

На правах рукописи



**Каримов Анас Александрович**

**ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ПИРОКСЕНИТОВЫХ ЖИЛ В  
НАДСУБДУКЦИОННЫХ ПЕРИДОТИТАХ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА  
(СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)**

Специальность: 25.00.09 – геохимия, геохимические  
методы поисков полезных ископаемых

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Иркутск – 2021

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук

Научный руководитель: Горнова Марина Аркадьевна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геохимии основного и ультраосновного магматизма, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГХ СО РАН)

Официальные оппоненты: Рассказов Сергей Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИЗК СО РАН)

Вишневский Андрей Владиславович, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий Центральным Сибирским геологическим музеем, Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГМ СО РАН)

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ГИН СО РАН), г. Улан-Удэ

Защита диссертации состоится 10 июня 2021 года в 14-00 часов на заседании диссертационного совета Д 003.059.01 при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук (ФГБУН ИГХ СО РАН) по адресу: 664033, а/я 304, г. Иркутск ул. Фаворского, 1а.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте ФГБУН Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (<http://www.igc.irk.ru>).

Автореферат разослан «15» апреля 2021 г.

Ученый секретарь диссертационного совета,  
кандидат геол.-мин. наук



Е.В. Канева

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность проблемы.** В последнее время появилось много информации о составе перидотитов литосферной мантии, которая не может быть объяснена в рамках простой модели частичного плавления. Это привело к появлению гипотезы взаимодействия перидотитов верхней мантии с поднимающимися к поверхности расплавами. Широкий спектр расплавов, формирующихся в зонах субдукции, их миграция и взаимодействие с надсубдукционными перидотитами приводит к изменению состава перидотитов и возникновению на их месте дунитов и пироксенитов. В офиолитах надсубдукционного типа присутствие ассоциации гарцбургиты + дуниты + хромититы + ортопироксенитовые жилы является индикатором магматической модификации мантии, обусловленной бонинитовыми и островодужными толеитовыми магмами [Page et al., 2008; Morishita et al., 2010; Aldanmaz et al., 2009; Ulrich et al., 2010; Batanova et al., 2011 и др.]. Хотя принципиальные реакции взаимодействия перидотит - расплав просты и известны, изучение пироксенитовых жил мантийных секций офиолитов может дать информацию о механизмах, последовательности и масштабах вещественного преобразования мантии, а также позволит реконструировать составы преобразующих расплавов. В последние годы к проблеме генезиса пироксенитовых тел в мантийных перидотитах приковано внимание большого числа исследователей [Белоусов и др., 2009; Леднева и др., 2017; Леднева и др., 2018; Batanova et al., 2011; Belousov et al., 2021; Laukert et al., 2014; Rogkala et al., 2017; Borghini et al., 2020; Eslami et al., 2021 и др.].

**Цель исследования** заключается в реконструкции условий взаимодействия надсубдукционных перидотитов с просачивающимися расплавами, а также установлении генетических особенностей формирования пироксенитовых жил в этих условиях.

### **Задачи исследования:**

1. Установить геологические взаимоотношения пироксенитовых жил и вмещающих перидотитов.
2. Провести петрографическую типизацию пород массива.
3. Изучить минералого-геохимические особенности образцов контактов перидотит-пироксенит.
4. Провести обобщение полученных результатов исследования и сопоставление с литературными данными по данной проблеме.

**Фактический материал и методы исследования.** В основу работы положен материал, отобранный автором совместно с М.А. Горновой, А.Я. Медведевым и В.А. Беляевым в ходе полевых работ 2011 и 2013 гг. Коллекция из ~100 образцов была

отобрана по 30 геологическим обнажениям, представляющих собой контакт перидотит – пироксенитовая жила. Петрографические особенности пород изучались на поляризационном микроскопе Olympus BX51. Определение содержаний петрогенных элементов в породах проводилось методом РФА на многоканальном спектрометре СРМ-25, Cr и Ni – методом атомной абсорбции на спектрометре 503 Analyst 800 (Perkin-Elmer). Содержания редких элементов (LILE, HFSE, PGE) в породах (55 анализов) определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Element 2 (Thermo Finnigan). Состав минералов (главные элементы, ~ 2500 анализов) исследовался на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8200, редкоэлементный состав минералов (пироксены и амфиболы, диаметр зерна > 150 мкм) исследовался на связке приборов – установки лазерной абляции NWR-213 (New Wave Research) и квадрупольного масс-спектрометра NexION 300D (Perkin Elmer). Диагностирование группы минералов серпентина (11 анализов) методом дифракционного анализа на дифрактометре Bruker D8 Advance. Перечисленные аналитические работы выполнены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Определение содержаний редких элементов в клинопироксенах (диаметр зерна < 150 мкм, 60 анализов) проведено методом SIMS на вторично-ионном микрозонде Cameca IMS-4F в ЯФ ФТИАН РАН (Ярославль). Содержания элементов платиновой группы в породах (20 анализов) определены методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием (Element 2 (Thermo Finnigan)) в ИГМ СО РАН (Новосибирск) и часть работ по определению состава ЭПГ в породах, а также изотопного состава Re-Os была выполнена методом N-TIMS на масс-спектрометре Thermo Scientific Triton в Институте геологии и геофизики, Пекин (Institute of Geology and Geophysics Chinese Academy of Sciences, Beijing). Изотопные отношения кислорода в пироксенах анализировались методом лазерного фторирования на установке MIR 10-30 и газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Состав расплавных и минеральных включений исследовался на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA 8100 и на сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU в Лаборатории геодинамики и магматизма в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

