: <https://clck.ru/rch4M>
Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation ..., 1999. doi: <https://clck.ru/rchAg>
Groshev N.Yu. et al. Low-sulfide ..., 2019. <https://doi.org/10.3390/min9120764>
Groshev N.Yu., Karykowski B.T. The main ..., 2019. <https://clck.ru/rchSY>
McDonough W.F., Sun S.-S. The composition ..., 1995. doi: <https://clck.ru/rchMu>
Hoffman A.W. Chemical differentiation ..., 1988. doi: <https://clck.ru/rchNh>
Savard D. et al. Comparison between ..., 2010. doi: <https://clck.ru/rchQB>

GEOCHEMICAL AND ISOTOPIC GEOCHRONOLOGICAL EVIDENCES OF AN UNUSUAL SEQUENCE OF FORMATION OF THE WESTERN-PANSKY LAYERED INTRUSION

N.Yu. Groshev¹, T.V. Rundkvist¹, E.T. Mansur², S.-J. Barnes², A.N. Ivanov¹, A.M. Suschenko¹

¹Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, nikolaygroshev@gmail.com

²Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Canada, etmansur@gmail.com

The paper presents the results of geochemical study of lithophylic and chalcophylic elements from the Western-Pansky layered massif. It also includes data on the local dating of zircon from the lower and upper parts of the massif cross-section. In comparison with the upper part rocks, the lower part rocks (including the norite zone, lower layered horizon, and most part of the gabbro-norite zone) averagely have a more developed composition and are ten times more enriched in platinum. The U-Pb SHRIMP age value of magmatic zircon from the anorthosites of the upper layered horizon is 2509 ± 6 Ma, whereas the same rocks from the lower layered horizon contain zircon aged 2487 ± 4 Ma. The obtained data show that the intrusion was possibly formed in accordance with the “amalgamated sill”-type of formation, hence the presence of older rocks in the upper part of the intrusion.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОГРАММЫ GENENNA 2.0 ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРМАЛЬНОЙ ИСТОРИИ НОРИЛЬСКИХ ИНТРУЗИЙ

Н.Ю. Грошев, Д.Г. Степенщиков

Геологический институт КНЦ РАН, Анатимы, Россия, nikolaygroshnev@gmail.com

Принцип работы авторской программы подробно описан в (Степенщиков, Грошев, 2019), а примеры ее применения приведены в (Грошев, Степенщиков, 2019). Вычислительная часть программы в новой версии оставлена практически без изменений и основана на дискретном решении одномерного уравнения теплопроводности. К параметрам внедряемых толщ магмы помимо расстояния от поверхности до кровли толщи, мощности, температуры и времени внедрения добавлена длительность внедрения. Значительным изменением стал формат вывода полученных результатов: вместо графической зависимости «глубина-температура», отображающей отдельную кривую для выбранного момента времени, было решено использовать более наглядную термограмму «глубина-время», которая позволяет одновременно отслеживать изменение температуры в пределах выбранного диапазона глубин и времени. Также реализована возможность выделения на термограмме областей в пределах некоторого, соответствующего каким-либо физико-химическим событиям диапазона температур.

Для демонстрации возможностей программы мы решаем задачу разработки упрощенного сценария формирования норильских интрузий, известных своими сульфидными месторождениями. Как предполагается, в норильских интрузиях могут быть выделены обширные маломощные безрудные «периферические силлы» и локально распространённые «главные тела» с повышенной мощностью (Налдретт, 2003), сопровождающиеся залежами массивных сульфидов. Вокруг этих тел развит аномально широкий ореол контактово-метаморфических изменений пород мощностью 100–200 м, что сопоставимо с размерами самих главных тел. Рудоносность и особенности геологического строения главных тел могут быть объяснены в рамках динамической модели формирования интрузий (например, Налдретт, 2003; Радько, 2016), подразумевающей прохождение через них гигантских объемов магмы, расширяющей канал своего течения за счет магматической эрозии, а также оказывающей термальное воздействие на вмещающие породы.

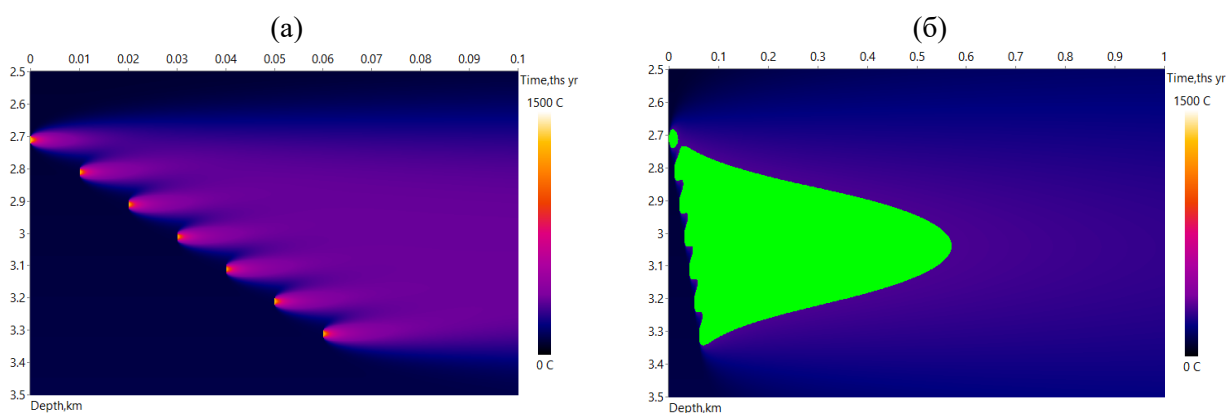


Рис. 1. Термограммы для этапа 1. См. пояснения в тексте. Зеленым выделена область температур выше 300 °С.

В рассматриваемом варианте расчета термальной истории главных тел норильских интрузий используются следующие параметры: температура внедряющейся магмы – 1300 °С, геотермический градиент – 30 град./км, температуропроводность – 2 мм²/с, температура ороговикования и плавления вмещающих пород – 900 и 1100 °С соответственно, искомая мощность интрузии и ореола ороговикования – 150 и 130 м соответственно. Моделирование можно разбить на три этапа: 1) предварительный нагрев вмещающих пород, 2) внедрение периферического силла и 3) формирование внутри него главного тела интрузии. *Этап 1: предварительный нагрев вмещающих пород.* В качестве вероятного сценария предварительного нагрева используется последовательное, с интервалом 10 лет, внедрение и остывание 7 силлов мощностью 20 м. Силлы располагаются через 100 м в интервале глубин 2.7–3.3 км (рис. 1, а). В результате образуется зона повышенных температур (например, более 300 °С), существующая в течение более 500 лет (рис. 1, б). Ввиду инициальной стадии траппового магматизма, во время которой внедрялись интрузии, предварительный нагрев вмещающих пород важно учитывать, так как, во-первых, он оказывает влияние на размер итогового термального ореола,

увеличивая его на первые десятки метров, и, во-вторых, преднагрев является существенным фактором для формирования скоплений сульфидов на контактах интрузий (см. например, Karykowski et al., 2018).

Этап 2: внедрение периферического силла. Периферический силл, понимаемый как часть интрузии норильского типа, соединяющаяся с главным телом и не имеющая присущих главному телу петрографического разнообразия и скоплений массивных сульфидных руд, моделируется одномоментным внедрением магмы мощностью 50 м на глубине 3 км, которая начинает остывать сразу же после внедрения в области предварительного прогрева, не образуя контактового ореола за своими пределами (рис. 2). Это согласуется с нашими геологическими наблюдениями, указывающими на почти полное отсутствие контактовых изменений пород в периферических силлах.

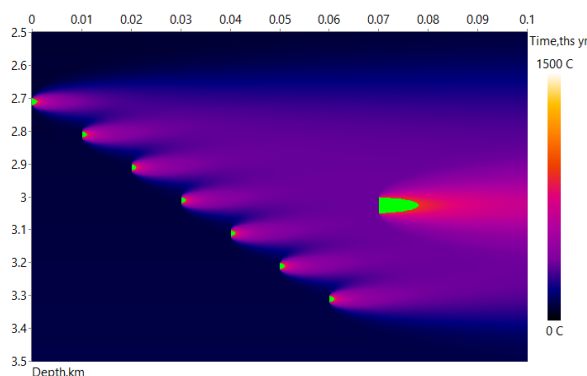


Рис. 2. Термограмма для этапа 2. Зеленым выделена область температур выше 900 °С.

Этап 3: формирование главного тела. В соответствии с одним из сценариев формирования главных тел и ассоциирующих сульфидных руд, который предполагает прохождение через них объема магмы, на несколько порядков превосходящего их наблюдаемый объем (Налдретт, 2003), внедрение периферического силла усложняется длительным течением магмы внутри него. Протекание магмы с температурой 1300 °С внутри канала мощностью 50 м в течение одного года приводит, согласно нашей модели, к формированию зоны роговиков (температура выше 900 °С) мощностью около 6 м, которая со временем течения магмы увеличивается до 20 и 60 м за сроки 10 и 100 лет соответственно. В последнем случае с ростом ореола ороговикования будет происходить разрастание зоны полного плавления вмещающих пород, которая через 100 лет достигнет 30 м от первоначальных верхнего и нижнего контактов силла. Расплавленное и растворенное вещество вмещающих пород удаляется из главного тела за счет течения магмы, которая за 100 лет формирует канал мощностью 110 м с ореолами ороговикования лишь по 30 м с каждой стороны интрузии.

Дальнейшее непрерывное течение магмы приводит к расширению зоны контактовых изменений пород, однако это будет сопровождаться увеличением зоны плавления, а значит и мощности интрузии, что не позволит в конечном счете получить искомое примерно равное соотношение мощности главного тела и ореолов ороговикования. Например, за 1000 лет течения магмы образуется канал мощностью более 200 м и ореол вдвое меньшей мощности (рис. 3). Добиться сохранения мощности, соответствующей реальным размерам главного тела (100–150 м), можно добавлением перерывов в протекании магмы и уменьшением мощности канала течения. Ниже приводится возможный сценарий, учитывающий это условие.

В результате возобновления течения магмы через 130 лет после начала этапа 3 в канале мощностью 30 м, кровля которого расположена на 20 м ниже первоначальной кровли периферического силла, через период 100 лет зона плавления увеличивается до суммарной мощности 130 м (рис. 4, а). При этом мощность зоны роговиков стремится к 50 м. Повторяя такой цикл течения магмы три раза, получаем мощность зоны роговиков ~70 м (рис. 4, б). Дополнив последовательность длящихся магматических импульсов еще шестью дискретными эпизодами течения, по 50 лет каждый, в каналах по 20 м, получим интрузию мощностью 150 м со 100-метровым ореолом контактовых изменений. Искомых мощностей интрузии и контактового ореола мы добьемся еще после шести добавочных 50-летних эпизодов течения в 10-метровых каналах. Результирующая ширина зоны роговиков, на образование которой потребовалось около 2700 лет, составит 130 м (рис. 4, в).

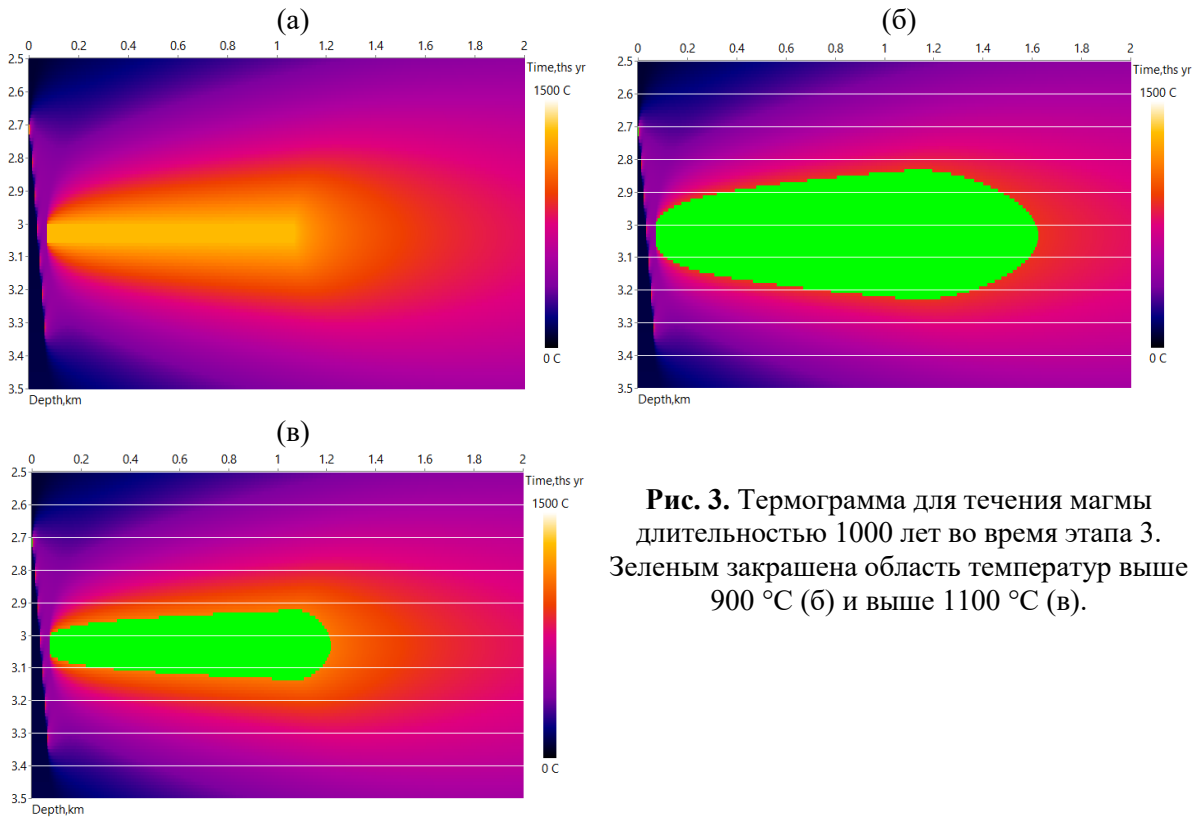


Рис. 3. Термограмма для течения магмы длительностью 1000 лет во время этапа 3. Зеленым закрашена область температур выше 900 °С (б) и выше 1100 °С (в).

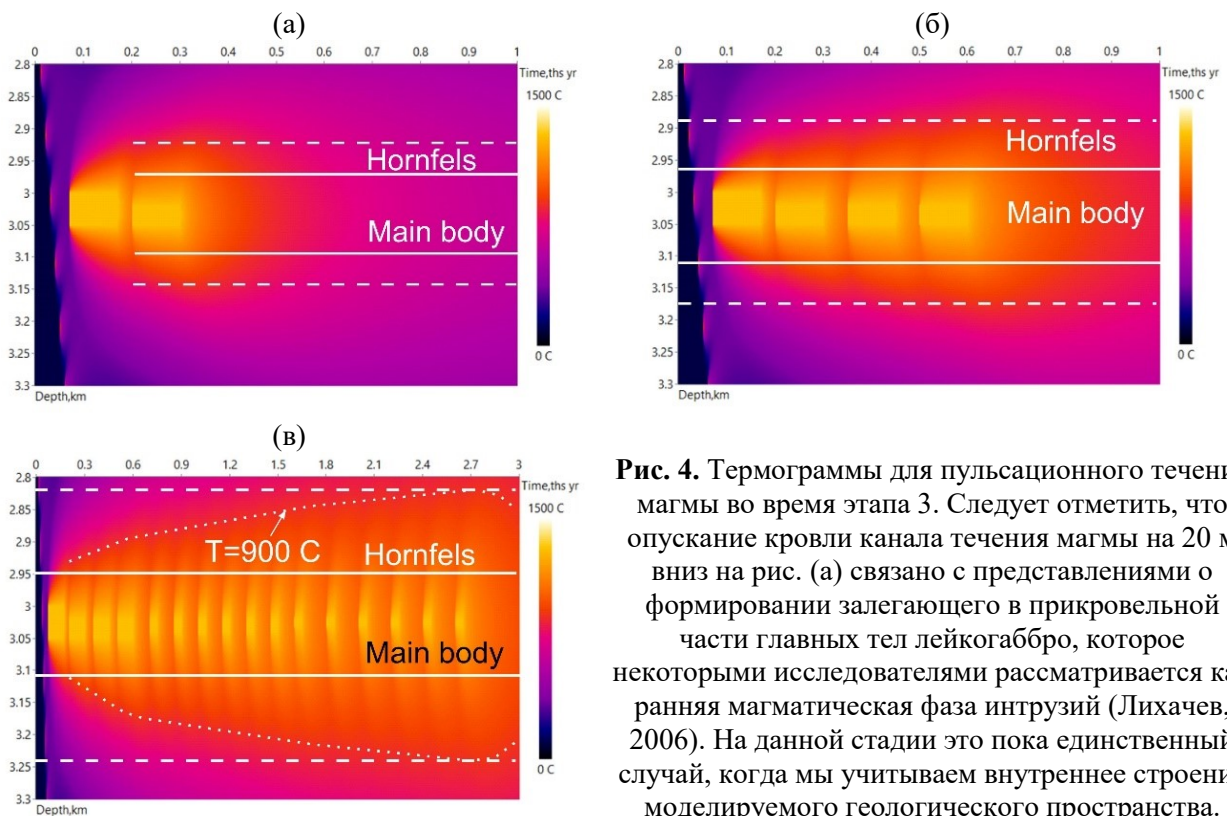


Рис. 4. Термограммы для пульсационного течения магмы во время этапа 3. Следует отметить, что опускание кровли канала течения магмы на 20 м вниз на рис. (а) связано с представлениями о формировании залегающего в прикровельной части главных тел лейкогаббро, которое некоторыми исследователями рассматривается как ранняя магматическая фаза интрузий (Лихачев, 2006). На данной стадии это пока единственный случай, когда мы учитываем внутреннее строение моделируемого геологического пространства.

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект 0226-2019-0053).

Список литературы

Грошев Н.Ю., Степенщиков Д.Г. Термальная история базального контакта в расслоенном интрузиве Фёдоровой тундры, Кольский регион, Россия // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 107–111. DOI: 10.31241/FNS.2019.16.022

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

Надретт А.Д. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.

Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.

Степенщиков Д.Г., Грошев Н.Ю. Программное приложение для термального моделирования интрузий // Труды ФНС ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 565–567. DOI: 10.31241/FNS.2019.16.115

Karykowski B. T., Maier W. D., Groshev N. Y., Barnes S. J., Pripachkin P. V., McDonald I., Savard D. Critical Controls on the Formation of Contact-Style PGE-Ni-Cu Mineralization: Evidence from the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology*. 2018. 113(4). P. 911–935. DOI: 10.5382/econgeo.2018.4576.

APPLYING OF THE GEHENNA 2.0 SOFTWARE FOR THE RECONSTRUCTION OF THERMAL HISTORY OF THE NORILSK INTRUSIONS

N.Yu. Groshev, D.G. Stepenschikov

Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, nikolaygroshev@gmail.com

The paper presents an updated version of the original PC software for a monodimensional thermal modeling (Gehenna 2.0) with improved possibilities of result visualization. The authors attempt to explain the formation of considerable hornfelsing zones around the “main bodies” of the Norilsk intrusions (said zones being almost as thick as the intrusions themselves). A 130 m thick contact-metamorphic rock zone around a 150 m thick “main body” may be possibly formed if a series of slowly decreasing magma batches (1300°C) is consecutively intruded for a period of no less than 2700 years (the intrusion happens discontinuously, i.e., with intervals).

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СУЛЬФИДНЫХ PGE-CU-NI РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУН-МАНЬЁ, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Гурьянов

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65,
Хабаровск, 680 000 ; E-mail: guryanov_@mail.ru

Введение. В пределах тектонически активизированного юго-восточного обрамления Сибирской платформы широким распространением пользуются сульфидные месторождения Cu-Ni с PGE руд, приуроченные к своеобразным телам мафит-ультрамафитового магматизма насыщающих зеленокаменные пояса и троговые прогибы - структуры рифтогенного типа в зонах влияния глубинных разломов Пристанового орогена [Гурьянов и др., 2012, 2014]. Открытие на восточном фланге орогена месторождений сульфидных Cu-Ni с PGE руд Кун-Маньё, Чинейское, Бурпалинское и Няндоми свидетельствует о высоких перспективах этой структуры. Наиболее продуктивным на этот тип оруденения является одно из крупнейших в России по запасам Ni месторождение Кун-Маньё [Гурьянов и др., 2014], расположенное в пределах Джугджурского выступа фундамента Пристанового орогена. В работе суммированы новые данные по геологии и минералогии руд месторождения, изучен минеральный состав и стадийность минералообразования, отмечена роль флюидов в образовании Cu-Ni и PGE минералов и дан сравнительный анализ с рудами известных месторождений.

Геологическая обстановка. Геолого-структурная позиция силлов мафит-ультрамафитов месторождения Кун-Маньё и рудного ареала в целом носит цепочечный характер и ассоциируется с Верхнемайской зоной шовных дислокаций, заложившихся на границе Джугджурского и Туксанийского блоков архейского фундамента (рис. 1). По своему положению и строению эта зона является фрагментом зеленокаменной троговой структуры рифтогенного типа с вулканогенно-сланцевым наполнением и изоградой эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [Гурьянов и др., 2012, 2014]. Силлы мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса и генетически связанные с ними проявления сульфидной Cu-Ni с PGE минерализации на бортах Верхнемайского трогового прогиба контролируются зоной Майского глубинного разлома и оперяющими дизъюнктивами. Заложение зеленокаменной троговой структуры в зоне шовных дислокаций глубинного разлома и накопление в ней осадочно-вулканогенных толщ, то есть образование рифтогенной структуры кун-маньёнского типа, можно рассматривать в качестве элемента (фрагмента) пассивной континентальной окраины океанской структуры, некогда разделявшей Становой и Алданский геоблоки [Гурьянов и др., 2012, 2014].

Возраст пород рамы, определённый U-Pb SHRIMP-II методом по цирконам, варьируется от 3.13 до 3.02 млрд. лет [Гурьянов и др., 2012]. Архейские метагабброиды и вмещающие их метаморфиты джанинской серии пронизаны силлами и дайками позднепалеопротерозойских (1.76 – 1.69 млрд лет [Гурьянов и др. 2012, 2014]) мафит-ультрамафитов (рис. 1), которые сложены вебстеритами, плагиовестеритами, габброноритами, лерцолитами, тальк-серпентин-амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, амфибол-серпентиновыми сланцами кун-маньёнского комплекса. Силлы представляют собой грубо расслоенные «интрузивные» тела, состоящие из субсогласных «слоёв» вышеназванных пород мощностью от 1 – 5 до 25 – 50 м. В приконтактных зонах тела мафит-ультрамафитов превращены в бластомилониты со следами мигматизации. Сульфидная Cu-Ni минерализация сосредоточена на границах «слоёв» пород разной компетентности и в зонах тектонических дислокаций нижней и верхней частей силлов, представленных хлорит-плагиоклаз-амфиболовыми, хлорит-амфибол-серпентиновыми и серпентин-тальк-амфиболовыми сланцами. Контакты силлов с вмещающими породами рамы – тектонические, с зонами рассланцевания и развальцевания мощностью от 1 - 2 до 25 - 30 м. Пространственная ориентировка сланцеватости в таких зонах и положение заключённых в них линз и силлов мафит-ультрамафитов, как правило, совпадают.

Сульфидное Cu-Ni с PGE оруденение связано с 14 телами осевой части Кун-Маньёнского ареала мафит-ультрамафитов, оконтуренного по результатам поисково-оценочных работ в одноимённое рудное поле (рис. 1). Утверждённые запасы Ni и сопутствующих Cu, Co, Pt, Pd и Au месторождения Кун-Маньё сосредоточены в рудных залежах Малый Курумкан, Горное, Треугольник, Шляпа, Фалкон, Икэн, Кубук и Восточное. Минеральный состав руд характеризуется парагенезисом пирротина, пентландита и халькопирита, составляющими в сумме около 80-90 % от общего количества рудных минералов. Пирит и магнетит пользуются значительно меньшим распространением. По данным ЗАО «Кун-Маньё», рассчитанные средние содержания основных компонентов в рудных залежах

оцениваются: а) оксидов (в мас. %) - SiO_2 – 45.11, Al_2O_3 – 8.74, Fe_2O_3 – 13.53, MgO – 18.34, CaO – 5.76; б) редких металлов (в мас. %, от до): Ni - 0.59 – 0.84 (при бортовом содержании 0.2), Cu - 0.16 – 0.22, Co - 0.01 – 0.02, S - 1.17 – 1.67; в) благородных металлов (в г/т, от до): Pt - 0.13 – 0.23, Pd - 0.14 – 0.27, Au - 0.06 – 0.09, Ag - 0.74 – 1.47. Протяжённость рудных тел - от первых сотен метров до 2.5 км при мощности от 1 – 3 м на флангах до 25, реже 50 м в центральной их части.

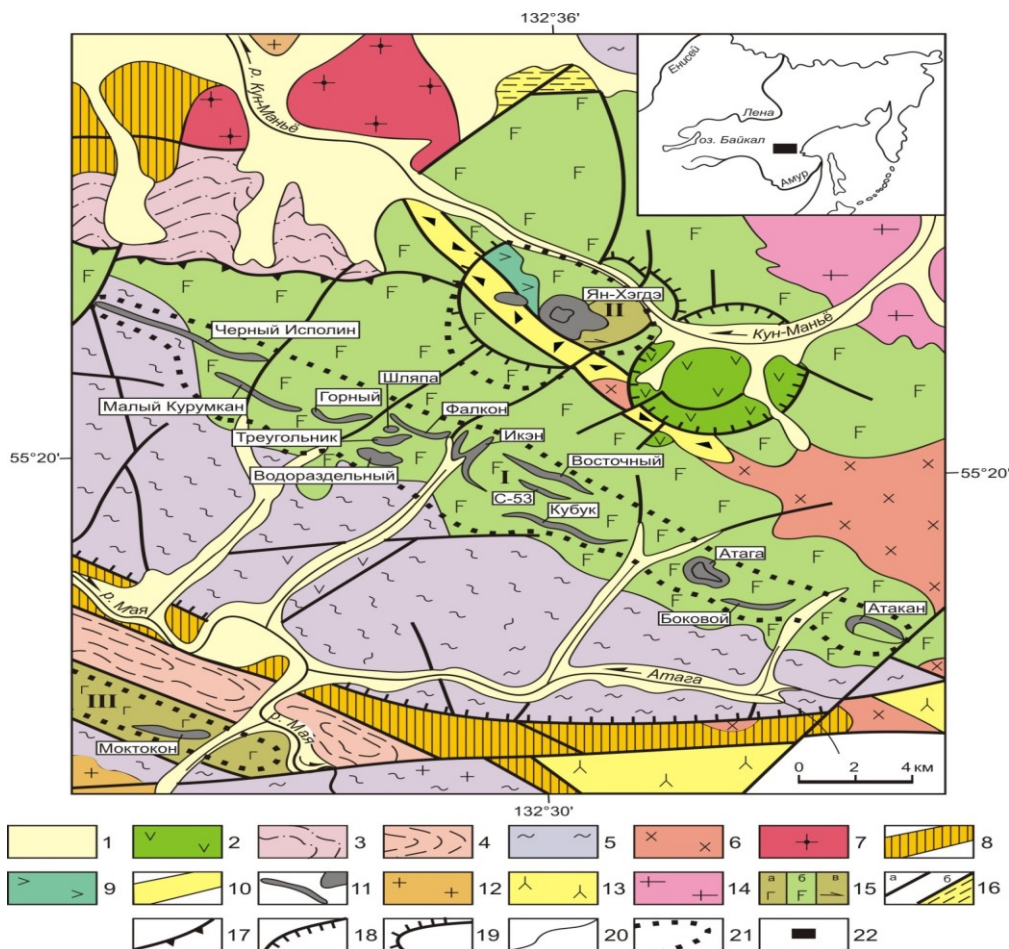


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Кун-Маньё и Мая-Удская (В.А. Гурьянов и др., 2007 г., по геологическим данным ЗАО «Кун-Маньё»).

1 – четвертичные отложения; 2 – меловые эффузивы; 3 – верхнеюрские туфоогенно-осадочные образования; 4 – толща неопалеопротерозойских зеленых сланцев (фрагмент Верхнемайского трогового прогиба); 5 – архейские гнейсы и кристаллосланцы (гранулиты); 6 – меловые гранитоиды; 7 – 11 неопалеопротерозойские образования: 7) гранитоиды, 8) диафориты и динамометаморфиты зоны Майского глубинного разлома, 9) лейконориты, 10) приразломные бластокатаклазиты, 11) тела мафит-ультрамафитов кун-маньёнского комплекса с сульфидной Ni-Cu минерализацией; 12-13 – неоархейские граниты (12) и плагиграниты (13); 14 – 15 – архейские гранитогнейсы (14), габбро (15а) и метагаббро (15б); 16 – разрывные нарушения (а) и зоны рассланцевания (б); 17 – надвиги; 18 – сбросы; 19 – взбросы; 20 – геологические границы; 21 – контуры ареалов тел мафит-ультрамафитов: I - Кун-Маньёнский (оконтурено рудное поле, тёмно-серым цветом показаны рудные тела и их названия), II - Ян-Хэгдэ и III - Моктокон; 22 – на врезке – район исследований.

Результаты исследования, обсуждение и выводы. В рудных залежах месторождения наблюдается довольно устойчивый парагенезис рудных минералов: пирротин гексагональной модификации, пентландит и халькопирит; реже пирротин моноклинной модификации, кубанит; в измененных рудах присутствуют пирит, марказит, виолларит, миллерит, борнит, халькозин и бравоит; реже встречаются минералы близкие по оптическим характеристикам к арсенидам, сульфоарсенидам, теллуридам Pt и Pd и самородным элементам группы Ag и Au; в небольших количествах присутствуют магнетит, ильменит. Наиболее высокие их концентрации характерны для брекчиевых и прожилково-

вкрапленных руд. Возрастные соотношения между отдельными минералами и минеральными агрегатами свидетельствуют, что формирование Cu-Ni руд происходило в два этапа. *К магматическим ассоциациям* отнесены: пентландит-пирротиновая, магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая. *В постмагматический этап* формировались прожилки и зоны со сплошными пентландит-пирротиновыми рудами, магнетит-пентландит-пирротин-халькопиритовая, милерит-пиритовая и пирит-маркозитовая (с миллеритом) ассоциации. Одними из первых кристаллизовались магнетит и ильменит, далее – порфиновые выделения пентландита, гексагональный пирротин (с пламенеvidными включениями пентландита) и халькопирит, потом моноклинный пирротин и халькопирит (иногда с кубанитом и пентландитом). Появление в рудах виоларита, миллерита, марказита, бравоита следует рассматривать как результат наложения друг на друга разных минеральных ассоциаций. *В постмагматический этап* в рудах появляются арсениды и сульфоарсениды Pt и Ir, теллуриды Pd, Ag и Bi, самородные Au и Ag, купроаурит, кюстенит, галенит, гессит, штютцит, формирование которых происходило в температурном интервале 350 – 250° С. Помимо них выявлены минеральные фазы твердых растворов Os-Ru-Rh, которые формировались в условиях дефицита серы. Отчётливо просматривается приуроченность высоких содержаний сульфидов, Ni, ЭПГ и Au к зонам пластических деформаций в нижнем и верхнем боках залежей и к «прослоям» полосчатых плагиоклаз-талк-амфиболовых с флогопитом пород, хлорит-талк-амфиболовых и амфибол-талк-серпентиновых сланцев в разных частях силлов. Они обогащены теллуридами, арсенидами и сульфоарсенидами Ni, Pd, Pt и Bi, содержат самородное Au с примесью Fe и Cu. В центральных частях силлов - содержания ЭПГ и Au более низкие.

Необычное строение рудных залежей месторождения Кун-Маньё, обладающих сланцевато-полосчатой и такситовой текстурами в боковых их частях в сочетании с зонами пластических деформаций на границах «слоёв» и с обилием вторичных минералов (амфиболы, серпентин, хлорит, талк, слюды, карбонаты, реже плагиоклаз-кварцевые линзочки) является, по всей вероятности, следствием пластических деформаций с повторной кристаллизацией вызванной воздействием высокотемпературных флюидов. Присутствие в гнездово-вкрапленных, прожилково-вкрапленных и брекчиевых рудах МПГ таких как меренскит, ирарсит, мелонит, сперрилит, мончеит, платарсит и холингуортит свидетельствует, что в состав флюидов могли входить S, Te, As, Bi и Se. Характерно, что продуктивность МПГ значительно увеличивается с повышением во флюидах роли этих металлов, к которым Pt и Pd имеют высокое химическое сродство. Спецификой такого расплава является обогащенность интрузий флюидными компонентами, которая выражается в наличие в своем составе минеральных фаз богатых гидроксидом, паргасита и флогопита магматических по происхождению.

Предполагается, что концентрация сульфидных минералов и продуктивность платиноидной минерализации в рудных залежах обусловлена сложными процессами магматической дифференциации и сульфуризации магмы под воздействием высокотемпературных флюидов с повторной кристаллизацией в зонах пластических дислокаций. Следствием тектонического расслоения мафит-ультрамафитовых тел под флюидным воздействием является и контрастное разделение PGE, Au, S, As и Te. Повышение роли МПГ и Au в общем балансе благородных металлов в серпентинитах и амфиболитах месторождения очевидно связано с перераспределением этих металлов во флюидную фазу с участием H₂O, F, Cl.

Из всех Cu-Ni месторождений Кун-Маньё ближе всего сопоставляется с Печенгой [Смолькин и др., 1995], Кингашем Канского зеленокаменного пояса [Глазунов и др., 2003] и Джинчуань, приуроченного к приплатформенным докембрийским структурам (Северо-Китайский и Таримский блоки) [Nalddrett, 2004]. Их сближают отсутствие субдукционных зон в архейском основании и формирование рудно-магматической системы на зрелой коре континентального типа с инъекцией расплава недалеко от места генерации. По основным параметрам кунманьёнские руды обнаруживают сходство с рудами месторождений Печенгского и Кингашского рудных полей. Они характеризуются близкими содержаниями Ni (0.59-0.84 мас. %), Cu (0.16-0.22 мас.%) и показателем Ni/(Ni+Cu+Co), равным 0.6-0.8. В то же время они заметно различаются по отношениям Ni/Co (30-77, 160-610), Ni/Cu (2.2-13), Cu/(Cu+Ni) = 0.15-0.4, Pd/Pt = 1.05 и Pt/(Pt+Pd) = 0.4-0.6. По сравнению с уникальными месторождениями (Норильск, Садбери) кунманьёнские руды богаче Mg и характеризуются обратным соотношением Ni с Mg [Приходько и др., 2020], но в тоже время по параметрам Cu/(Cu+Ni) (0.15-0.4) и Pt/(Pt+Pd) (0.4-0.6) они приближаются к показателям руд месторождений Норильска и Садбери (0.3-0.6 и 0.4-0.8). Эти величины отношений для руд месторождений Джиньчуань, Войсиз Бей, Талнахское и Байкальское [Nalddrett, 2004] значительно разнятся от таковых руд месторождения Кун-Маньё. По величине отношений (Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os) кунманьёнские руды (1.4–6.5) наиболее близки к

палеопротерозойским рудам месторождений Томпсон (4.36) и Катинник рудного района Рэглэн (5.77) [Naldrett, 2004]. Своеобразие месторождения Кун-Маньё заключается в наличии иного слабо изученного типа бессульфидной платиновой минерализации в брекчиях на магнетитовом цементе со значительными содержаниями Pt (до 13.26 г/т), Ni, Cu и Co. Факт существования руд этого типа указывает на возможность переноса металлов летучими компонентами без участия серы на заключительных стадиях рудного процесса. По геологии, запасам и простой технологии обогащения руд по схеме месторождения Печенга месторождение Кун-Маньё может быть эталоном для всей Северостановой провинции.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

Список литературы

Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение// Иркутск. Изд-во ИТГУ. 2003. 192 с.

Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н. и др. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология, 2012. Т.31, № 2. С. 3-21.

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Песков А.Ю. и др. Платиноносность никеленосных мафит-ультрамафитов Пристанового коллизионного пояса (юго-восток Сибирской платформы)// Отечественная геология. 2014, № 6. С. 48-56.

Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышёв Н.М. Платина России: состояние и перспективы//Платина России. Сб. науч. трудов. Т. VII. Красноярск. 2011. С. 12 – 51.

Приходько В.С., Петухова Л.Л., Гурьянов В.А. и др. Петрология малых тел никеленосных мафит-ультрамафитов юго-востока Алдано-Станового щита//Тихоокеан. геология, 2020, т. 39, № 2. С. 46 – 65.

Смолякин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 1995. 207 с.

Naldrett, A.J. Magmatic Sulfide Deposites. Springer. 2004, 727.

GEOLOGY AND MINERALOGY OF PLATINUM-COPPER-NICKEL SULFIDE ORES KUN-MAN'E FIELD, SOUTHEASTERN BOUNDARY ZONE OF THE SIBERIAN PLATFORM

V.A. Guryanov

The paper presents new data on geology, sulfide PGE-Cu-Ni ore mineralogy, and comparative analysis of the sulfide Cu-Ni-PGE deposit of Kun-Man'e located on the eastern flank of the Pristanovoy orogen (the south-eastern framing of the Siberian Platform). The ore bodies are spatially conjugated with sills of the Kun-Man'e gabbro-norite-websterite-lherzolite complex of the Late Paleoproterozoic age (1.76-1.69 Ga). The main ore minerals are pyrrhotine, pentlandite, and chalcopyrite. Pyrite, marcasite, cubanite, bornite, and chalcocite are less common. Arsenides (nickeline, sperrylite), sulf-arsenides (gersdorffite, irarsite, glaucodot), tellurides (melonite, merenskyite, kotulskite) occur even more rarely. Magnetite and ilmenite can be found in little quantities. The vein-disseminated, nest-disseminated, and breccia Cu-Ni ores contain arsenides, sulf-arsenides, PGE-, Ni-, Ag-, Bi-tellurides, placer gold and silver. The authors assume that concentration of considerable part of main sulfide minerals and PGE-mineralization productivity are determined not only by the complex processes of magmatic differentiation. There is another reason for this, i.e., the sulfurization of magma differentiates within the zones of plastic (tectonic) dislocations influenced by fluids with recrystallization. Noteworthy, the PGE-mineralization productivity increases significantly with the raise of S, As, Te, Bi, and Sb concentrations in fluids.

ХИМИЧЕСКИЕ И МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ОСПИНО-КИТОЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Киселева¹, О.Н., Айриянц¹, Е.В., Белянин¹, Д.К. Жмодик¹ С.М.

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, kiseleva_on@igm.nsc.ru

Протерозойские офиолитовые комплексы юго-восточной части Восточного Саяна являются фрагментами Палеоазитского океана и палеостроводужных систем, входящих в состав структурно-вещественных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Жмодик и др., 2006; Dobretsov et al., 1992; 2003; Windley et al., 2007). Подформные хромититы и содержащиеся в них минералы платиновой группы (МПГ) содержат важную генетическую информацию о различных стадиях формирования и преобразования офиолитовых комплексов, как на ранних этапах становления (мантийный), так и поздних этапах эволюции (обдукции в коровых условиях) офиолитов (Киселева и др., 2014 а,б; Stockman, Hlava, 1984; Thalhammer et al., 1990; Zaccarini et al., 2005; Ahmed et al., 2007).

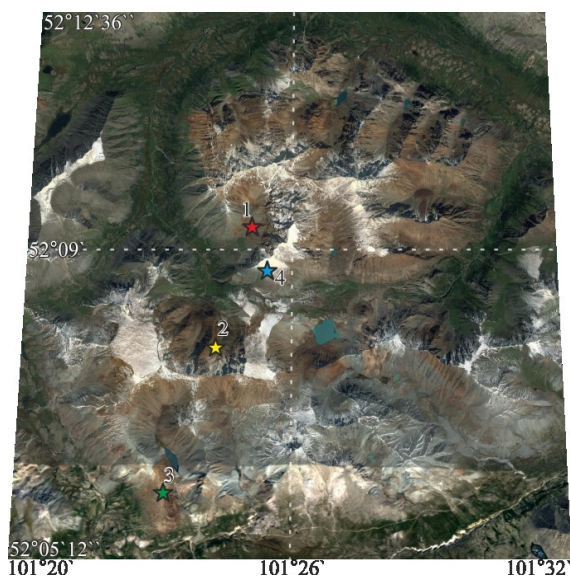


Рис. 1. Схема расположения новых изученных участков хромитовых тел ОКОМ: 1 – г. Оспин-Улан-Сарьдаг, южная ветвь; 2 – оз. Секретное (исток р. Зун-Оспа), 3 – руч. Змеевиковый; 4 – водораздел рр. Зун-Оспа - Ильчир.

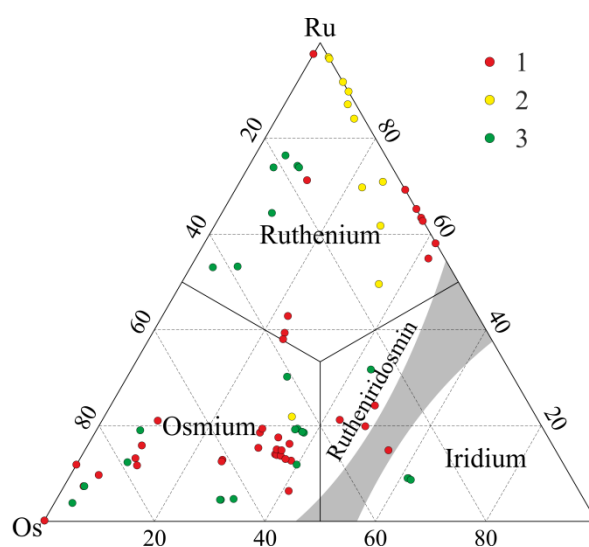


Рис. 2. Состав исследованных Os-Ir-Ru сплавов из хромитовых тел ОКОМ: 1 – г. Оспин-Улан-Сарьдаг; 2 – массив оз. Секретное (исток р.Зун-Оспа, 3 – Змеевиковый.

Нами были получены данные по составу ЭПГ минерализации в хромититах на площади изученных четырех участков крупнейшего, в Восточном Саяне, Оспино-Китойского офиолитового массива (северная и южная ветви). На основании химических и микроструктурных особенностей МПГ и их парагенезис с акцессорной минерализацией в хромититах, установлено, что на каждом участке проявлены разные стадии формирования ЭПГ минерализации, при различном температурном и флюидном режимах.

Хромитовые тела формируют жилы, густовкрапленного, сливного хромита, их пересечения, реже мелкие линзы в серпентинизированных дунитах, гарцбургитах. По химическому составу хромшпинелиды соответствуют высокохромистым хромшпинелидам. Акцессорная минерализация в хромититах представлена минералами платиновой группы и сульфидами, арсенидами Ni, Fe (Киселева и др. 2014б; Kiseleva, Zhmodik, 2017).

В северной ветви Оспино-Китойского массива, на участке г. Харь (рис. 1, т.н. 1), МПГ встречаются в форме включений (Os-Ir-Ru) состава (рис. 2, 3а) в хромите, либо сростаний с ним. В краевой части многие зерна (Os-Ir-Ru) содержат множественные включения (Ir,Ru,Pt)AsS, CuIr₂S₄, (Os,Ru)As₂. Установлены единичные зерна изоферроплатины Pt₃Fe, со структурами распада твердых растворов, представленных ламеллями осмиевого состава. В серпентинизированном межзерновом

агрегате развиты полифазные МПГ срастания сложного состава: ремобилизованные и новообразованные МПГ: Os⁰, (Ir-Ru), (Ni,Fe,Ir) в ассоциации с сульфидами и арсенидами никеля.

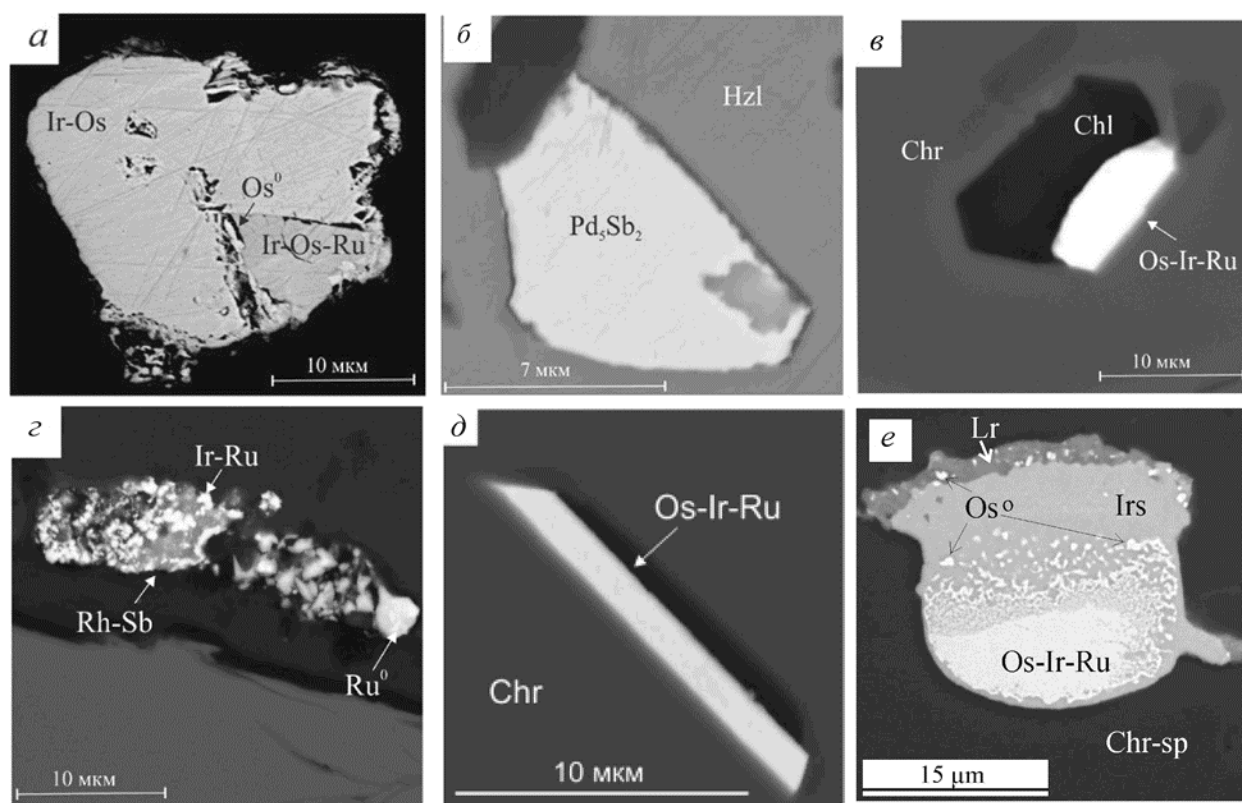


Рис. 3. BSE изображения минералов платиновой группы в хромититах изученных участков: северная ветвь, а) зерно магматического сплава (Os-Ir-Ru) с микровключениями самородного осмия (участок г. Харьк); б) включение Pd₃Sb₂ в хизлевудите (Hzi) (водораздел Харьк-Ильчир); южная ветвь: в) включение магматического (Os-Ir-Ru) сплава в хромите, г) ремобилизованные фазы ЭПГ в межзерновом агрегате серпентина (оз. Секретное); д) идиоморфное включение магматического (Os-Ir-Ru) сплава в хромите, е) срастание магматического (Os-Ir-Ru) с лауритом (RuS₂), (Os-Ir-Ru) замещается ирарситом, с выделением самородного Os (руч. Змеевиковый).