**Научная новизна.** Впервые были:

1. Получены представительные данные о распределении главных и редких элементов в породах и минералах (клино- и ортопироксен, амфибол) пироксенитов, контактирующих гарцбургитов Эгийнгольского массива.
2. Получены изотопные данные по минералам ( $\delta^{18}\text{O}$ ) и породам (Re-Os).

3. Установлена реакционная природа пироксенитов, образующихся по гарцбургитам Эгийнгольского массива.
4. Обнаружены и изучены расплавные включения в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил.
5. Оценены составы расплавов, участвовавших в образовании пироксенитовых жил и P-T параметры процесса их образования.

**Практическая значимость.** Полученные данные о составе пород и минералов Эгийнгольского массива позволяют установить геодинамические условия его формирования. Присутствие реакционных пироксенитовых жил в реститовых гарцбургитах является индикатором магматической модификации литосферной мантии и позволяет реконструировать геодинамический режим образования подобных геологических объектов. Установленная взаимосвязь образования пироксенитовых жил и подформного хромитового оруденения может быть использована при выявлении металлогенической специализации.

**Апробация диссертации.** Полученные выводы, отдельные результаты и защищаемые положения диссертационной работы освещались и обсуждались на Всероссийских и Международных научных конференциях: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2020), «The 21th Kerulien International Conference on Geology» (Шицзячжуан, Китай, 2019), «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал» (Иркутск, Россия, 2019), «Международная Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле» (Новосибирск, Россия, 2016, 2018), «Строение литосферы Геодинамика» (Иркутск, Россия, 2017), «Goldschmidt 2016» (Йокогама, Япония, 2016).

**Публикации.** По теме диссертационной работы опубликовано 4 статьи в журналах рекомендованных ВАК РФ (3 из них в WoS), а также 6 публикаций в сборниках материалов Всероссийских и Международных конференций.

**Структура и объем работы.** Диссертация объемом 192 страницы включает: Введение, 8 глав, Заключение, список литературы из 229 наименований, содержит 14 таблиц и 51 рисунок. В *первой главе* сделан литературный обзор проблемы исследования пироксенитов в мантии, а также приведено краткое описание экспериментальных работ по данной теме. Во *второй главе* представлено геологическое описание объекта исследования – Эгийнгольского массива, его положение и взаимоотношение с другими геологическими объектами, также приведена краткая история изучения массива. В *третьей главе* детально описаны аналитические методы, использованные в данной работе. В *четвертой главе* приведено петрографическое описание перидотитов, пироксенитов и хромититов. В

пятой главе обсужден состав минералов, проведены сравнения состава минералов из различных литологий массива, обсуждены метаморфические преобразования пород. В шестой главе обсужден состав пород (главные и редкие элементы), а также редкоэлементный состав минералов пироксенитовых жил и контактирующих гарцбургитов, приведены и проинтерпретированы данные по изотопной систематике осмия и кислорода. В седьмой главе показаны результаты исследований силикатных микровключений в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил. В восьмой главе на основе полученных данных проведено обсуждение механизма образования пироксенитовых жил, получены Р-Т характеристики этого процесса. В Заключение приведены основные результаты выполненных исследований и выводы.