В хромититах с участка *водораздел Харьк-Ильчир* (рис.1, т.н. 4) раннемагматическая платиновая минерализация не обнаружена. Для данного участка характерно широкое развитие сульфидов и арсенидов Ir, Ru, которые формировались из остаточной флюидной фазы на постмагматической стадии. Кроме этого, здесь существует большее разнообразие низкотемпературных вторичных МПГ: Pt-Cu, Pt-Pd-Cu, Pd-Hg, Rh₂SnCu, RhNiAs, PtAs₂, PtSb₂ (рис. 3 б) и более широко развиты процессы ремобилизации ЭПГ с выделением: Os⁰, Ru⁰, (Ir-Ru). Данная картина характерна для стадии серпентинизации и флюидной проработки пород. Они локализуются в серпентинизированном межзерновом агрегате, где они находятся в форме полифазных срастаний, в тесной ассоциации с сульфидами, сульфоарсенидами, арсенидами никеля. Все это свидетельствует об активной флюидной проработке вмещающих перидотитов и хромититов, что подтверждается присутствием лампрофировых тел и амфибол-биотит содержащих пород основного состава, прорывающих мантийные перидотиты Оспино-Китойского массива.

В южной ветви Оспино-Китойского массива платиновая минерализация в хромититах участка *Змеевиковый* представлена в основном магматическими, высокотемпературными (Os-Ir-Ru) сплавами, реже сульфидами, сульфоарсенидами ЭПГ. Высокотемпературные сплавы (Os-Ir-Ru), (Os-Ir) находятся в форме включений в хромшпинелидах (рис 3 д). Сульфоарсениды находятся в тесной ассоциации с сульфидами и сульфоарсенидами никеля. Обнаружены полифазные зерна, отражающие этапы замещения первичных зерен МПГ. В центральной части сохраняется остаточное первичное зерно Os-Ir-Ru состава, которое замещается ирарситом и обособлением Os⁰ (рис. 3 е).

Платиновая минерализация в хромититах оз. Секретное встречается как в самих хромшпинелидах, так и серпентине. Она представлена включениями высокотемпературных (Os-Ir-Ru) сплавов (рис. 3 в) в хромите или полифазными микронными эмульсионными включениями, представленными самородным рутением Ru⁰ и сплавами (Ir-Ru) состава. Кроме того, отмечается присутствие в полифазных сростаниях неопределенной фазы Rh-Sb состава (рис. 3 г). Предполагается, что такие фазы могут формироваться при воздействии на хромититы поздних метаморфогенных флюидов, при повышенной активности O₂, As, Sb, на сульфоарсениды, арсениды ЭПГ. В условиях изменения температуры, переменного Eh-Ph в системе Os-S-O-H с низкой *f*S₂ осмий и иридий становится более подвижным, чем другие ЭПГ, что приводит к их перераспределению. Нестехиометричные фазы состава: (Ru,Rh,Pt)Sb, RhSb. минералы могут формироваться уже непосредственно в гипергенной среде.

В результате исследований установлено, что высокотемпературные сплавы (Os-Ir-Ru) состава широко развиты в хромититах на участке г. Харь (северная ветвь) и руч. Змеевиковый (южная ветвь). В зоне сочленения северной и южной ветвей Оспино-Китойского массива (водораздел Харь-Ильчир и оз. Секретное) МПГ-содержащие хромититы имеют признаки интенсивной флюидной проработки пород с широким развитием ремобилизованных полифазных агрегатов МПГ сложного состава.

Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН, финансирующая организация «Министерство науки и высшего образования Российской Федерации», грантов РФФИ №№ 19-05-00764, 19-05-00464.

Список литературы

Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г. Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизийного пояса в неопротерозое-раннем палеозое, закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 183 – 197.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Белянин Д.К. Микроструктурные особенности минералов платиновой группы – индикаторы ремобилизации элементов платиновой группы в хромититах-офиолитов Восточного Саяна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014а. № 3с. Ч.1. С.76 – 81.

Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К. Состав и эволюция платинометалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян) // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55 (2). С. 333–349.

Ahmed A.H. Diversity of platinum-group minerals in podiform chromitites of the late Proterozoic ophiolite, Eastern Desert, Egypt: Genetic implications // Ore Geol. Rev. 2007. 33. С. 31–45.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Research. 2003. V. 6. P. 143–159.

Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Dobretsov N.N. Precambrian ophiolitic belts of Southern Siberia (Russia) and their metallogeny // Precambrian Research. 1992. V. 58. P. 427–446.

Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia // Geosci. Front. 2017. V. 8. P. 721–731.

Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon // Econ Geol. 1984. V. 79. P. 492–508.

Thalhammer, O.A.R.; Prochaska, W.; Mühlhans, H.W. Solid inclusions in chromspinel and platinum group element concentration from the Hochgrößen and Kraubath Ultramafic Massifs (Austria) // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105. V. 66–80

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. Lond. 2007. V. 164. P. 31–47.

Zaccarini F., Proenza J.A., Ortega-Gutiérrez F., Garuti G. Platinum group minerals in ophiolitic chromitites from Tehuizingo (Acatlán complex, southern Mexico): Implications for postmagmatic modification // Miner. Petrol. 2005. V. 84, 147–168.

**CHEMICAL AND MICROSTRUCTURAL FEATURES OF THE PLATINUM-GROUP MINERALS
FORMED AT DIFFERENT STAGES OF THE OPHIOLITE OSPA-KITOI MASSIF
DEVELOPMENT (SOUTH-EASTERN PART OF EASTERN SAYAN)**

O.N. Kiseleva¹, E.V. Ayriyants¹, D.K. Belyanin¹, S.M. Zhmodik¹

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, kiseleva_on@igm.nsc.ru

The study concerns platinum mineralization in the chromite bodies of the ophiolite Ospa-Kitoy massif (the northern and southern branches). Various PGE mineral assemblages were revealed within four areas. These assemblages were formed at different stages of the ophiolite Ospa-Kitoy massif geological history in various temperature and fluid settings. The high-temperature alloys (Os-Ir-Ru) are widely presented in chromitites of the Khar'kh area (Mt. Ospin-Ulan-Sardag, the northern branch) and the Zmeevikoovy Spring (the southern branch). In the area close to the conjunction zone of the northern and southern sheets of the Ospa-Kitoy massif (watershed between Khar'kh-Ilchir and Lake Sekretnoe) the PGE-bearing chromitites bear the marks of intense fluidal treatment with a broad development of remobilized polyphase aggregates of PGE minerals with complex composition.

СОСТАВ ХРОМИТА И ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕМ: ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХРОМИТИТОВ БУШВЕЛЬДА

Кислов Е.В.^{1,2}, Каменецкий В.С.³, Вурмс Д.М.^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

³Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпирь вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы - линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

Трудно представить существование хромитового расплава. Непонятно, происходит ли кристаллизационно-гравитационная дифференциация. При этом незначительная концентрация хрома в ультрамафит-мафитовых магмах соответствует максимум 0,5 % хромшпинели. И как ее сконцентрировать до массивного хромитита? Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов.

Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. С целью понимания процессов формирования хромититов нами были изучены образцы из классического Бушвельдского комплекса в ЮАР.

Бушвельдский комплекс - крупнейший расслоенный интрузив (Naldrett, 2004; Kinnaird, 2005), мировой лидер по запасам ЭПГ, Au, Cr, Ti, V. Его площадь составляет 6,5 тыс. км², суммарная мощность 15 км, а объем – 600 тыс. км³. Время формирования комплекса всего 1-1,5 млн. лет, возраст 2054,4 ± 1,3 млн. лет (Scoates, Friedman, 2008; Zeh et al., 2015). Выделяют западный, восточный, северный, дальний западный и юго-восточный лимбы Бушвельдского комплекса со специфическими особенностями (Cawthorn, Webb, 2001; Kinnaird, 2005). Наибольший интерес представляет Растенбургская ультрабазит-базитовая расслоенная серия мощностью до 9 км, в которой и находятся протяженные горизонты хромититов и платиноносных рифов.

Слои хромититов объединены в три группы из нескольких слоев, пронумерованных от основания вверх. Нижняя группа (LG) состоит из 7 слоев, самый мощный слой LG6 также известен как пласт Стилпорт. Средняя группа MG включает 4 слоя, хотя они могут расщепляться. Верхняя группа представлена двумя хромититами UG1 и UG2, в восточном лимбе выделяются слои UG3 и UG3a. Мощность слоев хромитита колеблется от нескольких дециметров до 2 метров. Содержание хрома в слоях хромитита уменьшается вверх: LG6 – 46-47%, MG – 44-46%, UG2 - около 43% Cr₂O₃; LG6 имеет отношение Cr:Fe от 1,56 до 1,6, MG - от 1,35 до 1,5, UG2 - от 1,26 до 1,4 (Schürmann et al., 1998). Интерстициальные минералы представлены преимущественно ортопироксеном в группе LG, в LG1-LG4 также оливином, не встречающимся выше; ортопироксеном и плагиоклазом в MG и преимущественно плагиоклазом в UG.

Выше горизонта UG2 залегает риф Меренского мощностью от 40 см до 6 м (Kinnaird, 2005). Это уникальный протяженный горизонт плагиопироксенитов (часто пегматоидных), в котором с сульфидной минерализацией ассоциируют минералы ЭПГ, Au и Ag. В его разрезе выделяются подстилающие анортозиты, тонкие хромититовые прослои в основании и кровле пегматоидных пироксенитов, перекрывающие нориты и маломощный непродуктивный Бастард риф мелкозернистых пироксенитов выше по разрезу (Naldrett, 2004).

Нами проведено изучение минерального состава хромититов Бушвельдского комплекса из восточного, северного и западного лимбов: 2 образца из Рифа Меренского, 4 образца UG2, 3 образца UG1, 2 образца MG3, 1 образец LG6. Не смотря на значительный разнос горизонтов хромититов по разрезу – более 1,5 км, состав хромита удивительно постоянный (Fe_{0,55-0,6}Mg_{0,35-0,4})(Cr_{1,1-1,2}Al_{0,5-0,55}Fe_{0,15-0,2}).

Основная часть хромитов рифа Меренского имеет повышенную магнезиальность Mg/FeO+MgO от 0,35 до 0,43, при этом имеет самую низкую хромистость Cr₂O₃/Cr₂O₃+Fe₂O₃+Al₂O₃ от 0,50 до 0,60.

UG2 также имеет повышенную магнезиальность 0,30-0,45, хромистость 0,60-0,66. Преобладающая хромистость UG1 0,64-0,74, в свою очередь магнезиальность пониженная 0,24-0,30. Хромиты MG3 имеют хромистость от 0,62 до 0,66, магнезиальность имеет больший диапазон от 0,15 до 0,40. Для хромитов LG-6 характерен узкий диапазон вариаций: хромистость 0,62-0,64 при высокой магнезиальности 0,44-0,48.

При достаточно узких диапазонах колебаний отмечаются значительные отклонения трех анализов хромитов UG1: #Cr 0,76-0,77 и #Mg 0,13-0,17, а также двух анализов MG3: #Cr 0,42, 0,54, #Mg 0,42, 0,5 (рис. 1). На классификационной диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ все анализы хромитов горизонтов хромититов попали в поле расслоенных интрузивов. Отклонились лишь два анализа хромитов UG1 из-за повышенного содержания Cr и два анализа хромитов MG3 из-за повышенного содержания Al (рис. 2). При этом горизонты UG1 и MG3 не относятся к крайне верхним или нижним горизонтам хромитита.

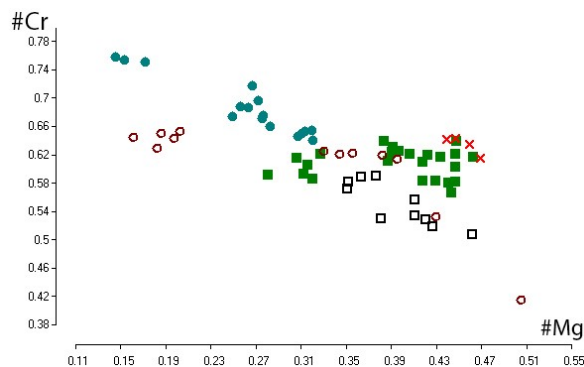


Рис. 1. Состав хромитов рифа Меренского (черные не закрашенные квадратики), UG2 (зелёные квадратики), UG1 (синие кружки), MG3 (не закрашенные кружки), LG6 (красные крестики).
Объяснения в тексте.

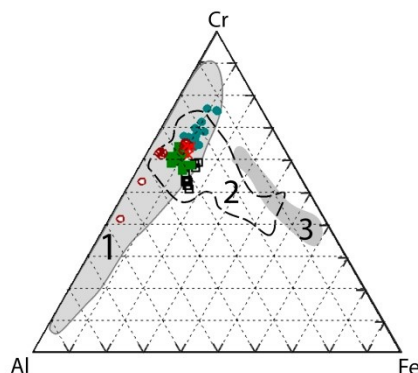


Рис. 2. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$. Нанесены составы хромитов рифа Меренского (черные не закрашенные квадратики), UG2 (зелёные квадратики), UG1 (синие кружки), MG3 (не закрашенные кружки), LG6 (красные крестики). Поля по (Barnes, Roeder, 2001): 1 – офиолитов, 2 – расслоенных интрузивов, 3 – концентрически-зональных массивов Аляски. Объяснения в тексте.

При этом хромиту свойственна округлая морфология. Отсутствует различие по химическому составу внутренних и внешних частей зерен между собой, а также находящихся поблизости крупных и мелких зерен хромшпинели.

Не обнаружено никакой закономерной зависимости состава хромита от позиции в стратиграфическом разрезе. Отмеченное выше изменение состава хромититов по разрезу можно объяснить количеством и составом интерстициальных силикатов. Состав хромитов слоев хромититов не демонстрирует никаких признаков кристаллизационной дифференциации.

В силикатных, как правило, многофазных включениях (рис. 3) в зернах хромита зафиксированы минералы: 18 % - флогопит (во всех горизонтах), по 13 % - ортопироксен, аспидолит $\text{NaMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, по 10 % амфибол, халькопирит, хлорит, 8 % плагиоклаз, 5 % рутил, а также клинопироксен, пирротин, бадделеит, апатит, кварц. При этом кварц обнаружен во включении в хромите в горизонте LG6 в нижней критической зоне среди ультраосновных пород, что не может быть объяснено контаминацией.

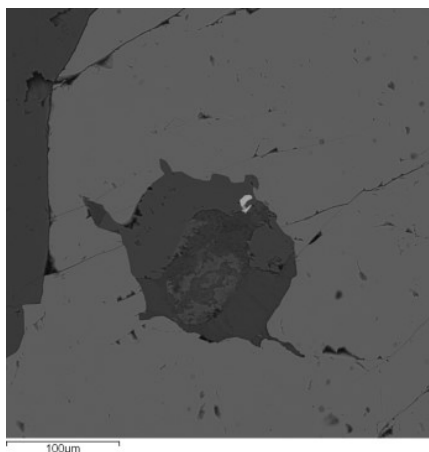


Рис. 3. Включение в хромшпинели с апофизами: бадделеит – яркое зерно в верхней части, аспидолит – левая часть, тальк по центру, керсутит в нижней части. Обр. 12/1-18.

Кроме того, в зернах хромита зафиксированы индивидуальные зерна лаурита, рутила, галенита, ирарсита и изоферроплатины.

В интерстициальном парагенезисе можно отметить также барит, мусковит, альбит, титанит, шриланкит (Ti, Zr)O₂ и торит.

Исключительное разнообразие минерального состава как включений в хромите, так и интерстициального парагенезиса не соответствует магматическому кумулюсному происхождению хромитов. Ряд минералов не характерен для ультраосновных пород, но многие из них – обычные для россыпей устойчивые в приповерхностных условиях минералы.

Наряду с магматическими гипотезами формирования как хромитов, так и Бушвельдского комплекса в целом, существуют альтернативные, хотя и не очень популярные, точки зрения (van Bijlon, 1963). Учитывая постоянство состава хромита в полуторакилометровом разрезе комплекса, специфику минерального состава включений в хромите и интерстициального парагенезиса, можно предположить, что горизонты хромитов представляют собой метаморфизованные россыпи, образовавшиеся более 2 млрд. лет назад.

Работа выполнена по госзаданию ГИН СО РАН № АААА-А21-121011390003-9.

Список литературы

Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42, N 12. P. 2279-2302.

Cawthorn R.G., Webb S.J. Connectivity between the western and eastern limbs of the Bushveld Complex // *Tectonophysics*. 2001. V. 330. P. 195-209.

Kinnaird J.A. The Bushveld Large Igneous Province. Review Paper. The University of the Witwatersrand, Johannesburg, 2005. 39 p. <http://www.largeigneousprovinces.org/sites/default/files/BushveldLIP.pdf>

Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer Verlag, 2004. 728 p.

Schürmann L.W., Grabe P.-J., Steenkamp C.J. Chromium // *The mineral resources of South Africa: Handbook 16*. Council for Geoscience. Cape Town: CTP Book Printers, 1998. P. 90-105.

Scoates J.S., Friedman R.M. Precise age of the platiniferous Merensky reef, Bushveld Complex, South Africa, by U–Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique // *Econ. Geol.* 2008. V. 103. P. 465-471.

van Bijlon S. Structures in the basic belt of the Bushveld complex // *Transactions and Proceedings of the Geological Society of South Africa*. 1963. V. 54. P. 11-47.

Zeh A., Ovtcharova M., Wilson A.H., Schaltegger U. The Bushveld Complex was emplaced and cooled in less than one million years – results of zirconology, and geotectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 418. P. 103-114.

COMPOSITION OF CHROMITE AND INCLUSIONS IN IT: FORMATION FEATURES OF THE BUSHVELD CHROMITITES

E.V. Kislov^{1,2}, V.S. Kamenetsky³, D.M. Vurms^{1,2}

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

² Banzarov Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

³ Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

The paper presents compositional analysis of chromite and inclusions in it from the chromitite layers of the Bushveld Complex. The chromite composition remains constant throughout the 1.5 km cross-section of the complex. The inclusions in chromite and interstitial paragenesis are extremely variable in mineral composition, which does not correspond to the magmatic cumulus origin of chromitites. A number of minerals are not typical for the ultramafic rocks, but many of them are usual minerals for placer deposits and are stable in the near-surface conditions. The authors assume that chromitite horizons are essentially the metamorphosed placer deposits formed more than two billion years ago.

НЕФРИТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЫРДВОМЕНШОР, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

Е.В. Кислов^{1,2,3}, М.П. Попов^{2,4}, Ф.М. Нурмухаметов⁴, В.Ф. Посохов¹

¹Геологический институт им Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

³Бурятский государственный университет имени Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

⁴Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия

Месторождение Нырдовоменшор находится в экзоконтакте гипербазитового массива Рай-Из на Полярном Урале в бассейне верхнего и среднего течения ручья Нырдовомен-Шор, в 56 км к северо-западу от г. Лабитнанги в Приуральском районе Ямало-Ненецкого автономного округа.

Нефрит найден в 1974 г. СПО «Северкварцсамоцветы», выявившем в 1975-1980 гг. 250 точек нефрита и 60 жадеита в коренном залегании и валунчатых россыпях. Для некоторых из них проведена промышленная оценка, опытная эксплуатация с подсчетом запасов. В 1980-1981 гг. добыто 21,8 т поделочного нефрита 1 сорта из аллювиальных россыпей. Протоколом № 20\7 от 26.02.1982 Мингео СССР утверждены запасы нефрита по С₁ 21,8 т. В 1985-1990 гг. в этом районе Полярно-Уральская геологоразведочная экспедиция провела работы по ГДП-50. В 1991 г. МГП «Норд Рифей» провело переоценку проявлений нефрита и жадеита. Протоколом геологической секции НТО «ЗапСибкомгеологии» от 28.12.1991 № 46\91 апробированы прогнозные ресурсы Р₂: нефрит – 1 000 т; жадеит – 5 000 т, яшма – 10 000 т.

Управление по недропользованию по ЯНАО 14.10.2013 выставило участок Нырдовоменшорский (нефрит, жадеит, яшма) на аукцион. 4 компании подали заявку, но не были допущены, аукцион не состоялся. 31.07.2014 властями ЯНАО был создан природный парк «Полярно-Уральский», куда вошла территория лицензионного участка. НТС-Уралнедра протоколами от 25.12.2019 № 24-ТВ и от 06.10.2020 № 12-ТВ апробировал прогнозные ресурсы нефрита, жадеита и яшмы участка Райизский, не вошедшего в состав природного парка: нефрит (сырец) по Р₂ – 1 000 т, Р₃ – 2 000 т; жадеит (сырец) по Р₂ – 5 000 т, Р₃ – 10 000 т; яшма (сырец) по Р₂ – 11 000 т. Департамент по недропользованию по Уральскому федеральному округу 09.11.2020 объявил аукцион на право пользования недрами с целью геологического изучения, разведки и добычи нефрита, жадеита и яшмы на участке Райизский. По результатам аукциона лицензия выдана ООО «Салехардское горнорудное предприятие».

Месторождение приурочено к зоне северного тектонического экзоконтакта ультраосновного массива Рай-Из с метаморфическими и интрузивными породами Харбейского блока среднего-позднего протерозоя и метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами Лемвинской структурно-фациальной зоны палеозойского возраста. Массив Рай-Из сложен в основном гарцбургитами, дунитами и серпентинитами по ним (Вахрушева и др., 2017). Палеозойские осадочно-вулканогенные образования представлены глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами с прослоями метаэффузивов основного состава. Контакт массива Рай-Из представляет собой зону полимиктового меланжа с развитием диопсидитов, родингитов, плагиоклазитов, альбит-жадеитов, нефритов (Вахрушева и др., 2017). Распространены элювиально-делювиальные, флювиогляциальные и аллювиальные отложения.

Проявления нефрита известны в коренном залегании, развалах и россыпях, преимущественно в районе Нырдовоменшорского и Хараматалоуского разломов в пределах серпентинитового меланжа, в приконтактных зонах апогаббровых тел. В коренном залегании нефрит образует более 300 линзообразных жил протяжённостью 1-60 м, мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Выделено 5 основных типов локализации нефрита: жилы в серпентинитах; на контакте серпентинитов с метаэффузивами; метаэффузивах; на контакте родингитов по габброидам с серпентинитами; в родингитах (Сутурин и др., 2015). Эрозия большинства нефритовых жил дала основную массу глыбово-валунного материала, составляющего промышленное ледниково-аллювиальное россыпное месторождение - основной объект добычи нефрита. В процессе транспортировки валунов произошло естественное улучшение качества нефрита за счет истирания тальк-тремолитовой рубашки (Сутурин и др., 2015). Аллювиальная россыпь нефрита приурочена к русловой и пойменной частям ручья Нырдовомен-Шор и его притоков - ручьев Нефритовый и Образцовый. Ширина россыпи колеблется 20-60 м, протяжённость до 4,5 км. Размер валунов нефрита 0,1-2,9 м. Средняя частота встречаемости - 1 валун на 680-700 м².

Для оценки качества нефрита месторождения Нырдовоменшор, включающего Нырдовоменшорский и Райизский участки, было изучено 8 полированных пластин из аллювиального материала. При этом два образца 162 и 3/12 оказались диопсидитами, «каркаро».

Окраска нефрита неоднородная, реже однородная. Струйчатая серовато-зеленая до оливково-зеленой. Темная серовато-зеленая, зачастую с пятнами, хлопьями более светлого серовато-зеленого цвета до 3 мм в поперечнике. Характерны тонкие редкие зерна рудных минералов. В темных разностях равномерно распределены зерна рудного минерала до 2 мм размером, составляющие до 3 % площади образца. В образце 2/21 по всей поверхности многочисленные визуальнo различимые игольчатые кристаллы тремолита. Отмечены матовые корочки выветривания более светлого серовато-зеленого цвета до 0,5 см мощностью. Просвечиваемость до 0,2 см у темных разновидностей, до 0,5 см у светлых.

Отмечена интенсивная трещиноватость, у образца 2/21 она доходит до разлинзованности. Полировку нефрит принимает плохо с интенсивной шагренью, щербинами. Реже проявлена зеркальная полировка, но с щербинами, либо шагренью, струйчатым рисунком и проявлением трещин. Зачастую полировка неоднородная: участки развития посторонних минералов практически не принимают полировки, остаются матовыми. Таким образом, сырье Нырдовоменшорского месторождения не соответствует кондиционному нефриту (Технические..., 1990). Для отнесения сырья к нефритоиду необходимо дополнительное изучение блочности, поскольку отнесение к нефритоиду требует минимального размера сортового камня без трещин, нарушающих сплошность блоков, 150×150×150 мм (Технические..., 1990).

Изучен минеральный состав нефрита. В составе нефрита преобладает тремолит разнообразный по морфологии от тонко-волокнистого до игольчатого. Диопсид образует реликтовые зерна. Омфацит обрастает зерна хромита и уваровита. Зерна хромита редко идиоморфные, зачастую раздробленные, с увеличением содержания железа к периферии, секутся и обрастают хлоритом. Для хромита характерны повышенные содержания марганца и цинка. Хромит иногда по периферии или пятнами по всему зерну замещается уваровитом.

Хлорит слагает отдельные изометричные до удлинённых участки, сечет и обрастает хромит, реже образует прожилки с зернами хромита и пентландита. Уваровит в основной массе образует идиоморфные отдельные зерна, иногда футлярные (рис. 1), замещает хромит, реже встречаются ксеноморфные вытянутые выделения (рис. 2). С хромит-уваровитовыми зернами ассоциируют редкие барит, миллерит, фалкондоит, Fe-доминантный минерал из группы шуйскита. Пентландит образует ксеноморфные удлинённые деформированные и раздробленные зерна.

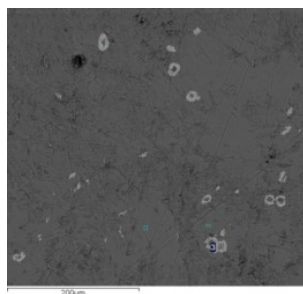


Рис. 1. Футлярные кристаллы уваровита в тремолите. 510-1

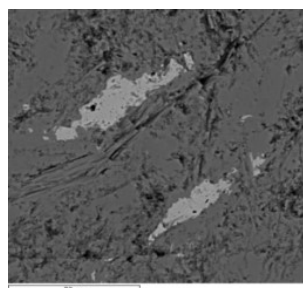


Рис. 2. Удлиненные зерна уваровита в тремолите. 557-1

Ранее уваровит отмечался в нефритах месторождения Фентиен на Тайване (Wan, Yeh, 1984), но опубликованные анализы отвечают хромистому гроссуляру. Описан уваровит в Нырдовоменшоре и месторождениях Британской Колумбии, Канада без приведения анализов (Сутурин и др., 2015). Гранат

состава гроссуляр-уваровит отмечен в нефрите месторождения Наславице в Польше (Gil et al., 2000) и Баженовского месторождения хризотил-асбеста (Kislov et al., 2021). Пока единственная достоверная находка обильного низкоглиноземистого уваровита в апосерпентинитовом нефрите с месторождения Манас в Северном Тянь-Шане на севере Синцзян-Уйгурского автономного округа Китая зафиксирована недавно (Wang, Shi, 2021).

Минеральный состав показывает сложную историю формирования нефрита с сочетанием тектонических и метасоматических процессов. На прогрессивном этапе серпентин замещается диопсидом $Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CaO + 4SiO_2 + 2,5O_2 \rightarrow 3CaMgSi_2O_6 + 2H_2O$. На регрессивном этапе уже диопсид замещался агрегатом тремолита $2CaMgSi_2O_6 + MgO + 4SiO_2 + H_2O + O_2 \rightarrow Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$. На это указывают реликтовые зерна диопсида. Реликтовый хромит подвергается дроблению с увеличением содержания марганца и цинка, замещению уваровитом и «шуйскитом». Частично уваровит, как и хлорит, унаследованы от диопсидита. Третий вновь прогрессивный этап привел к замещению тремолита омфацитом $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2 + Na_2O + Al_2O_3 + FeO \rightarrow (Ca, Na)(Mg, Al, Fe)Si_2O_6 + H_2O$ и дроблению нефрита, что ухудшило его качество как поделочного камня. Дальнейшее развитие процесса должно привести к формированию жадеита $NaAlSi_2O_3$. Ранее считалось (Казак и др., 1976), что жадеит месторождения Нырдоменшор образовался раньше нефрита. Метаморфизм обеспечил усиление метасоматических процессов в серпентинитовом меланже, формирование скрытокристаллической спутанно-волоконистой структуры нефрита, но и привел затем к его дроблению и замещению омфацитом. Для региона показаны восемь стадий деформационного процесса (Сычев, 2015), в течение которых и могли сменять друг друга регрессивные и прогрессивные режимы.

Изучен изотопный состав кислорода пород Нырвоменшорского месторождения. Изотопный состав диопсидитов оказался 6,8 и 7,3 ‰ $\delta^{18}O$. Еще ниже у гидрогранатового родингита – 6,6 ‰ $\delta^{18}O$. Это указывает на глубинное происхождение кислорода, унаследованное от ультрабазитов, подвергшихся серпентинизации и метасоматозу - диопсидизации с небольшим добавлением корового компонента. Нефриты, очевидно образовавшиеся в результате дальнейшего метасоматоза диопсидитов, обладают более тяжелым изотопным составом: 8,2-9,7 ‰ $\delta^{18}O$ по шести анализам. Это указывает на увеличение вклада корового флюида в метасоматоз. Изотопный состав жадеита близок к нефриту – 8,8 ‰ $\delta^{18}O$.

Таким образом, нефрит Нырвоменшорского месторождения некондиционный. Он формировался благодаря как метаморфическим, так и метасоматическим процессам. Первоначально по серпентиниту развился диопсидит, затем замещенный нефритом. Метаморфизм усилил метасоматоз серпентинитового меланжа и обеспечил скрытокристаллическую спутанно-волоконистую структуру нефрита. Затем метаморфизм и метасоматоз привели к формированию омфацита и растрескиванию нефрита, чем снизили его качество. По мере этих процессов увеличивался вклад корового флюида.

Полученные результаты позволяют недропользователю отказаться от лицензии или скорректировать территорию участка недр, а властям ЯНАО расширить природный парк и повысить его привлекательность за счет дополнительной изученности. Специфика минерального состава позволит в случае криминального оборота различить нефрит Нырвоменшора, добыча которого в настоящее время не находится в легальном поле.

Работа выполнена по проекту РНФ № 22-27-20003.

Список литературы

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 265 с.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Технические условия ТУ 41-07-052-90. Камни цветные природные в сырье. М.: НПО «Кварцсамоцветы», 1990. 28 с.

Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеититы, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60-66.

Сычев С.Н. Строение и эволюция зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала). Автореферат дис. ... к. г.-м. н. М., 2015. 24 с.

Gil G., Baginski B., Gunia P., Madej S., Sachanbinski M., Jokubauskas P., Belka Z. Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere // Ore Geol. Rev. 2020. V. 118. 103335.

Kislov E.V., Erokhin Y.V., Popov M.P., Nikolayev A.G. Nephrite of Bazhenovskoye Chrysotile–Asbestos Deposit, Middle Urals: Localization, Mineral Composition, and Color // *Minerals*. 2021. V. 11, 1227. P. 1-13. <https://doi.org/10.3390/min11111227>

Wan H.M., Yeh C.L. Uvarovite and grossular from the Fengtien nephrite deposits, Eastern Taiwan // *Mineralogical Magazine*. 1984. V. 48, No. 346. P. 31-37.

Wang J., Shi G. Comparative Study on the Origin and Characteristics of Chinese (Manas) and Russian (East Sayan) Green Nephrites // *Minerals*. 2021. V. 11. 1434. <https://doi.org/10.3390/min11121434>

NEPHRITE FROM THE NYRDVOMENSHOR DEPOSIT (POLAR URALS): FEATURES OF COMPOSITION AND FORMATION SETTINGS

E.V. Kislov^{1, 2, 3}, M.P. Popov^{2, 4}, F.M. Nurmukhametov⁴, V.F. Posokhov¹

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

² Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia

³ Banzarov Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

⁴ Ural State Mining University, Yekaterinburg, Russia

The study concerns nephrite from the Nyrdvomenshor deposit (the Polar Urals). The nephrite is non-standard according to its qualitative characteristics. The wide-spread uvarovite forms idiomorphic grains (sometimes sheaf-like grains; xenomorphic elongated grains on the rare occasion) and replaces chromite. The nephrite was formed because of metamorphic as well as metasomatic processes. Serpentine was replaced by diopside, which in turn was replaced by nephrite. The metamorphism intensified metasomatism of the serpentinite mélange and provided cryptocrystalline felted structure for nephrite. Later on metamorphism and metasomatism led to formation of omphacite and fracturing of nephrite, which worsened its quality. The longer these processes went the bigger was the crustal fluid contribution.

ПАЛЕОАРХЕЙСКИЕ ОРТОПИРОКСЕНИТЫ БУГСКОЙ ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ – СОСТАВ И ВОЗРАСТ

С.Б. Лобач-Жученко¹, Т.В. Каулина², Ю.С. Егорова¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, slobach_zhuchenko@mail.ru

²Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, kaulina@geoksc.apatity.ru

Ортопироксениты являются редким типом пород. Наиболее обычны ортопироксениты в разрезах расслоенных интрузий, а также, имеют место жилки ортопироксенитов в гарцбургитах мантийных включений. Объектом этой работы являются небольшие включения метаортопироксенитов в тектоно-магматической брекчии Бугской гранулито-гнейсовой области Украинского щита (Лобач-Жученко и др., 2022а). Они представлены крупнозернистым метаортопироксенитом UR82 и среднезернистым метаплагиоортопироксенитом UR82/3.

Включение *метаортопироксенита UR 82* имеет округлую форму и размеры 25 на 30 см. По содержанию MgO и сумме мафических компонентов относится к ультрамафитам, характеризуется низкой магнезиальностью, высоким содержанием HREE, Th, Ni +Cr и Ni/Cr >1 (табл. 1). Главным минералом является ортопироксен, образующий крупные (50-100 мм) кристаллы (En_{0.70};Fs_{0.29};Wo_{0.01}); второстепенные минералы Pl (An 45.5-49), Crx (#Mg=0.85; En_{0.43};Fs_{0.08};Wo_{0.49}), Phl, образующие более мелкие зерна (рис. 1а) Ортопироксен имеет постоянный, низкоглиноземистый (среднее содержание Al₂O₃=1.45 вес.%) состав, низкомагнезиальный: #Mg=0.70.

Метаплагиоортопироксенит UR 82/3 имеет размеры 8-10×5 см, мелко-среднезернистое сложение (размер зерен 0.5-0.3 мм), массивную гранобластовую структуру (рис. 1 б). Состоит из Орх (~72%), Pl (~11%), Crx (~18%); в небольших количествах присутствуют: Phl(~1.5%), Amph(~1.5%), CrMgt (~0.5%), единичные зерна Ap и Qz (<1%). Состав минералов – Орх (En_{0.65}Fs_{0.34} Wo_{0.01}), Mg# 0.65; Crx (En_{0.43};Fs_{0.11};Wo_{0.5.}), #Mg=0.79, Pl (An 35-42%), Amph (паргасит, Mg-роговая обманка, эденит, чермакит) с Mg# 0.70-0.77, магнезиальность Phl 0.72.

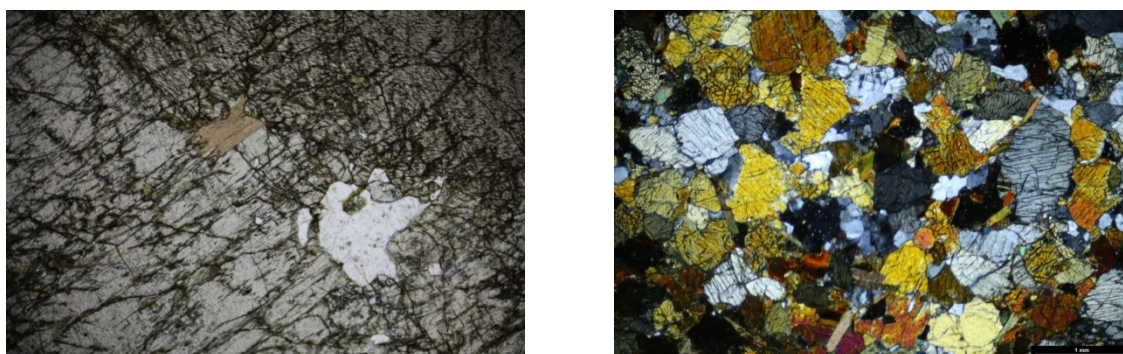


Рис. 1. Крупнозернистый метаортопироксенит UR 82 (а); среднезернистый метаплагиоортопироксенит UR 82/3 (б).

В сравнении с UR 82 порода менее магнезиальна (Mg= 0.65), содержит больше Crx, имеет высокие содержания Cr (табл. 1) и отношении Ni/Cr = 0.15 Включение UR 82/3 отчетливо отличается повышенными содержаниями L- и MREE, Y, Zr, Rb, Ba, Nb (табл. 1). По сравнению с UR 82 мафические минералы UR 82/3 более железистые, плагиоклаз более кислый. На дискриминационной диаграмме ортопироксены обоих включений находятся в поле метаморфических ортопироксенов (Rietmejer, 1983).

Таблица 1. Содержание главных (вес.%) и редких (ppm) элементов в метаортопироксенитах тектоно-магматической брекчии.

Проба	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI	F	Cl
UR82	54.9	0.09	2.54	0.84	14.9	0.3	20.9	3.29	0.12	0.1	1,15	0,015	0,01
UR82/3	55.3	0.25	5.24	1.02	14.2	0.24	15.5	5.15	0.81	0.52	0,95	0,034	0,01
	Rb	Sr	Y	Zr	Hf	Pb	Ba	Nb	Ta	Co	Ni	Cr	V
UR82	2.3	11.1	9.8	23	0.66	1.09	64	<0.5	<0.1	77	575	464	24
UR82/3	6.13	96.3	17.3	51.8	1.51	1.5	277	1.49	0.1	61	198	1320	70

При сравнении UR 82 и UR 82/3 с ортопироксенитами расслоенной интрузии Стольцбург (Anhausseur, 2001) и Мончегорского плутона (Чашин и др., 2020), а также ортопироксенитами включения UR107 в Бугском комплексе (Лобач-Жученко и др., 2018) очевидна пониженная магнезиальность ортопироксенитов брекчии за счет несколько меньшего содержания MgO, и, главным образом, за счет повышенного содержания FeO.

Состав и возраст циркона.

Изучение U-Pb системы циркона выполнено при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II; определение параметров Lu-Hf системы проведено при помощи LA-ICP-MS Thermo Finnigan Neptune с системой лазерной абляции New Wave DUV-193. Измерения проведены в ЦИИ ВСЕГЕИ по методикам, рассмотренным в работе (Lobach-Zhuchenko et al., 2017)

Метаортопироксенит UR 82. Циркон представлен различными по форме, строению и возрасту зернами. Древние значения возраста около 3.5 млрд лет получены для двух, различных типов зерен: неправильных по форме, непрозрачных в CL зерен, обогащенных U, и для зерен с признаками огранки и осцилляторной зональностью. Отмеченные точки отвечают, соответственно, дискордиям с верхним пересечением 3499 ± 72 Ma и 3498 ± 47 Ma (рис. 2). Неправильной формы высокоурановые зерна характеризуются высоким содержанием Hf, Y, Lu, более высокими концентрациями HREE. Низкое отношение в высокоурановом зерне $9.1 \text{ }^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28035$ и $\epsilon_{\text{Hf}}(3.5) = -7.1$ свидетельствуют о его ксеногенной природе и древнем возрасте (~3.8 млрд лет) материнской породы. Зерна с осцилляторной зональностью отличаются более низкими концентрациями U и Th с обычным для магматических цирконов отношением $\text{Th}/\text{U} = 0.4-0.5$, низкими концентрациями Lu, Hf, Lu/Hf, P, Y, меньшей степенью фракционирования REE, пониженными значениями Ce* аномалии, более высоким содержанием Nb.

Отношение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в зерне 5.1, равное 0,28059 и положительное значение $\epsilon_{\text{Hf}}(3.5) = 1.3$, наряду с другими геохимическими особенностями циркона, свидетельствует, что источником циркона были основные породы и что полученный для этого зерна возраст соответствует времени кристаллизации ортопироксенита UR82.

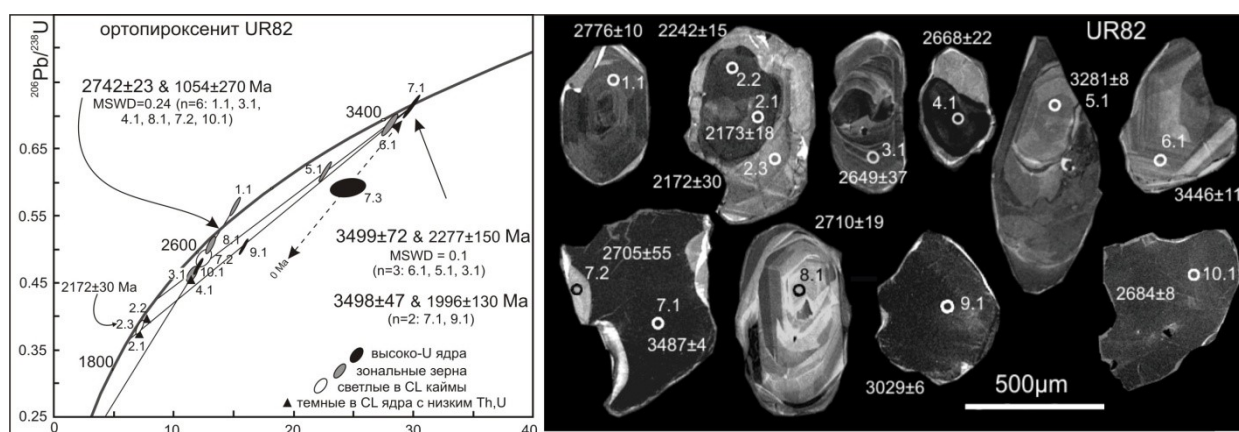


Рис. 2. Строение циркона из метаортопироксенита UR 82 в катодолуминесценции и положение точек на диаграмме с конкордией (U-Pb SHRIMP-2)

В то же время, в зерне 5 присутствует включение, представленное сростком Pl и Kfsr с тонкими просечками FeO. Присутствие включения такого состава демонстрирует сложный механизм формирования циркона и в целом ортопироксенита.

Около 2.75 млрд лет назад большинство зерен испытали перекристаллизацию. Точки, отвечающие разным по морфологии и составу зернам аппроксимируются дискордией с верхним пересечением конкордии около 2742 млн лет (рис. 2).

Зерно 8.1 и кайма 7.2 характеризуются низкими содержаниями U и Th <100, обычными для гранулитов. Изотопный возраст гафния зерен с возрастом 2.75 млрд лет: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28050-0.28053$ и $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -17.5 \div -18.6$ демонстрируют древний возраст циркона-протолита.

Металагиортопироксенит UR 82/3. Присутствуют две группы циркона: несколько зерен, представляющих, по-видимому, ксеногенные зерна (8.1, 6.1, 3.1, рис. 3) с высоким содержанием U, REE, включениями Орх, Pl, Kfsr. Другие зерна (рис. 3) характеризуются зональностью с широкими зонами.

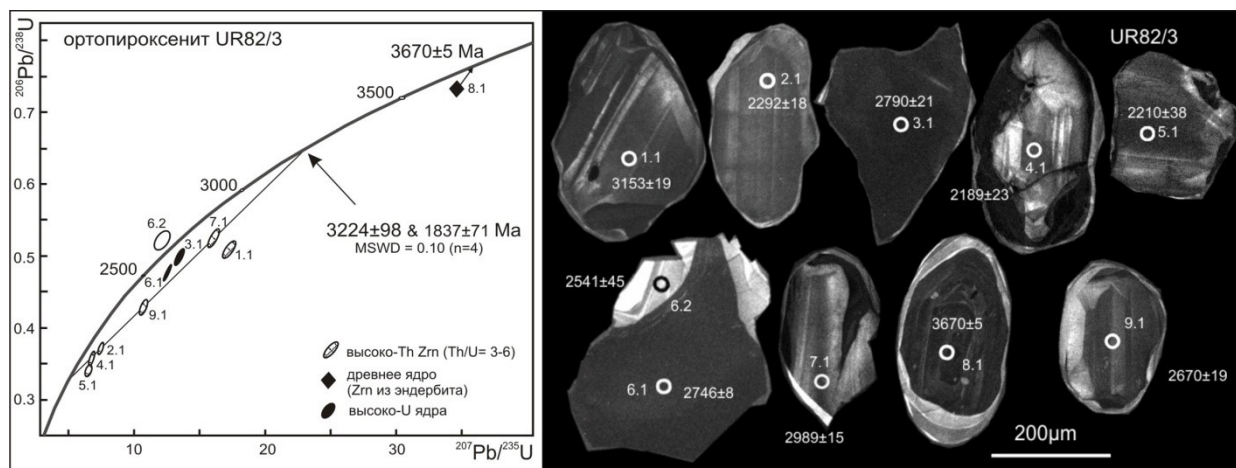


Рис. 3. Строение циркона из метаплагиортопироксена UR 82/3 в катодолуминесценции и положение точек на диаграмме с конкордией (U-Pb SHRIMP-2).

Большая часть зерен циркона существенно отличается от таковых метаортопироксена UR 82 (рис. 3): они меньшего размера, с четкой зональностью и имеют высокие содержания урана (300-1080, среднее 504 ppm) и высокие Th/U в интервале от 3.5 до 6.1. Богатые Th цирконы характеризуются умеренно высоким содержанием REE, P, Y, небольшим фракционированием REE (среднее $Lu_n/La_n = 5700$), небольшим содержанием Hf (среднее 7800 ppm). Содержат много включений Орх, а также Pl, Qtz и KFsp. В других породах комплекса и тектоно-магматической брекчии циркон с подобным содержанием Th и таким высоким Th/U отсутствует. Высоко-Th зерна дискордантны; располагаются на дискордии, имеющей верхнее пересечение с конкордией в 3224 ± 98 млн лет (рис. 3). Этот возраст близок к возрасту 3320 ± 20 млн лет, полученному для ортопироксена UR107 (Лобач-Жученко и др., 2022), но состав циркона отличается.

В цирконах незначительно проявлены гидротермальные изменения, которые выражены в наблюдаемом в BSE появлении неправильной формы выделений циркона, содержащих неформульные элементы: FeO (1.65%), MnO (1.11%), CaO (1.94%), Na₂O (0.35%).

Из проведенного анализа очевидно, что ортопироксениты имеют разное происхождение и возраст. Ортопироксенит пробы UR 82 кристаллизовался около 3.5 млрд лет назад, а UR 82/3 около 3.24 млрд лет назад. В виде включений ортопироксениты попали в брекчию до событий, имевших место около 2.75 млрд лет. Остается открытым вопрос о генезисе высоко-Th цирконов.

Работа выполнена в рамках Госзадания (тема FMUW -2022-0004).

Список литературы

Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Балтыбаев Ш.К., Балаганский В.В., Степанюк Л.М., Юрченко А.В., Галанкина О.Л., Богомолов Е.С., Сукач В.В. Перидотиты в палеоархейских ортогнейсах Побужской гранулитогнейсовой области Украинского щита: геологическое положение, особенности состава, генезис // В кн.: «Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы». Ред. В.А.Глебовицкий, Ш.К. Балтыбаев. Санкт-Петербург. Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений. 2018. С. 164–192.

Лобач-Жученко С.Б., Балтыбаев Ш.К., Егорова Ю.С., Сергеев С.А., Каулина Т.В., Салтыкова Т.Е. Этапы базит-ультрабазитового магматизма Сарматии от палеоархея до палеопротерозоя // Геология и геофизика. 2022а. Т. 63. № 3. С. 267–290.

Лобач-Жученко С.Б., Егорова Ю.С., Каулина Т.В., Юрченко А.В. Циркон как индикатор геологических событий в гранулитогнейсовых областях (на примере тектоно-магматической брекчии Бугского комплекса Сарматского кратона) // Тезисы. VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. 2022б. в печати.

Чашин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.З., Киселева Д.В., Серов П.А. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончегорского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28, № 2. С. 150–183.

Anhausseur C.R. The anatomy of an extrusive-intrusive Archaean mafic-ultramafic sequence: the Nelshoogte Schist Belt and Stolzberg Layered Ultramafic Complex, Barberton Greenstone Belt, South Africa // South African J. of Geology. 2001. Vol. 104. P. 167–204.

Lobach-Zhuchenko S.B., Kaulina T.V., Baltybaev S.K., Balagansky V.V., Egorova Yu.S., Lokhov K. I., Skublov S. G., Sukach V.V., Bogomolov E.S., Stepanyuk L.M., Galankina O.L., Berezhnaya N.G., Kapitonov I.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. The long (3.7–2.1 Ga) and multistage evolution of the Bug Granulite–Gneiss Complex, Ukrainian Shield, based on the SIMS U–Pb ages and geochemistry of zircons from a single sample // In: *Archaean Cratons – New Insights on Old Rocks*. Halla, J., Whitehouse, M. J., Ahmad, T. & Bagai, Z. (eds). 2017. Geological Society London. Spec. Publications. Vol. 449. P. 175–206.

Rietmeijer F.S.M. Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: a re-evaluation // *Mineral. Magazine*. 1983. Vol. 47. P. 143–151.

PALEOARCHEAN ORTHOPYROXENITES OF THE BUG GRANULITE-GNEISS AREA, THEIR COMPOSITION AND AGE

S.B. Lobach-Zhuchenko¹, T.V. Kaulina², Yu.S. Egorova¹

¹ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia,
slobach_zhuchenko@mail.ru

² Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, kaulina@geoksc.apatity.ru

The chemical and mineral composition of rocks and the composition of minerals of two metaorthopyroxenite inclusions in enderbites of the tectonic-magmatic breccia of the Bug granulite-gneiss area of the Ukrainian shield were studied. The composition and age (SHRIMP-II) of zircons contained in metaorthopyroxenites was determined. The data obtained revealed differences between these two inclusions in terms of Mg content of rocks and minerals, mineral composition, morphology, and age of zircon, which reflects their different geological history up to the stage of 2.78–2.8 Ga, after which the metaorthopyroxenites were co-occurring in the breccia.

ЛЫСАНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) КАК ПРОЯВЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА

А.С. Мехоношин¹, Т.Б. Колотилина¹, А.В. Травин²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, mekhonos@igc.irk.ru

²Институт геологии и минералогии им. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

В западной части Восточного Саяна в зоне сопряжения структур Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса широко распространены интрузии основного-ультраосновного состава, с которыми тесно ассоциируют дайки щелочных сиенитов. Ранее их относили к габбро-пироксенитовой (Глазунов, 1975) или перидотит-пироксенит-габбровой формациям (Vognibov et al., 2000)

Массивы комплекса имеют форму вытянутых в северо-западном направлении линзо- или пластообразных тел протяженностью до 5 км и мощностью до 300 м. Интрузии сложены рудными оливинитами, пироксенитами и габбро, которые рассечены дайками и жилами щелочных сиенитов, которые в свою очередь секутся прожилками карбонатного состава. На контактах с вмещающими породами развиты зоны милонитизации и катаклаза.

Ультраосновные породы представлены рудными оливинитами. Породы мелкозернистые с директивными текстурами, директивность выражена ориентированным расположением вытянутых кристаллов оливина или псевдоморфоз серпентина. Руды представляют собой тесные срастания титаномагнетитов и ильменитов. В титаномагнетитах наблюдаются структуры распада в виде тонких ламелей ильменита.

Вторыми по распространенности породами являются клинопироксениты – среднезернистые породы, состоящие из титанавгита, керсутита и ильменита. Количество керсутита в пироксенитах меняется от первых до 50 об. %, взаимоотношения между пироксеном и керсутитом свидетельствуют об образовании амфибола на последних стадиях магматического процесса. Габброиды состоят из плагиоклаза, титанавгита, керсутита и ильменита. Первичные плагиоклазы и клинопироксены сохранились только в реликтах. Для них характерны полосчатые текстуры. Щелочные сиениты представляют собой лейкократовые породы, в которых из первичных минералов сохранился только плагиоклаз, внутри отдельных зерен которого присутствуют мелкие вростки нефелина. Акцессорные минералы представлены цирконом и апатитом. Нефелиновые сиениты рассечены тонкими карбонатными прожилками, состоящими из кальцита, апатита, монацита, циркона.

Для всех ультраосновных и основных пород Лысанского комплекса характерно повышенное содержание TiO_2 , что связано с присутствием в них титаномагнетит-ильменитовых руд. При этом в оливинитах его содержание варьирует в диапазоне 2.5-6.5 мас. %, в пироксенитах – 3.8-8.7 мас. %, в габброидах – 1.3-4.8 мас.%. Оливинитам присущи очень низкие содержания щелочных, редких и редкоземельных элементов (рис. 2а). Клинопироксениты и габброиды характеризуются повышенной щелочностью ($Na_2O+K_2O = 2.0-5.8$ и $1.8-6.9$ мас. %, соответственно). Высокая щелочность габброидов подчеркивается присутствием в нормативном составе нефелина. В габброидах, кроме того, отмечается высокое содержание P_2O_5 (до 1.9 мас. %).

Щелочные сиениты характеризуются преобладанием Na_2O над K_2O и величиной коэффициента апгаитности (Na_2O+K_2O/Al_2O_3) – 0.6-0.8. Для всех типов пород характерно обогащение легкими редкими землями (рис. 1) и субпараллельное распределение нормированных по хондриту спектров редкоземельных элементов (РЗЭ). Судя по характеру распределения РЗЭ в минералах основными минералами концентраторами РЗЭ в оливинитах, габброидах и сиенитах является апатит, а в пироксенитах – клинопироксен.

Для изотопного датирования пород Лысанского интрузивного комплекса были выделены керсутиты из пироксенитов. В возрастном спектре образца выделяется надёжное плато, характеризующиеся 98 % выделенного ^{39}Ag , в диапазоне $644,7 \pm 5,2$ млн лет, что может соответствовать времени закрытия К-Аг изотопной системы минерала.

Как уже отмечалось выше формационная принадлежность пород комплекса достаточно долго оставалась дискуссионной. Одним из принципиальных вопросов являлось определение происхождения и места ультраосновных пород в составе массивов (Глазунов, 1975; Vognibov et al., 2000) и геодинамическая природа метаэффузивов. Полученные новые данные по геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса позволяют отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов. Большинство массивов таких комплексов (Ковдор, Африканда, Ингили и др.) имеет концентрически-зональное строение и, в зависимости от уровня эрозионного среза, в них преобладает тот или иной тип пород.

Массивы Лысанского интрузивного комплекса по набору пород и составу минералов наиболее близки к массиву Лесная Варакка (Кольская щелочная провинция). В его составе, также, как и в изученных интрузиях, присутствуют рудные оливиниты и пироксениты, а также дайки щелочных сиенитов и карбонатитов.

Таким образом установлено, породы Лысанского интрузивного комплекса являются частью щелочно-ультраосновного комплекса. Полученный возраст пород ($644,7 \pm 5,2$ млн лет) укладывается в диапазон 670-630 млн лет, который рассматривается как возраст максимальной внутриплитной активности вдоль края Сибирского кратона (Yarmoluk et al., 2005) в позднем рифее.

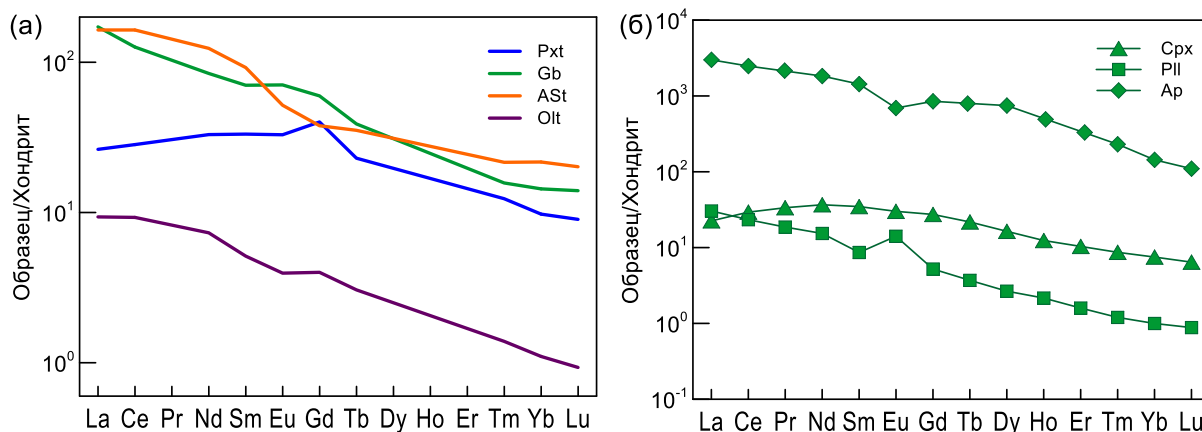


Рис. 1. Графики нормированного распределения редкоземельных элементов в породах и минералах Лысанского интрузивного комплекса.

ASt – щелочной сиенит; Pxt – клинопироксенит, Gb – габбро; Olt – рудный оливинит; Cpx – клинопироксен; Pl – плагиоклаз; Ap – апатит;

Исследования проведены в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0006.

Список литературы

Bognibov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Gibsher A.S., Mekhonoshin A.S. Composition and geodynamic settings of formation of titanium-bearing ultramafic-mafic massifs in the Central Asian fold belt // *Rus. Geol. Geoph.* 2000. Vol. 41. № 8. P. 1049.

Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 216 с.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А.П., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.).

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Vladykin N.V. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: data on geochronological studies of ultramafic alkaline complexes in the southern framing of the Siberian craton // *Dokl. Earth Sci.* 2005. Vol. 404. № 7. P. 1031-1036.

THE LYSAN INTRUSIVE COMPLEX (EASTERN SAYAN) AS OCCURRENCE OF ALKALINE-ULTRABASIC MAGMATISM

A.S. Mekhonoshin¹, T.B. Kolotilina¹, A.V. Travin²

¹ Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, mekhonos@igc.irk.ru

² Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

New ideas about the formational identity and the first data on the age of formation of rocks of the Lysan intrusive complex located in the junction zone of the Derbin block and the Sisimo-Kazyr zone of the Central Asian folded belt are presented. It is shown that the Lysan complex has similarities with intrusions of the alkaline-ultrabasic formation and its formation occurred during the period of maximum intraplate activity along the edge of the Siberian craton.

КРИТЕРИИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ ФОРМАЦИЙ И РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ АЛДАНСКОГО ЩИТА

А.Г. Мочалов

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, mag1950@mail.ru

Россыпные месторождения и проявления платиновых металлов объединяет довольно разнообразную группу объектов ультрамафитовых формаций, полезными компонентами которых являются шесть элементов платиновой группы (ЭПГ). Системное изучение вещественного состава россыпей позволили дать детальную характеристику их минералого-геохимических особенностей. Около 100 видов минералов платиновой группы (МПГ) образуют в россыпях определенные, достаточно устойчивые минералого-геохимические типы. С учетом установленных геохимических, минералогических и генетических различий установлены пять самостоятельных типов россыпей платиновых металлов: рутениридоосминовый, рутенплатосмиридовый, иридисто-платиновый, иридосминовый и платиновый. Каждый минералого-геохимический тип россыпей отражает парагенетическую россыпеобразующую формацию в пределах мафит-ультрамафитовых комплексов, это объединения горных пород, или отдельные породы, или их фациальные разновидности. Представления о последовательности платинометалльного рудообразования сформировались в результате изучения онтогении агрегатов МПГ с силикатами, оксидами и сульфидами. На этом основании разрабатывались модели формирования россыпеобразующих формаций в мафит-ультрамафитовых комплексах. В известных россыпных месторождениях платиновых металлов доля МПГ крупностью менее 0.1 мм незначительная. В тоже время, изучение крупных зёрен МПГ (более 0.1 мм) в породах затруднено из-за редкости их выделений, видимых глазом. Представления о минералогии ЭПГ в коренных породах, как правило, основываются на исследованиях фракций менее 0.1 мм МПГ. Главным же носителем информации для понимания видового состава и генезиса россыпеобразующих МПГ и их месторождений являются сами минералы россыпей. Только восемь МПГ составляют от 10 до 90 мас.% всех запасов россыпных месторождений, при этом каждый минералого-геохимический тип представляет только один, реже два главных МПГ. Главный минерал лежит в основе понимания россыпеобразующей формаций, а генетическая минералогия, призванная решать задачу восстановления истории минерала в природе, в конечном счёте, приводит к расшифровке условий образования самой формации. На основании всестороннего, последовательного изучения генезиса главного минерала вырисовываются характерные качества - типоморфные, которые по А.Е. Ферсману являются основой их поисков и прогнозирования.

В данной работе предпринята попытка осветить подход разработки основных типоморфных критериев распространения россыпеобразующих формаций и россыпных месторождений платиновых металлов щелочно-ультраосновных массивов Алданского щита. В основе критериев находятся исследования главных россыпеобразующих минералов группы самородной платины (МГСП) из уникального россыпного месторождения платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан (~ 130 т) и среднего по запасам – руч. Моховой (~ 5 т), а так же из сколков пород и руд их коренных источников полициклических, многофазных зонально-кольцевых щелочно-ультраосновных массивов, соответственно Кондёр и Чад (Аяно-Майский район Хабаровского края). Важно подчеркнуть, что эти россыпные месторождения, их россыпеобразующие формации и сами массивы Кондёр и Чад несколько отличаются. Разница выражена: 1) геологическим строением – распространением ультраосновных, основных, щелочных и гранитоидных магматических и метасоматических комплексов; 2) распространением парагенетических ассоциаций МПГ; 3) строением россыпей и запасами платиновых металлов; 4) ^{190}Pt - ^{4}He возрастом МГСП в пределах мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита (Мочалов и др., 2021, 2022) и т.д.

Главным минералом МГСП является изоферроплатина, в меньшей мере её криптоагрегаты с самородной платиной и тетраферроплатиной. Собранный в ходе исследований коллекция МГСП в сростаниях с оливином (Ol), клинопироксеном (Cpx), хромшпинелидами (Spl), магнетитом (Mt), амфиболом (Am), флогопитом (Phl), биотитом (Bt), апатитом (Ap), серпентином (Srp), хлоритом (Chl), цеолитами, самородным золотом и сульфидами Cu, Fe и Ni из элювия обнажений и россыпей ручьев, а так же протоочных проб (п. п.) образцов дунитов, клинопироксенитов, хромититов массива Кондёр явилась основой данной работы. В их число входили небольшие самородки МГСП (N) из дунитов с небольшим количеством хромшпинелидов (Ol>Spl) и наоборот (Spl>Ol), псевдоморфозы (Ps) которые содержали реликты протоминералов МГСП различных минералого-геохимических типов (Ps Cpx и

т.д.), кристаллические индивиды (С) и кристаллические двойники (Т). Такие сростки МГСП изучены визуально и микроскопически в полированных шлифах, их полный химический состав установлен с помощью РСМА в СВКНИИ ДВО, ИГЕМ, ГЕОХИ и ИГГД РАН (рис. 1). В результате определена принадлежность изученных образцов МГСП к минералого-геохимическим типам в дунитах и пироксенитах магматического, метасоматического и метаморфического происхождения и метасоматитах образованных под влиянием монцонитовых, щелочных и гранитоидных интрузий (Мочалов, 2019).

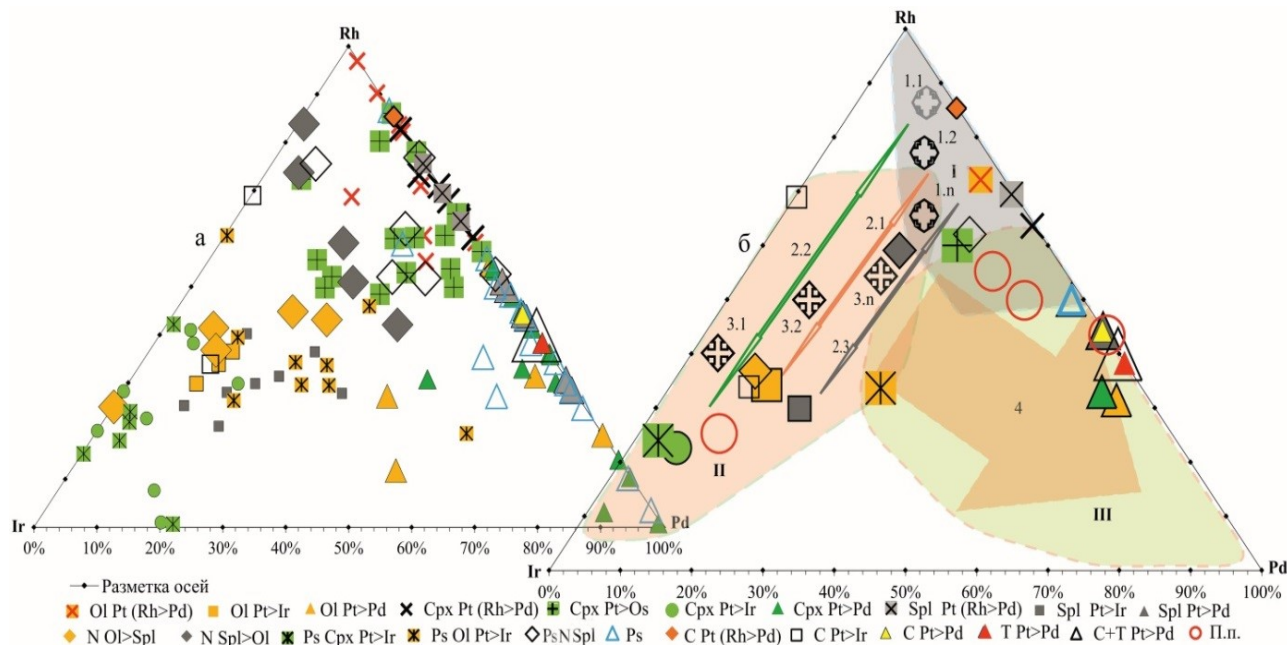


Рис. 1. Соотношения атомарных количеств Ir, Pd и Rh сколков МГСП с минералами силикатной матрицы выделенных минералого-геохимических типов массива Кондёр (расшифровка условных обозначений в тексте): а – все изученные образцы, у кристаллов и двойников приведены средние значения; б – средние значения сколков и протоличных проб, с указанием модельных полей и направлений генетической эволюции типов: I – Pt (Rh>Pd) 1.1→1.n; II – Pt>Ir 2.1-2.3, 3.1→3.n; III – Pd>Pt 4 (расшифровка в тексте).

На массиве Кондёр ранее выделены минералого-геохимические и генетические типы: 1) Pt – магматогенный в мелкозернистых дунитах и пироксенитах; 2) Pt (Rh>Pd) – магматогенно-флюидно-метасоматический в перекристаллизованных крупнозернистых дунитах с микровключениями хромшпинелида, магнетита и клинопироксена; 3) Pt>Os – магматогенно-флюидно-метасоматический в шлирах и линзовидных жилах клинопироксенитов в дунитах; 4) Pt>Ir – флюидно-метаморфогенный в рекристаллизованных дунитах, клинопироксенитах и хромититах; 5) Pt>Pd – магматогенно-флюидно-метасоматический в метасоматитах по дунитам. МПП магматогенного Pt-типа происходит в условиях петрогенезиса из щелочной пикритовой магмы хромшпинелид–оливиновых и оливин–клинопироксеновых кумулятов. Формирование магматогенно–флюидно–метасоматических Pt (Rh>Pd) и Pt>Os-типов происходит при взаимодействии раннего кумулята с пикритовой магмой. Образование флюидно–метаморфогенного Pt>Ir-типа осуществляется в процессах синмагматической рекристаллизации ранних ультраосновных кумулятов за счет преобразования и сегрегации МПП Pt-типов в межзерновом пространстве силикатов. Pt>Pd-тип формировался в метасоматитах: жильных хромититах, клинопироксенитах, апатит-титаномагнетит-биотитовых клинопироксенитах, амфиболитах, цеолитах и серпентинитах. Полученные результаты (рис. 1) дополняют разрабатываемую полициклическую модель формирования минералого-геохимических типов МПП россыпеобразующих формаций массива Кондёр (Мочалов, 2019).

В поле Pt-типа (Rh>Pd), автономные направления 1.1, 1.2...1.n в сторону Ir соответствуют высокотемпературной метасоматической перекристаллизации ультраосновных пород (рис. 1б, I). При этом оливины дунитов насыщаются микровключениями Spl, Mt и Cpx и МПП магматогенно–флюидно–метасоматического Pt-типа.

В поле Pt>Ir-типа (рис. 16, II) в результате синмагматической рекристаллизации дунитов под воздействием ортомагматического флюида щелочного пикритового расплава (о чем свидетельствуют отрицательные кристаллы силикатов в МПГ, Мочалов, 2019) образуются сегрегации МГСП в сростаниях с Crx, Srp и Spl в межзерновом пространстве Ol (рис. 16, соответственно 2.1, 2.2, 2.3). Ксенолиты ранних МГСП Pt>Ir-типа с высоким содержанием Ir, в поздних МГСП Pt>Ir-типа с более низкими содержаниями Ir указывают на направления автономных их сегрегаций – 3.1, 3.2...3.n. Такие одновременные сегрегации МГСП Pt>Ir-типа обусловлены воздействием флюидов различных циклических инъекций пикритовой магмы (рис. 16). О том, что инъекции пикритов происходили из единого магматического источника, говорят сходные состав Crx и Spl в сростаниях с автономными выделениями ранних (насыщенных Ir) и поздних (менее насыщенных Ir) МГСП.

В поле Pt>Pd типа (рис. 16, III) попадают продукты растворения ранних МПГ Pt (Rh>Pd) и Pt>Ir типов в сростаниях с Crx, Spl и Ol (протоминералы), псевдоморфозы и новообразованные минеральные агрегаты и кристаллические индивиды МГСП. Эволюция их распространения идёт в направлении Pd (рис. 16, 4). МГСП Pt>Pd типа сопровождают сростания Mt, Crx, Am, Phl, Bt, Ap, Srp, Chl, цеолитов, самородного золота и сульфидов Cu, Fe и Ni, так же включения отрицательных кристаллов силикатов в МПГ. Состав таких сростков и включений в МПГ указывает на влияние монзонитовых, щелочных и гранитоидных интрузий на образование метасоматитов с МГСП Pt>Pd типа.

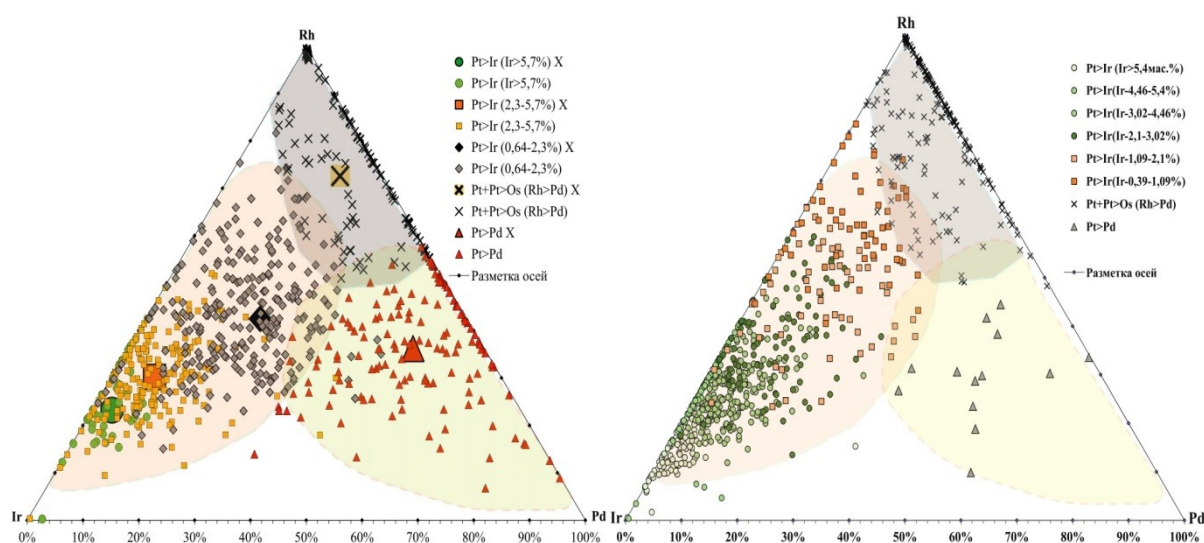


Рис. 2. Соотношения атомарных количеств Ir, Pd и Rh в МГСП россыпных месторождений платиновых металлов: а) рек Кондёр-Уоргалан (слева); б) руч. Моховой (справа). Расшифровка условных обозначений в тексте, на рис. 2а крупные знаки типов (X) их средние значения, в скобках приведены содержания Ir в мас. %.

Разработанные критерии МГСП минералого-геохимических и генетических типов полициклического, многофазного зонально-кольцевого щелочно-ультраосновного массива Кондёр применены к составу МГСП «шлиховой платины» россыпных месторождений рек Кондёр-Уоргалан (рис. 2а) и руч. Моховой (рис. 2б). На этом основании можно сделать выводы о распространении минералого-геохимических и генетических типов МГСП в массивах Кондёр и Чад:

- 1) посчитать реальные запасы каждого типа в эрозионном срезе в целом для каждого массива;
- 2) зная запасы МГСП месторождений в разновозрастном аллювии установить распространенность типов различных (ранних и поздних) эрозионных срезов каждого массива;
- 3) посчитать потенциал типов платинометалльных россыпеобразующих формаций каждого массива;
- 4) сопоставление потенциала типов россыпеобразующих формаций каждого массива между собой указывает на степень развития платинометалльного рудообразования в зависимости от их геологического строения и времени рудообразующих процессов в пределах мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита.

На основании рассчитанных запасов МГСП минералого-геохимических и генетических типов массивов Кондёр и Чад их можно, аналогичным образом, сопоставить с другими известными платинометалльными месторождениями щелочно-ультраосновными массивами Алданского щита:

Инагли, Дарья и Сыбах. В случае обнаружения на Алданском щите новых россыпных проявлений платиновых металлов, подобным образом, обозначить перспективу запасов их МГСП уже на стадиях их поисков и разведок.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00342.

Список литературы

Мочалов А.Г. Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический Альманах. 2019. Т. 23, Вып. 3. 128 с.

Мочалов А.Г., Якубович О.В., Стюарт Ф.М., Бортников Н.С. Новые свидетельства полицикличности платинометалльных россыпеобразующих формаций щелочно-ультраосновного массива Кондёр: результаты ^{190}Pt – ^4He -датирования // ДАН. 2021. Т. 498. № 1. С. 23–30.

Мочалов А.Г., Якубович О.В., Бортников Н.С. ^{190}Pt – ^4He -датирование россыпеобразующих минералов платины щелочно-ультраосновного массива Чад: новое подтверждение полицикличности платинометалльного рудообразования // ДАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 13–21.

DISTRIBUTION CRITERIA FOR THE PLACER-FORMING FORMATIONS AND PLACER DEPOSITS OF PLATINUM GROUP METALS IN ALKALINE-ULTRAMAFIC MASSIFS OF THE ALDANIAN SHIELD

A.G. Mochalov

IPGG RAS, Saint-Petersburg, Russia, mag1950@mail.ru

The paper presents an attempt to develop basic typomorphic distribution criteria for the placer-forming formations and placer deposits of platinum group metals in alkaline-ultramafic massifs of the Aldanian shield.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМАТИИТЫ: ГЕОХИМИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕЗИС МАГМ

Л.П. Никитина¹, М.С. Бабушкина².

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия
1e-mail: lpnik@mail.ru; 2e-mail: msbab@mail.ru;*

В настоящей работе приведены результаты анализа опубликованных данных по геохимии коматиитов зеленокаменных поясов раннедокембрийских кратонов (Каапваальский, Зимбабве, Дхарвар, Слейв, Илгарн, Пилбара, Фенно-Скандинавский щит) на уровне оксидов (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO), высокозарядных (Nb, Zr, Y) и редкоземельных элементов. Концентрация главных оксидов определена методом XRF, редких элементов - методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS). В качестве стандартов используются концентрации элементов в углистом хондрите CI и примитивной мантии PM по (Palme et al., 2003).

На диаграмме Mg/Si vs. Al/Si , где $\text{Mg/Si} = \text{MgO/SiO}_2 * 1.291$, $\text{Al/Si} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 * 1.136$, выделяется три тренда композиционной эволюции коматиитов (рис.1а). Тренд I включает коматииты серии Komatii пояса Барбертон Каапваальского кратона (Puchtel et al., 2013), пояса Sargur кратона Дхарвар (Tushipokla, Jayananda, 2013), серий Coonterunai и Rut Well кратона Пилбара (Arndt et al 2001; 2003; Sossi et al., 2016). Тренд II составляют коматииты серии Norseman-Wilune кратона Илгарн (Sossi et al., 2016), серии Finnish Lapland Фенноскандинавского щита (Hanski et al., 2001), серии Абитиби кратона Слейв (Kerrick, Xie, 2002) и незначительная часть образцов серии Weltevreden пояса Барбертон Каапваальского кратона (Puchtel et al., 2013). Тренд III образуют коматииты серии Belingwe кратона Зимбабве (Sossi et al., 2016), пояса Sandur кратона Дхарвар (Manikyamba et al 2008) и Кольско-Норвежской провинции (Урагубская структура) Балтийского щита (Вревский, 2018).

Соотношение Mg/Si и Al/Si в трендах I, II и III описывается линейными уравнениями: $\text{Mg/Si} = 1.25 - 4.59 * (\text{Al/Si})$, $\text{Mg/Si} = 1.29 - 2.78 * (\text{Al/Si})$ и $\text{Mg/Si} = 1.26 - 3.07 * (\text{Al/Si})$, соответственно. Коматииты, относящиеся к тренду I, более истощены Al_2O_3 и имеют более древний возраст (3.5-3.4 млрд. лет) по сравнению с коматиитами, образующими близкий к линии геохимического фракционирования по (Jagoutz et al, 1979) тренд II и имеющими возраст от 2.9 до 2.1 млрд. лет.

Коматииты трендов I и II рассматриваются как самостоятельные типы и обозначаются, соответственно, I и II (рис. 1б), коматииты промежуточного тренда III не имеют четких характеристик по составу и в качестве определенного типа не выделяются.

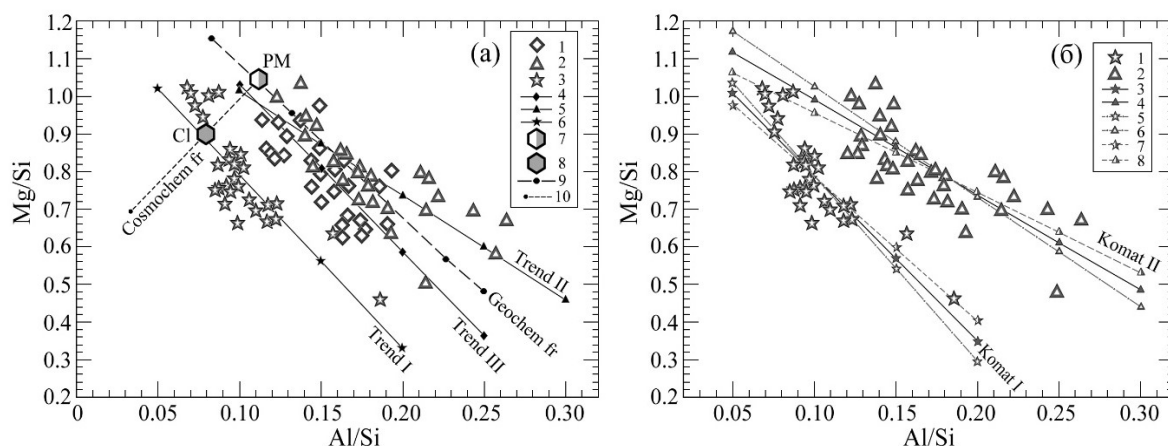


Рис. 1. а - тренды состава коматиитов III, II, I (1-3) и аппроксимирующие их линии (4-6), линия геохимического фракционирования по (Jagoutz et al, 1979); б – типы коматиитов I и II (1, 2) и соответствующие им линии без учета (3, 4) и с учетом (5-8) ошибок расчета.

В коматиитах I отсутствует зависимость концентрации высокозарядных элементов от Mg/Si , тогда как в типе II она отрицательная, отношение Nb/Y в первом типе $\geq \text{PM}$, во втором - $\leq \text{PM}$. Для диаграмм нормированного к PM распределения РЗЭ в коматиитах I характерна отрицательная Eu аномалия, а в большинстве коматиитов типа II она положительная и наблюдается обедненность ЛРЗЭ.

Концентрация V в обоих типах, выше, чем в PM, но в коматиитах I зависимость от Mg/Si отсутствует, а в коматиитах II она отрицательная.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что коматиитовые магмы типа I образовались при плавлении перидотитов, обогащенных высокозарядными элементами. Об этом свидетельствует тот факт, что концентрация Nb в коматиитах I выше, чем в PM, и отношения $Nb/Y \geq PM$. Однако в архейских перидотитах Сибирского, Каапваальского и Североамериканского кратонов содержание Nb также выше таковых в PM и наблюдается положительная зависимость от Mg/Si, т.е. при плавлении перидотитов Nb накапливался в рестите, а не в расплаве. Этот парадокс, по-видимому, указывает на одновременность этапа образования перидотитов с повышенным содержанием Nb и этапа выплавления коматиитовых магм типа I. В работе (Никитина, Бабушкина, 2021), такие перидотиты, наблюдаемые только в мантии древних кратонов, рассматриваются как реликты, не полностью расплавленного хондритового вещества и незавершенного процесса фракционирования в ядро элементов группы Fe и близкого к ним Nb. Отсутствие зависимости содержания Nb, Zr и Y от Mg/Si в коматиитах I свидетельствует о гетерогенности состава источника и, вероятно, различных термодинамических условий выплавления коматиитовых магм первого типа. На это указывает и отсутствие в коматиитах I зависимости V от Mg/Si, распределение которого между реститом и расплавом зависит, в первую очередь, от фугитивности кислорода в системе. Источником коматиитов типа II была однородная мантия, близкая по составу к современной примитивной мантии. Определяющим механизмом возникновения разнообразия их состава являлось геохимическое фракционирование, происходящее при повышении степени плавления исходных перидотитов. Судя по отрицательной зависимости концентрации Nb, Zr, Y и V от Mg/Si в коматиитах II, эти элементы накапливались в перидотитовом рестите, а не в коматиитовом расплаве, что свидетельствует о повышении фугитивности кислорода в системе перидотит-расплав. В такой обстановке указанные элементы могли находиться уже в высоковалентном состоянии и их ионные радиусы были минимальными, что и обеспечивало предпочтительное накопление этих элементов в рестите.

Для отнесения коматиитов зеленокаменных поясов к определенному типу предлагается таблица индикаторных геохимических характеристик типов I и II и дискриминантные диаграммы Al/Si vs. Mg/Si и Nb/Y vs. Mg/Si (рис. 2).

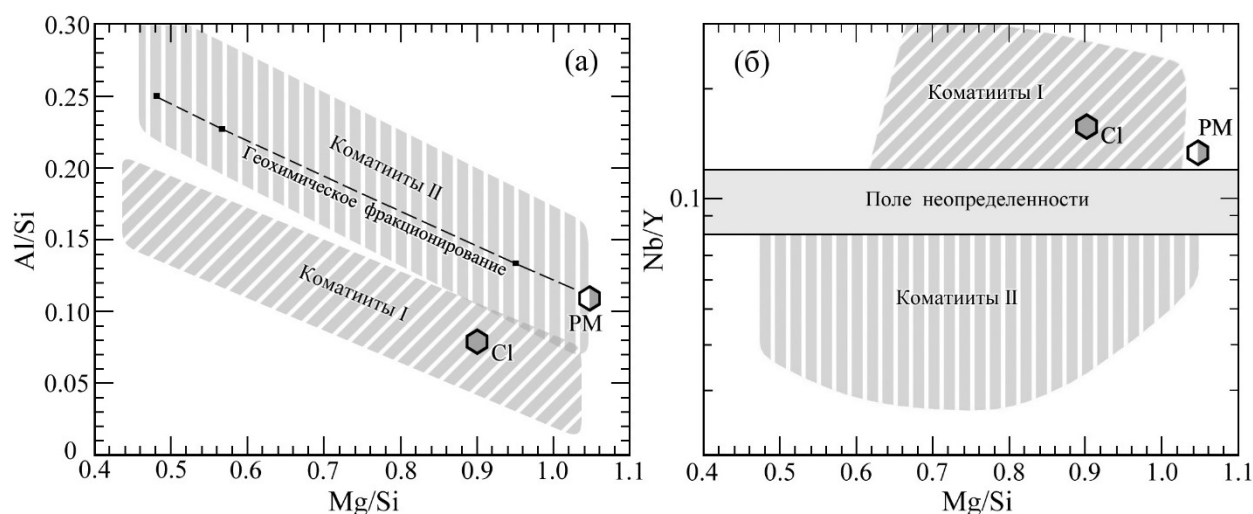


Рис. 2. Дискриминантные диаграммы коматиитов типов I и II: а – Al/Si vs. Mg/Si, б – Nb/Y vs. Mg/Si.

Таблица. Индикаторные геохимические характеристики типов коматиитов I и II

Критерий	Тип I	Тип II
Соотношение Mg/Si и Al/Si	$Mg/Si=1.25-4.59*(Al/Si)$	$Mg/Si=1.29-2.78*(Al/Si)$
Nb vs. Mg/Si	Отсутствует	Отрицательная
Nb/Y	$\geq PM$	$\leq PM$
Zr vs. Mg/Si	Отсутствует	Отрицательная
Y vs. Mg/Si	Отсутствует	Отрицательная
LREE	$>PM$	$\leq PM$
Eu аномалия	Отрицательная	Преимущественно положительная
V, г/т	$\geq PM$	$>PM$

Работа выполнена в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках госбюджетной темы FMUW-2022-0004.

Список литературы

Вревский А.Б. Особенности проявления неархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 2. С. 116–139 DOI: 10.7868/S0869590318020024

Никитина Л.П., Бабушкина М.С. Nb-Zr-Y систематика и термальные режимы субконтинентальной литосферной мантии в архее (данные мантийных ксенолитов) // *Физика Земли*. 2021. №2. С. 86-102. DOI: 10.31857/S0002333721020071 *Nikitina L. P., Babushkina M. S.* Nb-Zr-Y Systematics and Thermal Regimes of Subcontinental Lithospheric Mantle in the Archaean: Data from Mantle Xenoliths // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2021, Vol. 57, No. 2, pp. 217–231. DOI: 10.1134/S1069351321020075

Arndt N., Bruza, G., Reischman, T., 2001. The oldest continental and oceanic plateaus: Geochemistry of basalts and komatiites of the Pilbara Craton, Australia. // *Geological Society of America Special Paper*. 2001. V. 352. P 359-378.

Arndt, N., 2003. Komatiites, kimberlites, and boninites. *Journal of Geophysical Research* 108 ECV 5-1 - 5-11.

Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S. The Paoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland. // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 855-876.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. 1979. V. 10. P. 2031–2050.

Kerrich R., Xie Q. Compositional recycling structure of an Archean super-plume: Nb-Th-U-LREE systematics of Archean komatiites and basalts revised. // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V.142. P. 476-484.

Manikyamba C., Kerrich R., Khanna T.C., Keshav Krishna A., Satyanarayanan M. Geochemical systematics of komatiite-tholeiite and adakitic-arc basalt associations: The role of a mantle plume and convergent margin in formation of the Sandur Superterrane. Dharwar craton. India // *Lithos*. 2008. V. 106. P. 70-172 doi:10.1016/j.lithos.2008.07.003

Palme H., O'Neill H.S.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // In: *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core* (ed) Carlson RW. Elsevier. Amsterdam. 2003. P. 1–38.

Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M. et al. Insights into early Earth from Barberton komatiites: Evidence from litho-phile isotope and trace element systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 108. P. 63–90. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2013.01.016>

Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W. et al. Petrogenesis and geochemistry of archean komatiites // *J. Petrology*. 2016. V. 57. P. 147–184.

Tushipokla. M. Jayananda Geochemical constraints on komatiite volcanism from Sargur Group Nagamangala greenstone belt. western Dharwar craton. southern India: Implications for Mesoarchean mantle evolution and continental growth // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4. P. 321-340.

EARLY PRECAMBRIAN KOMATIITES: GEOCHEMISTRY, CLASSIFICATION, AND MAGMA GENESIS

L.P. Nikitina*, M.S. Babushkina**

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS

Makarova emb. 2, Saint-Petersburg, 199034, Russia

*e-mail: lpnik@mail.ru; **e-mail: msbab@mail.ru;

The geochemistry of komatiites from the greenstone belts of the Early Precambrian cratons (Kaapvaal, Zimbabwe, Dharwar, Slave, Yilgarn, Pilbara, Fennoscandian Shield) was analyzed from the point of main oxides (SiO₂, Al₂O₃, MgO), high field strength elements (Nb, Zr, Y), and rare-earth elements. The conclusions are the following: (1) there are two komatiite types (I and II) that differ in Al₂O₃ depletion degree, Al/Si and Mg/Si ratios, concentration, and type of dependence of high field strength elements from Mg/Si; (2) there is considerable age gap between the komatiites of the I (3.5-3.4 Ga) and the II (2.8-2.1 Ga) type; (3) the authors composed a table of indicative geochemical properties of the I and II komatiites, and drew discriminant diagrams Al/Si vs. Mg/Si and Nb/Y vs. Mg/Si; (4) the authors showed the difference between the magma mantle sources of komatiites of defined types.

ИНФИЛЬТРАЦИЯ ИНТЕРКУМУЛЯТНОГО РАСПЛАВА КАК МЕХАНИЗМ ПЕРЕНОСА СУЛЬФИДНОГО ВЕЩЕСТВА И ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ БУРАКОВСКО-АГАНОЗЁРСКОГО ПЛУТОНА

Г.С. Николаев

ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, gsnikolaev@rambler.ru

На посткумулятной стадии становления крупных стратиформных плутонов происходит компакция кумулятов. Это вызывает направленную вверх инфильтрацию отжимающегося интеркумулятивного расплава. Инфильтрация этого подвижного и химически активного агента приводит к его последовательному переуравновешиванию с варьирующей по разрезу вмещающей средой. При этом изменяются составы как расплава, так и протолита. Аргументы в пользу определяющей роли инфильтрации интеркумулятивного расплава в формировании хромититов были продемонстрированы на примере Бушвельдского комплекса (Николаев и др., 2020). Потом этот механизм растворения, переноса и последующего переотложения был распространён на сульфидное вещество (Николаев, 2021). На его основе предложена модель образования малосульфидной минерализации Бураковско-Аганозёрского интрузива.

Раннепротерозойский Бураковско-Аганозёрский массив – крупнейший стратиформный плутон Евразии. В пределах массива установлена малосульфидная минерализация и комплекс рассматривался как потенциально платиноносный. Массив делится на две части: воронкообразную Аганозёрскую (*А*) и корытообразную Бураковско-Шалозёрскую (*Б-Ш*). В обобщенном разрезе расслоенной серии снизу вверх выделены четыре зоны: *Ol*-, *OPx-CPx*-, *OPx-CPx-Pl*- и *TiMt-OPx-CPx-Pl* кумулятов (Николаев, Хворов, 2003). Малосульфидная минерализация массива приурочена к породам зон *OPx-CPx*- и *OPx-CPx-Pl* кумулятов. При современном уровне эрозионного среза на *А* блоке пироксениты и габброиды расположены в его центральной части, образуя вытянутую в субмеридиональном направлении мульду. Это геологическое тело формирует собственную замкнутую структуру, которая хорошо проявлена на профильных разрезах. *OPx-CPx* кумуляты *Б-Ш* части массива были вскрыты немногочисленными скважинами на её В и ЮВ окраинах.

Пространственное распределение сульфидной фазы в породах массива может быть охарактеризовано валовым распределением меди, которая практически не входит в состав силикатных минералов. Данное исследование основано на полуколичественном спектральном анализе 10 000 проб из 160 скважин, которые были предоставлены КГЭ (2000 г.). Предел определения меди составляет 2.5 ppm. Шаг опробования керна составлял 3-4 м, что компенсировало относительно низкую точность анализа и позволило выявить детальную структуру распределения Cu по частным разрезам, вскрытых скважинами.

В породах массива установлено два типа распределения Cu (Рис.1). Представительный разрез первого типа вскрыт скв. 200: значительные содержания меди приурочены ко всей толще нижней пачки зоны *OPx-CPx* кумулятов, а выше по разрезу они практически отсутствуют. Второй тип разреза наблюдается в керне скв. 68: медная минерализация приурочена к верхней части нижней пачки зоны *OPx-CPx* кумулятов, а выше среди пород зоны *OPx-CPx-Pl* кумулятов наблюдаются пикикратно превосходящие содержания Cu, наблюдающиеся в нижней пачке.

В разных частях массива существовала разная скорость накопления кумулятивных толщ. Так в скв.68, которая была заложена вблизи осевой части габброидной мульды, наблюдается разрез с максимальными мощностями. Тогда как скв.200 вскрывает породы западного крыла синформы, для которой характерны разрезы сокращенной мощности. Так мощность разреза зоны *OPx-CPx* кумулятов скв.200 практически вдвое меньше аналогичного интервала скв.68 (рис 1). Распространив эту пропорцию на габброидные породы, в скважинах можно выделить соответствующие друг другу интервалы. Так интервалу 31-665 м скважины 68 можно сопоставить интервал 119-419 м в скв. 200. Рассчитанные для этих интервалов средневзвешенные содержания меди $\left(\frac{\sum \Delta h_i C_i^{Cu}}{\sum \Delta h_i}\right)$ составляют 328 и 325 ppm для скважин 68 и 200, соответственно. Разница полученных оценок не превосходит 1 отн.%. Это позволяет утверждать, что дополнительный привнос/вынос меди отсутствовал, а различия в геохимической структуре минерализации определяются её перераспределением по разрезу.

Кроме того, наблюдается закономерность в распределении этих типов разрезов по площади массива. Скважины с разрезами первого типа расположены на В и ЮВ окраине **Б-Ш** части массива и на западном крыле габброидной синформы **А** блока. Скважины с разрезами второго типа приурочены к осевой части мульды и её восточного более пологого крыла.

Анализ компонентов расплава с позиций кислотно-основного взаимодействия. Перед тем как моделировать влияния вариаций состава расплава на растворимость сульфидов, следует качественно рассмотреть петрогенные компоненты с точки зрения их кислотно-основного взаимодействия. В качестве меры основности компонента вслед за (Маракушев, 1978) был принят показатель сродства к протону. Расчеты, проведенные для температуры 1200°C, позволяют выстроить компоненты расплава в ряд по степени увеличения основных свойств: $S^{2-} \rightarrow P^{5+} \rightarrow Fe^{3+} \rightarrow Al^{3+} \rightarrow Si^{4+} \rightarrow Ti^{4+} \rightarrow Cr^{3+} \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+} \rightarrow Na^{+} \rightarrow K^{+}$. В этом ряду сера является наиболее кислотным компонентом. За исключением щелочей, общие содержания и вариации которых в расплавах нормальной щелочности незначительны, наиболее основными среди главных породобразующих компонентов являются Ca, Mg и Fe^{2+} . Увеличение их содержаний в расплаве должно вносить максимальный вклад в понижение активности S^{2-} и тем способствовать увеличению растворимости сульфида.

Численное моделирование влияния вариаций петрогенных компонентов на растворимость сульфида в базальтовом расплаве проводилось с помощью программы COMAGMAT-5 (Ariskin et al., 2018). Сульфидный расплав моделировался как FeS. Модельные расчеты проводились для сухих условий, температуры 1200°C, давления 1 атм и окислительно-восстановительного потенциала, соответствующего буферу QFM.

Влияние вариаций компонентов моделировалось путем последовательного добавления или вычитания рассматриваемого компонента к составу базового расплава. По смыслу эта процедура соответствует определению частной производной. В качестве базового был взят состав SHL* (Табл.1). Он был численно получен из состава SHL, который является оценкой родоначального расплава плутона (Николаев, Арискин, 2005). В результате кристаллизации SHL на 10 мол.% при 1 атм до температуры 1197°C производный расплав SHL* находится в равновесии с $Fe_{0.83}$ и очень близок к котектике *Ol-Орх*.