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, доктору геолого-минералогических наук М.А. Горновой за руководство и наставления в процессе работы над диссертацией. Коллегам д.г.-м.н. А.Я. Медведеву, к.г.-м.н. В.А. Беляеву, к.г.-м.н. Т.Б. Колотилиной, д.г.-м.н. И.С. Перетяжко, д.г.-м.н. В.С. Макрыгиной, к.г.-м.н. А.С. Мехоношину, к.г.-м.н. С.Ю. Скузоватову и к.г.-м.н. А.А. Дорошкову за обсуждение, критику и ценные советы. Особую благодарность автор выражает д.г.-м.н. В.А. Симонову и к.г.-м.н. А.В. Котлярову (ИГМ СО РАН) за помощь в исследовании расплавных микровключений и обсуждение полученных результатов. А также, автор выражает благодарность аналитикам Института Геохимии СО РАН к.х.н. Т.А. Владимировой, к.х.н. О.Ю. Белозеровой, к.ф.н. Н.В. Брянскому, к.г.-м.н. Е.В. Каневой и А.Ю. Митрофановой за помощь в проведении исследований и качественные аналитические данные. Особую благодарность автор выражает А.А. Каримовой за поддержку и помощь в оформлении. Работа финансово поддержана грантами РФФИ (18-35-00535, 16-55-44038, 16-35-00496, 15-05-05079, 13-05-01055, 12-05-31242), Президента РФ (НШ-5348.2014.5, НШ-9638.2016.5).

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА**

Геологический объект исследования – Эгийнгольский перидотитовый массив расположен в бассейне верхнего течения р. Эгийн-Гол в области сопряжения Армакгольского и Эгийнгольского разломов. Имеет площадь ~90 км<sup>2</sup>, вытянут в субширотном направлении, в северной части прорывается интрузией сиенитов, в южной и западной – лейкократовыми гранитоидами, все контакты прослеживаются вдоль крутопадающих разломов. Массив находится в островодужном структурно-вещественном комплексе Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1 А – отмечен квадратом).



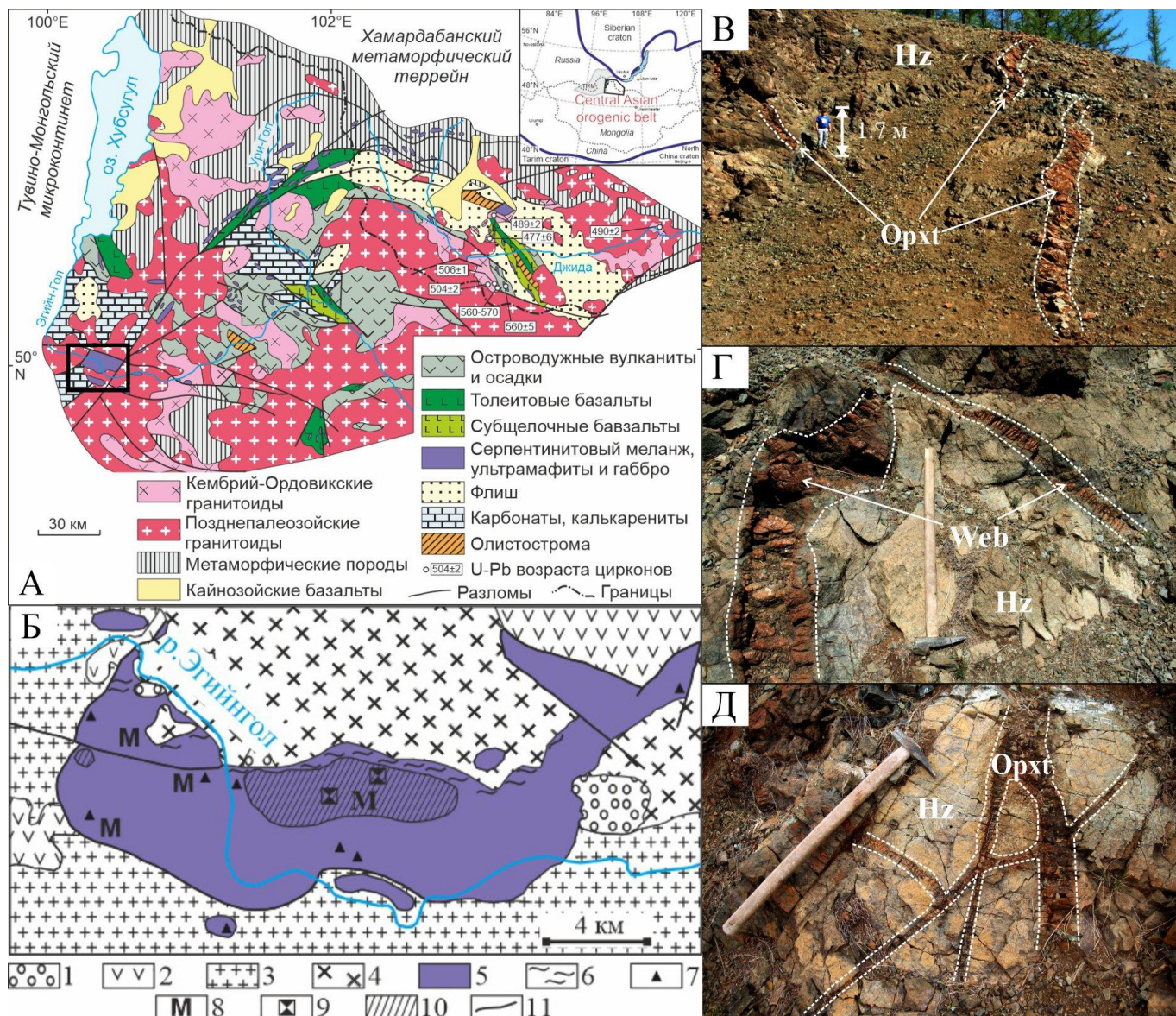


Рис. 1. Геологическая схема Джидинской зоны и Эгийгольского массива с фотографиями обнажений контактов пироксенит – гарцбургит.

А – схема геологического строения Джидинской палеоостроводужной системы (Северная Монголия, Южное Забайкалье) [Альмухамедов и др., 1996]. Б – геологическая схема Эгийгольского массива [Пинус, 1984], р. Эгийн-Гол делит массив на Западный и Восточный блоки, на рис. 1 А положение массива отмечено квадратом: 1 – конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои каменного угля (средняя юра), 2 – осадочно-вулканогенные отложения (венд-нижний кембрий), 3 – субщелочные лейкократовые граниты, 4 – сиениты, 5 – серпентинизированные перидотиты, 6 – апогипербазитовые кварц-карбонатные и тальк-карбонатные породы, 7 – хризотил-асбестовая минерализация, 8 – магнезитовая минерализация, 9 – делювиальные выходы хромитовых руд, 10 – область развития пироксенитовых жил, 11 – разломы. В-Д – обнажения серпентинизированных гарцбургитов с секущими их жилами ортопироксенитов и вебстеритов. Сокращения: Hz – гарцбургит, Орpxt – ортопироксенит, Web – вебстерит.

Джидинская зона располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанским террейном, она сложена вендско-нижнепалеозойскими известково-песчано-алевролитовыми флишоидными образованиями, полями вулканитов разного состава (толеитовые, известково-

щелочные базальты, бониниты) и многочисленными массивами гипербазитов и гипербазит-пироксенит-габбровых пород. Все эти комплексы прорваны крупными батолитообразными массивами гранитоидов палеозойского возраста. В настоящее время установлено покровно-складчатое строение Джидинской зоны [Альмухамедов и др., 1996]. Островодужный этап развития, по данным U-Pb датирования цирконов из габброидов, происходил 560-570 млн. лет назад [Гордиенко и др., 2015], этот возраст также подтверждается датировками циркона из габброидов Бугуриктайского массива  $560 \pm 5$  млн. лет [Елбаев и др., 2018].

Согласно ранним исследованиям Пинуса [1984] перидотиты Эгийнгольского массива были отнесены к альпинотипным гипербазитам, в массиве были обнаружены единичные проявления пироксенитовых жил и хризотил-асбестовой минерализации. При более детальном петро-минералогическом-геохимическом исследовании гарцбургитов Западного блока массива было установлено, что они являются реститами от ~15-20% степени декомпрессионного плавления астеносферной мантии ( $Cr\#Sp1 \sim 0.35-0.45$ ,  $TiO_2 < 0.1$  мас.%;  $Mg\#Ol \sim 0.92$ ,  $NiO \sim 0.35-0.45$  мас. %;  $Mg\#Orx \sim 0.92$ ;  $Yb_{Rock/PM} \sim 0.04-0.1$ ;  $Yb_{Cpx/Cl} \sim 1-3$ ). В то же время, в породах присутствуют петрографические (растворение порфирокластов Orx и кристаллизация  $Ol+Cpx+Amf+Sp1$ ), минералогические (одновременный рост Cr# и содержания  $TiO_2$  в хромшпинелидах, присутствие магматического эденита) и геохимические (обогащение LILE, HFSE и LREE пород и новообразованных клинопироксенов) признаки их взаимодействия с просачивающимися бонинитоподобными расплавами. Таким образом, гарцбургиты Западного блока представляют собой литосферную мантию, модифицированную в надсубдукционной зоне [Горнова и др., 2008; Горнова и др., 2010].