Таблица 1. Составы расплава, используемые в модельных расчетах (мас.%)

Состав	$T_{ликв}$, °C	$Fo_{ликв}$	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SHL	1285	87	54.28	0.77	12.11	9.74	0.16	11.27	9.50	1.67	0.50
SHL*	1197	83	55.65	0.85	13.30	9.13	0.15	7.97	10.40	1.83	0.55

Результаты расчетов показаны на сводной диаграмме (Рис.2) и представляют графики зависимости концентрации серы в расплаве в зависимости от вариаций рассматриваемого петрогенного компонента расплава, выраженных величиной отклонения текущей концентрации от концентрации в базовом расплаве. Увеличение содержаний CaO, FeO и MgO способствуют росту растворимости сульфида в расплаве, в то время как SiO₂ и Al₂O₃ демонстрируют обратный эффект.

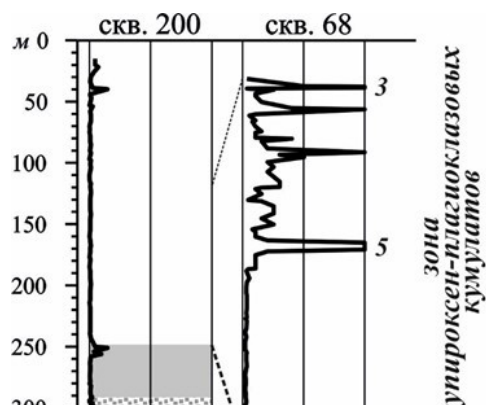
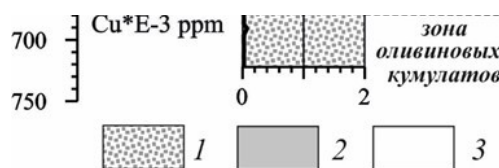


Рис. 1. Вариации меди в породах центральной части Аганзёрского блока. Значения пиков, выходящих за пределы графика, обозначены цифрами. Пунктирными линиями сопоставлены соответствующие интервалы кернов. Условные обозначения: 1 - участки разреза с преобладанием оливиновых кумулатов, 2 - участки разреза с преобладанием дупироксеновых кумулатов, 3 - участки разреза с преобладанием дупироксен-плагиоклазовых кумулатов



Модель формирования малосульфидной минерализации Бураковско-Аганозёрского плутона, с учетом вышеизложенного, может быть представлена следующим образом. На кумулятивной стадии становления интрузива появление в кристаллизационной последовательности клинопироксена понижает концентрацию CaO в расплаве, что приводит к ликвации сульфидной фазы. В результате образуется распределение сульфидов, характерное для разрезов первого типа.

На посткумулусной стадии в результате компактизации кумулятивных толщ восходящий поток инфильтрующегося интеркумулятивного расплава формирует распределение сульфидов, характерное для разрезов второго типа. Поступающий из оливиновых кумулатов более магнезиальный (и, возможно, более горячий) расплав недосыщен относительно сульфидной фазы. Происходит растворение сульфидов. Контакт расплава с *OPx-CPx* кумулатами приводит к изменению в нем коэффициента активности кальция и увеличению содержания CaO. Это еще больше увеличивает транспортные возможности расплава. Сброс растворенного сульфидного вещества в вышележащих толщах должен происходить на геохимических или термических барьерах, изменяющих состав расплава в пользу устойчивости ликвации. Судя по исследованным частным разрезам *A* блока, вскрытых скважинами, масштабы переноса сульфидного вещества могут составлять первые сотни метров вверх по разрезу расслоенной толщи.

Перспективы рудоносности плутона. Опираясь на предложенную модель формирования малосульфидной минерализации следует пересмотреть подходы к поиску оруденения. Ранее поиски были направлены на выявления высоких концентраций сульфидов. Они характерны для распределения второго типа и генетически являются переотложенными. Их локализация зависит от инфильтрационных свойств конкретных участков протолита и поэтому труднопредсказуема. Толщи распределения первого типа остались без внимания, и вскрыты только шестью скважинами. В случае отработки технологии извлечения они могут представлять экономический интерес, несмотря на низкие концентрации сульфидов.

Выводы. 1. Предложен механизм переноса сульфидного вещества. 2. Проявление этого процесса - перераспределение вверх по разрезу малосульфидной минерализации установлены в природе. Масштаб этого явления оценен в первые сотни метров. 3. Проведен физико-химический анализ и моделирование влияния петрогенных компонентов расплава на растворимость сульфидной фазы. Показана важная роль кальция и магния в процессе ликвации/растворения сульфидов. 4. Сформулирована генетическая модель малосульфидной минерализации Бураковско-Аганозёрского плутона. 5. Приведены соображения в пользу пересмотра парадигмы поиска оруденения.

Работа выполнена в рамках госзадания ГЕОХИ им. В.И. Вернадского РАН.

Список литературы

Маракушев А.А. Термодинамический расчет показателей основности химических элементов и простых окислов. // в кн. Очерки физико-химической петрологии, вып. VII, отв. ред.: Жариков В.А., Федькин В.В., М.: Наука, 1978, с.41-82.

Николаев Г.С. Инфильтрация интеркумулусного расплава как механизм переноса сульфидного вещества (на примере малосульфидной минерализации Бураковско-Аганозёрского плутона) // Геохимия, 2021, №5, с.425-435.

Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия, 2005, №7, с.712-732.

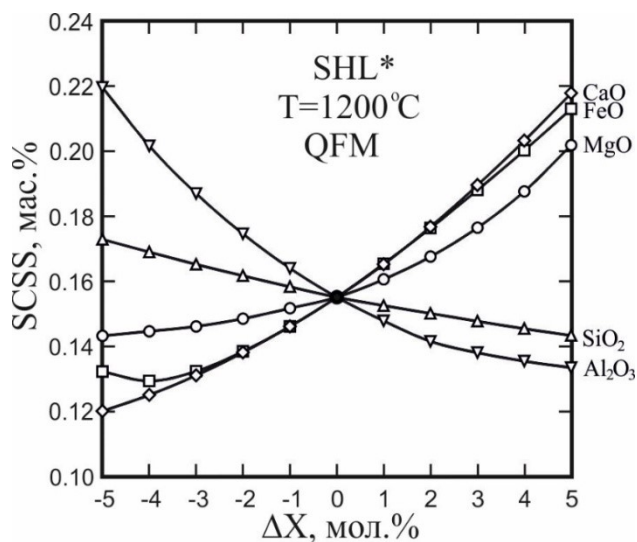


Рис. 2. Модельная зависимость растворимости сульфида в расплаве (SCSS - Sulfur Concentration at Sulfide Saturation) от вариаций в нем петрогенных окислов. Расчеты по модели COMAGMAT-5 проведены для сухих условий, температуры 1200°C, давления 1 атм и условий буфера QFM.

Николаев Г.С., Хворов Д.М. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: I. Геохимическая структура расслоенной серии плутона // Геохимия, 2003, №8, с.847-865.

Николаев Г.С., Арискин А.А., Бармина Г.С. SPINMELT-2.0: Численное моделирование равновесия шпинелид–расплав в базальтовых системах при давлениях до 15 кбар: III. Влияние петрогенных компонентов расплава на растворимость хромшпинелида и возможный механизм образования хромититов // Геохимия, 2020, №1, с.3-13.

Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S., Barmina G.S. The COMAGMAT-5: Modeling the Effect of Fe–Ni Sulfide Immiscibility in Crystallizing Magmas and Cumulates // J. of Petrology, 2018, v. 59, Iss.2, p.283–298.

INFILTRATION OF INTERCUMULUS MELT AS A TRANSPORTATION MECHANISM FOR THE SULFIDE MATERIAL, AND THE ORE-BEARING POSSIBILITIES OF THE BURAKOVO–AGANOZERO PLUTON

G.S. Nikolaev

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia,
gsnikolaev@rambler.ru

A mechanism is suggested to explain the transport of sulfide material by means of its dissolution and subsequent redeposition under the effect of an ascending infiltrating flow of intercumulus melt during the compaction of cumulates in layered plutons. Evidences of this process are observable in the Burakovo–Aganozero intrusion. A new model is proposed for the origin of the low-sulfide mineralization of this pluton. Considerations are given in favor of revising the paradigm of prospecting for mineralization.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ АКТИВНОЙ ПАЛЕООКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ – ИГАРСКИЙ ВЫСТУП

И.И. Никулин

ООО «НН ТС», Санкт-Петербург, Россия, iinikulin@gmail.com

В исследуемом районе комплекс пород рифейской эонотемы и вендской системы слагают докембрийский Игарский выступ, обнажающийся по берегам рек и вскрытый многочисленными скважинами (рис. 1). Выступ относится к Игарской структурно-формационной зоне (ИСФЗ) Норильско-Туруханской структурно-формационной области. В геологическом строении территории принимают участие вулканогенно-осадочные образования позднего докембрия, венда, перекрытые мощным чехлом мезокайнозойских отложений. Первые из них в различной степени дислоцированы, слабо метаморфизованы и прорваны в раннем триасе габброидными интрузиями.

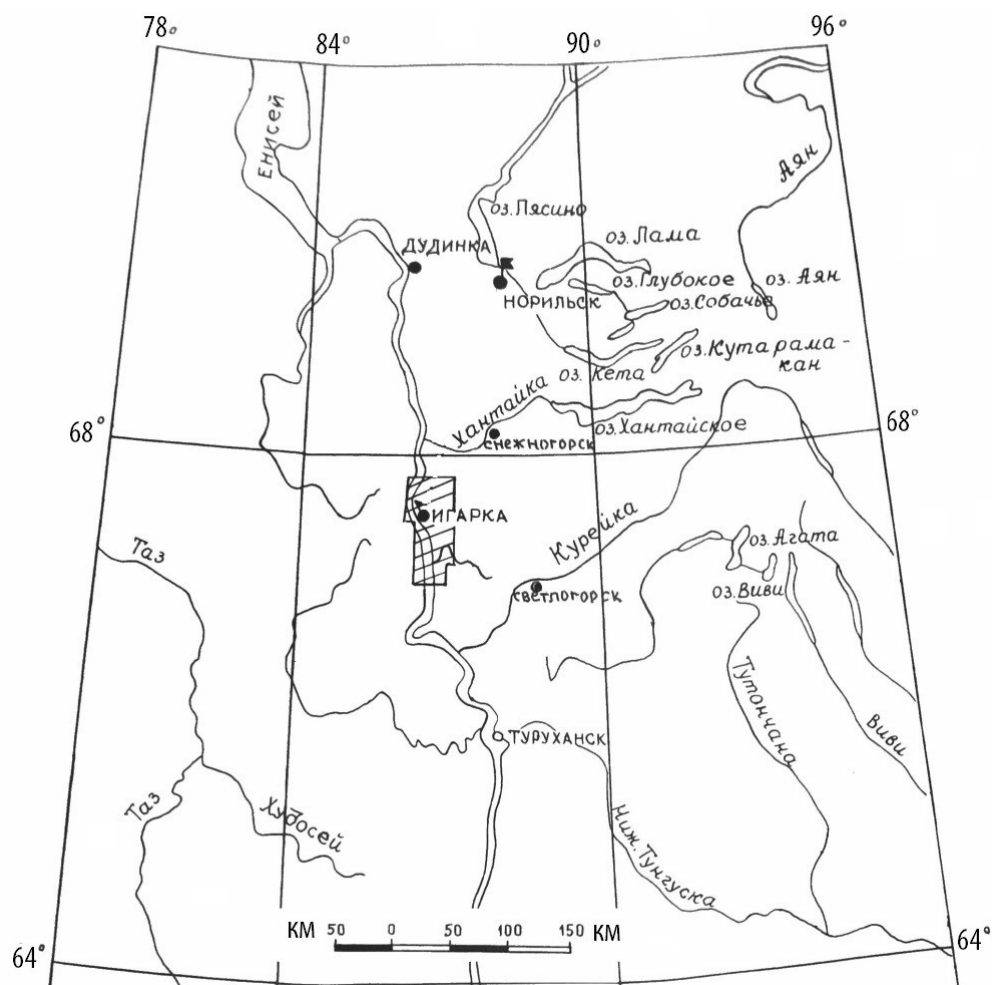


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

В составе позднего докембрия Игарского района выделяются последовательно сменяющие друг друга в разрезе вулканогенно-осадочные образования губинской и малиносланцевой толщ, свиты Ржевского, медвежинской свиты и лудовской толщи, пряморучейной, чернореченской и излучинской свит. Они слагают Игарский выступ в составе складчатых образований байкалид зоны Приенисейских поднятий и впадин. Породы этого стратиграфического уровня несут следы метagenетических преобразований регионального характера, интенсивность которых усиливается в зонах повышенной проницаемости у разломов и контактов над еще не вскрытыми эрозией интрузивными телами, в ареале крупных палеовулканических центров.

Магматические породы Игарского района относятся к андезитовой и трахибазитовой формациям, характеризующих завершающий этап ранне-среднерифейского складкообразования и посторогенный позднерифейский этап магматизма, соответственно (рис. 2). Породы андезитовой формации представлены

вулканогенными и интрузивными образованиями - андезитами и их туфами. Андезиты, вскрытые скв. С-19 на р. Черной, слагают два покрова суммарной мощностью 11 м. Это сильно изменённые породы, состоящие из плагиоклаза, зерен магнетита и хлоритизированного стекла, имеющие гломеропорфировую структуру с пилатакситовой структурой основной массы и миндалекаменную текстуру. Их разделяют и вмещают туфы. Это витролитово-кристаллокластические породы, состоящие из хлоритизированного стекла, зёрен кварца, полевых шпатов, магнетита, замещённых хлоритом темноцветных минералов, обломков кварцитов. Общая мощность пачки андезитов и туфов составляет 60 м.

К этой же формации условно отнесены гранит-порфиры среди отложений губинской толщи, обнажающиеся в верховьях руч. Спилитового. Слагают они наклоненное к западу под углом 40° дайкообразное тело мощностью около 12 м зеленовато-серых порфировых пород с апофельзитовой структурой основной массы, состоящих из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварц-хлорит-серицит-альбитового агрегата.



Рис. 2. Схема геодинамических обстановок и проявления магматизма.

Игарский субвулканический комплекс пространственно приурочен к зонам магмоконтролирующих разломов глубинного заложения, пересекающих Игарский выступ в субмеридиональном направлении и входящих в состав южного продолжения зоны Норильско-Хараслахского разлома. На поверхности картируется серией даек и группой мелких вытянутых изометричных тел, верхняя граница распространения которых контролируется подошвой чернореченской свиты. Магматические тела прорывают нижнюю часть изученного разреза до лудовско-пряморучейного стратиграфического уровня включительно. Вышележащие известняковые отложения чернореченской свиты амагматичны. По особенностям вещественного состава и ряду других признаков в составе комплекса выделяются три фазы внедрения.

Первая фаза внедрения представлена мелкими телами и дайками субщелочных габбро-диабазов, диабазов, диабазовых порфиритов. Они обнажаются на мысе Кармакулы в районе г. Игарка, на правом берегу р. Енисей, в районе острова Плахинского и на ручье Спилитовом. Для дайковых тел характерна мощность и протяженность от первых до нескольких десятков метров. Более крупные и также вертикальнозалегающие тела субмеридиональной ориентировки достигают по протяженности 4 км и мощности 500-800 м. Габбро-диабазы и диабазы зеленовато-серые, серые до темно-серых, плотные, однородные, мелко- и тонкозернистые с массивной текстурой. Вмещающими породами субвулканических образований первой фазы игарского комплекса являются доломиты медвежинской свиты и песчаники губинской толщи, вулканогенные породы игарской пачки и сланцы лудовской толщи, алевропелиты малиновосланцевой толщи. С ними пространственно и генетически связаны проявления кварц-гематитовой и убогой медной минерализацией.

Вторая фаза внедрения имеет гибридный состав. Это мелкие тела и дайки альбитизированных габбро-диоритов, кварцевых диорит-порфиритов, феррогаббро-долеритов с повышенным содержанием двуоксида титана. Мощности даек от первых метров до первых десятков метров, единичные подсечения (например, в скв. СХ-75) достигают 184 м. Они массивные, реже брекчиевидные скрытозернистые грязно-зеленого окраса. Прорывают и метаморфизируют известняки, доломиты медвежинской свиты и алевропелиты малиновосланцевой толщи.

Третья фаза представлена телами щелочно-полевошпатовых сиенит-порфиров и дайками трахит-порфиров. Породы содержат тонкие прожилки кальцита в ассоциации с фиолетовым флюоритом и характеризуются повышенными значениями ниобия и циркония. Породы яснокристаллические красновато-бурые, серовато-коричневые массивные, часто брекчиевидные, крепкие, однородные, прорывают красноцветные кварцитовидные песчаники, вулканогенные образования игарской пачки лудовской толщи и терригенные образования нижней свиты Ржевского. Дайки трахит-порфиров мощностью до первых десятков метров.

Внедрение субинтрузивных тел игарского комплекса связано, скорее всего, с периодом вулканической деятельности в лудовское время. Часть из них служила, вероятно, подводными каналами для игарских и староигарских вулканитов.

Комплекс пластовых габброидных интрузий выделяется в пределах Плахинско-Игарской СФЗ севернее г. Игарка, к западу от одноименного разлома и картируется, в основном, по геофизическим данным. На поверхности обнажается лишь на правом берегу и в русле р. Енисей в районе острова Плахинского. По расчетным геофизическим данным габброидные интрузии имеют форму пластовых залежей мощностью 2-3 км и подстилают вулканогенно-осадочные образования лудовской толщи, часто занимая стратиграфическое положение медвежинских доломитов. Внедрение габброидных интрузий комплекса произошло, вероятно, в постлудовское время на рубеже чернореченского, в период незначительной структурной перестройки, и завершило один из этапов геотектонического развития территории в конце позднего рифея.

PRECAMBRIAN MAGMATISM OF ACTIVE PALEOBOUNDARY OF THE SIBERIAN PLATFORM (IGARKA OUTCROP)

I.I. Nikulin

ООО «NN TS», Saint-Petersburg, Russia, iinikulin@gmail.com

Within the studied area a complex of rocks of the Riphean Eonothem and Vend System compose the Precambrian Igarka Outcrop. It is related to the Igarka structural-formational zone of the Norilsk-Turukhansk structural-formational area. The geological composition of this territory comprises volcanogenic-sedimentary formations of the Late Precambrian and Vend, overlaid by the thick Meso-Cenozoic sediments.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫХ СИЛЛОВ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (Северное Прибайкалье, Россия)

Д.А. Орсов¹, А.С. Мехоношин^{2,3}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, magma@ginst.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, mekhonos@igc.irk.ru

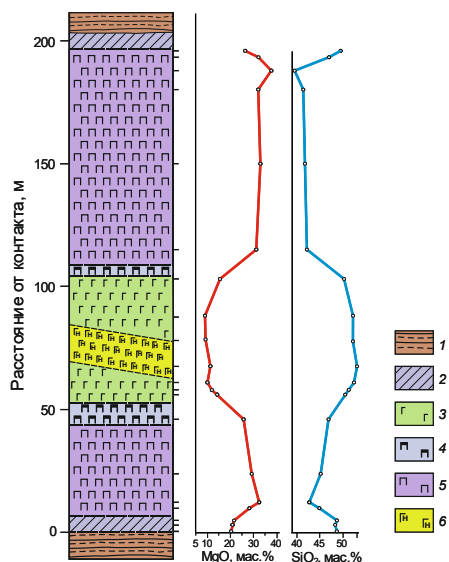


Рис. 1. Разрез габбро-перидотитового силла «Верблюд» и характер распределения MgO и SiO₂.

- 1 – вмещающие глинисто-углистые сланцы и алевролиты,
- 2 – породы зоны закалки;
- 3 – оливиновые габбронориты;
- 4 – оливиновые плагиовестериты;
- 5 – плагиолецциты;
- 6 – дайка кварцсодержащих безоливиновых габбро-диабазов.

наблюдается секущая дайка кварцсодержащих безоливиновых габбро-диабазов. Химический состав пород наиболее контрастно различается по распределению в разрезе содержаний MgO и SiO₂, подчеркивающему его симметричное строение. В нижнем и верхнем эндоконтактах силла наблюдаются маломощные зоны закалки. Они сложены пикродолецритами с интергранулярной структурой мезостазиса. U-Pb возраст по цирконам габброноритов силла «Верблюд» составляет 731±4 млн лет (среднее из 5-ти образцов) (Арискин и др., 2013), что практически совпадает с возрастом Йоко-Довыренского массива.

Объекты и аналитические методы. Проведенные исследования базируются на обработке около 90 образцов и проб, отобранные по всей длине Йоко-Довыренского массива. Большая часть аналитических работ выполнены с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Редкоземельные (РЗЭ) и редкие элементы определены методом ICP-MS в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск).

Минеральный состав. Главными породообразующими минералами являются оливин, плагиоклаз и пироксены, второстепенными – флогопит и эдениты-паргаситы. Кроме того, отмечаются сульфиды, ильменит, хромшпинелиды, хлорапатит, единичные зерна циркона, бадделеита и монацита.

Оливин наблюдается во всех типах пород. Он образует, как правило, округлые более идиоморфные, чем плагиоклаз и пироксены, зерна размером от десятых долей миллиметра до 1 мм в поперечнике, в разной степени замещенные серпентином. Содержание Fa компонента постепенно увеличивается от 17.0-18.3 в

Введение. Неопротерозойский довыренский интрузивный комплекс находится в Северном Прибайкалье (Республика Бурятия). В геологическом плане он расположен в южной части Олоkitского прогиба и связан с формированием Сыннырского рифта. Комплекс объединяет собственно Йоко-Довыренский расслоенный плутон, силлы габбро-перидотитов и сопутствующие дайки габбро-норитового и габбро-диабазового состава. Ранее нашими исследованиями (Орсов и др., 2018) было показано, что силлы являются производными более ранней фазы внедрения относительно массива и вместе с ним они образуют общую магмоподводящую систему. В настоящем сообщении на основе анализа ранее полученных минералогических и геохимических данных мы попытались обсудить петрологические и геодинамические особенности формирования довыренских силлов.

Строение габбро-перидотитовых силлов. Серия габбро-перидотитовых силлов наблюдается вдоль всего северо-западного контакта Йоко-Довыренского массива. Они имеют субвертикальное падение согласное с массивом. Мощность их колеблется от десятков до 200-250 метров в центральной части плутона. Наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолеццитов до оливиновых габброноритов. Геологическое строение можно проследить на примере одного из самых мощных силлов - «Верблюд». Разрез его нами закартирован с использованием данных (Арискин и др., 2015). При общей мощности более 200 м он представляет собой контрастно расслоенное тело, имеющее близко симметричное строение (рис. 1).

Основной объем занимают среднезернистые плагиолецциты, которые через маломощные зоны оливиновых плагиовестеритов в центральной части переходят в среднезернистые оливиновые габбронориты, среди которых

плагиолерцолитах, 18.1-20.2 в оливиновых плагиопироксенитах и до 26.4 % в оливиновых габброноритах. Наблюдается прямая зависимость железистости оливина от магнезиальности и щелочности пород. Плагиоклаз является сквозным минералом всех зон расслоенной серии силлов. Он образует разных размеров (0.1-0.8 мм) полисинтетически сдвойникованные короткопризматические, реже, изометричные таблитчатые зерна. Состав меняется от 68-76 % *An* (битовнит) в плагиолерцолитах до 52-56 % *An* (лабрадор) в оливиновых пироксенитах и 59 % *An* (андезин) в оливиновых габброноритах. Постоянно фиксируется повышенная примесь FeO (0.25-0.64 мас. %). Моноклинный пироксен (авгит) представлен неправильной формы зернами размером 0.1-1 мм, нередко образует ойкокрсты, в которых включены оливин, плагиоклаз, хромшпинель. Состав варьирует в диапазоне (%): *En* 52.6-43.0, *Fs* 5.4-11.9, *Wo* 39.7-47.6. Железистость закономерно увеличивается от 12.3-13.7 в плагиолерцолитах, 15.7-19.4 в оливиновых плагиопироксенитах и до 20.6 ат. % в оливиновых габброноритах. Ромбический пироксен (энстатит) в количественном отношении во всех породах уступает клинопироксену. Он наблюдается в виде мелких (0.2-1.0 мм) изометричных или неправильной формы зерен. Состав изменяется в широких пределах (%): *En* 86.0-74.6, *Fs* 13.0-23.4, *Wo* 0.1-4.5. Железистость постепенно увеличивается от плагиолерцолитов (16.0-17.4 %) к оливиновым габброноритам (23.8 %).

Петро- и геохимические особенности. Состав пород широко варьируют по содержанию главных петрогенных компонентов, охватывая интервал SiO₂ от 41 до 51 мас. % и MgO от 12 до 38 мас. %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности магматического расплава в процессе фракционной кристаллизации. На петрохимических диаграммах наблюдается тренд дифференциации с постепенным накоплением Al₂O₃, CaO, TiO₂ и (Na₂O+K₂O) по мере уменьшения MgO от ультраосновных к габброидным породам. В этом же направлении увеличивается суммарное содержание РЗЭ. Кроме того, все спектры РЗЭ характеризуются отрицательным наклоном (La/Yb)_N = 3.93-6.72. На спайдерграммах породы зоны закалки и дифференцированной серии имеют одинаковую конфигурацию спектров и демонстрируют обогащенность крупноионными элементами – Rb, Ba, K, Sr, ярко выраженные минимумы по Ta, Nb и P, небольшое обеднение Zr, Ti и Y.

Оценка состава родоначальной магмы и P-T-условий кристаллизации. Из всех существующих способов определения состава родоначальной магмы для ультрабазит-базитовых массивов наиболее простым и надежным считается состав пород закалочной фации. В данном случае он следующий (среднее из 4-х анализов) (мас. %): SiO₂ 48.79, TiO₂ 0.48, Al₂O₃ 9.85, FeO* 10.45, MnO 0.17, MgO 20.86, CaO 7.56, Na₂O 0.99, K₂O 0.71, P₂O₅ 0.07. На диаграмме TAS этот состав соответствует низкощелочному, низкотитанистому основному пикробазальту калиево-натриевой серии с нормативным составом (по CIPW) (%): Ol 30.02, Di 13.42, Nup 22.51, Or 4.20, Ab 8.38, An 20.34, Plm 0.91, Ap 0.16.

Для определения температур кристаллизации минералов нами были апробированы различные геотермометры. Наиболее высокие температуры, близкие к реальным, дал двупироксеновый геотермометр (Wood, Vanno, 1973): плагиолерцолиты - 1103-1138°C, оливиновые плагиовестериты - 1004-1050°C и оливиновые габбронориты - 985°C. Однако наиболее максимальные температуры 1218-1234°C получены по расплав-оливиновому геотермометру (Crabtree et al., 2017) для плагиолерцолитов. Оценка параметров давления проводилась по плагиоклаз-роговообманковому барометру (Ферштатер, 1990). Результаты расчетов показали удовлетворительную сходимость значений давления около 2 кбар не только для плагиолерцолитов, но и для пород зоны закалки.

Для проверки полученных результатов с помощью программы «КОМАГМАТ 3.72» были выполнены расчеты, моделирующие кристаллизацию родоначального расплава по составу пород закалочной фации силлов. Были заданы следующие условия: *P* = 2 кбар, содержание H₂O 0.2 % и вюстит-магнетитовый буфер (WM). Первым в интервале температур 1463-1183°C выделяется оливин. Состав его меняется от *Fo*₉₃ до *Fo*₈₁. После оливина при температуре 1183-1125°C кристаллизуется ортопироксен, к которому при *T* = 1180°C добавляется клинопироксен, а при *T* = 1168°C – плагиоклаз. Обе последние фазы кристаллизуются до конца принятого для моделирования температурного интервала - 1032°C. При этом состав клинопироксена изменяется в диапазоне *En* 49.1–17.8 %, *Fs* 10.1-63.3 %, *Wo* 40.8-18.9 %, а плагиоклаза (% *An*) 80.5-35.0.

Обсуждение результатов. Вся совокупность полученных данных свидетельствует о том, что наиболее мощные силлы сложены породами дифференцированной серии, представленной плагиолерцолитами, оливиновыми плагиовестеритами и оливиновыми габброноритами. В ряду этих пород наблюдается постепенная смена минеральных парагенезисов от высокотемпературных к низкотемпературным. В момент поступления магматического расплава в камеру он содержал уже некоторое количество интрателлурических кристаллов высокомагнезиального оливина.

Симметричное расположение пород в разрезе силла (см. рис. 1) можно объяснить относительно быстрой кристаллизацией расплава от нижней и верхней стенок магматической камеры и движением фронта кристаллизации по направлению к ее центру. При этом происходит постепенное выведение из главного объема расплава его наиболее тугоплавких компонентов, что приводит, в конечном итоге, к кристаллизации габброидных пород в центральных частях силлов. Структурные взаимоотношения флогопита и Са-амфибола (эденит-паргасит) с другими минералами указывают на их кристаллизацию из остаточного расплава с накоплением флюидной фазы, имеющую хлорную специализацию (постоянное присутствие в ассоциации хлорапатита).

Данные геохимических исследований подробно отражены в нашей предыдущей публикации (Орсоев и др., 2018). Однако они требуют некоторого уточнения и обсуждения. Сравнительный анализ спектров распределения РЗЭ и редких элементов с эталонными показал, что по своим геохимическим характеристикам породы зоны закалки (пикробазальты) коррелируются, с одной стороны, с базальтами островодужного вулканизма, а с другой, с базальтами коллизионных вулканно-плутонических ареалов (Гущин, Гусев, 2014), т.е. они несут двойственную природу. Предполагается, что формирование Олоkitского прогиба на рубеже 1.0-0.9 млрд лет связывается с раскрытием задугового бассейна Нюрундуканской островодужной системы (Орсоев и др., 2022), а образование Сыннырской впадины с довыренским интрузивным комплексом - с деструктивными процессами развития рассеянных спрединговых зон на коллизионно-аккреционном этапе развития Байкало-Муйского пояса в конце рифея на рубеже 720-800 млн лет (Булгатов, 2015; Гордиенко, 2021).

Работа выполнена в рамках базового проекта АААА-А21-121011890029-4 и при частичной поддержке проекта РФФ 22-27-00419.

Список литературы

- Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В. и др. Геохимия. 2013. № 11. С. 955-972.
- Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528-556.
- Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-раннем палеозое. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2015. 191 с.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. Вып. 1. С. 1-47.
- Гущин А.В., Гусев Г.С., Межеловская С.В. Петрогеохимические критерии распознавания тектонических (геодинамических) обстановок по составам вулканических пород // Разведка и охрана недр. 2014. № 12. С. 76-81.
- Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Канакин С.В. и др. Габбро-перидотитовые силлы верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. Т.59. № 5. С. 589-605.
- Орсоев Д.А., Гордиенко И.В., Булгатов А.Н. и др. Неопротерозойские metabазальты тыйского комплекса Олоkitского рифтогенного прогиба (Байкало-Муйский пояс): состав, U-Pb возраст, изотопно-геохимическая характеристика, геодинамические следствия. // Геология и геофизика. 2022. В печати.
- Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328-335.
- Crabtree S.M., Huber A., Beck K. Thermodynamic assessment of the magmatic history of Blue Rock shield volcano, Jackson Co., Oregon: application of a new DNi (olivine-melt) geothermometer and other models // Bulletin of Volcanology. 2017. V. 79(5). Art. No. 35. P. 35-52.
- Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 42. N 2. P. 109-124.

**MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL INDICATORS OF FORMATION OF THE GABBRO-PERIDOTITE SILLS IN THE NEOPROTEROZOIC DOVYREN INTRUSIVE COMPLEX
(NORTHERN TRANSBAIKALIA, RUSSIA)**

D.A. Orsoev¹, A.C. Mekhonoshin^{2,3}

¹ Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, magma@ginst.ru

² Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, mekhonos@igc.irk.ru

The sills of gabbro-peridotite are located in of the Yoko-Dovyren layered massif among host terrigenous-carbonate rocks. According to mineralogical and geochemical features the thickest one (200-300 m) are differentiated from plagiolerzolites to olivine gabbronorites and were formed by fractional crystallization of picobasaltic melt. This melt contained a certain amount of intratelluric crystals of high magnesian olivine (up to 85–88% Fo), when it entered to the crystallization chamber. The rocks were crystalized at a temperature 1234-985°C at a pressure of about 2 kbar. The initial melt close to basalts of collisional volcano-plutonic areas with geochemical parameters of suprasubduction mantle.

РЕКОНСТРУКЦИЯ СОСТАВА ИСХОДНОЙ МАГМЫ АПОФИЗА ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

И.В. Пшеницын^{1,2}, А.А. Арискин^{1,2}

¹ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, lotecsi@gmail.com

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ariskin@rambler.ru

Геохимическая термометрия, возможности которой были использованы в настоящей работе, позволяет реконструировать параметры исходной расплавно-кристаллической смеси (протокумулятов) в приближении термодинамического равновесия между минералами кумулуса и интеркумулясным расплавом (Арискин, Бармина, 2000). В случае, когда все породы сформированы из фаз одной равновесной ассоциации, при равновесной кристаллизации этих пород линии эволюции остаточных расплавов пересекаются на диаграммах состав-температура для всех компонентов. Таким образом, область сгущения модельных траекторий можно рассматривать в качестве диапазона состава исходной магмы.

Для расчетов нами были взяты 24 образца, исключая высокоминерализованные разности (до 11 мас.% S). Данная группа пород формирует полный разрез апофиза от нижнего до верхнего контакта (Пшеницын и др. 2022). Он имеет мощность около 300м в области максимального раздува и сложен преимущественно оливиновыми габброноритами. Изученные породы можно отнести к следующим типам: (1) пикродолериты с сульфидными каплями; (2) оливиновые габбронориты с сульфидными каплями; (3) оливиновые габбронориты с глобулами, переходящими в сидеронитовые участки, (4) сидеронитовые руды.

Моделирование проводилось при помощи программы КОМАГМАТ-5 для номинально сухих условий при давлении 1 атм. и летучести кислорода, отвечающей буферу QFM. Вычисления проводились с шагом 0.5 мол.% до максимальной степени кристаллизации 75-85%.

На рис. 1 показана последовательность равновесной кристаллизации для трех представительных пород. Во всех случаях порядок кристаллизации отвечает следующей смене фаз: оливин → плагиоклаз → высоко-Са пироксен → ортопироксен → ильменит. Эта последовательность согласуется со сменой главных кумулусных ассоциаций довыренских пород (Ariskin et al., 2018). При этом сульфид может начать выделяться как до, так и после начала кристаллизации плагиоклаза. Важно отметить, что большинство минерализованных пород апофиза отвечают случаю образца DV912-5-2, т.е. выделению сульфидной жидкости раньше или близодновременно с плагиоклазом при температуре не ниже 1185°C. Это отвечает насыщению исходной магмы сульфидной серой. При этом отдельные образцы могут демонстрировать слабую недосыщенность серой, сульфид в этом случае выделяется позже плагиоклаза, при температуре меньше 1185°C, как, например, в образце DV907-1.

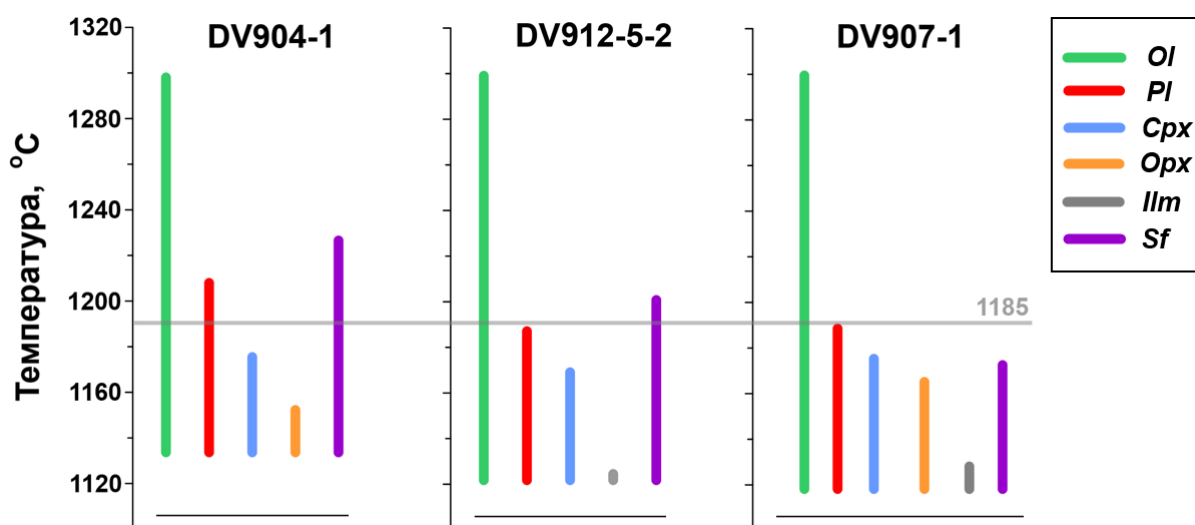


Рис. 1. Траектории равновесной кристаллизации расплавов минерализованных пород. Расчеты по программе КОМАГМАТ-5 в приближении номинально сухих систем при $P = 1$ атм. и условиях буфера QFM.

Таблица 1. Химический и фазовый состав исходной магмы апофиза DV10, оцененный методом геохимической термометрии, в сравнении с закалочными породами верхнего и нижнего эндоконтактов.

Компонент	Средневзвешанный состав апофиза	Исходный расплав ($n = 24$)	Нижний пикродолерит апофиза (DV928-1)	Верхний пикродолерит апофиза (DV921-2)
Состав расплава при 1185 оС, (мас. %)				
SiO ₂	45.34	53.80	54.29	54.35
TiO ₂	0.35	0.94	0.83	0.81
Al ₂ O ₃	7.63	15.11	15.44	14.92
FeO	11.52	8.28	8.45	7.64
MnO	0.19	0.16	0.16	0.15
MgO	27.45	7.56	7.27	7.65
CaO	5.38	10.92	10.17	11.26
Na ₂ O	0.77	1.70	1.77	1.76
K ₂ O	0.46	1.15	1.27	1.15
P ₂ O ₅	0.06	0.16	0.15	0.14
NiO	0.15	0.012	0.01	0.016
Фазовый состав магмы (мас.%)				
Расп.		38.9	61.7	44.42
O1		54.9 (Fo83.6)	38.8 (Fo82.8)	50.7 (Fo84.7)
Pl		5.2 (An80.01)	0.28 (An79.2)	4.35 (An79.5)
Cpx		0.48		0.49
Cpx (#mg)		(En50.6Fs6.6)		(En50.2Fs6.6)
Opх		88.5 (0.45)		88.3
F		-	-	-
SCSS(wt%)		61.1	38.3	55.58
		0.085	0.082	0.066

По результатам геохимической термометрии расчетные траектории сходятся в компактную область составов, отвечающую температуре около 1185°С. Такое схождение расчётных траекторий свидетельствует о том, что все образцы пород представляли собой смесь исходного расплава и кристаллической ассоциации, в нашем случае оливина, плагиоклаза, и выходящего на котектику клинопироксена.

Средний состав исходной силикатной жидкости, рассчитанной как средневзвешанное для всех пород при температуре 1185 °С, приведен в таблице 1. Он оказался близок к расчетному составу примитивной магмы, из которой кристаллизовались пикродолериты с нижнего и верхнего контакта апофиза. Этот факт дает основание рассматривать закалочную фацию эндоконтакта в качестве аппроксимации исходной магмы, сформировавшей данное тело. Различия же в пропорции расплава и кристаллической фазы свидетельствуют о процессе осаждения кумулюсного оливина в данном теле, который накапливался выше закалочного горизонта.

Список литературы

Арискин А.А., Бармина Г.С. (2000) Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм (Ред. И.Д.Рябчиков). М.: Наука. 363 с.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского научного центра, 1998. 265 с.

Пшеницын, И. В., Арискин, А. А., Николаев, Г. С., Корост, Д. В., Япаскурт, В. О., Кислов, Е. В., Соболев, С. Н., Кубракова, И. В., и Тютюнник, О. А. (2022). Геохимия и петрология протосульфидных расплавов в рудоносном апофизе Йоко-Довыренского интрузива. *Геохимия*, 67(3):205–226.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018b. V. 302-303. P. 242-262.

RECONSTRUCTION OF THE INITIAL MAGMA OF THE APOPHYSIS OF THE YOKO-DOVYREN MASSIF

Pshenitsyn I.V.¹, Ariskin A.A.^{1,2}

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, (GEOKHI RAS), Moscow, Russia,
lotecsi@gmail.com

²Moscow State University, Moscow, Russia, ariskin@rambler.ru

The new data of the estimation of the parameters of the initial magma and the solubility of sulfur in the melt during the formation of sulfide mineralization in the bottom apophysis (apophysis DV10) of the Yoko-Dovyren massif (Northern Transbaikalia, Russia) are presented. We used the geochemical thermometry method, which allows reconstructing the parameters of the initial melt-crystalline mixture (protocumulates) in the approximation of thermodynamic equilibrium between cumulus minerals and intercumulus melt. Using this method, the main parameters of the initial magma of the DV10 apophysis were established. Its temperature corresponds to values of 1185 °C, at this point magma was sulfur-saturated, and contained 54.9 wt. % olivine, 5.2 wt. % plagioclase, 0.48 wt. % clinopyroxene and was near the appearance of orthopyroxene on the liquidus.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ В ПОРОДАХ УЧАСТКА «ПЕНТЛАНДИТОВОЕ УЩЕЛЬЕ» (МОНЧЕГОРСКИЙ РАЙОН, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Т.В. Рундквист, П.В. Припачкин, А.В. Мокрушин, А.В. Базай
ГИ КНЦ РАН, г.Апатиты, Россия, rund@geoksc.apatity.ru

Участок «Пентландитовое ущелье» находится в верховьях одноименного ручья на восточном склоне г. Мончетундра в Мончегорском районе Мурманской области. В геологическом отношении он расположен в зоне Мончетундровского разлома – области сочленения Мончетундровской интрузии и Мончеплутона, осложненной интенсивными тектоническими процессами (рис.1). Участок сложен различными породами, взаимоотношения между которыми позволяют предполагать здесь как наличие нескольких интрузивных фаз, так и эруптивную брекчию с обломками (клинья) образований фундамента и контактирующих интрузивных комплексов (Войтехович и др., 2002; Рундквист и др., 2017). При этом принадлежность мафит-ультрамафитовой (магматической) части разреза участка «Пентландитовое ущелье» оценивалась по-разному – одни исследователи относили эти породы к Мончетундровской интрузии (Войтехович и др., 2002), другие – предполагали их связь с Мончеплутоном (Рундквист и др., 2017). Выполненное авторами изучение хромшпинелидов из мафит-ультрамафитовых пород участка позволило приблизиться к пониманию этого вопроса.

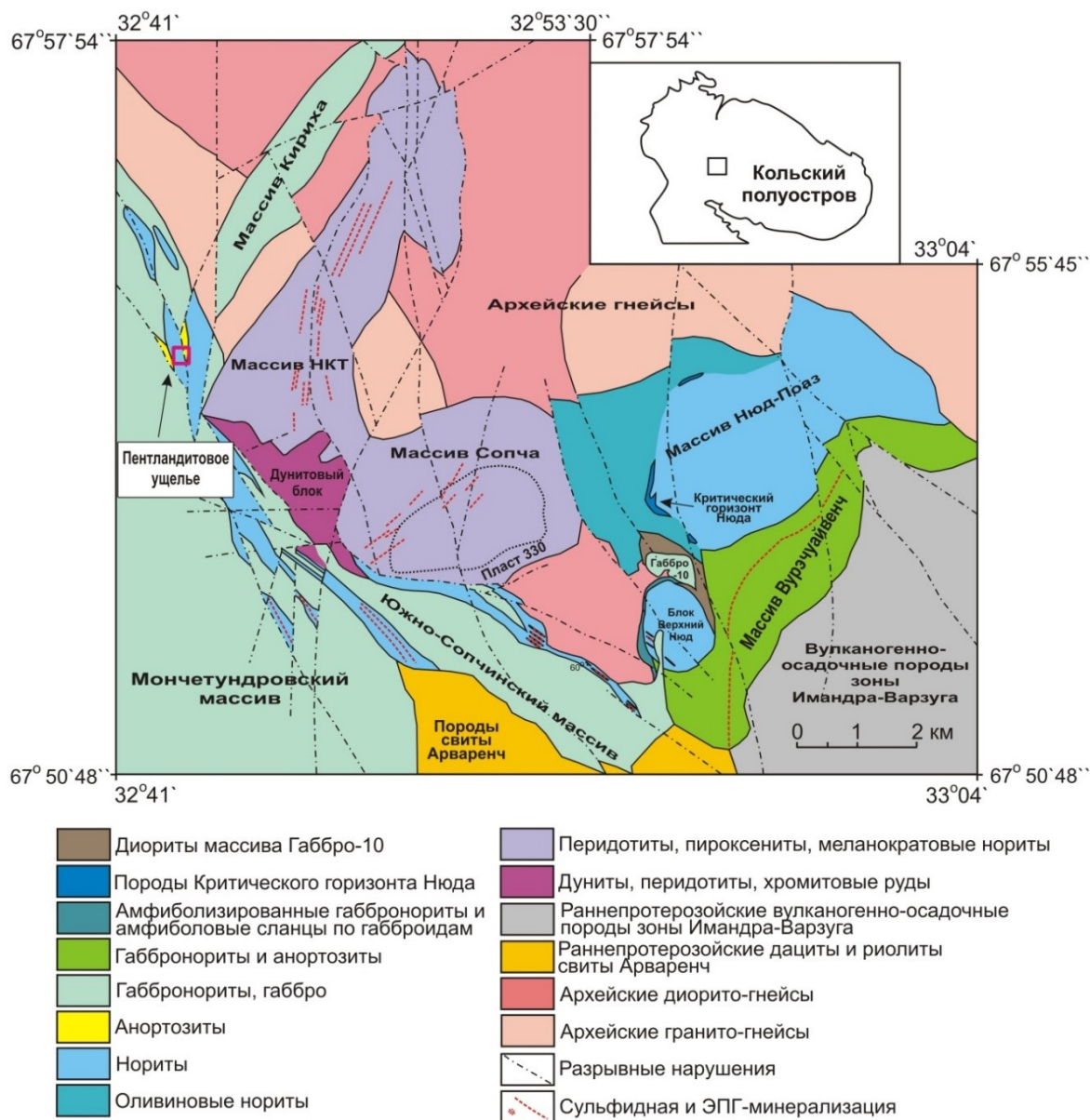


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского района.

В восточной части участка развиты метаморфические образования: биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и карбонат-амфиболовые сланцы с графитом, предположительно относящиеся к породам рамы архейского возраста. Между породами основания и магматическими породами залегает блок молочно-белых анортозитов, ограниченный крутопадающими разрывными нарушениями. Их ксенолиты отмечаются в пределах развития мелко-среднезернистых габброноритов, что, по мнению С.М.Карпова (устное сообщение) свидетельствует о более древнем возрасте анортозитов. Собственно мафит-ультрамафитовый блок пород участка, по данным С.М.Карпова, представлен (снизу вверх по разрезу) следующими разновидностями: 1) гарцбургиты; 2) плагиоирксениты; 3) пачка переслаивания норитов, пироксенитов и маломощных прослоев габброноритов (включающая также пегматоидные обособления весьма прихотливой формы); 4) нориты, габбронориты с ксенолитами анортозитов небольших (до 1 м) размеров (Войтехович и др., 2002).