Перидотиты Восточного блока представлены серпентинизированными гарцбургитами с протогранулярной структурой. Оливины менее магнезиальны ( $Mg\# 0.89-0.925$ ,  $NiO 0.35-0.44$  мас. %, рис. 3 В), а Sp1 более хромисты ( $Cr\# 0.6-0.8$ ,  $TiO_2 < 0.1$  мас. %; рис. 3 А), что говорит о более высоких степенях плавления в сравнении с перидотитами Западного блока. Орто- и клинопироксены контактирующих с жилами перидотитов показывают близкие к надсубдукционным перидотитам составы – они имеют высокую Mg# ( $Orx 0.9-0.92$ ,  $Cpx 0.93-0.96$ , рис. 3 Г-Ж), содержания  $Cr_2O_3$  варьируют в пределах от 0.18 до 0.7 мас. % в Orx и от 0.1 до 1.0 мас. % в Cpx,  $Al_2O_3$  изменяется в пределах 0.6-2.2 мас. % и 0.45-1.5 мас. %, соответственно (рис. 3 Г-Ж). Спектры распределения элементов платиновой группы (PGE) в гарцбургитах демонстрируют понижение нормированных содержаний от Os к Pd и Re (рис. 5 Г) подобно преддуговым перидотитам New Caledonia, которые формировались при высоких степенях плавления (>20 %) в надсубдукционной обстановке. Более низкие содержания HREE ( $Yb_{PM} \sim 0.02-0.08$ ) в гарцбургитах Восточного блока согласуются с



более высокими степенями плавления при образовании пород по сравнению с гарцбургитами Западного блока. Распределение несовместимых элементов в гарцбургитах Восточного блока на удалении от пироксенитовых жил, имеет особенности, характерные для надсубдукционных перидотитов: низкие содержания HREE, U-образные кривые с аномалиями положительными по Sr, Pb, Zr-Hf и отрицательными по Nb (рис. 4). Гарцбургиты Восточного блока могли образоваться в результате высоких степеней плавления астеносферной мантии при спрединге в преддуговой области над зоной субдукции. Подобная модель формирования предполагается для преддуговых перидотитов Torishima Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы [Parkinson et al., 1998] и реститовых перидотитов ряда офиолитовых комплексов, в которых присутствуют бониниты [Page et al., 2008, и др.].

В центральной части Восточного блока (см рис. 1 Б) нами были обнаружены жилы пироксенитов (см. рис. 1 В-Д) [Karimov et al., 2017; 2020], а также делювиальные россыпи хромититов [Каримов и др., 2017]. Мощность жил варьирует от 1 см до ~1.5 м, границы между пироксенитами и гарцбургитами неровные и резкие без зон закалок. В соответствии с модальным соотношением минералов и мощностью жил пироксениты были разделены на группы: 1 – ортопироксениты большой мощности (Orx > 90 об. %, >20 см), 2 – ортопироксениты малой мощности (<20 см), 3 – вебстериты (10 < Crx < 90 об. %, 10 < Орх < 90 об. %) – их мощность всегда больше 20 см. Из 30 изученных обнажений 22 были с ортопироксенитовыми, 4 – с вебстеритовыми и 4 имели как ортопироксенитовые, так и вебстеритовые жилы.

Гарцбургиты Эгйингольского массива характеризуются относительно узкими диапазонами вариаций главных элементов: MgO (42-47 мас. %), SiO<sub>2</sub> (40-48 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 1.7 мас. %), FeO (8-10 мас. %), CaO (< 0.8 мас. %), и по составу подобны надсубдукционным перидотитам. Пироксениты, напротив, имеют варьирующий состав: MgO (20-38 мас. %), SiO<sub>2</sub> (48-57 мас. %), CaO (0.5-20 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.7-3.2 мас. %), такой диапазон составов пироксенитов обусловлен изменением соотношения орто- и клинопироксена в породе. Для пироксенитов характерны небольшие п.п.п. (< 1 мас. %), что говорит о слабом преобразовании пород вторичными процессами. Кроме первично-магматических минералов также присутствуют вторичные: амфибол (тремолит, актинолит), вторичный оливин (Ol2), тальк, серпентин (хризотил) и магнетит, которые были сформированы при метаморфизме пород массива.

Минералы группы амфибола распространены в основном в пироксенитах, т.к. развиваются по орто- и клинопироксену, в гарцбургитах встречаются только по краям и трещинам ортопироксена (см. рис. 2 Д, Е). В пироксенитах амфибол при замещении пироксенов часто ассоциирует с Ol2 (см. рис. 2 М), в гарцбургитах – с хризотилом. Ol2 развивается по ортопироксену, часто находится в сростании с тремолитом или

тальком (см. рис. 2 Л, М). В гарцбургитах Ol2 также развивается вместе с тальком по ортопироксену. По составу Ol2 резко отличается от Ol1 пироксенитов и контактирующих гарцбургитов имеет более низкую Mg# (0.76-0.88), содержание NiO не превышает 0.24 мас. % (см. рис. 3 В). Хризотил, встречается в основном в гарцбургитах и хромититах, т.к. развивается в основном по оливину, в пироксенитах встречается редко в ассоциации с амфиболом при замещении ортопироксена (см. рис. 2 К). Магнетит образует узкие участки-каймы вокруг хромшпинелей в гарцбургитах, пироксенитах и хромититах, а также россыпи мелкозернистых агрегатов.

Наличие в породах реликтов первичных минералов и нескольких генераций метаморфических минералов указывает на незавершенность метаморфических преобразований, что говорит о регрессивном характере метаморфизма [Базылев, 2003]. Образование тремолита вместе с Ol2 происходит при замещении орто- и клинопироксена по следующей реакции:  $5En+2Di+H_2O \rightarrow Tr+Fo$ . Для перидотитовой системы температура этого процесса изменяется в пределах от 650 до 800°C [Khedr et al., 2010], а давление варьирует в широких пределах вплоть до 1.8 GPa. Для пироксенитовых систем такой переход происходит при более высоких температурах 800-850°C и узком диапазоне давления (0.6-0.8 GPa) [Schmadicke, 2000]. Далее при понижении температуры вместе с вторичным оливином образуется тальк по ортопироксену ( $5En+H_2O \rightarrow Fo+Tlc$ ), температура протекания данной реакции в перидотитовой системе составляет 550-650°C, давление – 0.5-1.5 GPa (ограничено полями стабильности антофиллита и вторичного Crx). Выявленная в породах массива минеральная ассоциация Ol2+Tr и Ol2+Tlc отвечает температурам ~ 800-650 °C и давлениям 0.6-1.5 GPa, что является нижней границей преобразования пород. Таким образом, формирование пироксенитов могло происходить только при более высоких P-T параметрах в условиях мантии. Образование хризотила и магнетита проходило при серпентинизации пород уже при  $T < 250^\circ\text{C}$  в коровых условиях.

### **ОБОСНОВАНИЕ ЗАЩИЩАЕМЫХ ПОЛОЖЕНИЙ**

**Первое защищаемое положение: Пироксенитовые жилы Эгийнгольского массива имеют реакционную природу. Наличие в ортопироксенитах реликтов оливина гарцбургитов в ортопироксене и в вебстеритах реликтов ортопироксена в клинопироксене указывает на процесс последовательного замещения в ряду «оливин гарцбургитов → ортопироксен → клинопироксен» и формирования вначале ортопироксенитовых, а затем вебстеритовых жил.**

Пироксенитовые жилы по структурно-текстурным признакам резко контрастируют с вмещающими гарцбургитами, они имеют серый, серо-зеленый цвет, массивную текстуру и средне-крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру (рис. 2 А, Б). Орто- и клинопироксен представлены зернами неправильной

формы в маломощных ортопироксенитах, и субидиоморфными в вебстеритах и мощных ортопироксенитах. Размер зерен изменяется в ряду ортопироксенит – вебстерит, в ортопироксенитах малой и большой мощности ортопироксен образует бóльшие по размеру зерна (до 5 мм.) чем клинопироксен (рис. 2 А), в вебстеритах размеры пироксенов выравниваются (рис. 2 Б), а с увеличением доли клинопироксена (более 50 об. %) его размер растет до 3-4 мм. В крупных зернах клинопироксена вебстеритов (рис. 2 Д, Е, И, К) установлены реликты ортопироксена размерами в первые сотни микрон и меньше. Форма реликтов неправильная, угловатая.

В ортопироксенитах малой мощности встречаются зерна оливина (Ol1), которые представлены скоплениями зерен «проникающих» из вмещающего перидотита в ортопироксенитовую жилу (рис. 2 В, Г), либо включениями внутри зерен ортопироксена (рис. 2 Г). Локализуется Ol1 только в маломощных ортопироксенитах на контакте с гарцбургитом. Ol1 ортопироксенитов по сравнению с оливином из контактирующих гарцбургитов имеет подобную Mg# и такое же или более высокий NiO (рис. 3 В). Одинаковая Mg# оливина в контактирующих гарцбургите и пироксените является признаком реликтовой природы. Увеличение содержания NiO в Ol1 из ортопироксенитовых жил указывает на возможность последовательного образования ортопироксена по оливину гарцбургитов, т.к. Ni более совместим с оливином чем с ортопироксеном.