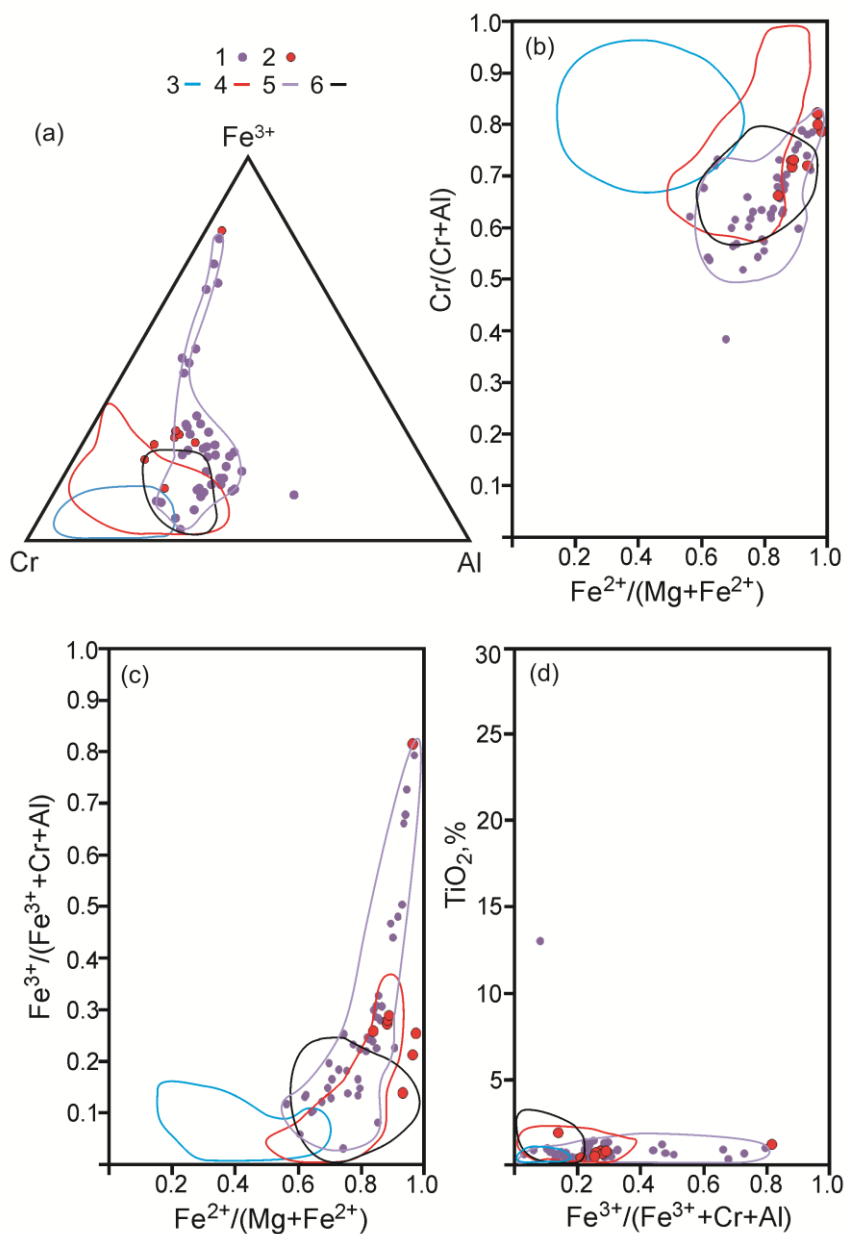


Рис. 2. Состав хромшпинелидов из пород Мончегорского комплекса и Мончетундровского массива на диаграммах Барнса и Рёдера (Barns, Roeder, 2001). Хромшпинелиды: 1 – массив НКТ, по (Дистлер и др., 1988; Докучаева, Полежаева, 1990); 2 – Пентландитовое ущелье, по данным авторов. Поля составов хромшпинелидов: 3 – руда Сопчеозерского месторождение; 4 – вмещающие породы Сопчеозерского месторождения; 5 – массив НКТ; 6 – нижняя часть Мончетундровского массива. 3,4,6 – по (Мокрушин, 2005).

В западной части участка развиты преимущественно амфиболизированные мезократовые массивные габбро, вблизи тектонических зон рассланцованные, содержащие маломощные дайки габбродолеритов. Характерной особенностью строения данного блока является наличие тела ортопироксенитов грушевидной (в плане) формы, размером 17x25 м, являющегося, вероятно, обломком пород восточного блока (Войтехович и др., 2002).

Авторами в 2022 году были изучены хромшпинелиды из гарцбургита и норита восточного блока участка «Пентландитовое ущелье». Хромшпинелиды в двух образцах представлены в виде редкой вкрапленности. Размер зерен достигает 150 мкм, форма зерен преимущественно овальная или неправильная, реже наблюдается частичная октаэдрическая огранка зерен. Зерна хромшпинелида незональные, в некоторых зернах заметны вросстки ильменита, создающие решетчатую структуру. В тех случаях, когда кристаллы хромшпинелида заключены внутри центральных частей зерен ортопироксена или оливина, они (кристаллы хромшпинелида) имеют ровные, четкие границы. В других случаях, когда кристаллы хромшпинелида находятся вблизи от края зерна оливина, подверженного серпентинизации, кристаллы хромшпинелида окружены неровной каймой магнетита.

Судя по геохимическим особенностям состава изученных хромшпинелидов «Пентландитового ущелья», других массивов Мончеплутона и Мончетундровской интрузии (рис.2), можно сказать, что они достаточно близки к таковым из пород массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ). Поскольку данный массив непосредственно граничит с участком «Пентландитовое ущелье», можно предположить, что блок мафит-ультрамафитовых пород в восточной части участка является частью НКТ, т.е. фрагментом Мончеплутона. В то же время, габбро из западной части участка «Пентландитовое ущелье» (в этих породах хромшпинелидов не было обнаружено), а также анортозиты, развитые среди пород восточной части в виде ксенолитов, могут принадлежать к Мончетундровской интрузии.

Таким образом, можно говорить о том, что в пределах участка «Пентландитовое ущелье» мы наблюдаем результаты процессов формирования многофазного Мончегорского комплекса (в частности, фаз, образовавших массив НКТ и, возможно, верхнюю часть Мончетундровской интрузии) и его последующей тектонической переработки (в том числе, затронувшей и породы архейского фундамента).

Список литературы

Войтехович В.С. и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на металлы платиновой группы в Мончегорском районе (Мончегорский и Мончетундровский массивы) в 1999-2002 гг. Мончегорск, ОАО «ЦКЭ», 2002. Книга 1. 236 с.

Дистлер В. В. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука. 1988. 232 с.

Докучаева В. С., Полежаева Л. И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский полуостров) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1990. С. 5–24.

Мокрушин А.В. Типы, состав и условия образования хромитового оруденения расслоенных раннепротерозойских интрузий Балтийского щита Автореферат кандидатской диссертации. Мурманск: 2005. 13 с.

Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Грошев Н.Ю., Мирошникова Я.А. Магматическая мегабрекчия в раннепротерозойском мафит-ультрамафитовом Мончегорском комплексе (Кольский регион) // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. С. 200-203.

Barnes S. J. and P. L. Roeder The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 4 (12). 2001. P. 2279–2302.

CR-SPINELS IN THE ROCKS OF THE “PENTLANDITE CANYON” AREA (MONCHEGORSK DISTRICT, KOLA REGION)

T.V. Rundkvist, P.V. Pripachkin, A.V. Mokrushin, A.V. Bazai
GI KSC RAS, Apatity, Russia, rund@geoksc.apatity.ru

The study concerns Cr-spinels in the mafic-ultramafic block of the “Pentlandite Canyon” area inside the intensely mobilized zone, where the Monchetundra intrusion and Monchepluton conjugate. The obtained data on the Cr-spinel chemical composition indicate the similarity of norites and harzburgites from the “Pentlandite Canyon” area and analogous rocks from the NKT massif (the Monchepluton). However, gabbro and anorthosites (without Cr-spinels) developed in the area may refer to the Monchetundra intrusion.

**МАФИЧЕСКИЕ ДАЙКИ 2.68 МЛРД ЛЕТ В МУРМАНСКОМ КРАТОНЕ:
ЧАСТЬ НЕОАРХЕЙСКОЙ КРУПНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ
АМСГ-ТИПА НА СЕВЕРЕ ФЕННОСКАНДИИ**

А.В. Самсонов¹, А.В. Степанова², Е.Б. Сальникова³, А.А. Арзамасцев³, Р.В. Веселовский^{4,5},
Ю.О. Ларионова¹, А.Н. Ларионов⁶, С.В. Егорова², К.Г. Ерофеева¹, М.В. Стифеева³

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru*

² *Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, stepanov@krc.karelia.ru*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия,
katesalnikova@yandex.ru*

⁴ *МГУ имени В.М.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия,
roman.veselovskiy@ya.ru*

⁵ *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия, roman.veselovskiy@ya.ru*

⁶ *ЦИИ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им.
А.П.Карпинского, Larionov@vsegei.ru*

В архейской сиалической коре Мурманского кратона, северо-восток Фенноскандии, сохранились мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы различного возраста (Арзамасцев и др., 2009; Федотов и др., 2012), каждый из которых несет петрологическую и геодинамическую информацию об отдельных эпизодах активности мантии. В докладе будут представлены результаты петрологического изучения и изотопного датирования хорошо сохранившегося крупного роя неоархейских долеритовых и пикритовых даек в Мурманском кратоне.

U-Pb изотопное датирование методом ID-TIMS по единичным зернам бадделеита устанавливает Синхронное формирование долеритовых и пиритовых даек с возрастом 2.68 млрд лет в разных частях роя. По структурной позиции дайки являются пост-тектоническими. Они внедрялись после посторогенных гранитов и диоритов санукитоидной серии, которые завершают процесс формирования архейской кислой коры Мурманского кратона и датированы возрастом около 2.72 млрд лет.

ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ зафиксированы на побережье Баренцева моря на интервале около 300 км от губы Медвежьей в районе острова Кильдин на западе до г. Савиха на востоке. Для аналогичных по геологической позиции и составу даек долеритов и плагиопорфиритов Кейвской структуре и Кольской провинции предполагался неоархейский возраст (Sm-Nd метод, 2602 ± 70 млн лет) (Федотов и др., 2012). Мощность большинства даек составляет от 1 до 30 м. В западной части Мурманского кратона долериты с возрастом 2680 ± 6 млн лет слагают самую крупную дайку региона мощностью от 200 до 700 м протяженностью около 50 км (Степанова и др., 2022). Близкий возраст имеет дайка в районе п. Дальние Зеленцы. Простираение даек неоархейских долеритов варьирует от $315-325^\circ$ в районе Дальних Зеленцов до $10-15^\circ$ на западе в районе острова Кильдин и на востоке в районе г. Савиха. Отличительной особенностью даек долеритов являются плагиоклаз-порфиновые структуры. Крупные (до 12 см) фенокристы плагиоклаза неравномерно распределены по простиранию тел, отражая процессы поступления магм. Мелкозернистая основная масса сохранила реликты первичных минералов отвечает по структуре и составу Crх-Pl долериту. По химическому составу дайки отвечают умеренно магнезиальным высоко глиноземистым базальтам толеитовой серии. Отличительными геохимическими особенностями являются обогащенные спектры легких РЗЭ, слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, отрицательные аномалии высоkozарядных элементов, наиболее резкие для Nb, и близкие к нулю величины $\square_{NdT} = 0 \pm 0.5$. Моделирование на изотопно-геохимических данных показывает, что первичные расплавы долеритовых даек могли образоваться при смешении двух типов мантийных магм: деплетированных астеносферных расплавов MORB-типа и обогащенных расплавов, сформированных при плавлении обогащенной литосферной мантии. Зарождение расплавов, судя по слабо фракционированным спектрам тяжелых РЗЭ, происходило на небольших (<60 км) глубинах вне поля устойчивости граната.

ДАЙКИ ПИКРИТОВ с СВВ $10-15^\circ$ простиранием и мощностью от 0.5 до 20 м зафиксированы в коренных обнажениях побережья Баренцева моря от м. Лицкий на западе до г. Савиха на востоке на интервале около 70 км. Крупные тела прямолинейны, с хорошо выраженными закаленными контактами, для мелких тел характерны ксенолиты, «мосты» вмещающих пород, апофизы. Часть даек имеет зональное строение – их краевые части сложены однородными массивными породами, а центральные наполнены частично резорбированными ксенолитами вмещающих гранитоидов. В наиболее мощной (20 м) и сохранной дайке в районе м. Лицкий зона закалки представлена оливиновыми порфиритами, внутренние части дайки слагают

среднезернистые массивные керсутит-содержащие оливиновые габбронориты. Остальные дайки пикритов имеют близкий состав, но сильно амфиболизированы. U-Pb (ID-TIMS) конкордантный возраст 2680 ± 2 млн лет по бадделейту из наиболее сохранной дайки в районе м. Лицкий надежно определяет возраст их внедрения. По геохимическим и изотопным характеристикам дайки пикритов контрастно отличаются от даек долеритов. Они имеют высокие содержания MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Cr, Ni, обогащены HFS элементами, имеют сильно фракционированные спектры легких и тяжелых РЗЭ, небольшие отрицательные Nb аномалии и радиогенный первичный изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}T = +1.0 \pm 0.5$). По большинству характеристик пикритовые дайки отвечают магмам OIB-типа, отличаясь отрицательными Nb аномалиями и умеренно радиогенным изотопным составом Nd. Образование пикритовых магм с такими изотопно-геохимическими характеристиками могло происходить при гранат-равновесном плавлении глубинного мантийного источника с добавкой древнего метасоматически обогащенного литосферного материала. Присутствие керсутита в пикритах указывает на участие воды в образовании их материнских магм.

Изученные долеритовые и пикритовые дайки с возрастом 2680 млн лет в Мурманском кратоне внедрялись одновременно с формированием анорогенного магматического комплекса Кейвской структуры в соседнем Кольском блоке. В составе Кейвского комплекса представлены субщелочные граниты и кислые вулканы А-типа, латиты, монцониты, щелочные габбро, сиениты и габбро-анортозиты, которые занимают площадь около 2500 км² и датированы возрастными интервалами в 2.65–2.68 млрд лет (Zozulya et al., 2005; Ветрин, Родионов, 2009; Ветрин, 2018, а, б; Balagansky et al., 2021). Образование этого комплекса пород связывают с метасоматической переработкой и плавлением коры под влиянием мантийных расплавов (Ветрин, 2018б; Balagansky et al., 2021), которые могут представлять изученные долеритовые и пикритовые дайки.

Таким образом, разновозрастные анортозит-гранитный магматический комплекс Кейвской структуры и дайковые рои в Мурманском кратоне представляют, вероятно, единую неоархейскую магматическую провинцию, которая по особенностям строения и состава близка к протерозойским с анортозит-мангерит-чарнокит-гранитным (AMCG) магматическим провинциям (обзор в работе Shumlyansky et al., 2021). Образование таких магматических провинций обсуждается в рамках двух геодинамических моделей. Модель деламинации литосферы разработана для объяснения особенностей строения и состава AMCG-комплексов (McLelland et al., 2010), но привлекается и при обсуждении внедрения сопряженных дайковых роев (Bogdanova et al., 2013). В этой модели отрыв литосферного корня инициирует подъем и адиабатическое плавление астеносферной мантии, что дает начало малоглубинным толеитовым базальтам и приводит к плавлению нижней коры, обеспечивая массовую генерацию гранитов (McLelland et al., 2010). Альтернативная модель глубинного мантийного плюма акцентирована на происхождении базитового дайкового магматизма, и, в частности, на глубинных пикритовых магмах OIB-типа, которые сопряжены с AMCG-комплексами (Shumlyansky et al., 2021). Оценка применимости этих двух моделей будет обсуждаться в заключительной части доклада.

Исследование поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10260.

Список литературы

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.

Ветрин В.Р. Геология и геохимия неоархейского субщелочного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // ЗРМО. 2018. № 3. С. 1-15.

Ветрин В.Р. Изотопно-геохимическая систематика (Sm-Nd, Lu-Hf) неоархейских субщелочных и щелочных пород Кейвской структуры (Кольский полуостров): возрастные и генетические соотношения // ЗРМО. 2018. № 4. С. 1-13.

Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т.17. С. 578–600.

Степанова А.В., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Егорова С.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н., Суханова М.А., Веселовский Р.В. Великая дайка Кольского полуострова – маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита // Петрология. 2022. № 6. (в печати)

Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона, Фенноскандинавский щит // Геотектоника. 2012. № 6. С. 29–45.

Balagansky V.V., T.A. Myskova b, P.A. Lvov b,c, A.N. Larionov c, I.A. Gorbunov a Neoproterozoic A-type acid metavolcanics in the Keivy Terrane, northeastern Fennoscandian Shield: Geochemistry, age, and origin // *Lithos*. 2021. V. 380–381. 105899

Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 196–216

McLelland, J.M., Selleck, B.W., Hamilton, M.A., Bickford, M.E. Late- to posttectonic setting of some major Proterozoic anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites // *The Canadian Mineralogist*. 2010. V.48. P. 729–750.

Shumlyanskyy L., Ernst R. E., Albekov A., Söderlund U., Simon A. Wilde S.A., Bekker A. The early Statherian (ca. 1800–1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent reconstruction // *Precambrian Res.* 2021. V. 358. P. 106185.

Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby N.G. Geology and age of the late Archaean Keivy alkaline province, NE Baltic Shield // *The Journal of Geology*. 2005. V. 113. P. 601–608.

MAFIC DYKES AGED 2.68 GA IN THE MURMANSK CRATON: PART OF THE NEOARCHEAN LARGE IGNEOUS PROVINCE OF AMCG TYPE IN THE NORTHERN FENNOSCANDIA

A.V. Samsonov¹, A.V. Stepanova², E.B. Sal'nikova³, A.A. Arzamastsev³, R.V. Veselovsky^{4,5}, Yu.O. Larionova¹, A.N. Larionov⁶, S.V. Egorova², K.G. Erofeeva¹, M.V. Stifeeva³

¹ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia, samsonovigem@mail.ru

² Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia, stepanov@krc.karelia.ru

³ Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, katesalnikova@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, roman.veselovskiy@ya.ru

⁵ Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia, roman.veselovskiy@ya.ru

⁶ Centre of Isotopic Research of the Karpinsky Russian Geological Research Institute, Larionov@vsegei.ru

The paper presents the results of petrological study and isotopic dating of a well-preserved large Neoproterozoic dolerite and picrite dyke swarm in the Murmansk Craton. Besides, the authors made an age correlation between the dykes and magmatic complexes of the Keivy structure, and assessed the applicability of existing tectonic models of their formation.

МИКРОТОМОГРАФИЯ СУЛЬФИДНЫХ МИНЕРАЛОВ: ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРЕННИХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ И СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ Sm-Nd ДАТИРОВАНИЯ РУДОГЕНЕЗА

П.А. Серов¹, Р.И. Кадыров², А.О. Калашников¹

¹ГИ КНЦ РАН, г. Анапты, serov@geoksc.apatity.ru

²Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань

В настоящее время использование Sm-Nd систематики сульфидных минералов при датировании рудного процесса и установлении источников рудного вещества Cu-Ni-PGE, Au-Mo, Pb-Zn-Ag и др. месторождений приобретает все большую популярность (Serov, Bayanova, 2021; Aibai et al., 2021; Bai et al., 2020; Xu et al., 2020; Zeng et al., 2015). Однако, одной из главных проблем при Sm-Nd датировании сульфидных минералов является обоснование формы нахождения РЗЭ в сульфиде. Наиболее дискуссионным является вопрос влияния силикатных включений внутри сульфидных минералов на результат их Sm-Nd датирования – если исследуемый сульфид содержит большое количество включений, то полученная изотопно-геохронологическая информация может быть искажена, а установленный возраст не будет соответствовать возрасту самого сульфида. Чтобы минимизировать влияние силикатных включений перед проведением масс-спектрометрического анализа вручную под бинокулярным микроскопом проводится тщательная доочистка мономинеральной фракции, в итоге состоящая из сульфидов без видимых включений. Однако, ввиду непрозрачности анализируемых сульфидных минералов, оптические методы не позволяют контролировать отсутствие включений во внутреннем объеме минерала.

В связи с этим, было проведено изучение внутреннего строения сульфидных минералов с помощью микротомографии для определения возможных включений внутри сульфида. Для исследований были выбраны несколько зерен сульфидных минералов размером около 100 мкм из мономинеральных навесок, отобранных из вкрапленной руды Пильгуярвинского месторождения Печенги и из рудных габброноритов Нижнего расслоенного горизонта платиноносного Федорово-Панского комплекса. Сульфидные минералы извлекались из тех же навесок, которые использовались для определения Sm-Nd возраста пород и руд этих месторождений.

Для проведения томографического изучения использовалась микро- и нанофокусная исследовательская рентгеновская система для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240 (Германия). Методика и характеристики рентгеновской системы детально приводятся в (Kadyrov et al., 2020). Разрешение съемки для всех образцов составило 770-900 нм.

Определение возраста рудных разновидностей пород Пильгуярвинского и Федорово-Панского комплексов проводилось Sm-Nd методом по методике (Serov, Bayanova, 2021) с использованием в качестве минералов-геохронометров сульфидов и породообразующих минералов.

Для вкрапленной руды Пильгуярвинского Cu-Ni месторождения Sm-Nd минеральная изохрона по породе в целом, халькопириту, пирротину, пентландиту и смесовой фракции сульфидов соответствует возрасту 1965 ± 87 млн (Серов и др., 2014), который согласуется с ранее полученными U-Pb, Sm-Nd и Re-Os возрастными для этих пород (Баянова, 2004; Walker et al., 1997). Близкий возраст подтверждает в данном случае синхронность процессов породо- и рудообразования.

Из рудных габброноритов Нижнего расслоенного горизонта Федорово-Панского комплекса наряду с породообразующими пироксенами и плагиоклазами были проанализированы чистые монофракции пирротина, пентландита и смесовая фракция сульфидов. Минеральная Sm-Nd изохрона для габброноритов соответствует возрасту 2482 ± 61 млн. лет (Serov, 2021), который в пределах ошибок согласуется с ранее установленным U-Pb возрастом 2476 ± 9 млн лет (Баянова, 2004).

В целом, измеряемые при масс-спектрометрическом анализе концентрации неодима и самария в сульфидах не превышают долей ppm (Serov, Bayanova, 2021; Aibai et al., 2021), поэтому влияние возможных включений во внутреннем объеме сульфидных минералов на баланс РЗЭ становится критичным.

С целью исследования внутреннего строения сульфидных минералов методом рентгеновской компьютерной томографии было проведено изучение 5 образцов сульфидов: образцы халькопиритов из Пильгуярвинского месторождения, образцы пирротина и пентландита из габброноритов Федорово-Панского комплекса.

Для каждого образца получены рентгенотомографические срезы образца в трех плоскостях пространства и трехмерная визуализация (Рис. 1). Образцы имеют однородную структуру без явных дефектов или рентгеноплотных включений. Объем исследованных образцов составил от 3.9×10^{-4} мм³ до 13×10^{-4} мм³. Разрешение съемки для всех образцов составило 770-900 нм. Это дает основание уверенно предполагать отсутствие силикатных включений крупнее 1 микрона. Учитывая объем исследованных минералов, нетрудно посчитать, что вероятные силикатные включения субмикронного размера могли бы занимать относительный

объем не более 0.00025% каждое, что при наличии даже десятков таких включений пренебрежимо мало и не может значимо влиять на суммарный бюджет РЗЭ сульфидов, даже при условии высоких содержаний РЗЭ в таком включении.

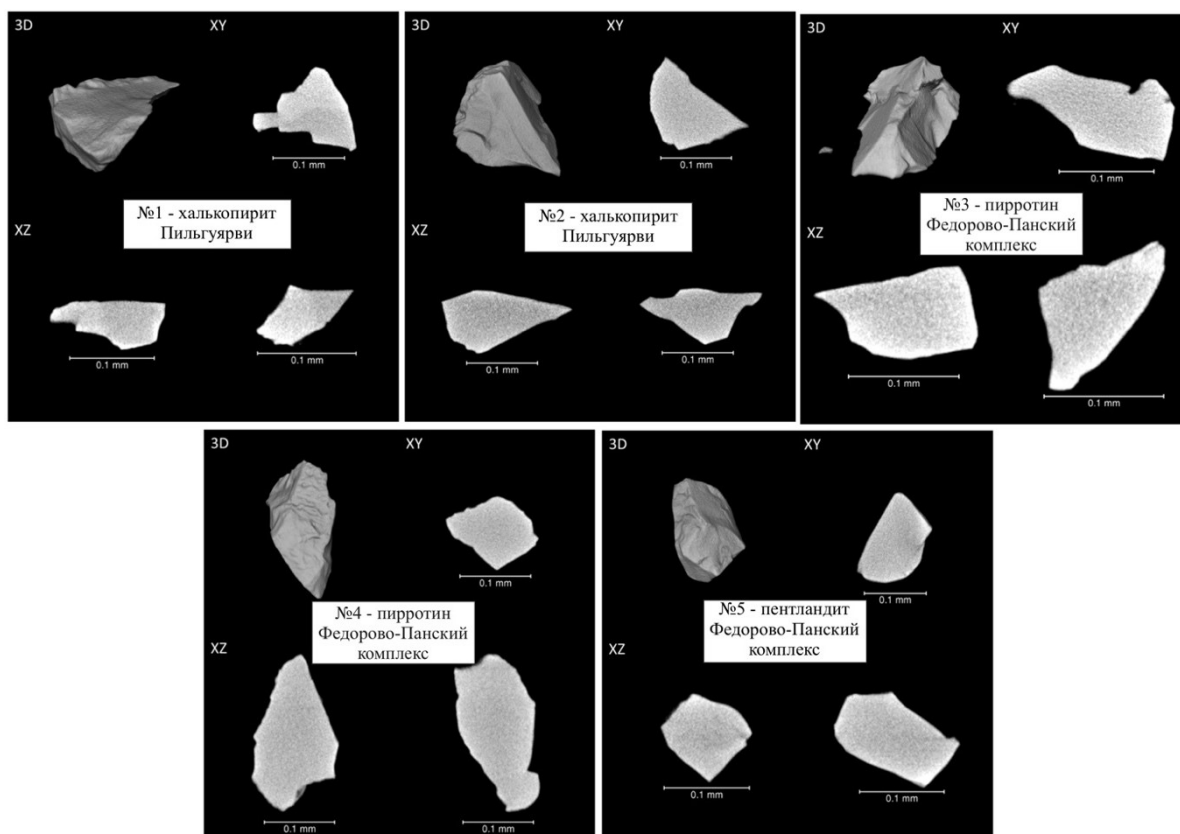


Рис. 1. Ортогональные рентгенплотностные срезы образцов и трехмерная визуализация изученных образцов сульфидных минералов из вкрапленной руды Пильгуйярвинского месторождения и габброноритов Федорово-Панского комплекса.

С другой стороны, не исключается присутствие более мелких, размером 10-500 нм, включений. Однако, влияние таких микровключений, по-видимому, должно быть еще более незначительным. Дополнительным аргументом может служить результат предварительного исследования отдельных зерен из “грязной” (отбракованные минералы, непригодные для Sm-Nd анализа) монофракции сульфидных минералов в обратно-отраженных электронах (BSE): основными минералами силикатных включений в такой фракции являются амфиболы, кварц и пироксены, сами по себе содержащие невысокие концентрации РЗЭ (Серов и др., 2009). С учетом минимального размера включений в чистой монофракции и тщательной предварительной доочистки перед проведением изотопного анализа, вклад таких возможных включений в сумму РЗЭ является ничтожным.

Таким образом, проведенные исследования показали, что все изученные образцы сульфидных минералов однородны и не имеют в своем внутреннем объеме значимых включений с размерами более микрона. Это свидетельствует о том, что влияние примесных включений в данных образцах не способно значимо исказить изотопно-геохронологические данные, что подтверждается результатами Sm-Nd датирования с использованием сульфидов из тех же навесок. Полученные возрасты хорошо согласуются с датировками на основе других изотопных систем (U-Pb, Re-Os). Отсутствие заметных флюидных или минеральных включений в изученных зернах, а также сходимость результатов датирования, позволяет с некоторой долей уверенности принять гипотезы, что РЗЭ изоморфно входят в структуру минерала и/или находятся в дефектах кристаллической решетки (Chen et al., 1989). Присутствие микровключений более мелкого размера (10-500 нм) с высокой долей вероятности не способно контролировать общий бюджет РЗЭ в сульфидном минерале, однако это допущение выходит за рамки данных исследований, но открывает перспективу дальнейшего изучения с использованием высокоразрешающей электронной техники.

Проведенные исследования обосновывают перспективность использования сульфидов для Sm-Nd датирования рудогенеза в промышленно значимых рудных комплексах, позволяя получать ценную изотопно-геохронологическую информацию для дальнейших металлогенических построений и расширения перспектив развития минерально-сырьевых комплексов регионов.

За помощь при подготовке проб для проведения аналитических исследований авторы благодарны О.Г. Шерстениковой, О.В. Придановой, Н.А. Екимовой. Работа выполнена в рамках тем НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0053 и № 0226-2019-0051.

Список литературы

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука. 2004. 174 с.

Серов П.А., Екимова Н.А., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Сульфидные минералы – новые геохронометры при Sm-Nd датировании рудогенеза расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Балтийского щита // Литосфера. 2014. № 4. С. 11-21.

Aibai A., Deng X., Pirajno F., Han S., Liu W., Li X., Chen X., Wu Y., Liu J., Chen Y.. Origin of ore-forming fluids of Tokuzbay gold deposit in the South Altai, northwest China: Constraints from Sr–Nd–Pb isotopes // Ore Geol. Rev. 2021. V. 134. 104165.

Bai Z.J., Zhong H., Hu R.Z., Zhu W.G. Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: Implications for the formation of co-magmatic porphyry–epithermal Cu–Au deposits // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2020. V. 280. P. 66–84.

Chen G., Shao W., Sun D. Genetic mineralogy of gold deposits in Jiaodong region with emphasis on gold prospecting. Chongqing Publishing House, Chongqing. 1989. 452p.

Kadyrov R., Glukhov M., Statsenko E., Galliulin B. Enigma of ferruginous inclusions in Permian evaporites // Arab. J. Geosci. 2020. V. 13. 1058.

Serov P.A. Paleoproterozoic Pt-Pd Fedorovo-Pansky and Cu-Ni-Cr Monchegorsk ore complexes: age, metamorphism, and crustal contamination according to Sm-Nd data // Minerals. 2021. V. 11. 1410.

Serov P.A., Bayanova T.B. The Sulfide/Silicate Coefficients of Nd and Sm: Geochemical “Fingerprints” for the Syn- and Epigenetic Cu-Ni-(PGE) Ores in the NE Fennoscandian Shield // Minerals. 2021. V. 11. 1069.

Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J., Smolkin V.F. Re-Os systematics of early proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, northwestern Russia: Evidence for ancient 187Os-enriched plumes // Geochim. et Cosmochim. Acta 1997. V. 61. P. 3145–3160.

Xu L., Yang J.H., Zeng Q.D., Xie L.W., Zhu Y.S., Li R., Li B. Pyrite Rb-Sr, Sm-Nd and Fe isotopic constraints on the age and genesis of the Qingchengzi Pb-Zn deposits, northeastern China // Ore Geol. Rev. 2020. V. 117. 103324.

Zeng Z., Ma Y., Yin X., Selby D., Kong F., Chen S. Factors affecting the rare earth element compositions in massive sulfides from deep-sea hydrothermal systems // Geochim. Geophys. Geosyst. 2015. V. 18. P. 1541–1576.

MICROTOMOGRAPHY OF SULFIDE MINERALS: STUDY OF INTERNAL MICRO-INCLUSIONS AND THE CONSEQUENCES FOR SM-ND DATING OF ORE-GENESIS

P.A. Serov¹, R.I. Kadyrov², A.O. Kalashnikov¹

¹ GI KSC RAS, Apatity, Russia, serov@geoksc.apatity.ru

² Kazan (Volga region) Federal University, Kazan

The paper presents microtomographical research of internal composition of sulfide minerals from the ore variations of rocks of the two industrial Cu-Ni-PGE deposits located in the Russian Arctic Zone, i.e., disseminated ore of the Pilguyarvi Cu-Ni deposit (the Pechenga) and ore gabbro-norites of the platinum-bearing Fedorovo-Pansky Complex (the Kola Peninsula). The research shows that all studied samples have homogenous structure without visible defects or inclusions bigger than 1 micron. The absence of inclusions bigger than 1 micron allows us to assume that the rare-earth elements in sulfides have an isomorphic form. In some way this resolves the issue of micro-inclusions influencing the results of Sm-Nd isotopic geochronological studies of sulfides. The conclusion that the micro-inclusions do not effect on the obtaining of age values is confirmed by the results of Sm-Nd dating using the sulfides from the same mineral sub-samples. The Sm-Nd age values for the ores from the Pilguyarvi deposit are 1965±87 Ma, values for the ore gabbro-norites from the Fedorovo-Pansky Complex are 2482±61 Ma, which is in proper compliance with the known values obtained from different isotopic analyses (U-Pb, Re-Os).

ЭВОЛЮЦИЯ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МАНТИЙНЫХ МАГМ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

В.Ф. Смолькин

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва,
v.smolkin@sgm.ru

В пределах наиболее древней, Кольско-Лапландско-Карельской провинции Фенноскандинавского щита широко развит мафит-ультрамафитовый мантийный магматизм. Он характеризуется значительными объемами магм и большим разнообразием форм проявлений (вулканические поля, силлы, дайковые рои, дифференцированные и расслоенные интрузии). С данным магматизмом связаны месторождения сульфидных Cu-Ni, хромитовых, малосульфидных платинометаллических и титаномагнетитовых руд.

Наиболее древними являются проявления коматиитового магматизма, приуроченные к нижней части разрезов архейских зеленокаменных поясов. На территории Кольского региона залегают два хорошо изученных пояса неоархейского возраста – Урагуба-Титовский и Колмозеро-Воронинский, залеженные на коре континентального типа. Фрагменты зеленокаменного пояса установлены также в среднем течении реки Стрельня. Выделяются массивные и шаровые лавы, расслоенные потоки со спинифекс-структурой, агломератовые туфы и субвулканические силлы. Крупные интрузии отсутствуют. Состав коматиитов варьирует от перидотитовых до пироксенитовых. Их отличает высокое содержание MgO, низкие TiO₂, щелочей и летучих, отношения CaO/Al₂O₃ (1.0 и 1.5), и хондритовый тип распределения РЗЭ.

Первичная магма содержала 26-27% MgO. По данным экспериментальных исследований установлено, что магма коматиитового состава генерировалась в результате высокой степени плавления (до 50%) в условиях фации гранатовых перидотитов. Коматииты пространственно совмещены с metabазальтами, однако результаты изучения природных объектов и экспериментальных исследований не подтверждают формирование базальтов за счет дифференциации коматиитовых магм. К настоящему времени остается нерешенным вопрос – почему в пределах Фенноскандинавского щита отсутствуют месторождения сульфидных Cu-Ni руд, подобных Камбалда (Западная Австралия) и Алексо (Онтарио, Канада), и хромитовых руд, подобных Шуругви (Зимбабве).

Рубеж 2.5 млрд лет характеризуется сменой состава продуктов мафит-ультрамафитовый мантийного магматизма. В начальный этап палеопротерозоя (2.5-2.4 млрд лет) формировались обширные вулканические поля коматиитовых базальтов, расслоенные интрузии и региональные системы даек. Вулканические поля приурочены к крупным структурным зонам (Имандра-Варзугская, Ветреный пояс и др.), выполненных осадочно-вулканогенными комплексами карельского комплекса. Среди вулканитов полисарской свиты и свиты ветреного пояса преобладают массивные и шаровые лавы, реже наблюдаются расслоенные потоки со спинифекс-структурами оливинового и пироксенового типов. Достаточно часто встречаются туфы, агломератовые туфы и эксплозивные брекчии. В пределах вулканических полей встречаются маломощные дифференцированные массивы (Полисарский, Руйга и др.).

Коматиит-базальтовые вулканиты характеризуются значительной дифференциацией с колебаниями MgO от 22 до 9%, более низким отношением CaO/Al₂O₃ (0.9-0.7) и преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ (с 10-кратным увеличением), что отличает их от архейских коматиитов. Первичная магма содержала около 15% MgO, степень плавления не превышала 15-20%, плавление происходило в пограничных условиях фаций шпинелевых и гранатовых перидотитов. Коматиит-базальтовые вулканиты по отношению к расслоенным интрузиям, которые рассмотрены ниже, являются более поздними (2.41 млрд лет), т.е. они завершают высоко-Mg магматизм раннего этапа палеопротерозоя и являются деплетированными в отношении рудных элементов.

Генетически родственными коматиит-базальтовым вулканитам являются крупные расслоенные интрузии, залегающие в пределах Кольского региона, Карелии и Финляндии. Среди интрузий выделяются как однофазные, так и многофазные. Последние сложены полной серией пород: дуниты-гарцбургиты-ортопироксениты-нориты-габбронориты-лейкогаббро. По возрасту выделяются две группы. Более древняя, Кольская включает интрузии: гора Генеральская, Улитозерская, Мончеплутон, Федорово-Панский плутон и Падос-тундра. Их внедрение на рубеже 2.5 млрд лет и последующая ледниковая эрозия предшествовало заложению крупного Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса. Позднее (2.45 млрд лет), уже в рифтогенных условиях, формировались интрузии Лапландско-Карельской группы: Олангская группа (Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара), Бураковский плутон, Аканваара, Койтелайнен, Пеникат, Кеми, комплексы Порtimo и Койлисмаа. Южнее Лапландского гранулитового пояса, пространственно обособлено расположены массивы дунит-ортопироксенитов Нотозерского комплекса (Падос и др.). Близкими по времени образования ко второй группе являются массивы лерцолит-габброноритов “Друзитового комплекса”, широко

развитые в пределах Западного Беломорья. Их внедрение происходило в период 2.46-2.43 млрд лет в условиях активного движения вмещающей рамы. Формирование расслоенных интрузий связано с зарождением и подъемом плюма, который смещался и расширялся на юг в пределах Кольско-Лапландско-Карельской провинции.

На этапе максимального раздвига Печенгско-Варзугского палеорифтогенного пояса (около 2.00 млрд лет) произошло внедрение уникальной ферропикритовой магмы в пределах Северо-Печенгской и западной части Имандра-Варзугской структурных зон. В средней и верхней частях разреза Северо-Печенгской зоны залегают массивные и шаровые лавы, расслоенные потоки, силлы и мощные горизонты пепловых туфов, которые перемежаются в разрезах с массивными и шаровыми лавами базальтов и силлами габбро-диабазов. В пределах Печенгского рудного поля был сформирован рудоносный интрузивный комплекс габбро-верлитов, залегающий в пределах туфогенно-осадочной толщи, обогащенной углеродом и серой. Для ферропикритовых вулканитов и дифференцированных рудоносных интрузий типичным является аномально высокое содержание FeO_{total} (преобладает 14-16%) и TiO_2 (1.3-5.2%), повышенное щелочей и летучих элементов, резкое преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ. Для ферропикритов установлен оливин с 85% Fo, титаноавгит, керсутит, аксессуарный титанохромит и ульвошпинель, что отличает их от коматиитов и коматиитовых базальтов. Возраст ферропикритовых вулканитов и интрузий габбро-верлитов равен 1.98-1.99 млрд лет, завершает ферропикритовый магматизм Нясюкский рой даек с возрастом 1.94 млрд лет, которые внедрены в породы архейского фундамента. Центральная дайка сложена керсутитовыми перидотитами, а западная и восточная субпаралельные дайки – оливиновыми габбро, что свидетельствует о глубинной дифференциации в промежуточном очаге.

Совместное внедрение разноглубинных ферропикритовой и толеит-базальтовой магм связано с подъемом мантийного плюма, первоначальной генерацией преимущественно малоглубинных базальтовых магм и последующей генерацией более глубинных ферропикритовых магм, на смену которых вновь формировались базальтовые магмы.

Выводы.

На основе изучения продуктов мантийного магматизма в пределах докембрийских структур Кольского региона установлена четко выраженная последовательность внедрения и извержения магм, состав которых закономерно эволюционировал от коматиитовых в архее до коматиит-базальтовых и ферропикритовых в палеопротерозое, что связано с изменением РТ условий их генерации. Температурный режим магомгенерации был максимальный в архее (3.4 - 2.5 млрд. лет) – 1700 - 1850°C; в течение палеопротерозоя (2.5-1.9 млрд. лет) он снижался - до 1300°C. Давление в области плавления соответственно варьировало от 6-7 Гпа до 1-2 Гпа. Снижение температуры магомгенерации магм и степени плавления мантийного субстрата согласуется с уменьшением температуры глубинных оболочек Земли.

Проявление мантийного магматизма носило четко выраженный ритмический характер, что хорошо коррелируется неоднократной сменой геодинамических обстановок: в периоды максимального растяжения коры внедрялись магмы мафит-ультрамафитового состава, на смену которых в периоды сжатия формировались магмы смешанного мантийного-корового и корового генезиса. Эта общая последовательность часто нарушалась из-за возникновения в коре вторичных очагов кислого состава.

Мантийные магмы имели различные источники: деплетированная мантия для архейских коматиитов и палеопротерозойских базальтов, аномальная, обогащенная литофильными компонентами, мантия для палеопротерозойских расслоенных интрузий и комагматическим им коматиитовых базальтов, и метасоматизированная мантия для протерозойских ферропикритов, что предопределило различную рудную специализацию.

Пространственные взаимоотношения и временная последовательность ультрамафитовых (коматиитовых, коматиит-базальтовых и ферропикритовых) и мафитовых (базальтовых) магм имели различный характер: в одних структурах базальты внедрялись раньше, в других одновременно или позже коматиитов и ферропикритов, однако, судя по изотопным исследованиям, они генерировались из различных источников и формировались на разных глубинах. При одновременном их внедрении крупномасштабное смешивание магм не происходило. Временная последовательность вулканических и интрузивных фаций ультрамафитового состава, установленная на основе геологических и изотопных данных, также имела сложный характер: часть интрузий формировались на завершении каждого крупного цикла вулканической деятельности, часть интрузий, как это произошло с расслоенными, значительно опережала активный вулканизм.

Наиболее рудопродуктивными в отношении месторождений цветных и благородных металлов являлись два этапа мантийного магмообразования: 2.5-2.4 и 2.0-1.9 млрд. лет. В течение первого этапа формировались многочисленные расслоенные интрузии Мончегорского типа, в течение второго этапа – дифференцированные интрузии габбро-верлитов Печенгского типа. Эти этапы наиболее полно описываются на основе модели плюмового магматизма, однако развитие плюмов в разное время имело свои особенности.

Для раннего плюма установлен более значительный масштаб проявлений и более длительное время существования. Его подъем привел к развитию свода и заложение многочисленных рифтогенных поясов или систем. Наиболее детально продукты плавления раннего плюма изучены в Мончегорском рудном районе, представляющего область тройного сочленения палеорифта. На ранней стадии (2.51-2.50 млрд лет) формировалась рудоносная расслоенная двухкамерная интрузия – Мончеплутон, а также более мелкие массивы в результате многократных внедрений и кристаллизационной дифференциации ультрамафитовых и мафитовых расплавов, поступающих из аномальных мантийных источников ($\epsilon_{Nd} = -1.5, -1.4$). Часть расплавов поступали в камеру еще до полного охлаждения и затвердевания основного объема кристаллизующего расплава. Подъем расплавов происходил по крутозалегающему каналу, а затем перемещались в субгоризонтальном направлении, заполняя первоначально Северную, а затем Южную камеры. Дуниты и хромититы еще в горячем состоянии испытали тектоническое перемещение, что привело к их пластическим деформациям.

На завершении этой стадии (2.50-2.48 млрд лет), но еще до полного остывания пород Мончеплутона, внедрились дайки основного состава и малые интрузии (Ярва-Варака и др.), которые представляют собою продукты остаточных очагов, в различной степени обогащенных коровым материалом ($\epsilon_{Nd} = -2.5$). Совместно с ними внедрились кислые расплавы, представляющие собою продукты плавления пород архейского фундамента. Данная стадия была завершена орогеническими событиями, в результате которых верхняя часть Мончеплутона была эродирована и перекрыта корами выветривания, лежащими в основании разреза Имандра-Варзугской зоны.

В течение 2.50-2.45 млрд лет формировался крупнейший на северо-востоке Фенноскандинавского щита интрузивный комплекс Главного хребта (Монче-, Чуна и Волчи тундры), сложенный дифференцированной серией: нориты, габбронориты, лейкогаббро и анортозиты. Геохимические и изотопные характеристики пород Главного хребта ($\epsilon_{Nd} = -1.2, -1.3$) весьма близки к габброидам Мончеплутона, что свидетельствует о их генетическом родстве. Внедрение огромных масс высокотемпературных мантийных расплавов в верхнюю часть земной коры обусловил ее прогрев и привел к сводообразованию, что предопределило последующее заложение рифтогенного прогиба.

Более поздний плюм обусловил значительное расширение центральной части Печенгской и западной части Имандра-Варзугской структур. С его подъемом связан мощный толеит-базальтовый вулканизм и формирование ферропикритовых вулканитов, никеленосных габбро-верлитовых интрузий и мощных даек керсутитовых перидотитов и оливинных габбро. Они имеют близкие геохимические и изотопные характеристики ($\epsilon_{Nd} = +1.6, +1.7, +1.4$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032-0.7030$), и формировались в относительно узкий диапазон времени (1990-1940 млн. лет). Внедрение значительный масс мантийных магм привел к разогреву и плавлению пород архейского фундамента и подъему диапиров или трещинных интрузий кислого состава.

EVOLUTION OF HIGH-MAGNESIUM MANTLE MAGMAS IN THE EARLY PRECAMBRIAN (KOLA REGION)

V.F. Smol'kin

Vernadsky State Geological Museum RAS, Moscow, Russia, v.smolkin@sgm.ru

The paper concerns the issues of mafic-ultramafic magmatism within the Kola Region and adjacent territories of Karelia and Finland. The author defines three main types of magmatism, i.e., the komatiite, komatiite-basalt, and ferro-picrite one. The komatiite type is associated with the Neoproterozoic greenstone belts. The komatiite-basalt type is associated with the beginning of formation of the paleoriftogenic belts in the Paleoproterozoic, and the ferro-picrite type is associated with the latest stage of evolution of these belts. Each of them features different composition of primary magma, different ratio of volcanics, intrusions, and dyke complexes, and different ore productivity.

ДАЙКИ ОСНОВНЫХ ПОРОД КАК ИНДИКАТОРЫ ОСТАТОЧНЫХ РАСПЛАВОВ МОНЧЕПЛУТОНА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

В.Ф. Смолькин¹, А.В. Мокрушин²

¹Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия, v.smolkin@sgm.ru

²Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Апатиты, Россия, mokrushin@geoksc.apatity.ru

В пределах Мончегорского рудного района, расположенного в центральной части Кольского региона, широко развиты дайковые тела различного состава и возраста. Они разделены на локальные и региональные комплексы (Смолькин и др., 2004; Арзамасцев и др., 2009). Первые встречаются только на территории района, вторые широко развиты и за его пределами. Дайковые комплексы, связанные с этапом формирования вулканогенных толщ Имандра-Варзугской зоны палеопротерозойского возраста и внедрением Хибинского массива щелочных сиенитов нами не рассматриваются.

Ранее был выполнен геохимический анализ интрузивных пород Мончеплутона (Смолькин, Мокрушин, 2019), представляющий собою расслоенную двухкамерную интрузию, сформированную в течение пяти мегациклов в период 2507-2498 млн лет (среднее значение 2502 ± 5 млн лет).

Для анализа были выбраны дайки одновозрастные Мончеплутону. Их U-Pb возраст колеблется в пределах 2506-2495 млн лет (Смолькин и др., 2004). Преобладающая часть даек была вскрыта буровыми скважинами во время проведения разведочных работ на Сопчеозерском месторождении хромита, залегающего в пределах Дунитового блока.

Дайки сложены породами кислого и основного состава. Породы кислого состава представлены микрогранитами и микрогранофирами. Они слагают периферийную часть сложных даек, секущих дуниты и хромититы Сопчеозерского месторождения. Одна из таких даек залегает под мореной в восточном борту карьера. В пределах дайки, секущей железистые кварциты в Оленегорском карьере, был вскрыт фрагмент, сложенный кварцевыми диоритами. Изотопный возраст кварцевых диоритов и вмещающих их оливиновых габброноритов индентичен – 2495 ± 15 (ID-TIMS; Смолькин и др., 2004) и 2491 ± 8.9 млн лет (SIMS-SHRIMP; Родионов и др., 2014).