Хромшпинель в пироксенитах представлена двумя типами. Spl1 – крупная червеобразной, неправильной формы. Размер зерен Spl1 варьирует от первых сотен мкм до 1-2 мм. Локализуются преимущественно на контакте серпентинизированных гарцбургитов и ортопироксенитовых жил, а также внутри ортопироксенитов. В вебстеритах Spl1 не встречается. В хромшпинелях из контактирующих гарцбургитов наблюдается последовательное увеличение содержаний TiO<sub>2</sub> (~0.02 – 0.17 мас. %) при сохраняющейся высокой Cr# (рис. 3 Б), что может быть вызвано процессом взаимодействия с расплавом. При этом, Spl1 из ортопироксенитовых жил имеет такую же Cr#, как хромшпинель контактирующих гарцбургитов (рис. 3 А), что вместе с их петрографическими особенностями указывает на реликтовую природу Spl1 в ортопироксенитах. Spl2 образует более мелкие (не более 1 мм) зерна угловатой, иногда близкой к идиоморфной формы (рис. 2 Ж, 3), которые встречаются в мощных (> 10 см) ортопироксенитовых жилах и в вебстеритах. В пироксенитах Spl2 находится как в межзерновом пространстве (рис. 2 Ж), так и в виде включений в зернах пироксенов (рис. 2 З). Spl1 и Spl2 ортопироксенитовых жил показывают увеличение содержания TiO<sub>2</sub> до 0.15 мас. %, а Spl2 вебстеритовых жил до 0.24 мас. % (рис. 3 Б), что говорит о последовательном изменении состава хромшпинели в ряду гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит.