Дайковые породы кислого состава характеризуются наиболее высокими содержаниями (в мас. %) SiO_2 (62.9-75.5), Al_2O_3 (12.1-13.5) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (5.6-8.5), низкими TiO_2 и P_2O_5 (Рис. 1). Они обогащены ЛРЗЭ, а также Rb, Ba, Th и U, и имеют хорошо выраженные отрицательные аномалии Nb, Sr и Eu (Рис. 2). Отрицательные аномалии Sr и Eu четко отличают их от дайковых пород основного состава.

Дайковые породы основного состава разделены по возрастанию MgO, а также Cr и Ni на 4 группы (Рис. 1). Первая группа представлена микрогаббро и крупнозернистыми габброидами. Они имеют относительно низкие содержания MgO (3.59-4.74 мас. %) и повышенные TiO_2 (1.38-1.89 мас. %). Дайки второй группы сложены микро- и среднезернистыми габброноритами с большим содержанием MgO (6.91-8.24 мас. %) и Al_2O_3 (14.53-16.56 мас. %). Содержание в них TiO_2 колеблется от 0.15 до 0.52 мас. %; единичный анализ содержит 1.10 мас. %.

Дайки третьей группы залегают в пределах Дунитового блока и Северной камеры. В эту группу включена также Оленегорская дайка. В их составе преобладают однородные среднезернистые оливиновые габбронориты с содержаниями (в мас. %) 13.91-14.64 MgO, 9.47-11.72 Al_2O_3 и 1.35-2.82 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Дайки четвертой группы также залегают в пределах Дунитового блока и Северной камеры. Они сложены оливиновыми микро- и крупнозернистыми норитами с максимальным содержанием MgO (19.51-25.42 мас. %), средними Al_2O_3 , низкими $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, и повышенными ЭПГ. Содержание Cr и Ni скачкообразно увеличивается в породах даек от первой группы к четвертой: Cr от 36 до 3841 ppm, Ni от 66 до 1130 ppm. Содержание V уменьшается в этом же направлении – от 645 до 152 ppm.

Более поздние дайки меланократовых габброноритов и норитов с U-Pb возрастом 2487 ± 12 млн лет были вскрыты буровыми скважинами (С-1717, С-1720) в пределах Нижней зоны Мончетундровского массива на участке Лойпишнюн. Они наиболее близки к дайкам четвертой группы, но отличаются от них меньшим содержанием MgO (17.51-18.09 мас. %) и Cr (700 ppm).

Дайки основных пород первой группы обогащены Rb, Ba, Th, U и РЗЭ, что соизмеримо с кислыми породами. Они характеризуются значительным преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ, и четко выраженными отрицательными аномалиями Nb и Ta (Рис. 2). Высокие содержания РЗЭ могут быть обусловлены повышенными содержаниями апатита и других флюидсодержащих минеральных фаз.

Породы даек II-IV групп имеют меньшие нормализованные содержания РЗЭ и близкие спайдер-диаграммы (Рис. 2). Для них также установлено преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ, отрицательные

аномалии Nb и Ta, и положительная аномалия Sr. Для пород даек II группы дополнительным фактором является слабо выраженная положительная аномалия Eu и отрицательная аномалия Zr.

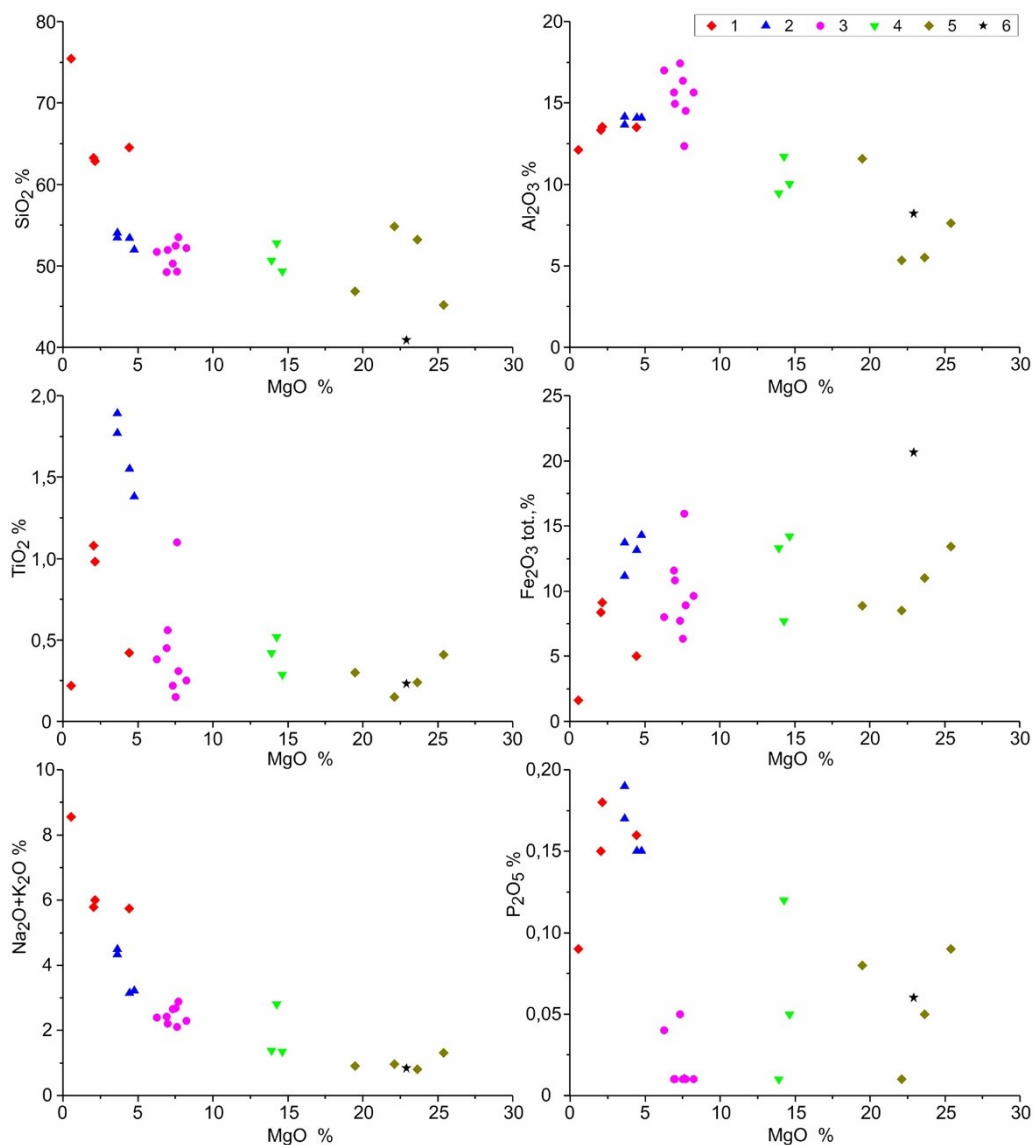


Рис. 1. Петрохимические диаграммы MgO – оксиды для дайковых пород.

1 – микрограниты, микрогранофиры, кварцевые диориты; 2-5 – породы основного состава: 2 – I группа, 3 – II группа, 4 – III группа, 5 – IV группа; 6 – гарризиты-троктолиты. Пояснения в тексте.

Поздние дайки гарризитов-троктолитов с U-Pb возрастом 2455±10 млн лет прорывают породы Верхней зоны Мончетундровского массива. Они, как и породы даек IV группы, характеризуются относительно высоким содержанием MgO (22.94 мас. %), отличаясь от них аномальным содержанием Fe₂O₃ (20.63 мас. %) и пониженным SiO₂ (40.89 мас. %).

На основе сравнительного геохимического анализа дайковых пород основного состава и интрузивных пород Мончеплутона установлено, что дайковые породы наиболее близки к интрузивным породам Южной камеры, включая метагаббро “10 аномалии”, отличаясь меньшим содержанием Na₂O+K₂O.

Внедрение даек в породы Дунитового блока и Северной камеры могло происходить во время заполнения магмой Южной камеры и по мере кристаллизации и дифференциации магмы с образованием остаточных расплавов, обогащенных флюидами и ЭПГ. Таким образом, изученные дайки должны относиться к позднеинтрузивным образованиям, внедрение которых произошло после охлаждения основного объема Северной магматической камеры и образования системы концентрационных трещин отрыва открытого типа.

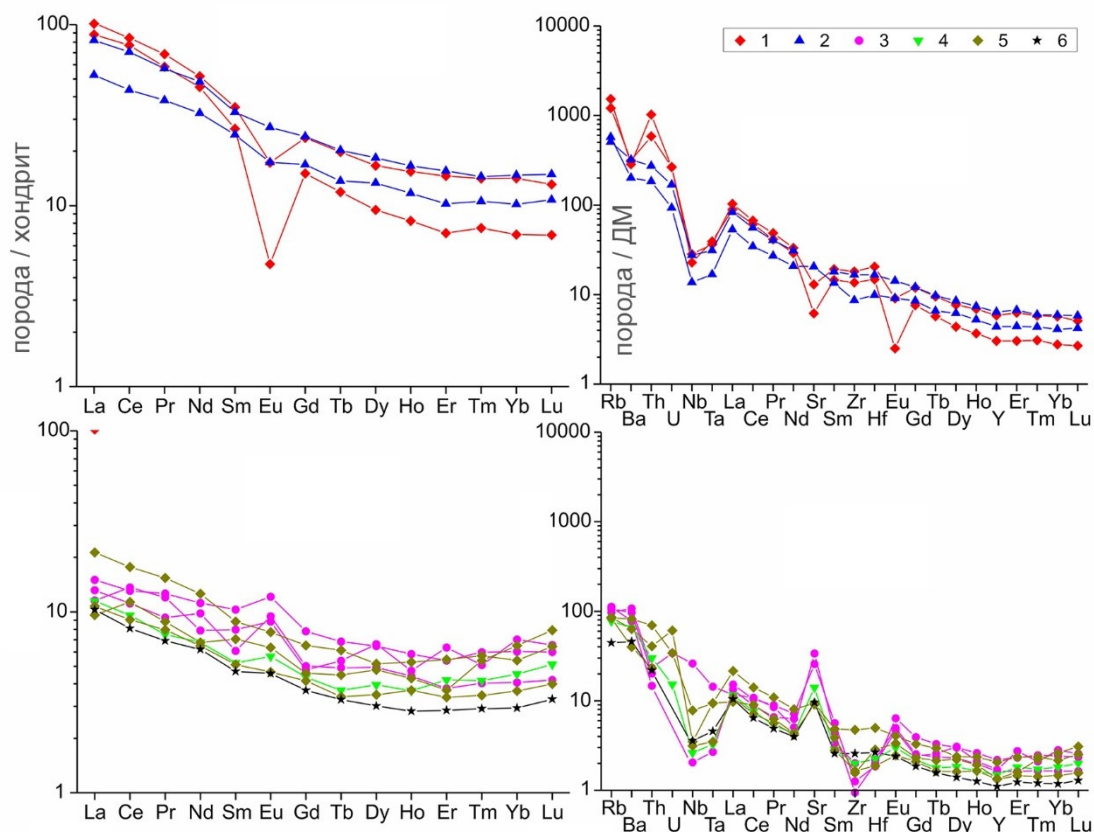


Рис. 2. Распределение в дайковых породах РЗЭ, нормированное к хондриту (McDonough, Sun, 1995) и спайдер-диаграммы, нормированные к ДМ (Salters, Stracke, 2004). Условные обозначения – смотри на Рис. 1. ДМ – деплетированная мантия.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ-CNRS (грант №04-05-2201) и темы НИР ГИ РАН (№ 0226-2019-0053).

Список литературы

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита // СПб. Наука. 2009. 383 с.

Смолякин В.Ф., Мокрушин А.В. Геохимия расслоенных интрузий палеопротерозоя Мончегорского рудного района, Кольский регион // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты: изд-во ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 544-549.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолякин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН, 2004, Часть 1. 177 с. Часть II. 177 с.

Родионов Н.В., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Смолякин В.Ф., Сергеев С.А. Датирование бадделеита и циркона из габбро-норитов раннепротерозойского расслоенного базит-ультрабазитового Мончегорского комплекса, Кольский полуостров: свидетельство синхронного магматизма // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма. Школа "Щелочной магматизм Земли", М.: ГЕОХИ РАН. 2014. С. 69-72.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223-253.

Salters U.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems // An electronic Journal of the Earth Sciences. 2004. V. 5. №5. P.1-27.

MAFIC DYKES AS INDICATORS OF RESIDUAL MELTS OF THE MONCHEPLUTON (KOLA REGION)

V.F. Smol'kin¹, A.V. Mokrushin²

¹Vernadsky State Geological Museum RAS, Moscow, Russia, v.smolkin@sgm.ru

² Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia, mokrushin@geoksc.apatity.ru

The study concerns the felsic and mafic dykes with the U-Pb age values of 2506-2495 Ma which are coeval with the layered multi-phase two-chamber intrusion, i.e., the Monchepluton. Most of them were cross-cut by the boreholes during the surveying at the chromite Sopcheozero deposit. The prevailing mafic dykes may be referred to four groups according to the content of MgO, Cr, Ni, and other elements. All of them are characterized by LREE prevailing over HREE, and distinctive negative Nb and Ta anomalies. The positive Eu and negative Zr anomalies are less common. The comparative geochemical analysis of mafic dyke rocks and the Monchepluton intrusive rocks indicates that the studied dykes are late intrusive formations. Their intrusion happened when magma filled the Southern Chamber, after the cooling of the most part of the Northern Chamber and formation of a system of concentrated opened tension joints.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ МАРКЕРЫ В КУМУЛАТАХ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

С.Н. Соболев

ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, ssn_collection@bk.ru

Распределение кристаллов по размерам и их форма. Сравнение CSD и формы кристаллов в кумулатах позволяют выяснить их относительную скорость кристаллизации, т.е. вариации температурного градиента существовавшего на этапе кристаллизации данной популяции кристаллов. В общем случае, CSD оказывается более крутым, а кристаллы анизометричными при более быстрой кристаллизации. Для кумулатов характерно существование трех главных видов CSD (в логарифмических координатах): линейное, бимодальное и логнормальное. Первые два первичны, последнее преобразованное. Линейное распределение означает кристаллизацию без резких скачков скорости остывания, бимодальное распределение отвечает ускорению кристаллизации на некотором этапе. Логнормальное CSD образуется при преобразовании популяции в условиях осцилляции температуры: более эффективно растворяются мелкие кристаллы за счет лучшей диффузии вокруг них, а крупные дорастают.

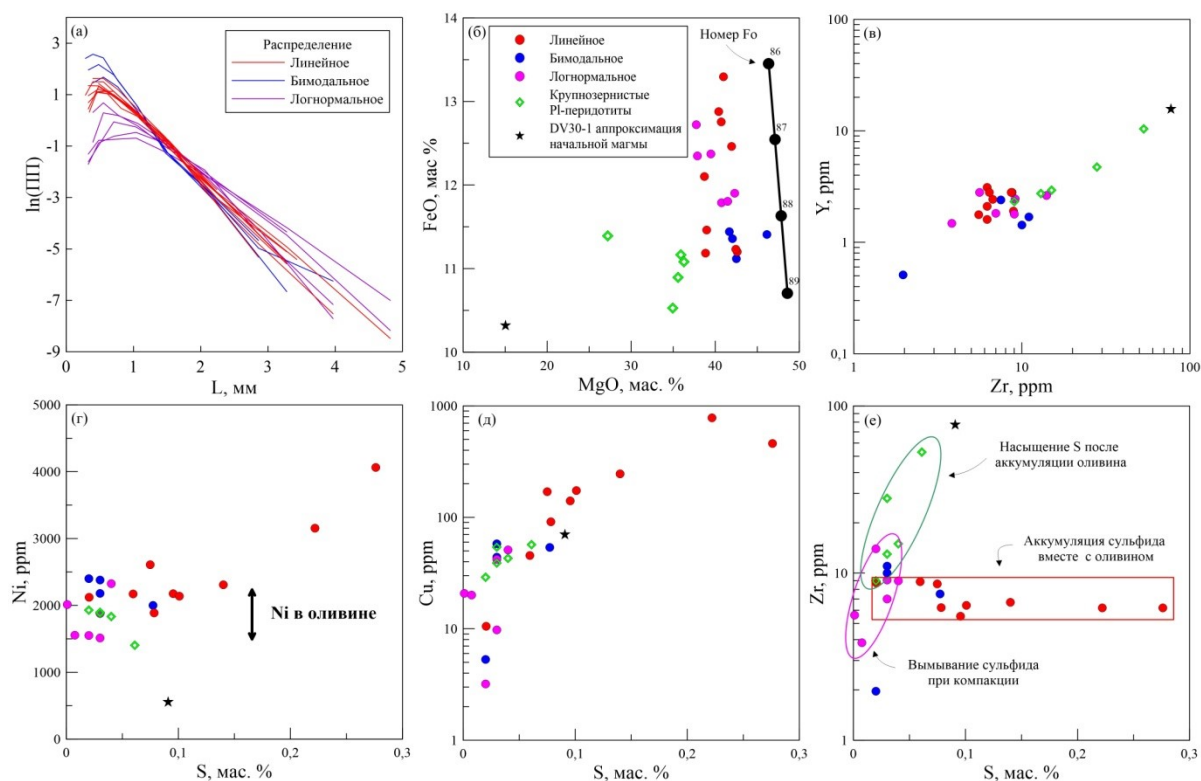


Рис. 1. Петроструктурные и геохимические характеристики оливиновых кумулатов из ультрамафитов Йоко-Довыренского интрузива. а - три типа CSD оливина дунитов, б - положение дунитов и подстилающих плагиоперидотитов на диаграмме $\text{MgO}-\text{FeO}$, маркирующее магнезиальность в момент закрытия кумулатов от обмена с расплавом (линии оливинового контроля $\text{Fo}_{88}-\text{Fo}_{86}$), в - корреляция несовместимых элементов (показывает независимость типа CSD от количества интеркумуляуса), г и д - корреляции содержаний Ni и Cu в породах от серы (отмечают накопление несмесимого сульфида в дунитах с линейным CSD оливина), е - Zr в зависимости от S , указывает на относительные пропорции между силикатным и сульфидным расплавами.

В узком интервале (~ 300 м) разреза дунитов Йоко-Довыренского массива выделяются три типа описанных распределений (рис. 1 а). Линейные CSD сохранились в кумулатах непреобразованных и изолированных от промывки поровым расплавом во время компакссии. Благодаря изоляции в кумулусе сохранился избыточный по отношению к SCSS механически накопленный сульфид (рис. 1 г-е). Для наиболее высокотемпературных продуктов первичных довыренских магм (рис. 1 б) (они варьируют в диапазоне $\sim 1200-1300^\circ\text{C}$ по (Ariskin et al., 2018)) в части образцов характерны бимодальные CSD оливина и иногда его удлинение. Это обусловлено контактом высокотемпературных порций магмы с

низкотемпературной средой во время заполнения камеры последовательными пульсами, внедрившимися между кумулусом и основным объемом. Логнормальные распределения характерны для дунитов, которые остались на месте участков кристаллической каши с долгоживущей проницаемостью, где во время компакции происходила фильтрация порового расплава. Здесь оливин был немного растворен фильтрующимся высокотемпературным расплавом и позже докристаллизован, а сульфид «вымыт» (рис. 1 е). Все описанные особенности характеризуют этап становления кумулата до его закрытия, когда было захоронено некоторое количество интеркумулусного расплава и не зависят от его количества (рис. 1 в). Если на момент закрытия кумулата в интеркумулусной силикатной жидкости не было достигнуто несмесимости сульфида, на диаграмме S-Zr (рис. 1 е) породы выстраиваются в тренд, направленный примерно на соотношение этих элементов в высокотемпературной начальной магме, аппроксимируемой образцом 0DV30-1 (Ariskin et al., 2018).

Другой случай логнормального распределения описан для дунитов и гарцбургитов Мончегорского плутона (г. Травяная) (рис. 2 а). В обоих типах пород CSD оливина логнормальное, но в присутствии небольшого количества ортопироксена в породе наклон CSD меняется на более пологий, что отражает процесс растворения преимущественно мелких кристаллов оливина в ходе перитектической реакции.

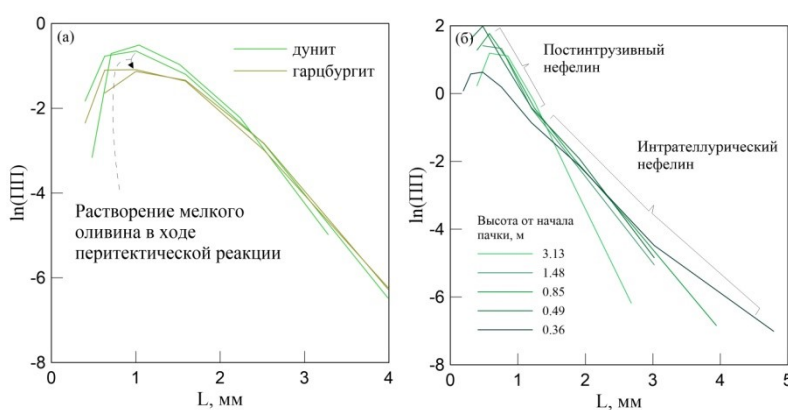


Рис. 2. а - CSD оливина для дунитов и гарцбургитов Мончеплутона (видна изменчивость логнормальных CSD от дунитов к гарцбургитам), б - CSD нефелина из уртитов одной из пачек расслоенного комплекса Ловозера (хорошо видна бимодальность).

Когда необходимо сравнивать условия кристаллизации фазы в породах с сильно различными пропорциями минералов (например, ортопироксена в гарцбургитах, пироксенитах и габброноритах) сравнение CSD может оказаться неправомерным. Тогда на помощь приходят габитус кристаллов и структурная позиция – ойкокрсты или хадакрсты (рис. 3). В Мончегорске обращает на себя внимание габитус ортопироксена, различный для пироксенитов, габброноритов и гарцбургитов (рис. 3 г- е). Так в габброноритах он сильно вытянут, что означает наиболее быструю кристаллизацию, в пироксенитах удлинение его среднее, а размер уже чуть больше, чем в габброноритах. В гарцбургитах ортопироксен наиболее изометричный и крупный. При этом, когда он меняет свою структурную позицию с идиоморфных кристаллов в гарцбургитах на ойкокрсты в дунитах, меняется характер преобразования оливина. В дунитах популяция оливина изменяется в меньшей степени валово (более крутой наклон CSD) и в большей степени локально, непосредственно внутри ойкокрст.

Бимодальное распределение нефелина характерно для уртитов одной из пачек расслоенного комплекса Ловозерского плутона (рис. 2 б). Существование двух популяций нефелина сопровождается в некоторых зернах зонами обогащенными кремнием и железом. В мелких зернах это реликты ядер, а в крупных – тонкие обрывочные оторочки вблизи границ. Эти зонки были образованы в промежутке между двумя основными популяциями и, возможно, маркируют этап с максимальной скоростью кристаллизации во время прохождения магмы по каналу. Тогда крупный нефелин относится к инtratеллурической популяции из предыдущей камеры, а мелкий кристаллизован в самой камере Ловозера во время затвердевания данной пачки.

Зональность и кластеризация. Зональность кумулятивных кристаллов в основных-ультраосновных кумулатах не слишком частое явление. Она иногда может быть встречена в плагиоклазах или пироксенах. Тем интереснее, что в некоторых троктолитах Йоко-Довыренского массива может встречаться зональный плагиоклаз (рис. 3 а, б), где его ядра (An_{83-84}) на несколько

номеров кислее общей массы (An_{86}). Плаггиоклаз An_{83-84} скорее характерен для габброидной части массива. Зональность подчеркивается множественными включениями с обратной огранкой (рис. 3 б), заполненными кислыми стеклами, раскристаллизованными в кварц-калишпатовую ассоциацию. Среди включений так же встречается сульфид, апатит, ильменит. Зерна плаггиоклаза с такими ядрами часто встречаются не поодиночке, а кластерами – по несколько штук. Важно, что подобный плаггиоклаз встречается не только в троктолитах, но и безрудных почти мономинеральных анортозитах. Это говорит об одинаковой до некоторого момента истории плаггиоклаза троктолитов и анортозитов. При этом выделение последних произошло благодаря механическому расслоению и постепенному слиянию и укрупнению плаггиоклазовых сегрегаций. В троктолитовой части разреза Довырена (включает в себя и плаггиоверлиты) вообще характерна кластеризация, причем двух типов: по размеру и по фазам.

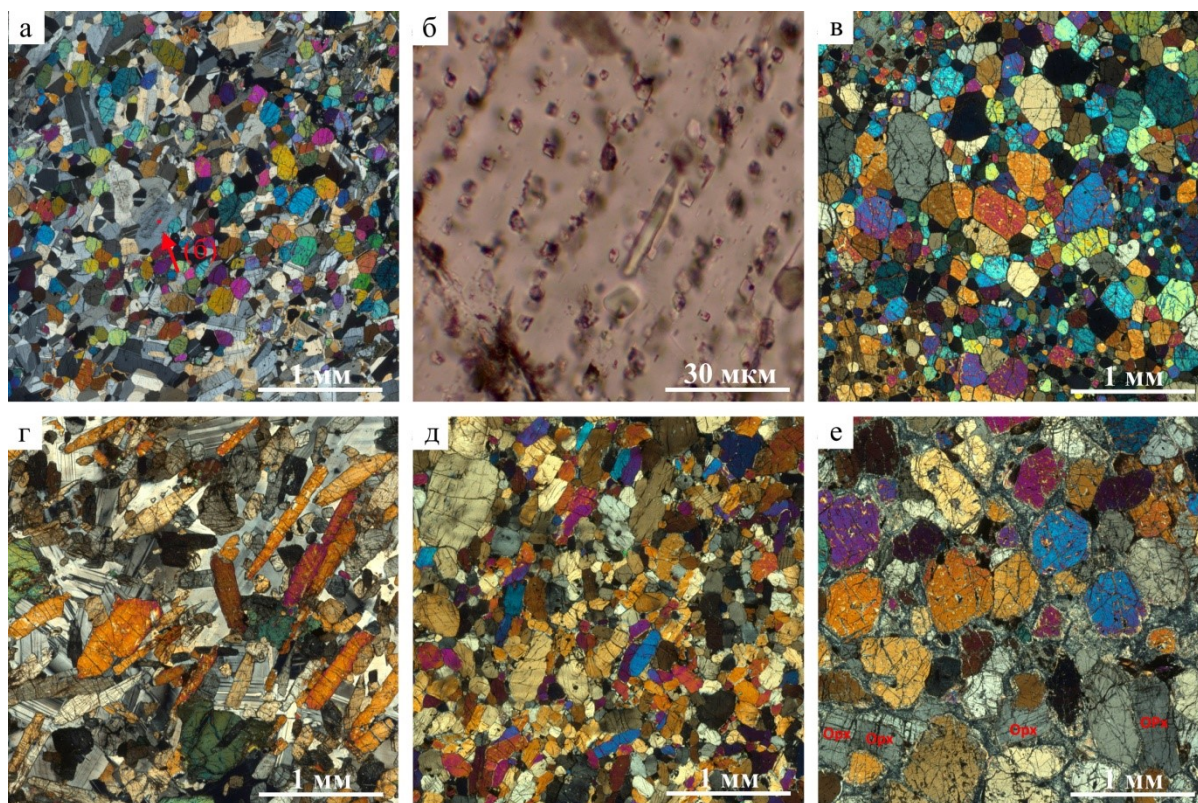


Рис. 3. Особенности структуры некоторых пород Йоко-Довыренского интрузива и Мончеплутона Довырен: а - кластер кристаллов Pl с кислыми включениями в троктолите, б - те же включения при большом увеличении (видна форма обратной огранки), в - кластеризация оливина по размеру в плаггиоверлите 07DV144-1; Мончеплутон: г - габбронорит с вытянутыми кристаллами Орх, д - ортопироксенит с более изометричным Орх, е - гарцбургит с крупными изометричными кристаллами Орх.

В работе (Ikeda et al., 2002) разобраны причины кластеризации кристаллических каш по фазам на поздних стадиях кристаллизации. В таком процессе важную роль он отводит энергии поверхностного натяжения на границе кристаллов с силикатным расплавом. Энергия границы кристалл-кристалл ниже, чем для раздела кристалл-жидкость, а энергия контакта между одноименными кристаллами ниже, чем между разноименными. В троктолитах кластеры плаггиоклаза и оливина обычны, что, безусловно, играет важную роль при образовании анортозитовых прослоев и шпиров.

Кластеризация на некотором этапе кристаллизации, возможно, усложняет ее и влияет на CSD. Так для верхних двух третей разреза троктолитов Йоко-Довырена часто свойственно бимодальное CSD оливина. Эффект кластеризации может заключаться в том, что при объединении зерен в сростки, общая площадь кристаллизующейся поверхности уменьшается. Возможно, при этом происходит увеличение интенсивности нуклеации, что может порождать бимодальные распределения. Но это лишь одна из гипотез, поскольку нельзя исключать и влияния на кристаллизацию оливина особенностей котектики с плаггиоклазом. Поэтому природа бимодальности CSD оливина в довыренских троктолитах и плаггиоверлитах верлитах еще не выяснена.

Исследования проведены в рамках Госзадания ГЕОХИ РАН (Москва) по теме “Изучение геохимических, космогонических и космохимических процессов методами математического моделирования”. Автор выражает признательность А.А. Арискину, Г.С. Николаеву и И.В. Пиеницыну за предоставленные шлифы, аналитические данные и полезные обсуждения.

Список литературы

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill A., Kostitsyn Y., Goemann K., Feig S., Malyshev A. The dovyren intrusive complex (southern siberia, russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ti-PGE fertility // *Lithos* 302-303: 242-262. 2018.

Ikeda, S., Toriumi, M., Yoshida, H., Shimizu, I.. Experimental study of the textural development of igneous rocks in the late stage of crystallization: The importance of interfacial energies under non-equilibrium conditions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(4), 397–415. 2002.

PETROTEXTURAL MARKERS IN CUMULATES AND THEIR GENETIC SIGNIFICANCE

S.N. Sobolev

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia,
ssn_collection@bk.ru

When deciphering the genetic information recorded in the fabric of cumulates, the most important and difficult is to extract information on early stages of their formation. This information is preserved in cumulus crystals by their crystal size distribution (CSD), shape (equant, elongated, skeletal), zoned cores, inclusions, crystal clusters. Many primary features of the fabric may be altered or masked by further transformations (remelting, recrystallization, adcumulus growth, deformation, low-temperature processes). Nevertheless, modern petrologic techniques allow one to distinguish between primary and secondary processes, providing understanding evolution of magmatic systems. Some of the petrotextural markers observed in cumulates from several intrusions are discussed below and their preliminary interpretation is given.

**ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КУМУЛУСНОМ ОЛИВИНЕ
УЛЬТРАМАФИТОВ МАССИВА УИТКОМСТ, БУШВЕЛЬД, КАК ИНДИКАТОР
ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА С ОБРАЗОВАНИЕМ ПСЕВДОМОРФОЗ
ПО АМФИБОЛУ**

И.П. Соловова¹, М.А. Юдовская^{1,2}, А.А.Аверин^{1,3}

¹ИГЕМ РАН, Москва, Россия, solovova@igem.ru

²School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa,
marina.yudovskaya@wits.ac.za

^{1,3}Frumkin Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry RAS, Moscow, alx.av@yandex.ru

Методом экспериментальной термобарогеохимии изучены кристаллические, расплавные и флюидные включения в оливине массива Уиткомст, входящего в состав Бушвельдского комплекса. В кумулульном оливине найдены первичные включения наиболее ранних расплавов, содержащие дочерние фазы оливин и ортопироксен. Установлено, что родоначальная магма, отвечающая кислому коматииту, содержит до 22.5% MgO, 52% SiO₂ и обеднена летучими компонентами (в ppm – 168 H₂O, 264 Cl). Эволюция родоначальной магмы была нами прослежена от 1590оС и 2.5 ГПа до 1370оС и 0.46 ГПа (Solovova et al., 2021). Показано, что на более поздних этапах в расплаве резко возрастают концентрации летучих и ряда редких элементов и щелочей, что требует привлечения дополнительных источников. Повышение содержания флюидо-мобильных элементов при температуре и давлении ниже 1370оС и 0.46 GPa может быть связано с инфильтрацией флюидов или флюидо-насыщенных расплавов корового происхождения.

Для прояснения этого вопроса были изучены полифазные включения минеральных агрегатов (PM) в оливине ультрамафитов. Их минеральный состав кардинально отличается от состава дочерних фаз в первичных расплавных включениях. В агрегатах отсутствует оливин, но определены алюмосиликатные флюидо-обогащенные минералы, содержащие H₂O, Cl и F. Размер PM достигает 500 микрон, они характеризуются идиоморфизмом (рис. 1a, b) и специфической внутренней структурой, которая определяется последовательной кристаллизацией фаз от края к центру. На границе с оливином расположена кайма, состоящая из перпендикулярно ориентированных к ней столбчатых кристаллов ортопироксена энстатитового состава (рис. 1c), возможно перитектического генезиса. По направлению к центру на нее нарастают редкие, более крупные, зерна энстатита и, затем, многочисленные идиоморфные кристаллы амфибола паргаситового, в единичных случаях антофиллит-жедритового или актинолитового, состава. Центр включений занят F-Cl-содержащим флогопитом (рис. 1a). В ряде случаев флогопит содержит реликтовые зерна паргасита, что свидетельствует о замещении флогопитом ранее выделившегося амфибола. В некоторых включениях при подготовке пластин вскрывалась флюидная фаза, заполненная игольчатыми кристаллами Fe-хлорита, часто нарастающего на ксеноморфный содалит (рис. 1d, e). В непосредственной близости к флюидным обособлениям кристаллизуется паргасит, обрастающий актинолитом. Наиболее четко структурная зональность выявляется при элементном картировании (рис. 2). Высокомагнезиальные фазы (ортопироксен, амфибол и флогопит) занимают не менее 50 об.% включений. Остальное пространство сложено альбитом, фазами с летучими компонентами (Cl, H₂O), такими как пектолит, содалит, не идентифицированный алюмосиликат с содержанием Cl до 5 мас. %, цеолит (натролит), апатит, кальцит (рис. 1e), а также зернами сульфидов. Одно из зерен апатита, расположенного вблизи флюидного обособления в PM, представляет собой сросток из высокохлористого Sr-содержащего апатита (1.07 мас. % SrO, 6.24 мас.% Cl, 0.13 мас. % F) и высокостронциевого апатита (2.33 wt% SrO, 0.23 wt% Cl, 0.13 wt% F) (рис. 1f). В этой группе минералов альбит занимает до половины объема.

Для реконструкции физико-химических условий кристаллизации полиминеральных включений PM был использован мономинеральный амфиболовый геотермобарометр (Ridolfi, Renzulli, 2010, 2012; Ridolfi, 2021). Ограничения в использовании уравнений включают: $Al^* = (Al_{VI}/Al_{tot}) \geq 0.21$, концентрация SiO₂ – 60 - 75 мас.%, P – 150 – 500 МПа. Точность определения составляет: температура – ±23.5°С, давление – ±11.5%, logfO₂ – 0.41 логарифмических единиц, SiO₂ в расплаве – ± 3.6 мас.%, H₂O в расплаве – ± 0.78 мас.%.

За исключением единичных отклонений, максимальная температура кристаллизации паргасита (+ энстатит) отвечает 990°С – 1000°С (табл. 1). Процесс продолжался совместной кристаллизацией высокомагнезиальных фаз паргасита и флогопита до 630°С. Давление кристаллизации отвечает интервалу 200 – 350 МПа. Ниже указанных температуры и давления кристаллизация продолжается выделением алюмосиликатных фаз, обогащенных щелочами и летучими компонентами – альбита, содалита, апатита, цеолита и карбоната.

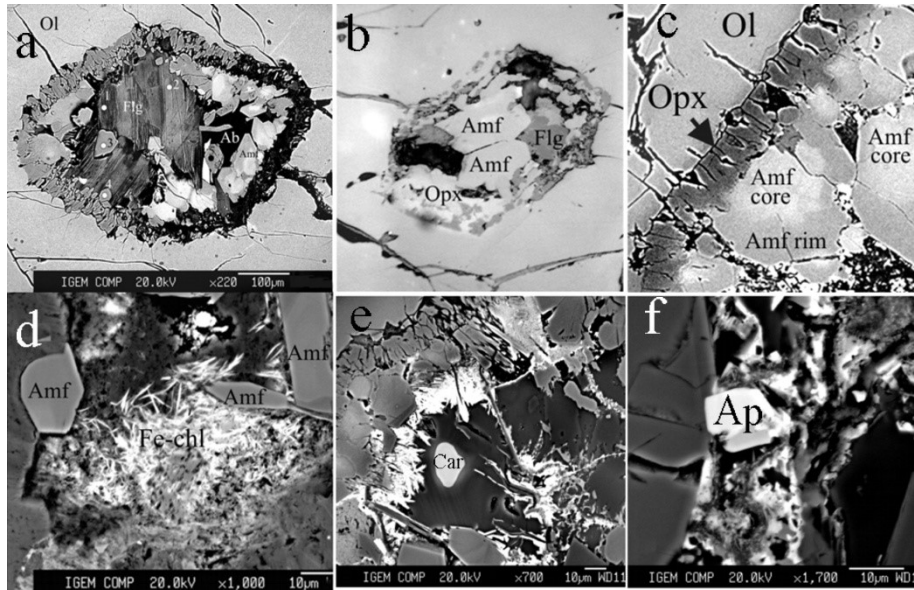


Рис. 1. Вид полиминеральных включений (a) - BSE, (b) - отраженный свет; (c - f) – фрагменты включений, демонстрирующие их минеральные и структурные особенности, BSE; (c) кайма столбчатых кристаллов энстатита на границе с оливином-хозяином; (d) и (e) кристаллизация игольчатых кристаллов Fe-хлорита во флюидных полостях включений PM; (e) новообразованный кристалл карбоната (Car) во флюидной полости; (f) двухфазное зерно апатита (Ap) с высокой и низкой концентрацией Sr и Cl.

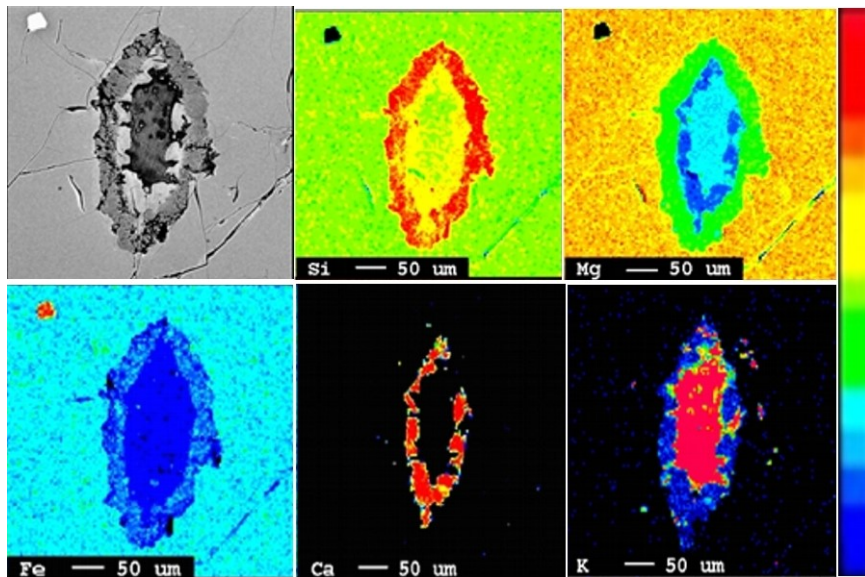


Рис. 2. Карта распределения элементов, выполненная для одного из полиминеральных включений PM в кумулюсном оливине. Продемонстрирована зональная кристаллизация от краев к центру: энстатит → паргасит → флогопит → алюмосиликаты.

Валовый химический (табл. 2) и минеральный состав полиминеральных включений не имеет аналогов среди пород комплекса или расплавных включений. При расчетах было учтено, что включения отчетливо делятся на высокомагнезиальную часть, включающую ортопироксен (энстатит), амфибол (паргасит) и флогопит, и алюмосиликатную, состоящую из альбита и пектолита с примесью содалита, натролита и Si-обогащенного алюмосиликата. При всех способах оценки содержание H_2O равно и выше 3 мас.%, что подтверждается Raman-спектроскопическим исследованием флюидных обособлений в расплавном включении в паргасите полиминерального включения (H_2 , CH_4 , в примесных количествах определены N_2 , карбонат-ион, OH^- группа, жидкая H_2O).

Таблица 1. Физико-химические параметры кристаллизации амфибола

Параметр	Модель	включения РМ	
		core	rim
ТоС	RR10	926 -1033	892 - 996
	RR12	653 - 896	619 - 803
	R21	885-992	918-940
	av. RR10-RR12-R21	876 - 970	809 - 956
	Put16	947 - 1053	905 - 1030
Р (МПа)	RR10		197-227
	RR12		195-738
	R21	203-342	195-403
	av. RR10-RR12-R21	203-342	195-357
logfO ₂	RR10	(-9.2) - (-9.3)	
H ₂ O _{melt} (wt.%)	R21	4.6-7.7	5.2-8.3
SiO ₂ melt (wt%)	Put16	57-67 (63)*	64-73 (63)*

Примечание. RR10 - Ridolfi, Renzulli, Puerini (2010), RR12 - (Ridolfi, Renzulli, 2012), R21- Ridolfi, 2021); Put16 – (Putirka, 2016). * - в скобках приведено среднее содержание SiO₂ в расплаве.

Таблица 2. Расчетный химический состав полиминеральных включений, мас. %

Окисел	1	2	3	Окисел	1	2	3
SiO ₂	48.59	55.68	52.60	CaO	3.74	4.57	4.19
TiO ₂	0.65	0.01	0.33	Na ₂ O	1.42	12.93	7.28
Al ₂ O ₃	8.64	20.82	14.90	K ₂ O	2.50	0.04	1.27
FeO	4.95	0.37	2.66	Cl	0.05	1.33	0.70
MnO	0.09	0.12	0.10	F	0.15	0.00	0.07
MgO	26.72	0.03	13.38	H ₂ O	2.25	4.11	3.22

Примечание. 1 - Высокомагнезиальная часть включений, оценена по составам и пропорциям фаз: En+Prg+Phl, 2 – Алумосиликатная щелочная часть включений, оценена по составам и пропорциям фаз: Ab+Pct+Sdl+Ntr+Cl-Al-Sil (Cl-обогащенный алумосиликат), 3 – валовый состав включений

Минеральные и структурные особенности, идиоморфизм, обогащенность летучими и флюидомобильными элементами фаз включений РМ свидетельствует о их химическом неравновесии с ультрамафитовым расплавом на любой стадии его эволюции. Мы полагаем, что наиболее реальным объяснением появления кристаллических включений РМ может служить метасоматическое замещение крупного мономинерального включения, предположительно амфибола (угол между гранями призмы 124°), с образованием на его месте *псевдоморфозы вытеснения* (замещения) с сохранением первичного объема. При этом минералообразующая среда носила гибридный характер, при котором обогащенный, флюидо-насыщенный алумосиликатный расплав корового происхождения частично ассимилировал высокомагнезиальный компонент мономинерального кристаллического включения.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 21-17-00119 «Контаминация и гибридизация основных-ультраосновных магм как движущая сила магматического сульфидного рудообразования»

Список литературы

Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *Amer. Mineral.* 2016. Vol. 101. P. 841–858

Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. Vol. 160. P. 45–66

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130_C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. Vol. 163. P. 877–895

Ridolfi F., Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry // *Minerals*. 2021. 11, 324.

Solovova I.P., Yudovskaya M.A., Kinnaird J.A., Wilson A.H., Zinovieva N.G.. A siliceous komatiitic source of Bushveld magmas revealed by primary melt inclusions in olivine // *Lithos*. Vol. 388–389. 2021. 106094

POLYMINERAL INCLUSIONS IN THE CUMULUS OLIVINE FROM ULTRAMAFITES OF THE UITKOMST MASSIF, BUSHVELD, AS AN INDICATOR OF LATE MAGMATIC METASOMATISM AND FORMATION OF PSEUDOMORPHS AFTER AMPHIBOLE

I.P. Solovova¹, M.A. Yudovskaya^{1, 2}, A.A. Averin^{1, 3}

¹ IGEM RAS, Moscow, Russia, solovova@igem.ru

² School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa,
marina.yudovskaya@wits.ac.za

^{1, 3} Frumkin Institute of Physical Chemistry and Electrochemistry RAS, Moscow, alx.av@yandex.ru

The thermobaric geochemical study of primary melt inclusions in olivine from the ultramafites of the Uitkomst massif (Bushveld) revealed that the chemical composition of the earliest mineral-forming media corresponded with felsic komatiite under 1590°C and 2.5 GPa. Later melts were formed in the result of combined fractional crystallization, assimilation, and metasomatism. These processes produced some peculiar substitution pseudomorphs which were formed within the 1000-600°C range of temperature and 340-200 MPa range of pressure in the presence of melts enriched with reduced fluids.

ВОЗМОЖНАЯ ИМПАКТНАЯ ИНИЦИАЦИЯ ГИГАНТСКОЙ СИБИРСКОЙ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ И УНИКАЛЬНЫХ НОРИЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ПРОДУКТИВНОСТЬ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Э.М. Спиридонов

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

На древней дорифейской Восточно-Сибирской платформе интенсивно проявлен мантийный магматизм. Это – трапсовая платобазальтовая формация (Соболев, 1936; Геология..., 1966) с крупнейшими месторождениями палладия - месторождениями Co-Ni-Cu сульфидных руд (Котульский, 1946; Годлевский, 1959; Степанов, Туровцев, 1988) с возрастом 251 ± 1 Ma (Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992; Walker et al., 1994; Renne, 1995; Kamo et al., 1996, 2003), крупнейшая в Мировой магматическая провинция. Объём изверженных базальтовых расплавов – от 1.5 до 12 млн. км³. Это – более молодая Маймеча-Котуйская щёлко-ультраосновная формация с карбонатитами, развитая обособленно от трапповой на СВ платформы. Возраст этой формации с Pt-Ir-Os специализацией (Лихачёв, 2006) около 250 Ma (Kamo et al., 2000). Дайки Маймеча-Котуйской формации – арфведсонит-флогопитовые минералы лампроитовой серии в Норильском рудном поле пересекли рудоносные интрузивы и магматогенные Co-Ni-Cu-Pt-Pd руды (Спиридонов, 2021) Таким образом, длительность формирования трапповой формации около 1 Ma, т.е. скорость накопления магматических расплавов и рудного вещества весьма высока.

Одни из замечательных образований сибирской трапповой формации – рудно-магматические системы Норильского рудного поля, которые содержат около 60 % мировых запасов палладия и 15 % запасов платины. По мнению ведущих исследователей Норильских месторождений, породившие их магматические системы могли иметь глубинный мантийный источник (Котульский, 1946; Годлевский, 1959; Wooden et al., 1992, 1993; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006). По данным В.К. Степанова (Степанов, 1981; Степанов, Туровцев, 1988) и натурным наблюдениям, в том числе моим (Спиридонов, 2019), сульфидные расплавы внедрились из глубинного источника синхронно с силикатными расплавами, породившими рудоносные интрузивы норильского типа.

По представлениям ведущих петрологов (Arndt et al., 1998; Dobretsov, 2009) сибирская трапповая формация порождена суперплюмом – мощным потоком вещества и энергии примерно от границы жидкого ядра Земли к её поверхности.

Возраст сибирской трапповой формации точно отвечает границе пермского и триасового периодов – 251 ± 1 Ma. Именно в это время произошла одна из самых крупных экологических катастроф на Земле – вымерло более 70 % всей биоты того времени. Считалось, что причиной этой экологической катастрофы были грандиозные извержения сибирских платобазальтов с колоссальным выбросом серы, хлора, фтора...

В чём возможная причина возникновения плюма гигантского масштаба, породившего платобазальтовую формацию? Возможные ответы появились из Антарктиды и Китая. В районе Земли Уикса на востоке Антарктиды обнаружен самый крупный из известных на нашей планете астероидный кратер. Диаметр его воронки правильной округлой формы составляет 482 км (рис. 1), т.е. крупное космическое тело ударило почти перпендикулярно к поверхности континента. Учёные убеждены в том, что возраст кратера около 250 Ma. В качестве подтверждения этого события, его следствия, в Китае в регионе Мейшань на границе фаунистически охарактеризованных слоёв верхней перми и нижнего триаса обнаружен горизонт с массой металлических частиц космического происхождения (Корчагин и др., 2010).

Представляется, что причиной крупнейшей экологической катастрофы на границе пермского и триасового периодов было именно мощнейшее импактное событие и крупно масштабные извержения сибирских траппов – его возможное следствие.

Физики полагают жизнеспособным следующее моё предположение (Спиридонов, 2019). Мощная гидравлическая ударная волна от падения крупного космического тела 251 Ma тому назад дошла до жидкого ядра Земли, пронзила его и вызвала на противоположной стороне жидкого ядра выброс вещества и энергии, спровоцировав возникновение суперплюма – «прародителя» сибирской трапповой формации и генетически связанных норильских месторождений сульфидных Ni – Cu - Pd руд. Палинспастическая реконструкция на время 250 Ma тому назад этому соответствует (рис. 2).

С этим предположением согласуется и необычайное богатство норильских руд палладием и платиной. Сравним два крупнейших месторождения платиновых металлов – Бушвелд в Южной Африке и Норильск в Сибири. Объём магматической системы Бушвелда ~500.000 км³, магматической системы Норильска ~50 км³. При разнице в объёме в 1000 раз, ресурсы палладия Норильска больше

Бушвелда в 4 раза, платины – только в 5 раз меньше. Таким образом, производительность магматической системы Норильска превышает таковую для Бушвелда по палладию примерно в 4000 раз, по платине – в 200 раз. Известно, что в планетах Земной группы максимальная концентрация платиновых металлов сконцентрирована в их металлических ядрах и в низах мантии (Гольдшмидт, 1938; Fleet, Stone, 1991; Лазаренков, Таловина, 2000; Naldrett, 2004).

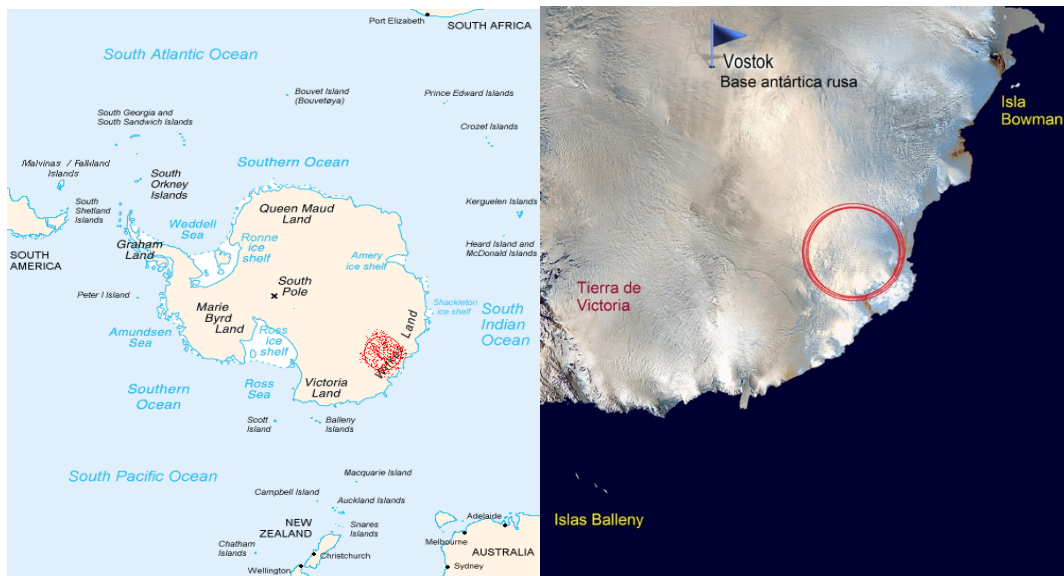


Рис. 1. Местоположение импактного кратера на востоке Антарктиды в Земле Уикса

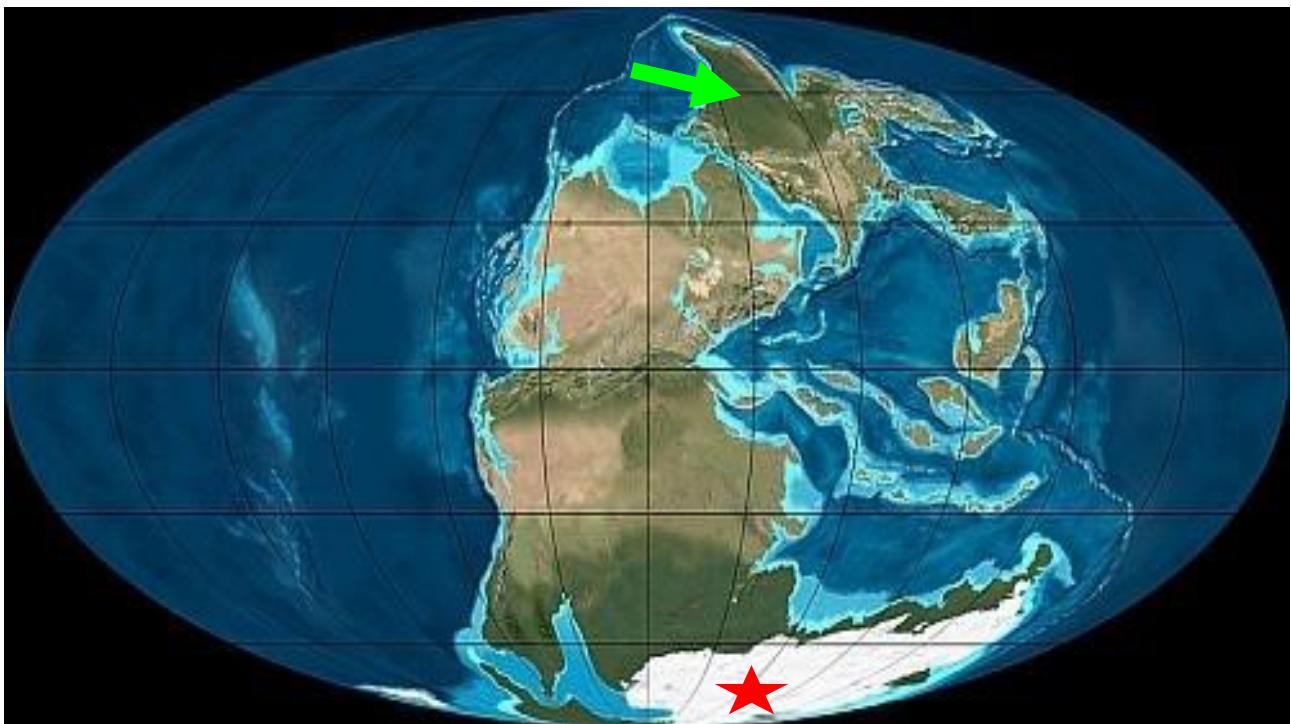


Рис. 2. Палинспастическая реконструкция на время 250 Ма тому назад. Местоположение гигантского импактного кратера на земле Уикса в Антарктиде показано звёздочкой, сибирских траппов – стрелкой.

Работа выполнена в рамках госзадания МГУ им. М.В. Ломоносова.

Список литературы

- Геология Сибирской платформы (ред. И.И. Краснов, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис). М.: Недра. 1966. 447 с.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.
- Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ. 1938. 244 с.
- Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб: Горный институт. 2000. 265 с.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Тр. Всесоюзного Арктического института. 1936. Т. 43. Геология. 214 с.
- Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 1356-1378.
- Спиридонов Э.М. Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник-2019. М.: Макс Пресс. 2019. С. 41-113.
- Спиридонов Э.М. Арфведсонит-флогопитовые минералы лампроитовой серии Горного Крыма и Восточно-Сибирской платформы // Петрология и геодинамика геологических процессов. Иркутск. 2021. Т. 3. С. 100-104.
- Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. 1981. С. 13-19.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86-94.
- Arndt N., Chauvel C., Czamanske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 133. P. 297-313.
- Arndt N.T., Czamanske G., Walker R.J. Geochemistry and origin of the intrusive host of the Noril'sk – Talnakh Cu-Ni-PGE sulphide deposits // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 495-515.
- Campbell J.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.G. & Stepanov V.K. Synchronism of the Siberian traps and the permian-triassic boundary // Science. 1992. Vol. 258. P. 1760 - 1763.
- Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Stepanov V.K. & Fedorenko V.A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of samples from the Noril'sk - Talnakh ore-bearing intrusions and the Siberian flood basalts // Eos. 1991. Vol. 72. P. 570.
- Dobretsov N.L. Siberian superplume // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk: SB RAS. 2009. P. 1-13.
- Fleet M.E. & Stone W.E. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. Vol. 55. P. 245-253.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. U-Pb zircon and U-Th-Pb perovskite ages for Siberian flood volcanism, Maymecha-Kotuy area, Siberia // J. Conf. Abstr. 2000. Vol. 5. P. 569.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V., Davis D. & Trofimov V. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with Permian - Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 214. P. 73-93.
- Kamo S.L., Czamanske G.K. & Krogh T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. Vol. 60. P. 3505-3511.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.S., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A. & Doherty W. Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. P. 171-188.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin - Heidelberg - N.Y. Springer: 2004. 727 p.
- Renne P.R. Excess $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in biotite and hornblende from Noril'sk-I intrusion, Siberia: implication for age of Siberian Traps // Earth Planet. Sci. Letter. 1995. Vol. 131. P. 165-176.
- Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.K., Krogstad E.J., Fedorenko V.A. Re-Os isotope evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusion // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58. P. 4179-4197.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., Likchachev A.P., Kunilov V.E., Lyul'ko V.N. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1153-1165.

**POSSIBLE IMPACT INITIATION OF THE GIANT SIBERIAN TRAP FORMATION
AND UNIQUE NORILSK DEPOSITS. PRODUCTIVITY OF THE ORE-BEARING INTRUSIONS**

E.M. Spiridonov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com

What is the potential reason of giant-scale plume caused Siberian trap formation of P₂-T₁ age? The largest asteroid crater on our planet was discovered within the Wilkes Land in Antarctica. The diameter of crater of a regular rounded shape is 482 km. In support of this event, in China, in Meishan region, on the border of the layers with fauna of P₂ and T₁ age, a horizon with a many of metallic particles of cosmic origin was found.

Physicists consider my assumptions are reliable. 251 Ma a powerful hydraulic impact wave from the fall of a large space body reached the liquid core of the Earth, passes through it and caused a release of matter and energy on the opposite side of the liquid core, initiating an emergence of superplume, the "progenitor" of Siberian trap formation and genetically related Norilsk deposits of sulfide Co - Ni - Cu - Rh - Pt - Pd ores. Palinspastic reconstruction for 250 Ma corresponds to this fact. This assumption is consistent with an extraordinary abundance of palladium and platinum in Norilsk ores. The productivity of Norilsk magmatic system is ~ 4000 times more for palladium and ~ 200 times more for platinum than in Bushveld magmatic system.

ЭКВИАТОМНЫЕ ТВЁРДЫЕ РАСТВОРЫ (Pd, Pt, Au, Ag)(Sn, Sb, Bi, Te, As) И ПРОДУКТЫ ИХ ТВЕРДОФАЗНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В РУДАХ ГЛАВНОЙ ХАРАЕЛАХСКОЙ СУЛЬФИДНОЙ ЗАЛЕЖИ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Э.М. Спиридонов

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

Главная Хараелахская сульфидная залежь – жемчужина Норильского рудного поля, крупнейшее месторождение палладия на Земле. Залежь расположена на севере рудного поля в Талнахском рудном узле, в области нижнего экзо- и эндоконтактов Хараелахского рудоносного интрузива оливиновых габбро-норит-долеритов трапповой формации P₂ – T₁ (Ваулин, Суханова, 1970; Степанов, 1981; Люлько и др., 1987; Степанов, Туровцев, 1988).

Считается, что большая часть благородных металлов норильских руд рассеяна в сульфидных твёрдых растворах. Детальные исследования показали, что преобладающая часть Pd и Pt норильских руд представлена их собственными минералами (Изоитко, 1997; Митенков и др., 1997; Спиридонов, 2010; Спиридонов и др., 2015, 2020). Одна из лучших сводок по минералам палладия и платины в норильских рудах – работа Т.Л. Евстигнеевой и А.Д. Генкина (Евстигнеева, Генкин, 1990). Нередко минералы Pd и Pt образуют сростания с обогащёнными Cl и F высоко титанистым флогопитом – биотитом, амфиболами, сульфидами с калием и таллием - джерфишеритом – талфениситом, что доказывает пневматолитовый генезис минералов Pd и Pt в норильских рудах. Пневматолитовые минералы Pd и Pt - это интерметаллиды: станниды, висмутиды, антимониды, плюмбиды, куприды и близкие к ним теллуриды и арсениды. Сульфидов Pd и Pt в первичных норильских рудах нет, - Норильск это - антиБушвелд (Спиридонов, 2019).

Согласно М.Н. Годлевскому (Годлевский, 1960), норильские сульфидные руды – царство твёрдых растворов Fe-Ni-S и Fe-Cu-Ni-S. Оказалось, что это справедливо и в отношении ведущих минералов палладия и платины эвтектических – графических руд - сростаний Iss и PbSss. Это продукты кристаллизации поздних легкоплавких (T крист. ~ 550° C), обогащённых свинцом сульфидных расплавов. По содержанию Pd и Pt на сульфидную массу эти руды самые богатые в мире (Spiridonov et al., 2014). Причина их появления – обилие калия и когерентного свинца в норильских рудно-магматических системах (Спиридонов, 2010). Графические руды слагают гнезда, внедрения и жилы мощностью от первых см до полуметра и длиной до первых, изредка до 15 м, преимущественно в прикровельной части Главной Хараелахской залежи, нередко на контакте с роговиками и среди роговиков. Продукты субсолидусных превращений Iss в графических рудах - халькопирит, талнахит, моихукит и/или кубанит и пентландит (Филимонова и др., 1974 и др.). Продукты субсолидусных превращений PbSss - галенит с сыпью алтаита PbTe или сростания галенита и алтаита (Коваленкер и др., 1979 и др.). Метакристаллы, цепочки метакристаллов и прожилки минералов Pd, Pt, Au, Ag сконцентрированы в графических рудах и около них, пересекая и замещая структуры распада Iss и PbSss (рис. 1).

Наиболее ранние и относительно высокотемпературные ($\leq 490^\circ$ C) минералы благородных металлов в графических рудах Хараелахской залежи и в их ближайшем окружении – кубические (?) эквиатомные твёрдые растворы: (Pd,Pt,Au)(Sn,Sb,Bi,Te) (рис. 1-2), (Pd,Pt,Ag)(Bi,Te,Sn,As), реже иного состава (Спиридонов, 2010, 2019). Те и другие обычно содержат заметное количество золота (Spiridonov et al., 2018). Первые - с преобладанием олова и сурьмы превратились в агрегаты перекрещивающихся двойников полиморфных переходов кубическая фаза → ромбическая фаза = паоловит (Pd,Pt)₂(Sn,Sb) (матрица) (рис. 3-4) с ламеллями распада сурьмянистого инсизвайта PtBi₂ и висмутистого геверсита PtSb₂ и тельцами распада нигглиита Pt(Sn,Sb) (рис. 2) и золотистого паоловита. Вторые - с преобладанием висмута и теллура - при твердофазных процессах превратились в матрицу теллуристого соболевскита PdBi с ламеллями и тельцами распада мончеита PtBiTe, паоловита, алтаита и гессита Ag₂Te.

Установлен очень узкий диапазон вариаций изотопного состава свинца магматического твёрдого раствора на основе галенита PbSss и продуктов его замещений: пневматолитовых галенита и алтаита, плюмбопалладинита и полярита Главной Хараелахской залежи: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.169-18.172$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.529-15.536$, $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 37.870-37.888$ (Спиридонов и др., 2010), который находится в поле изотопного состава свинца руд и рудоносных пород Талнахского рудного узла (Wooden et al., 1992; Спиридонов и др., 2010). Это - свидетельство прямой генетической связи сульфидных руд и пневматолитовой минерализации палладия и платины Главной Хараелахской залежи с Хараелахским интрузивом норильского типа.

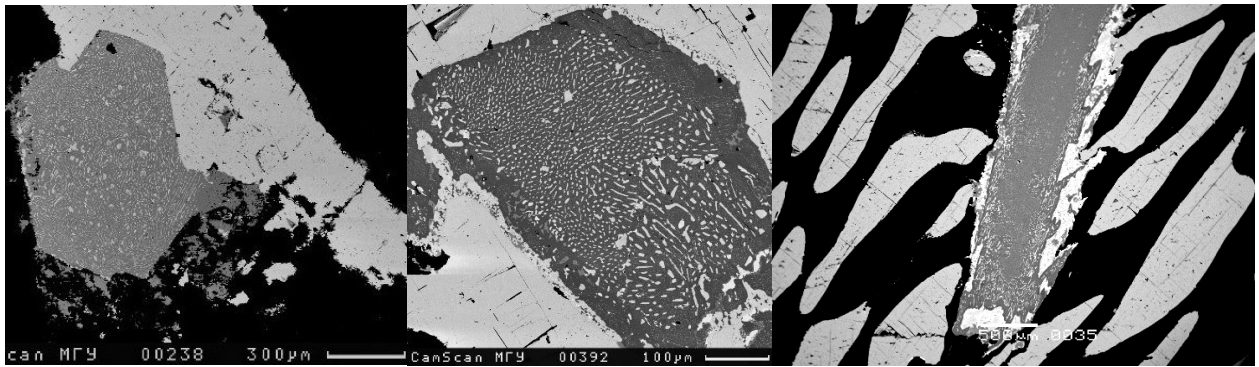


Рис. 1. Метакристаллы эквиатомного кубического (?) эквиатомного твёрдого раствора (Pd, Pt, Au)(Sn, Sb, Bi, Te, Pb) в графических рудах. В отражённых электронах.

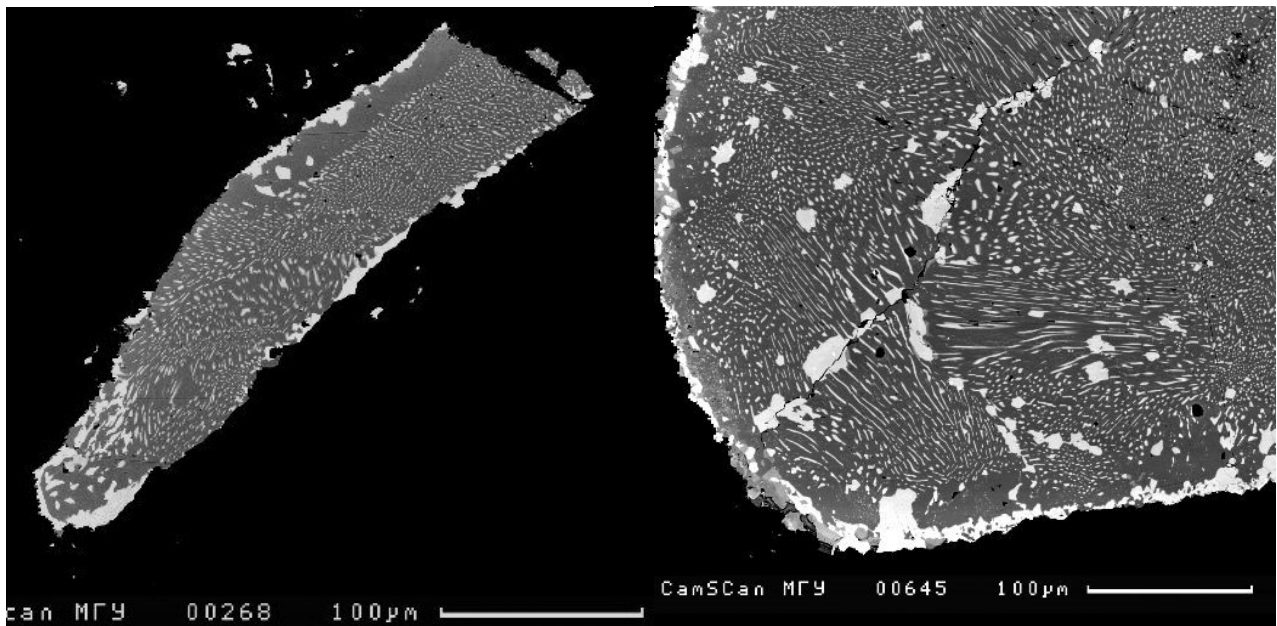


Рис. 2. Метакристаллы кубического (?) эквиатомного твёрдого раствора (Pd, Pt, Au) (Sn, Sb, Bi, Te, As) превратились в серии двойников полиморфного перехода, каждый со своим рисунком структур распада твёрдого раствора. Матрица – паоловит, пластинчатые ламелли – Bi геверсит и Sb инсизваит, тельца распада – нигглиит (светлые). В отражённых электронах.

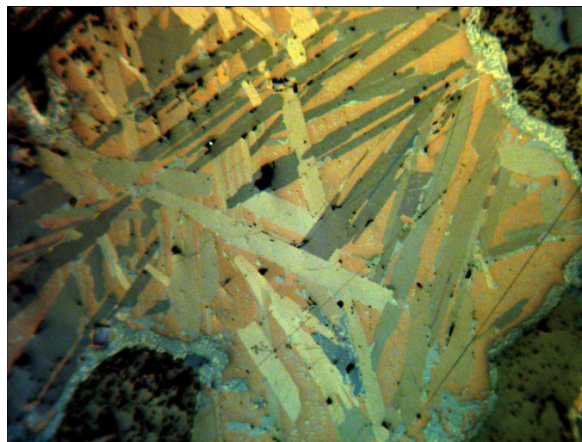


Рис. 3. Продукты твердофазных превращений эквиатомного твёрдого раствора на основе состава паоловита. Типичные перекрещивающиеся двойники полиморфных превращений кубическая фаза → ромбический паоловит. Поле зрения 5 мм. В отражённом свете, николи х.

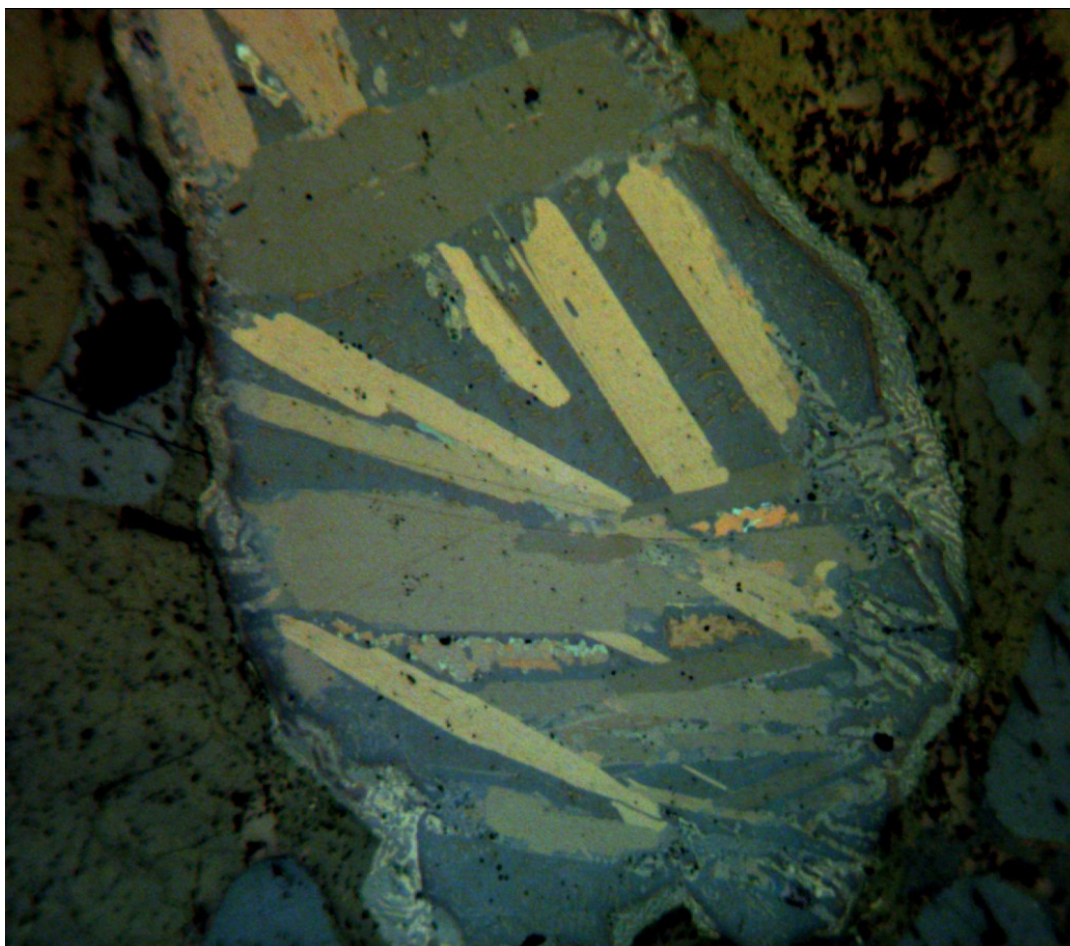


Рис. 4. Продукты твердофазных превращений эквиатомного твёрдого раствора на основе состава паоловита. Типичные перекрещивающиеся двойники полиморфных превращений кубическая фаза → ромбический паоловит. Яркие мелкие включения – ниитглиит. Поле зрения 3 мм. В отражённом свете, николи х.

Работа выполнена в рамках госзадания МГУ им. М.В. Ломоносова.

Список литературы

Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н. Октябрьское медно-никелевое месторождение // Разведка и охрана недр. 1970. № 4. С. 48-51.

Годлевский М.Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений. В кн.: Мат. по геологии и пол. ископ. Сибирской платформы. Л.: ВСЕГЕИ. 1960. С. 95-101.

Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометальная минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные. В кн.: Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: 1990. С. 98-106.

Изоитко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука. 1997. 582 с.

Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Павлов Е.Г. О распаде природного твёрдого раствора в системе PbS - PbTe. В кн.: Упорядочение и распад твёрдых растворов в минералах. М.: Наука. 1979. С. 185-190.

Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Душаткин А.Б. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона. В кн.: Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143-149.

Митенков Г.А., Кнауф В.В., Ерцева Л.Н., Емелина Л.Н., Кунилов В.Е., Стехин А.И., Олешкевич О.И., Яценко А.А., Алексеева Л.И. Минералы элементов группы платины в сплошных пирротиновых рудах Талнаха. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Наука. 1997. С. 284-285.

Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 1356-1378.

Спиридонов Э.М. Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник-2019. М.: Макс Пресс. 2019. С. 41-113.

Спиридонов Э.М., Голубев В.Н., Гриценко Ю.Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 867-875.

Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Серeda Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 447-476.

Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. 1981. С. 13-19.

Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86-94.

Филимонова А.А., Муравьева И.И., Евстигнеева Т.Л. Минералы группы халькопирита медно-никелевых руд Норильских месторождений // Геология рудных месторождений. 1974. Т. 16. № 5. С. 36-45.

Spiridonov E.M., Kulagov E.A., Belyakov S.N., Sereda E.V., Tushentsova I.N. Noril'sk ore field: Veined eutectic PbSss – Iss sulfide ores with PGE and PGM unique concentrations // 12th International Platinum Symposium. Yekaterinburg. 2014. P. 119-120.

Spiridonov E., Serova A., Belyakov S., Sereda E., Tuschentsova I. Gold as indicator of the formation history of noble-metal minerals in Noril'sk sulfide ore. Northern Siberia, Russia // 13th Intern. Platinum Symp. Polokwane, South Africa. 2018. P. 178-179.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., Likchachev A.P., Kunilov V.E., Lyul'ko V.N. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // Econ. Geol. 1992. Vol. 87. P. 1153-1165.

EQUIATOMIC SOLID SOLUTIONS (PD, PT, AU, AG)(SN, SB, BI, TE, AS) AND PRODUCTS OF THEIR SOLID-PHASE TRANSFORMATIONS IN ORES OF THE MAIN SULFIDE KHARAELOKH DEPOSIT IN THE NORILSK ORE FIELD

E.M. Spiridonov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia,
ernstspiridon@gmail.com

The main Kharaelakh sulfide field is the largest palladium deposit. It is located within the Talnakh ore field, in the area of the lower exo- and endocontacts of Kharaelakh intrusive formed by olivine gabbro-norite-dolerites of P₂ – T₁ trap formation. Graphic eutectic aggregates of Iss and PbSss are the crystallization products of late eutectic sulfide melts (T cryst. ~ 550° C), enriched with lead. Metacrystals and miniveins of Pd, Pt, Au and Ag minerals are concentrated in graphic ores and near it, crossing and replacing Iss and PbSss exsolution structures. The earliest and relatively high-temperature (≤ 490 ° C) noble metals minerals in graphic ores are cubic (?) equiatom solid solutions: (Pd,Pt,Au)(Sn,Sb,Bi,Te), (Pd,Pt,Ag)(Bi,Te,Sn,As) and others. The first type of minerals with the predominance of Sn and Sb turned into aggregates of crossed twins of polymorphic transition: cubic phase → rhombic phase = paolovite (Pd,Pt)₂(Sn,Sb). Each twin has its own pattern of lamellae exsolution of insizwaite Pt (Bi,Sb,Te)₂ and geversite Pt(Sb,Bi,Te)₂, as well as niggliite Pt (Sn, Sb) bodies in paolovite matrix. The second type of minerals differing by the predominance of Bi and Te turned into sobolevskite Pd (Bi, Te) matrix with exsolution lamellae and small bodies moncheite PtBiTe, paolovite, altaite PbTe and hessite Ag₂Te.

СУЛЬФИДНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВОВОГО ИНТРУЗИВА И БАЙКАЛЬСКОГО Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БАЙКАЛИДЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

Э.М. Спиридонов¹, Г.С. Николаев², Е.В. Путинцева³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

²ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, GSNikolaev@rambler.ru

³СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, lputintseva@mail.ru

Расслоенный Йоко-Довыренский гипербазит-базитовый интрузив в придонной части включает Байкальское месторождение сульфидных Cu-Ni руд с Pt-Pd минерализацией, в более высоких частях разреза: в пограничной области между толщами троктолитов и габбро-норитов, а также среди этих толщ и среди перидотитов нижней части интрузива – гнезда мало сульфидных руд с Pt-Pd минерализацией (Гурулёв, Трунова, 1981; Качаровская, 1986; Кислов, 1998; Орсоев, 2008; Ariskin et al., 2018). Преобладающая часть пирротина, троилита, пентландита, халькопирита, кубанита, талнахита этих руд – продукты субсолидусных превращений высокотемпературных сульфидных твёрдых растворов Mss1, Mss2, Iss1 - Iss5, которые кристаллизовались из Fe-Cu-Ni-S расплава (Спиридонов и др., 2019а) (рис. 1-2).

Наиболее ранний продукт магматической кристаллизации - самородный Ru-Ir и Pt-Ir осмий (Спиридонов и др., 2018). Следовательно, родоначальная пикритовая магма была недосыщена серой. Об этом же свидетельствует отсутствие даже мельчайших сульфидных капель в кумулятивном оливине Fo_{88-86} и алюмохромите. Основной вопрос – как и когда возникли йоко-довыренские сульфидные расплавы? Л.Н. Качаровская и Д.А. Орсоев, детально изучившие сульфидные руды, установили зависимость их состава от состава вмещающих пород. Среди пород, богатых оливином, в рудах много пентландита. Среди безоливиновых пород пентландита в рудах мало. Поэтому гипотезу о перколяции сульфидного расплава сквозь весь объём интрузива для создания придонного Байкальского месторождения нужно отставить. Далее, чем больше сульфидов в описываемых рудах, тем в них ниже содержание благородных металлов на 100% сульфидную массу. Ясно, что источник благородных металлов – гипербазит-базитовый расплав или продукты его кристаллизации. Для образования существенного количества сульфидных расплавов необходим привнос серы из других источников. Йоко-Довыренский интрузив залегает в осадочной толще с горизонтами пиритовых углеродистых сланцев, которые около интрузива интенсивно контактово-метаморфизованы. На реальность участия серы и её спутников – As и Ge из пиритовых сланцев, указывает наличие арсенида – сперрилита в рудах Байкальского месторождения (Качаровская, 1986 и др.) при отсутствии сперрилита в рудах внутренних частей интрузива. В последних установлен производный летучего германия – палладогерманид (Спиридонов и др., 2019б). Таким образом, вероятный основной источник серы для магматогенных сульфидных руд Байкальского месторождения и гнездовых руд в интрузиве достаточно ясен.

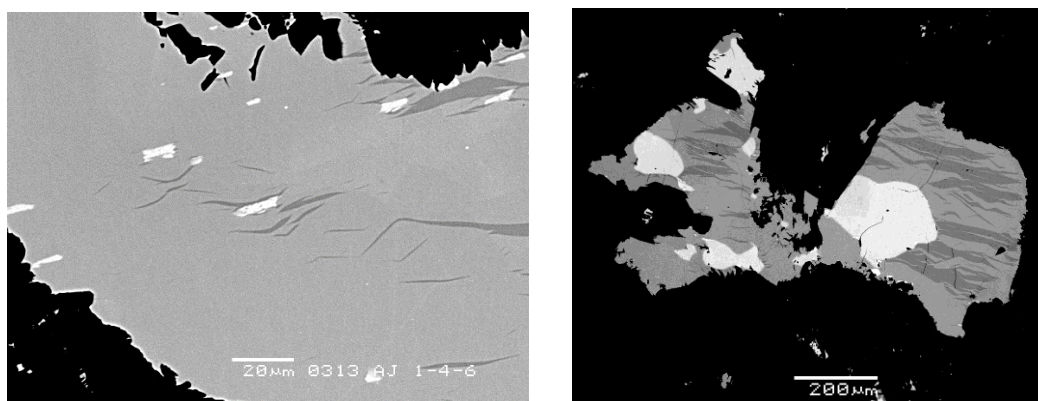


Рис. 1. Высокотемпературный сульфидный твёрдый раствор Mss 1, превращённый в сращения троилита (матрица, серый) с ламеллями железистого пирротина (тёмно-серый), ламеллями и тельцами пентландита (белый). В отражённых электронах. Вкрапленные руды Байкальского месторождения.

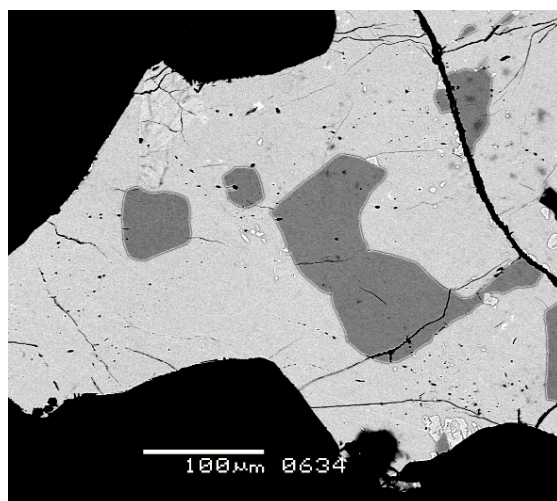


Рис. 2. Высокотемпературный сульфидный твёрдый раствор Iss 1, превращённый в сростания кубанита (матрица), троилита (серый) и пентландита (мелкие светлые выделения). В отражённых электронах. Гнездовые руды в пегматоидных троктолиттах.

Детальное изучение авторами руд Байкальского месторождения и гнездовых руд в интрузиве позволяет рассмотреть возможный механизм образования сульфидных расплавов. Отметим неравномерность процесса сульфуризации - замещения первичных магматических минералов при воздействии сернистых флюидов. В начале процесса сульфуризации титаномагнетита матрицу магнетита полностью замещал троилит. Далее замещался ильменит пластин распада. На месте титаномагнетита возникало скопление троилита и нового ильменита, в составе которого, в отличие от ильменита исходных пород, мало Fe^{3+} . Нередко это – капля троилита с каймой нового ильменита (рис. 3, левый), т.е. возникший троилит плавился, возможно, за счёт тепла эндотермичной реакции окисления сероводорода в процессе замещения магнетита. При участии водяного пара – продукта этой реакции, возникли сростания новообразованных сульфидов с паргаситом и с гидроксилфлогопитом – биотитом, заместившими пироксены магматических пород (рис. 3, правый). Тёмные слюды содержат 5.6-7.8 масс. % TiO_2 , что отвечает температуре кристаллизации слюд $\gg 800^\circ C$. Возникший сульфидный расплав активно корродировал пироксены, в меньшей степени – плагиоклаз и оливин исходных пород. Сульфидный расплав весьма подвижный и реакционный, замещает пироксены вдоль трещин спайности (рис. 4).

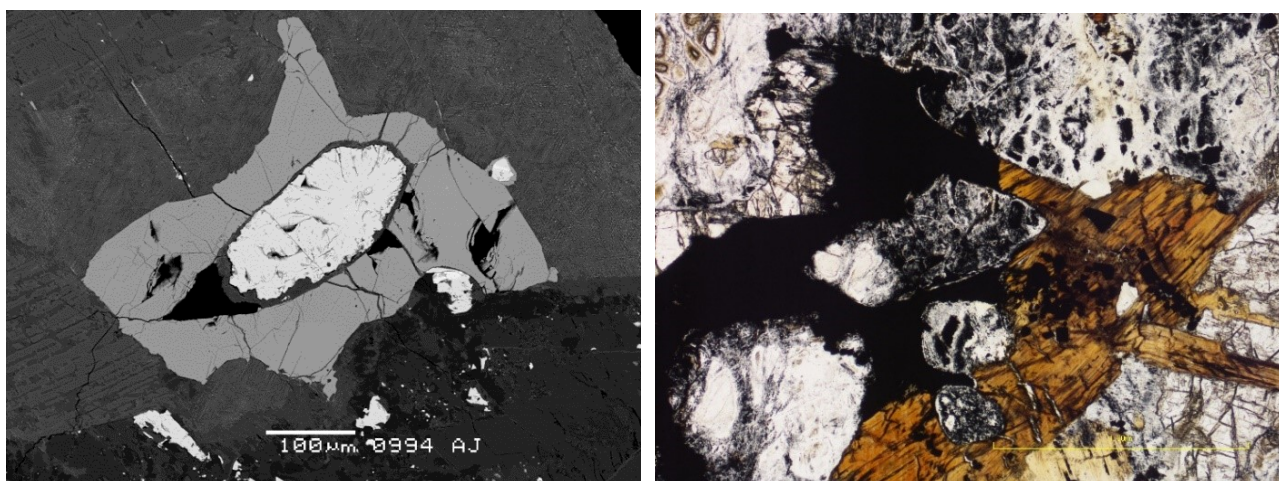


Рис. 3. Слева - капля троилита с каймой кристаллов ильменита, заместившие кристалл титаномагнетита. В отражённых электронах. Справа – метасоматическое гнездо сульфидов (чёрные) с каймой высокотитанистого флогопита. В проходящем свете при 1 никеле. Линейка – 1 мм. Вкрапленные руды Байкальского месторождения.

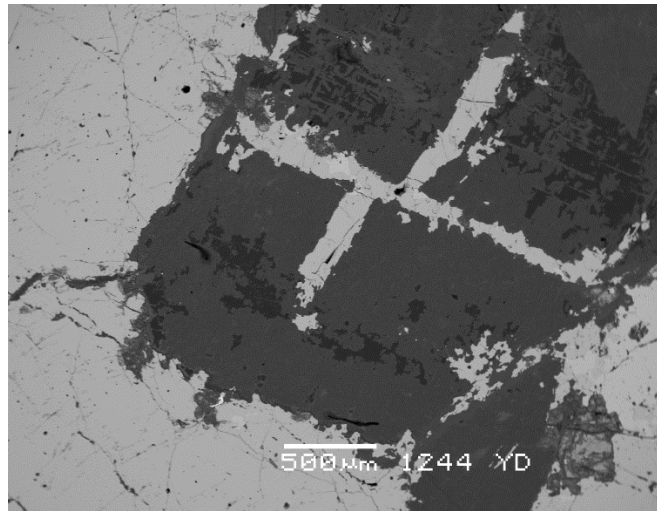


Рис. 4. Заметно корродированный кристалл бронзита (чёрное) с прожилками пирротина и халькопирита – продуктами превращения высокотемпературного сульфидного твёрдого раствора Iss, погруженный в сульфидную массу того же состава. В отражённых электронах. Сидеронитовые руды Байкальского месторождения.

При процессах сульфуризации была замещена и значительная часть хромшпинелидов. За счёт вещества растворённых хромшпинелидов и ильменита магматических пород в агрегатах сульфидов или около них возникли новообразованные зональные кристаллы хромшпинелидов специфического состава и их сростания с ильменитом (рис. 5).

Новообразованные хромшпинелиды (рис. 5) – V-Ti хромит, V-Ti алюмохромит, Ti-V хромгерцинит, V-Al хромтитаномagnetит, V хромит – ульвошпинель, содержащие до 2.6 масс. % V_2O_3 . Около тел сульфидов в кристаллах кумулятивного хризолита Fo_{88-86} местами возникли метасомы – сростания троилита и нового оливина – гортонолита Fo_{45-42} , который содержит лишь следы Ni и Ca.

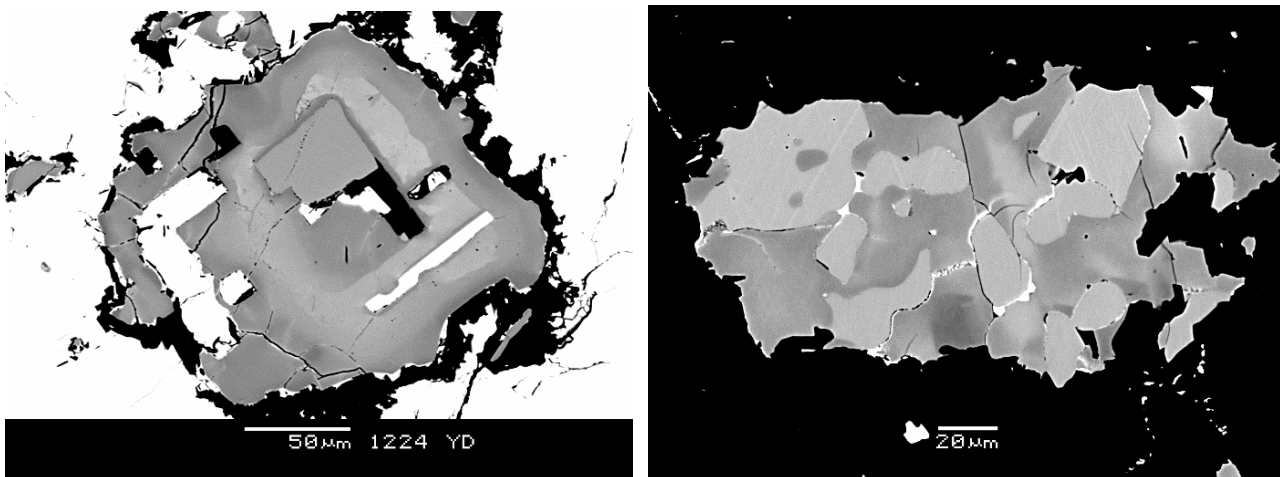


Рис. 5. Новообразованный ильменит (не зональный, серый) в центре левого кристалла, в правом сростании – с новообразованными зональными хромшпинелидами, обогащёнными ванадием, с плёнками магнетита (белый) вокруг. Слева – сложнзональный кристалл новообразованных хромшпинелидов в сростании с троилитом, пирротинном и пентландитом (светлые) – продуктами превращения Mss, окружён ими же. Чёрное – силикаты. В отражённых электронах. Руды Байкальского месторождения.

Внутри интрузива около гнездовых скоплений магматических сульфидов окружающие троктолиты превращены в пегматоидные, при сохранении состава минералов. Иногда такие

образования приобрели подвижность и возникли короткометражные секущие 2-10 см жилы пегматоидных сульфидоносных троктолитов.

Работа выполнена в рамках госзадания МГУ им. М.В. Ломоносова.

Список литературы

Гурулев С.А., Трунева М.Ф. Генетические типы медно-никелевых месторождений Северного Прибайкалья и физико-химические условия их формирования. В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным Cu-Ni рудообразованием. М: Наука, 1981. С. 97-108.

Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования). Диссертация канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ: ИГ БНЦ СО АН СССР. 1986. 180 с.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: изд. БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.

Орсоев Д.А. Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив и его платиноносность. В кн.: благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит - базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель. 2008. С. 89-194.

Спиридонов Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Пшеницын И.В., Япаскерт В.О. Лаурит и иридий осмий в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 1-10.

Спиридонов Э.М., Орсоев Д.А., Арискин А.А., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Япаскерт В.О. Hg- и Cd-содержащие минералы Pd, Pt, Au, Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия. 2019а. Т. 64. № 1. С. 43-58.

Спиридонов Э.М., Орсоев Д.А., Арискин А.А., Кислов Е.В., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Япаскерт В.О. Палладогерманид Pd₂Ge сульфидоносных анортозитов Йоко-Довыренского интрузива // Докл. РАН. 2019б. Т. 485. № 2. С. 458-460.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill, Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018. Vol. 302-303. P. 242-262.

SULFIDE PETROLOGY OF THE YOKO-DOVYREN ULTRABASIC-BASIC INTRUSION AND THE CU-NI BAIKAL DEPOSIT (BAIKALIDES OF NORTHERN TRANSBAIKALIA)

E.M. Spiridonov¹, G.S. Nikolaev², E.V. Putintseva³

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, ernstspiridon@gmail.com

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia, GSNikolaev@rambler.ru

³ Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia, lputintseva@mail.ru

Sulfide petrology of the Yoko-Dovyren ultrabasic-basic intrusive and Baikal Cu-Ni deposit (baikalides of Northern Transbaikalia). The earliest products of magmatic crystallization are native Ru-Ir and Pt-Ir osmium. Consequently, parent picritic magma was undersaturated by sulfur. The probable main primary source of sulfur for magmatic Cu-Ni ores of Baikal deposit and nested ores in intrusion is contact-metamorphosed pyrite-bearing shales of intrusion frame. A probable forming mechanism for sulfide melts is sulfurization of magmatic titanomagnetite, pyroxenes and chromespinelides. Drops of troilite with a rim of new ilmenite depleted in Fe³ arose in place of titanomagnetite. The new sulfide melt is rather mobile and reacting, it replaces pyroxenes along cleavage fractures. Zonal crystals of spinelides with a specific composition have grown in sulfide aggregates due to the matter of dissolved chromespinelides and ilmenite of magmatic rocks: V-Ti chromite, V-Ti alumochromite, Ti-V chromehercynite, V-Al chrometitanomagnetite and V chromite - ulvospinel containing up to 2.6 wt% of V₂O₃. Metasomas, namely, troilite and hortonolite Fo₄₅₋₄₂ intergrowths, locally arose in cumulative chrysolite Fo₈₈₋₈₆ near sulfide bodies. Troctolites, surrounding nests of magmatic sulfides, are turned into pegmatoidal rocks. Sometimes such formations develop into intersecting vein of pegmatoidal sulfide-bearing troctolite.

АНОРТОЗИТЫ И СУЛЬФИДОНОСНЫЕ АНОРТОЗИТЫ – ЦЕМЕНТ МАГМАТИЧЕСКИХ БРЕКЧИЙ В ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОМ ГИПЕРБАЗИТ-БАЗИТОВОМ ИНТРУЗИВЕ (БАЙКАЛИДЫ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

Э.М. Спиридонов¹, Г.С. Николаев², Е.В. Путинцева³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

²ГЕОХИ РАН, Москва, Россия, GSNikolaev@rambler.ru

³СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, lputintseva@mail.ru

Позднерифейский расслоенный Йоко-Довыренский гипербазит-базитовый интрузив размещён в байкалидах Прибайкалья (Булгатов, 1983). Размер интрузива 26х3.5х~5 км. Его центральную часть образуют следующие толщи: нижний горизонт оливиновых габбро-норит-долеритов (зона закалки), далее – толща бронзит-эндиопсид-плагиоклаз содержащих дунитов и лерцолитов (около трети разреза интрузива, кумулусные Mg оливин и алюмохромит), толща троктолитов с прослоями и шширами анортозитов (около трети разреза интрузива, кумулусные Mg оливин и Ca битовнит), верхняя толща габбро-норитов (около трети разреза интрузива, кумулусный плагиоклаз) (Гурулёв, 1965; Кислов, 1998; Ярошевский и др., 2006; Орсов, 2008; Ariskin et al., 2018). На границе толщ троктолитов и верхних габбро-норитов Д.А. Орсов выделил критический горизонт – частое, нередко линзовидное переслаивание оливиновых габбро-норитов, лейкотроктолитов, плагиолерцолитов, анортозитов, вебстеритов. Последнее время многие исследователи Йоко-Довыренского интрузива полагают (Ariskin et al., 2018 и др.), что анортозиты этого плутона – адкумуляты по классификации (Wager, Brown, 1960).

Д.А. Орсов и Е.В. Кислов считают Йоко-Довыренский интрузив двухфазным, доказывают, что верхняя толща пижонитовых и кварцевых габбро-норитов – образование второй интрузивной фазы. Исключая эту толщу, для нижней части Йоко-Довыренского интрузива проявлена анортозитовая тенденция магматической дифференциации (Спиридонов, 1971, 1980), с обособлением анортозитового вещества на поздних стадиях дифференциации. Полевые наблюдения показали, что меньшая часть анортозитов ритмично переслаивается с троктолитами. Большая же часть анортозитов слагает разно ориентированные жилы в троктолитах и оливиновых габбро-норитах (рис. 1-2), а также цемент магматических брекчий с обломками этих пород (рис. 3-5).



Рис. 1. Йоко-Довыренский интрузив. Центральный ручей. Жилы анортозитов в троктолитах. У контактов анортозиты мелкокристаллические, в центре внедрений – среднезернистые с редкими более крупными ксеноморфными авгитом и бронзитом. 101х41 мм. Колл. Г.С. Николаева. Фото Э.М. Спиридонова.

Мощность разно ориентированных секущих жил анортозитов – от первых мм до 1.5 м (рис. 3). Обычно это – одиночные жилы. Нередки и системы ветвящихся жил анортозитов.

Особый интерес представляют магматические брекчии, в которых крупные, средние, небольшие обломки троктолитов и оливиновых габбро-норитов сцементированы анортозитами (рис. 3-4) и сульфидоносными анортозитами (рис. 5).



Рис. 2. Жилы анортозитов у контакта лейкотроктолитов и меланотроктолитов. 96x53 мм.



Рис. 3. Йоко-Довыренский интрузив. Центральный ручей. Секущая жила анортозитов, переходящая в магматические брекчии с множеством уплощённых обломков окружающих троктолитов. Фото Е.С. Николаева.

Размер кристаллов Са битовнита в жильных анортозитах и анортозитах цемента магматических брекчий варьирует от долей мм на контакте с обломками троктолитов до 13 мм на удалении от них; бронзита и авгита, цементирующих идиоморфные кристаллы битовнита в анортозитах, до 40 мм и 140x35 мм соответственно. Итак, зернистость анортозитов цемента магматических брекчий колеблется от мелкокристаллической до пегматоидной. Последняя наиболее характерна для сульфидоносных анортозитов критического горизонта.



Рис.4. Йоко-Довыренский интрузив. Центральный ручей. Глыба магматических брекчии троктолитов с цементом из среднезернистых анортозитов. Находка Е.В. Кислова. Фото Е.В. Путинцевой.



Рис. 5. Критический горизонт Йоко-Довыренского интрузива. Ручей Центральный. Магматические брекчии – обломки троктолитов и оливиновых габбро-норитов сцементированы сульфидоносными анортозитами. Слева - 100x55 мм. Справа – 108x88 мм. Фото Э.М. Спиридонова.

Таким образом, вероятный механизм обособления анортозитового расплава – фильтр-прессинг, чему могли способствовать компакция магматической толщи с некоторым сокращением объёма, с одной стороны, и накопление флюидной фазы, прежде всего водяного пара, с другой. Эти факторы должны привести к внутри камерным взрывам с образованием магматических брекчий.

Наши наблюдения и вывод согласуются с результатами более ранних исследований Йоко-Довыренского интрузива (Добрецов и др., 1988; Ионов и др., 1984; Кислов, 1998).

Работа выполнена в рамках госзадания МГУ им. М.В. Ломоносова.

Список литературы

- Булгатов А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука. 1983. 192 с.
- Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука. 1965. 122 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Цой Л.А. Новая модель формирования ритмичной расслоенности в базитовых плутонах // Геология и геофизика. 1984. № 2. С. 3-11.
- Ионов Д.А., Киреев Б.С., Ярошевский А.А. Вариации состава плагиоклаза и генезис анортозитовых обособлений в Йоко-Довыренском расслоенном массиве // Геохимия. 1984. Т. 34. № 6. С. 494-503.
- Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: изд. БНЦ СО РАН. 1998. 265 с.
- Орсов Д.А. Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив и его платиноносность. В кн.: Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель. 2008. С. 89-194.
- Спиридонов Э.М. Анортозитовая тенденция магматической дифференциации. В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука. 1971. С. 162-166.
- Спиридонов Э.М. Некоторые замечания о базальтах и анортозитах Земли и Луны в связи с особенностями эволюции этих планет // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. С. 951-953.
- Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит – троктолит - габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. № 10. С. 1027-1039.
- Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G., Kislov E., Fiorentini M., McNeill, Kostitsyn Yu., Goemann K., Feig S., Malyshev A. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018. Vol. 302-303. P. 242-262.
- Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J. Types of igneous cumulates // J. Petrol. 1960. Vol. 1. P. 73-85.

ANORTHOSITES AND SULFIDE-BEARING ANORTHOSITES AS A CEMENT FOR MAGMATIC BRECCIAS IN THE YOKO-DOVYREN ULTRABASIC-BASIC INTRUSION (BAIKALIDES OF NORTHERN TRANSBAIKALIA)

E.M. Spiridonov¹, G.S. Nikolaev², E.V. Putintseva³

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia,
ernstspiridon@gmail.com

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow, Russia,
GSNikolaev@rambler.ru

³ Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia, lputintseva@mail.ru

Anorthosites and sulphide-rich anorthosites as cement of the magmatic breccia at Yoko Dovyren ultrabasic-basic intrusive (baikalides of Northern Baikal Region). On the one hand, the probable mechanism of separation of anorthosite melt, namely, filter-pressing, could be facilitated by magmatic mass compaction with some constriction; on the other hand, it could be driven by accumulation of fluid phase, most notably, water vapor.

САРИОЛИЙСКАЯ (2400 МЛН ЛЕТ) КРУПНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ НА ФЕННОСКАНДИНАВСКОМ ШИТЕ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТОВ

А.В. Степанова¹, Е.Б. Сальникова², А.В. Самсонов³, С.В. Егорова¹,
М.А. Суханова², К.Г. Ерофеева³, Ю.О. Ларионова³

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия, stepanov@krc.karelia.ru

² ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия, pavel.azimov@mail.ru

³ ИГЕМ РАН, Москва, Россия, samsonovigem@mail.ru

Крупные магматические провинции – непродолжительные, но значительные по объему этапы формирования мантийных расплавов, которые фиксируются на континентах по основным вулканитам, роям мафических даек и расслоенным интрузиям (Ernst, 2014). Одним из главных критериев выделения крупных магматических провинций являются надежные и точные геохронологические данные. Выявление раннедокембрийских крупных магматических провинций осложнено тектоно-метаморфическая переработкой большей части пород, и наиболее сложными для изучения объектами являются базиты полиметаморфических складчатых поясов.

На Фенноскандинавском щите широко распространены базиты с возрастом 2.5-2.4 млрд лет (Bayanova et al, 2009, Amelin et al., 1995). При этом часть исследователей рассматривала их в составе единой Восточно-Фенноскандинавской (или Балтийской) крупной магматической провинции, формирование которой происходило в результате подъема одного крупного мантийного мегашлума, продолжительность воздействия которого составляла более 100 млн лет (Bayanova et al, 2009, Шарков и др., 2005). Альтернативная точка зрения предполагает формирование раннепротерозойских базитов Фенноскандинавского щита в результате нескольких кратких дискретных событий с возрастом 2.5, 2.45 и 2.4 млрд лет. В этом ряду именно эпизод 2.4 млрд лет являлся наиболее слабо обоснованным и исходно рассматривался как «отголосок» события 2.45 млрд лет (Kullerud et al., 2006). За последние 10 лет для восточной части Фенноскандинавского щита были получены данные о проявлениях магматизма с возрастом 2.4 млрд лет в северной (Ерофеева и др., 2019, 2020, Сальникова и др., 2020), юго-восточной (Puchtel et al., 2016) и центральной (Степанова и др., 2017, Salminen et al., 2016) частях Фенноскандинавского щита. Широкие вариации состава и территориальная разобщенность датированных объектов, расположенных в Кольской и Карельской провинциях, ограничивали возможность объединения базитов с возрастом 2.4 млрд лет в составе единой крупной магматической провинции.

Эти ограничения были сняты в результате изучения и изотопного датирования интрузий оливиновых габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов, которые широко распространены в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Степанов, 1981) и традиционно рассматривались как компонент Балтийской (2.45-2.40 млрд лет) крупной магматической провинции (Lobach-Zhuchenko et al., 1998, Шарков и др., 2005). Эти породы, несмотря на преобразования в условиях гранулитовой фации (Сальникова и др., 2022), сохранили реликтовые минеральные ассоциации, в том числе и магматический бадделейт. Циркон и бадделейт в габброноритах формируют агрегатные зерна сложного строения, образование которых является следствием метаморфических преобразований пород в условиях гранулитовой фации. Однако в каждом из детально изученных к настоящему времени в Беломорской провинции массивов, удалось найти единичные зерна неизмененного бадделейта. U-Pb датирование бадделейта методом ID-TIMS по микронавескам показало, что возраст кристаллизации оливиновых габброноритов в районе оз. Каменное в центральной части Беломорской провинции составляет 2404 ± 11 млн лет (Степанова и др., 2020). Возраст бадделейта в оливиновых габброноритах Амбарнского массива в центральной части Беломорской провинции составляет 2411 ± 6 млн лет. Близкий возраст имеют и оливиновые габбронориты из дайки на о. Кондостров в южной части Беломорской провинции.

Новые данные о возрасте кристаллизации оливиновых габброноритов, полученные по результатам изучения бадделейта из оливиновых габброноритов в центральной и южной частях Беломорской провинции подтверждают имевшиеся ранее данные о возрасте кристаллизации габброноритов в ее северной части (Бибикова и др., 2004, Криволицкая и др., 2010) и свидетельствуют о широком распространении базитов в возрасте 2400 ± 10 млн лет в ее пределах. Эти данные существенно расширяют площадь распространения базитов с возрастом 2400 ± 10 млн лет на Фенноскандинавском щите и позволяет выделять сариолийскую крупную магматическую провинцию, включающую дайки долеритов на Карельском кратоне, силлы пикродолеритов и дайки долеритов в Кольско-Норвежском террейне Кольской провинции, коматииты и базальты Ветреного пояса и интрузии и дайки оливиновых габброноритов в Беломорской провинции. Высокомагнезиальный

характер базитов в сариолийской крупной магматической провинции свидетельствует о ее формировании в результате подъема мантийного плюма. Узкий временной интервал формирования базитов 2400 ± 10 млн лет свидетельствует о краткости этого эпизода магматической активности и отсутствии генетической связи с предшествовавшими событиями с возрастом 2500 и 2450 млн лет.

Исследования являются продолжением работ по проекту РНФ 16-17-10260 и выполнены в рамках НИР ИГ КарНЦ РАН № FWME-2019-0060, при частичной поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437).

Список литературы

Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Res.* 1995. Т. 75. С. 31–46.

Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. Т. 323. № 1. С. 165–198.

Ernst R. *Large Igneous provinces.* Cambridge University Press, 2014. 667 с.

Kullerud K., Skjerlie K. P., Corfu F., la Rosa J. D. de. The 2.40Ga Ringvassøy mafic dykes, West Troms Basement Complex, Norway: The concluding act of early Palaeoproterozoic continental breakup // *Precambrian Res.* 2006. V. 150. № 3–4. P. 183–200.

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Levsky L. K., Bogomolov E. S., Krylov I. N. Geochemistry and petrology of 2.40 – 2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Res.* 1998. Т. 92. С. 223–250.

Puchtel I. S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R. J., Brandon A. D., Nicklas R. W., Kulikov V. S., Samsonov A. V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2016. Т. 180. № May. С. 227–255.

Salminen J., Halls H. C., Mertanen S., Pesonen L. J., Vuollo J., Söderlund U. Paleomagnetic and geochronological studies on Paleoproterozoic diabase dykes of Karelia, East Finland—Key for testing the Superia supercraton // *Precambrian Res.* 2014. Т. 244. С. 87–99.

Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Степанова А. В., Веселовский Р. В., Егорова С. В., Арзамасцев А. А., Ерофеева К. Г. Фрагменты палеопротерозойских крупных магматических провинций в северной Фенноскандии: U–Pb датирование бадделеита из мафических даек и силлов // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле.* 2020. Т. 491. № 2. С. 46–50.

Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я. и др. История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U–Pb (ID–TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // *Петрология.* 2022. № 6 (в печати).

Степанов В. С. *Основной магматизм докембрия западного Беломорья.* Ленинград: Наука, 1981. 216 с.

Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Егорова С. В., Степанов В. С. Интрузивные базиты крупной магматической провинции 2400 млн лет в Беломорском подвижном поясе: первые U–Pb ID TIMS данные по бадделеиту // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле.* 2020. Т. 493. № 2. С. 56–60.

Степанова А. В., Сальникова Е. Б., Самсонов А. В., Ларионова Ю. О., Егорова С. В., Саватенков В. М. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // *Доклады Академии Наук.* 2017. Т. 472. № 2. С. 185–191.

Шарков Е. В., Евсеева К. А., Красивская И. С., Чистяков А. В. Магматические системы раннепалеопротерозойской Балтийской крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезальной (бонинитоподобной) серии // *Геология и геофизика.* 2005. Т. 46. № 9. С. 968–980.

**SARIOLA (2400 MA) LARGE IGNEOUS PROVINCE ON THE FENNOSCANDIAN SHIELD:
GEOCHRONOLOGY, COMPOSITION, AND FORMATION CONDITIONS OF THE BASITES**

A.V. Stepanova¹, E.B. Sal'nikova², A.V. Samsonov³, S.V. Egorova¹, M.A. Sukhanova², K.G. Erofeeva³, Yu.O. Larionova³

¹ Institute of Geology KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia, stepanov@krc.karelia.ru

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia, pavel.azimov@mail.ru

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia, samsonovigem@mail.ru

New geochronological, geochemical, and isotopic data on the basites of the Eastern Fennoscandian Shield serve as a scientific basis for detachment of the Sariola (2400±10 Ma) large igneous province.

УРБИКАНСКОЙ КОМПЛЕКС УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ МАССИВОВ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ БЕРЕГ БАЙКАЛА: ГЕОЛОГИЯ И СОСТАВ

А.В. Трофимов^{1,2}, Е.В. Кислов^{1,2}, Ж.Н. Цыдыпов²

¹Бурятский госуниверситет им. Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, trofimlurk@gmail.com

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

Урбиканский комплекс ультрамафит-мафитовых массивов (рис. 1) находится близ восточного побережья северной части оз. Байкал, в среднем течении рек Кабанья и Урбикан. Вместе с вмещающей толщей они представляют собой блок (ксенолит) внутри Ангаро-Витимского батолита.

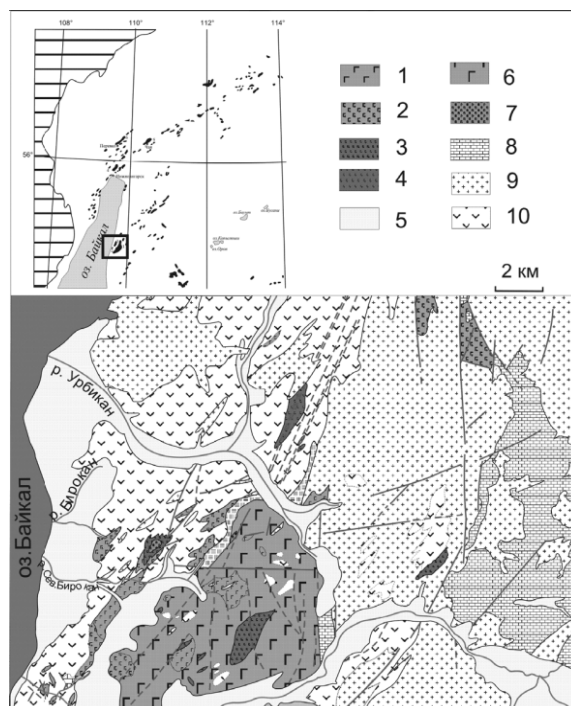


Рис. 1. Геологическая схема Урбиканского комплекса: 1 – габбро, 2 - роговообманковое габбро, 3 – габбронориты, 4 – офитовое габбро, 5 – четвертичные отложения, 6 - габбро и роговообманковые габбро, 7 – перидотиты, 8 – известняки, 9 – граниты, 10 - амфиболиты, амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы

Первые сведения о массивах этой группы представлены в геолого-съемочных отчетах В.И. Навиля, В.Е. Викулова, В.А. Чабаненко, П.Ф. Зайцева, где изложен материал о петрографическом составе пород и взаимоотношениях с вмещающей толщей.

Вмещающие породы - амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотитовые, иногда гранатсодержащие микрогнейсы с редкими прослоями и линзами мраморов. Условия метаморфизма пород не превышают эпидот-амфиболитовой фации. Массивы Урбиканской группы прорваны жилами, дайками трахидолеритов, лампрофиров и двуслюдяных пегматоидных гранитов.

Кабаний массив - самое крупное тело. Он находится по обоим бортам р. Кабанья и в междуречье Кабанья - Урбикан, вытянут в субмеридианальном направлении согласно с общей структурой района. Площадь - 90 км², длина - 25 км при ширине до 7 км. Массив сложен дифференцированной серией пород от вебстеритов до габброноритов. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения с лейкократовыми и пегматоидными обособлениями. Пегматоидные роговообманковые габбро образуют отдельные, обычно неправильной формы, участки. В пегматоидном габбро отмечена пирротин-халькопиритовая минерализация. Неизменные породы в пределах массива достаточно редки и встречаются среди амфиболитизированных, цоизитизированных, эпидотизированных и окварцованных разновидностей. В краевых частях наблюдаются только преобразованные породы, а также обилие ксенолитов вмещающих метаморфических пород, в основном амфиболитов. Особенность габброидов Кабаньего интрузива - обогащенность титаномагнетитом до 10 %. Вкрапленность титаномагнетита неравномерная, иногда прожилковая. В

породах Кабаньего массива широко распространена мелкая сингенетичная вкрапленность сульфидов. Содержание не превышает 5-7%, вкрапленники ксеноморфные, интерстициальные. Сульфиды представлены пирротинном и пиритом, реже халькопиритом. В целом габброиды характеризуются умеренным содержанием щелочей, высокими концентрациями стронция и бария, низкими – никеля и хрома. Повышенная щелочность отмечается в зонах преобразования пород под влиянием позднего гранитного магматизма.

Урбиканский массив расположен на удалении 4-5 км от берега оз. Байкал. Он протягивается в северо-восточном направлении от водораздела рек Якшакан – Северный Биракан до левого берега р. Урбикан. Длина массива – около 5 км при ширине в плане до 800 м. Он отделен от Кабаньего массива разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами. Наблюдается зональность внутреннего строения тела: его северо-западная эндоконтактовая часть и отдельные фрагменты юго-восточной представлены амфиболизированными габбро, ближе к центру располагаются измененные пироксениты, а центральная часть сложена серпентинизированными перидотитами. Все эти различия обнаруживают друг с другом постепенные взаимопереходы. Участками в габбро и пироксенитах наблюдается редкая вкрапленность сульфидов.

Якшаканский массив находится в 1 км от берега оз. Байкал, в 5 км юго-западнее Урбиканского интрузива. Это небольшое интрузивное тело, как и предыдущее - сателлитное образование Кабаньего плутона. Якшаканский массив вскрыт в глубоком эрозионном врезе руч. Якшакан, причем эродирована апикальная часть интрузива, залегающего глубже. Массив вытянут в северо-восточном направлении, длина 700 м, ширина 400 м. Как и в Кабаньем массиве, в его составе преобладают амфиболизированные габбро и габбро-пегматиты. Сульфидная минерализация отмечена и в габбро и в амфиболитах. Зона сульфидной минерализации располагается на левобережье руч. Якшакан и приурочена к контакту массива с вмещающими амфиболитами. Рудовмещающая структура - разрывное нарушение субмеридионального направления, проходящее непосредственно по контакту, захватывая обе разновидности пород. В пределах зоны разлома породы дроблены и интенсивно обохрены. В неизмененных породах, даже в непосредственной близости к разрывному нарушению, сульфиды отсутствуют. Мощность минерализованной зоны около 35 м, по простиранию прослеживается на 150 м.

Главные породообразующие минералы магматического парагенезиса пород Урбиканского комплекса - оливин, клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз и роговая обманка, широко варьирующие по количественному содержанию в различных породах.

Оливин входит в состав троктолита и оливинового габбро, его содержание колеблется от 50 об.% в троктолитах до 10 об.% в оливиновом габбро. Во всех группах пород оливин чаще всего более идиоморфен по отношению к другим минералам, представлен изолированными крупными зернами диаметром от 0,2 мм до 1 мм. В оливине присутствуют округлые включения плагиоклаза до 0,1 мм. По составу оливины из пород Урбиканской группы отвечают хризолиту с железистостью от 25 до 31 ат.%. Железистость оливинов возрастает от оливинового габбро к троктолитам. Содержание СаО в оливинах до 0,04. Содержание марганца имеет обратную зависимость к железистости - при увеличении железистости оливина от 25 до 31 ат.%, уменьшается от 0,47 до 0,35.

Клинопироксен присутствует почти во всех разновидностях пород (10-100 об. %), но ведёт себя по-разному в зависимости от меланократовости пород. В оливинсодержащих габброноритах и габбро клинопироксен более поздний по отношению к оливину. Для клинопироксена характерны вытянутые призматические кристаллы с неправильными, заливообразными краями. Он замещается по трещинкам и по периферии буро-зеленым позднемагматическим амфиболом. Продукты вторичного изменения клинопироксена представлены главным образом слабо плеохроирующим в зеленых тонах амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Клинопироксен из различных пород отвечает авгиту ($En_{44-46}Fs_{14-16}Wo_{37-42}$). Железистость клинопироксена варьирует 21-27 ат. %.

Плагиоклаз в большинстве случаев в менее идиоморфен, чем клинопироксен, реже в равной степени. Характерны длиннопризматические кристаллы, полисинтетически сдвойникованные плотные срастания с размером кристаллов до 2-3 мм. Плагиоклаз частью замещается сосюритом. Большинство проанализированных плагиоклазов отвечают лабрадорам и битовнитам (An_{51-82}). Отмечаются мелкие зерна плагиоклаза до 0,1 мм в оливине, по составу они более основные (до An_{73}). Анортитовая составляющая возрастает от габбро-норитов, габбро, оливинового габбро к троктолитам.

Ортопироксен содержится в небольшом количестве, в основном встречается в габбро-норитах (до 15 об.%). Наиболее характерны вытянутые призматические зерна до 1 мм. Он часто корродирован плагиоклазом, то есть кристаллы минерала имеют резко извилистые границы, которые вдаются внутрь кристаллов, образуя заливы. Также, как и у клинопироксена, обнаружены каемки амфибола. По составу

ортопироксен отвечает бронзиту ($En_{77-67}Fs_{22-30}Wo_{0,7-2,8}$). Его железистость колеблется от 22 до 33 ат.%. Содержание глинозема в ортопироксенах составляет 1,1-2,0 мас. %. Ортопироксен содержат небольшое количество CaO, чаще всего в пределах 0,36-0,85 мас. %, но иногда фиксируются значения 1-2 мас. % в наиболее железистых ортопироксенах.

Амфиболы в небольшом количестве (5-20%) присутствуют в породах Урбиканского массива. Оптически в шлифах фиксируются два амфибола: плеохроирующий в зеленых тонах актинолит и буро-коричневая роговая обманка. Первичный амфибол в Урбиканской группе массивов повсеместно имеет позднемагматический характер и кристаллизуется последним из породообразующих минералов в виде крупных, до 1,5 мм, кристаллов неправильной формы, выполняющих промежутки между другими минералами. Минерал обладает резким плеохроизмом. По химическому составу первичномагматический амфибол относится к кальциевым амфиболам с железистостью 38-47 ат. % и соответствует керсутиту (TiO_2 2,2-3,3 мас. %).

Петрохимия. На тройной диаграмме АФМ (рис. 2) основная масса пород расположена в поле известково-щелочной серии. В толеитовой области расположены рудные габбро и некоторая часть обыкновенных габбро, обогащенных железом. Диаграмма АФМ также иллюстрирует эволюцию магмы при образовании пород Урбиканского комплекса, образующих толеитовый тренд дифференциации. Наиболее магниальные породы (пироксениты Урбиканского массива) занимают узкое изолированное поле. В ультраосновных породах наблюдается постепенное обогащение железом от пироксенитов к троктолитам, то есть при увеличении кремнекислотности пород. Как видно из диаграммы АФМ, рудное габбро и габбро массива Кабаний лежат особняком от всей группы пород, это связано с тем, что породы обогащены рудными железистыми минералами.

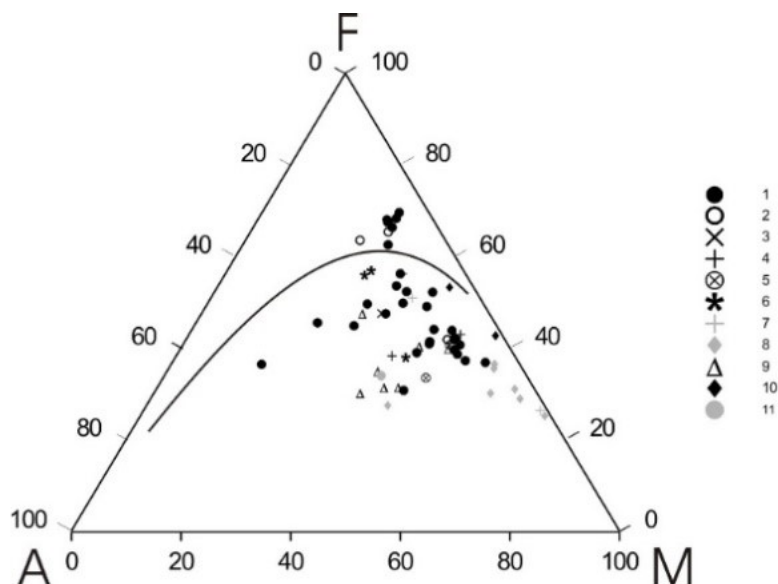


Рис. 2. Диаграмма АФМ для габброидов Урбиканского комплекса.

Кабаний массив: 1 – габбро, 2 - рудное габбро, 3 – габбронорит, 4 – оливиновое габбро, 5 – троктолит, 6 – амфиболовое габбро. Урбиканский массив: 7 – оливиновое габбро, 8 – пироксенит, 11 – габбро.

Массив Якшакан: 9 – габбро, 10 - пироксенит.

Диаграмма хондритнормированных содержаний редкоземельных элементов (рис. 3) показывает, что породы Кабаньего и Урбиканского массивов имеют сходные очертания спектров РЗЭ. Европейские аномалии наблюдаются, как следствие значимой роли плагиоклаза в оливиновых габбро и троктолитах Кабаньего массива, а в пироксенитах Урбиканского массива – его отсутствия. Сходство спектров свидетельствуют, что ультрамафит-мафитовые породы образовались из единого источника расплава.

На основе общности геохимии главных элементов, РЗЭ и микроэлементов (Cr, Ni, Co, V, Zn, Ba, Sr, Cu) можно сделать вывод, что массивы Кабаний, Урбикан и Якшакан представляют единый комплекс. Исходя из данных геологии, петрографии и петрогеохимии можно сделать вывод, что Урбиканский комплекс относится к пироксенит-габбровой формации и сформировался в островодужной обстановке.

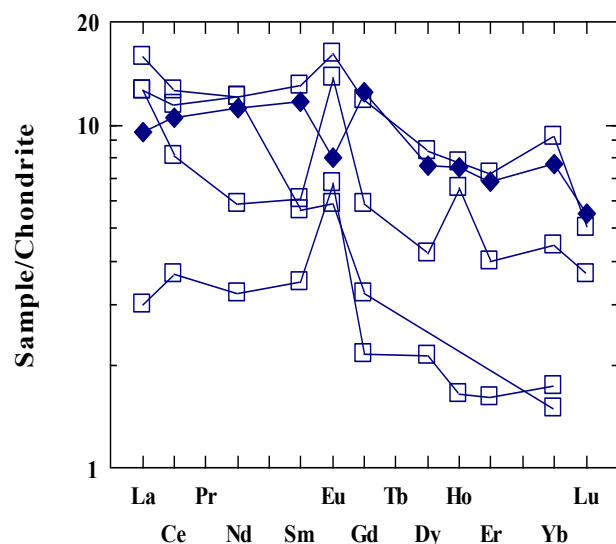


Рис. 3. Спектр распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ в габброидах Кабаньего (квадраты) и Урбиканского (ромбы) массивов.

Работа выполнена по госзаданию ГИИ СО РАН № АААА-А21-121011390003-9.

THE URBIKAN COMPLEX OF ULTRAMAFIC-MAFIC MASSIFS, THE NORTH-EASTERN SHORE OF LAKE BAIKAL: GEOLOGY AND COMPOSITION

A.V. Trofimov^{1, 2}, E.V. Kislov^{1, 2}, Zh.N. Tsydyпов²

¹ Banzarov Buryat State University, Ulan-Ude, Russia, trofimplurk@gmail.com

² Dobretsov Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia, evg-kislov@ya.ru

The paper concerns the Urbikan complex of ultramafic-mafic massifs, i.e., the Kabaniy, Urbikan, Yakshakan intrusions. The authors provided data on mineralogy, petrochemistry, and geochemistry. The conclusions are the following: the studied complex may be referred to a pyroxenite-gabbro formation; the complex was formed in the island arc settings.

DISTRIBUTION OF TRACE AND RARE EARTH ELEMENTS IN THE ROCKS AND MINERALS FROM THE TYPICAL PETRO-CYCLE OF THE LAYERED SECTION OF THE EAST PANA INTRUSION.

Asavin A.M.¹, Anosova M.I.¹, Senin V.G.¹, Veksler I.V.²

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow (aalex06@inbox.ru)

²GFZ German Research Centre for Geosciences, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany (veksler@gfz-potsdam.de)

One of the pioneer papers on the concentration of trace elements in basic minerals plagioclase and pyroxene (Pl, Cpx) in layered intrusion is (Cawthorn 1996). In it article, a model of fractionation of this minerals in layered intrusion was built. Later, a series of papers on Bushveld pluton provided additional information on the distribution of rare earth elements in the main minerals of layered complex rocks (Arndt et al., 2005; Godel et al., 2011; Humphreys, 2009; Roelofse & Ashwal, 2012, Tanner et al., 2014). Against this background, many interesting genetic conclusions have been made. However, there is no data yet on the distribution of trace and rare earth elements in minerals from other intrusion layers. In this work, we presented new data on the geochemistry of rare earth elements in the minerals of the East Pana (Kola peninsula) PGE-ore-bearing complex. We analyzed minerals in several petrographic rhythmic numbers of the complex and compare these data with the distribution of REE in petrographic analogues from the Bushveld. PGE mineralization in the East Pana layered gabbroid intrusion forms three separate layers at different stratigraphic levels, which are traditionally defined as zones A, B and C (Kazanov and Kalinin, 2008). To investigate possible relationships of mineralization with magmatic stratification, we took a sample from a 120 m long core section (hole 413) through zone "B" in the middle part of the intrusion and conducted detailed petrographic, mineralogical and geochemical studies of the samples.

The ore zone "B" is located in medial part of the of East's Pana deposit. The samples represent mainly from a layered sequence of gabbro and gabbro-norite. This zone is composed of interlayers of gabbroic sequences and gabbro-norite of various colors, with different structures and different relationship of rock-forming minerals of Ol-Opx-Cpx-Pl space (Fig.1). We studied one of key's sections of ore zone, in which is located two ores horizons. Fundamental feature layered intrusions are presence in cross-section cycles includes of stable petrographic association.

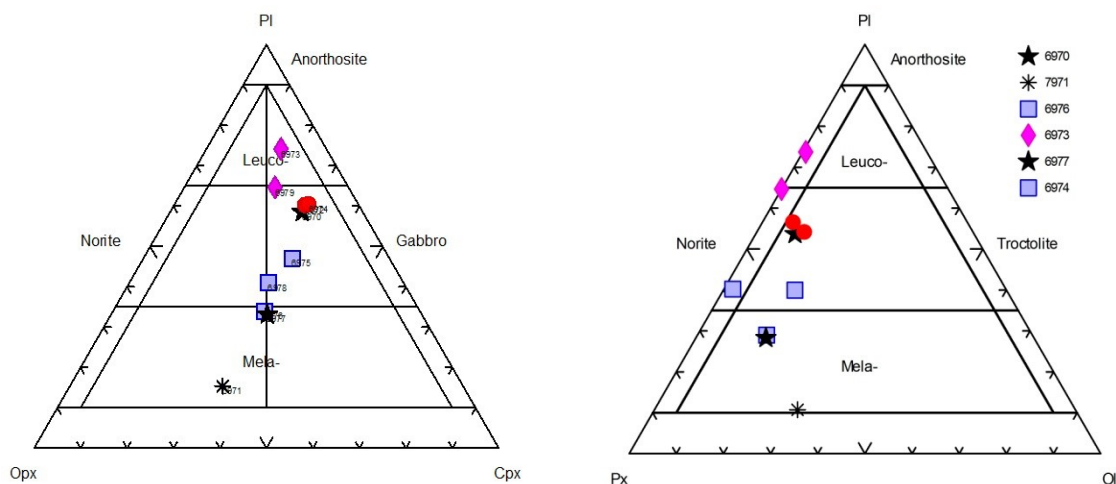


Fig.1. Classification diagram for samples from 413 hole. There are two petro-cycles present here. Numbers in legend - numbers of samples.

Whole-rock analyses and petrographic observations reveal two units of modal layering comprising, from bottom to top, melanocratic gabbro grading upwards into mesocratic gabbro and gabbro-norite overlain by pegmatite, gabbroic rock with has sharp footwall and hanging wall contacts. There is also an olivine-bearing gabbro at the bottom of the lower unit.

In the section of the ore zone "B", two most contrasting varieties can be distinguished - leucocratic pegmatite gabbro similar to anorthosites, usually with sharp upper and lower contacts, and the second most common variety is gabbro-norites with gradual transitions between structural varieties. The ore horizons are

located in same gabbro-norite type rock. The ore horizons are located in same gabbro-norite type part. Electron microprobe and laser ablation ICP-MS analyses revealed variations in mineral compositions (cryptic layering), which generally correlates with the modal layering.

In the lower unit, there is a general trend of increasing magnesian ($Mg\#$) of clinopyroxene coupled with increasing anorthite (An) content in plagioclase. In the upper unit the $Mg\#$ of clinopyroxene decreases at approximately constant plagioclase composition.

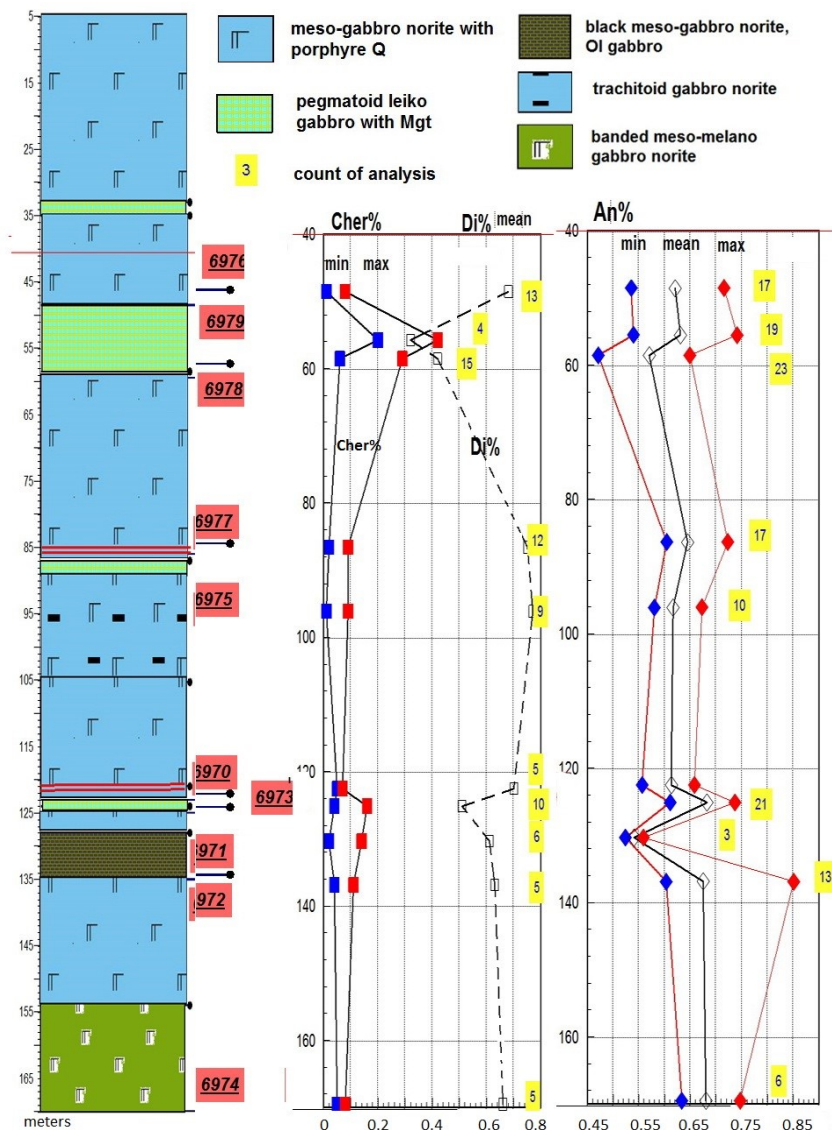


Fig.2. The drill (N413 m) section combined with the trends of the main minerals composition from petro-cycles.

In the each individual sample, the compositions of pyroxene and plagioclase vary within broadly interval, that probably can be implying extensive re-equilibration of cumulus minerals with intercumulus liquid. We couldn't find any trend of evolution of the minerals composition into the single layer petro unit.

There is the common trend of system macro evolution of well distinguished on triangle of Ol-Pl-Di, Ol-Pl-Q and other (Fig.1). However composition of the rocks, minerals into these two parts of our section demonstrate us as similar, but independent trends. For example, there is one diagram (Fig. 3) were presented the differentiation of rocks composition, with normative content of An (CIPW norm) on the X axis, and trends of concentration Sr, Ba, Ni, Co (on the y axis). We observe two sub-parallel lines.

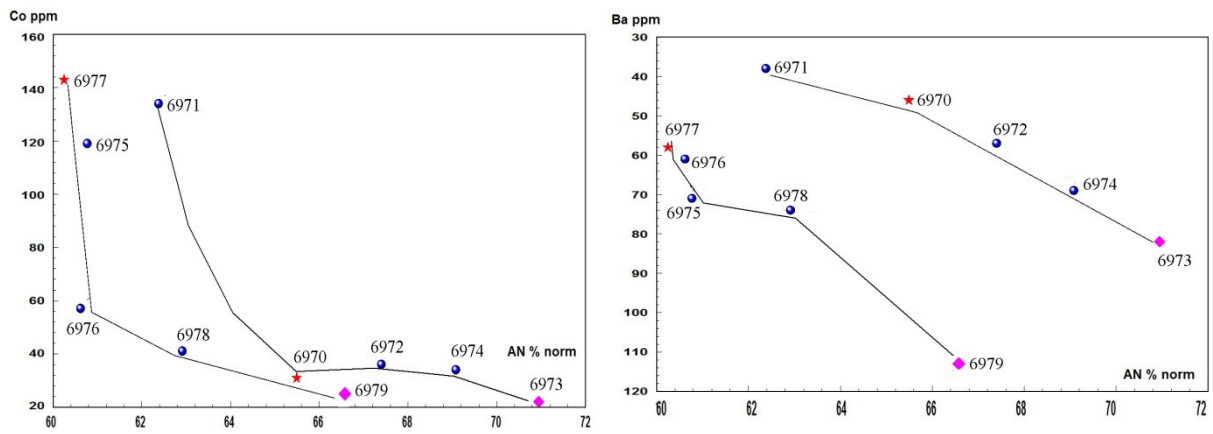


Fig.3. The sub-parallel trends differentiation of the trace elements in petro-cycles.

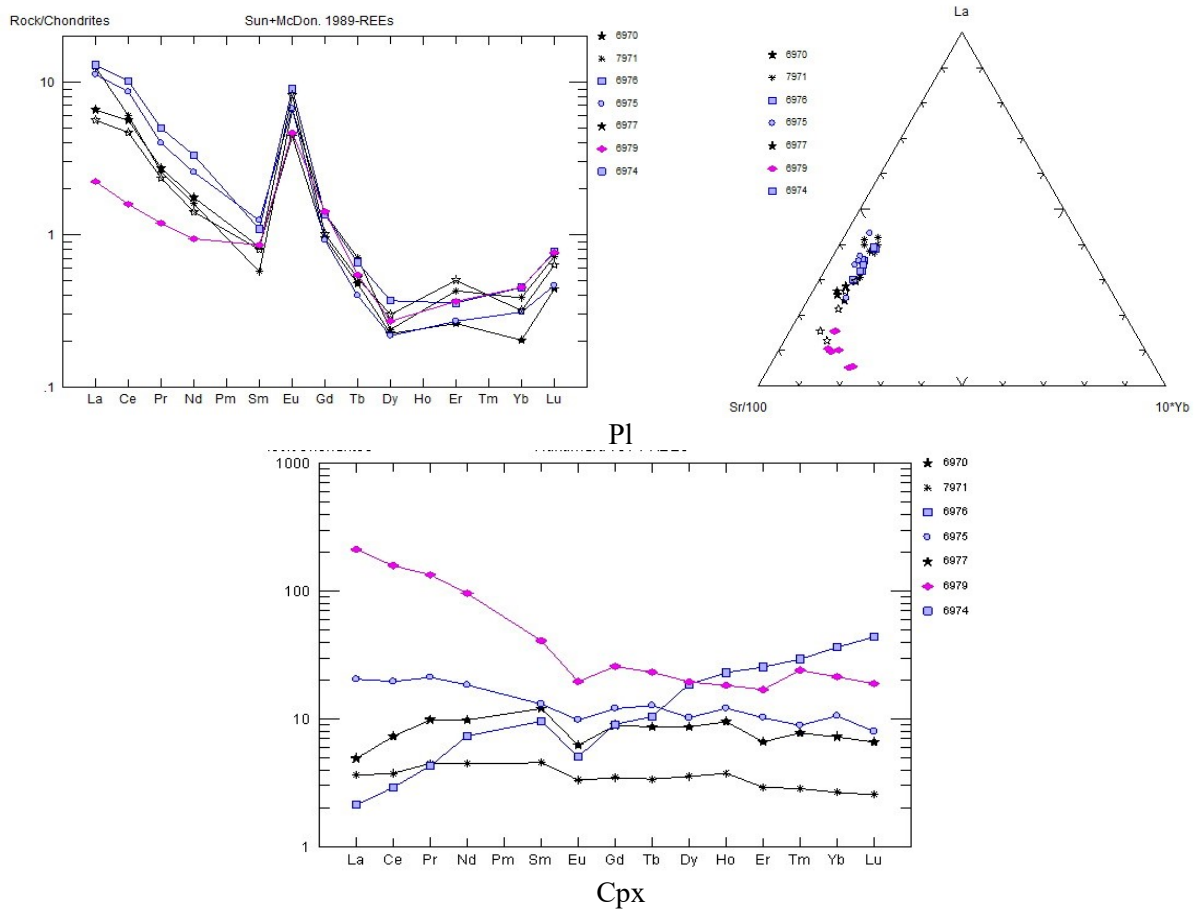


Fig.4. The TR abundances in minerals plagioclase (Pl) and clinopyroxene (Cpx) normalize to chondrite by (Sun & McDonough, 1989)

Plagioclase is characterized a relative accumulation of LTR relative to HTR towards the end of both rhythms (in anorthosites). At the same time, the Eu-anomaly and the total content of TR decrease. This is clearly seen on the Sr-La-Yb triangle (Fig. 4). The clinopyroxene, on the contrary, into the leucocratic differentiates the content of TR in clinopyroxene increases and, simultaneously, with the subparallel spectrum of the normalized contents of TR, the distribution changes to an enriched LTR graphic. There is our observation, about minerals overlapping (wide range of mineral compositions), in the two rhythms studied by us is also confirmed by the overlapping of the contents of REE and rare elements in minerals (Fig. 4).

The main modal and cryptic variations, which we observed, are consistent with the idea of multiple magma injections and formation of the layered sequence by fractional crystallization of the repeatedly injected

small magma batches. Proposed hypothesis allows us to explain the nearby level of content of rare elements in rocks of different steps of fractionation in different portions of intrusion cut.

These facts there is a well evidence of the hypothesis of independent consequences portions of primary melts. Under this hypothesis the differentiation of such portions of the melts proceeds independently within limited isolated sub horizontal zones of intrusion.

Acknowledgments. This work was supported by the RSF grant No. 14-17-00200, state mission of the GEOKHI RAS. We would like to express our gratitude to Oleg Kazanov for his help in organizing field work.

References.

Arndt N. T. Leshner C. M., Czamanske G. K. Mantle-Derived Magmas and Magmatic Ni-Cu-(PGE) Deposits //Economic Geology 2005, V.100th Anniversary Volume P.5–23.

Cawthorn R. Grant Incompatible trace-element abundances in plagioclase and pyroxenes in the Merensky Reef of the Bushveld complex - evidence for metasomatism? //Economic Geology Research Unit Information Circular No. 287. University of the Witwatersrand Johannesburg 1995, N.287, 21pp.

Godel, B., Barnes, S. J., & Maier, W. D. Parental magma composition inferred from trace element in cumulus and intercumulus silicate minerals: An example from the Lower and Lower Critical Zones of the Bushveld Complex, South-Africa. //Lithos 2011, V.125.1, P.537-552.

Humphreys, M. C. Chemical evolution of intercumulus liquid, as recorded in plagioclase overgrowth rims from the Skaergaard intrusion.//Journal of Petrology.2009, V.50(1), 127-145.

Kazanov Oleg V., Kalinin Arkady. The structure and Structure and PGE Mineralization of the East Pansky Layered Massif. //in. Interreg-Tacis Project: Strategic Mineral Resources of Lapland - Base for the Sustainable Development of the North. / Project publication, – Apatity: KSC RAS. 2008, volume I., P.57-69.

Roelofse, F., & Ashwal, L. D. The Lower Main Zone in the Northern Limb of the Bushveld Complex a > 1.3 km thick sequence of intruded and variably contaminated crystal mushes. //Journal of Petrology. 2012, V.53(7), P.1449-1476.

Schissel Don, Andrei A. Tsvetkov, Felix P. Mitrofanov, And Alexei U. Korchagin Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Federov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia //Economic Geology 2002, V.97, N8, P.1657–1677.

Sun, S. S., & McDonough, W. S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. //Geological Society, London, Special Publications 1989, V.42(1), P.313-345.

Tanner, D., Mavrogenes, J. A., Arculus, R. J., & Jenner, F. E. Trace element stratigraphy of the Bellevue Core, Northern Bushveld: Multiple magma injections obscured by diffusive processes. //Journal of Petrology 2014, V.55.5, P.859-882.



Ультрамафит-мафитовые комплексы 2022г. | Апатиты, Россия