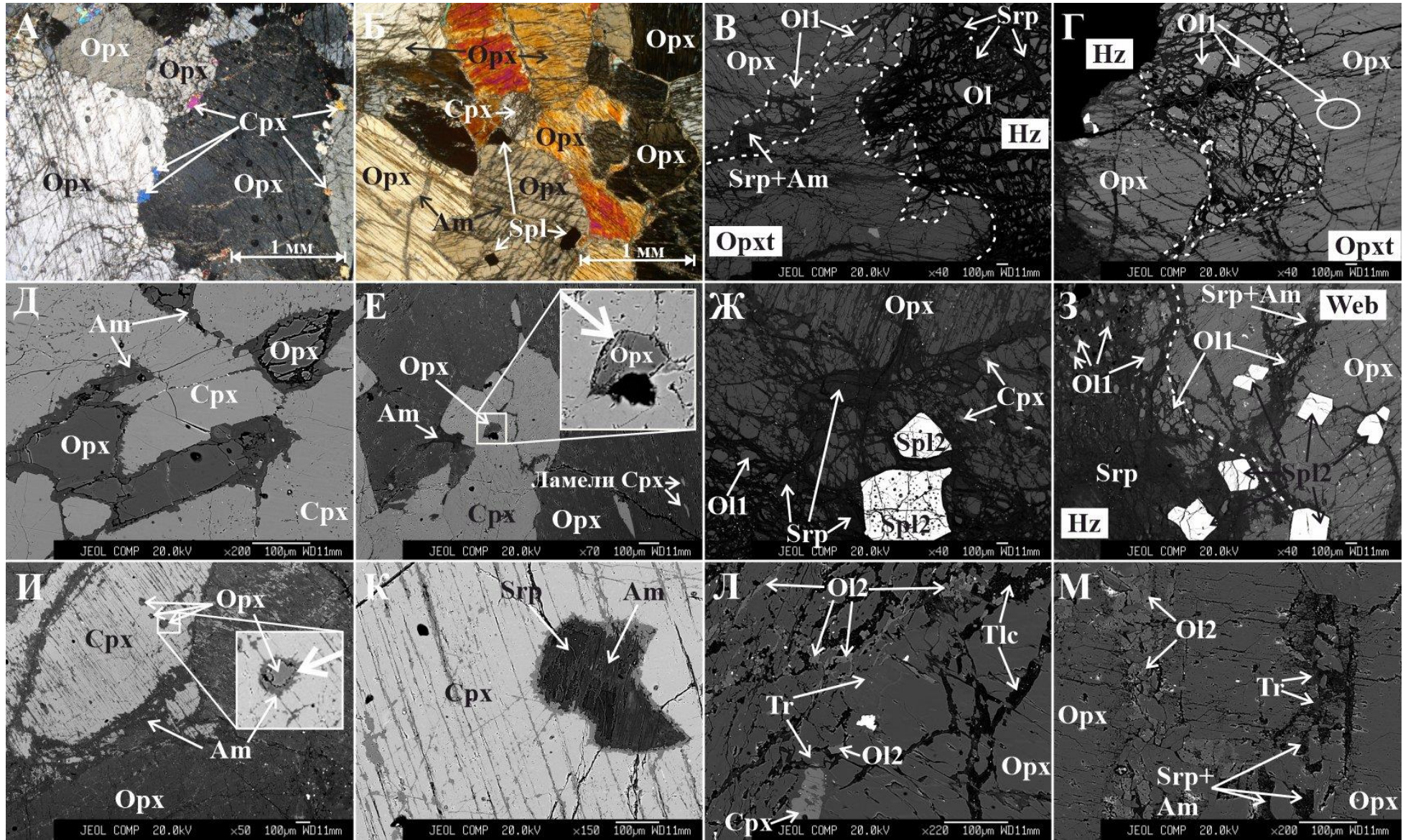


Рис. 2. Петрографические особенности гарцбургитов и пироксенитов Эгийнгольского массива.



А – мелкие неправильной формы зерна клинопироксена между крупных более идиоморфных зерен ортопироксена, обр. М11-76/2, ортопироксенит; Б – включения идиоморфной хромшпинели в зерне ортопироксена, а также более крупные зерна клинопироксена, обр. №М11-71, вебстерит; В – контакт серпентинизированного гарцбургита с ортопироксенитовым прожилком (~ 1 см), наблюдаются скопления реликтов зерен гарцбургитового оливина в ортопироксенитовом прожилке, обр. № МР13-01/4-2; Г – контакт серпентинизированного гарцбургита с ортопироксенитовой жилой (~ 10 см), наблюдаются скопления и единичные зерна оливина из гарцбургитовой части контакта внутри ортопироксенитовой жилы, обр. № М11-71а; Д – реликтовые мелкие зерна ортопироксена внутри более крупных клинопироксенов, между пироксенами развивается амфибол, обр. № М11-159, вебстерит; Е – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие клинопироксеновых структур распада в ортопироксене, реликты ортопироксена внутри зерна клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № МР13-23/2, вебстерит; Ж – угловатая хромшпинель (Spl2) с большим количеством силикатных микровключений, обр. № МР13-21-2, ортопироксенит; З – контакт вебстерит – гарцбургит с большим количеством мелкой угловатой хромшпинели (Spl2) внутри зерен ортопироксена и межзерновом пространстве, есть также реликты гарцбургитового оливина (Ol1) внутри жилы, обр. № МР13-22, вебстерит; И – взаимоотношения зерен орто- и клинопироксенов, наличие реликтов ортопироксена внутри клинопироксена, развитие амфибола по краям пироксенов, обр. № МР13-22, вебстерит; К – смесь серпентина и амфибола по реликту ортопироксена в крупном зерне клинопироксена, обр. № МР13-08/1-3, вебстерит; Л – развитие вторичного оливина, тремолита и талька по ортопироксену, обр. № МР13-25/1, ортопироксенит; М – начало процесса образования вторичного оливина, тремолита, серпентина и амфибола, обр. № МР13-01/7, ортопироксенит.

По составу ортопироксен соответствует энстатиту ( $Mg\# \sim 0.84-0.92$ ), клинопироксен – диопсиду ( $Mg\# \sim 0.88-0.96$ ). В ортопироксенах пироксенитовых жил содержание  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  варьируют в пределах 0.2-2.2 мас. % и 0.1-0.8 мас. % соответственно, в клинопироксенах – 0.4-1.6 мас. % ( $Al_2O_3$ ) и 0.1-0.9 мас. % ( $Cr_2O_3$ ) (рис. 3 Г-Ж). Широкие вариации по составу пироксенов также наблюдаются в пределах одного образца пироксенита, например МР13-22 (желтые звездочки) –  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  в Орх изменяются от 0.7-1.6 мас. % и 0.1-0.3 мас. % соответственно (рис. 3 Г, Д), а в  $Sr_x$  – 1.0-1.6 мас. %, 0.1-0.5 мас. % соответственно (рис. 3 Е, Ж). Орто- и клинопироксены ортопироксенитовых жил демонстрируют составы близкие к таковым из контактирующих гарцбургитов (рис. 3 Г-Ж малые кружки), в то время как составы пироксенов из вебстеритовых жил смещаются к полю соответствующих вкрапленников бонинитов (рис. 3 Г-Ж, звездочки). Такое смещение составов коррелирует с мощностью самих жил, пироксены из маломощных жил подобны по составу пироксенам из контактирующих гарцбургитов, а пироксены из вебстеритов имеют большее сходство с составами вкрапленников бонинитов. Следует отметить, что составы ортопироксенов из вебстеритов практически полностью укладываются в поле ортопироксеновых вкрапленников бонинитов, тогда как клинопироксены занимают промежуточное положение, что говорит о более раннем образовании ортопироксена, а не клинопироксена.



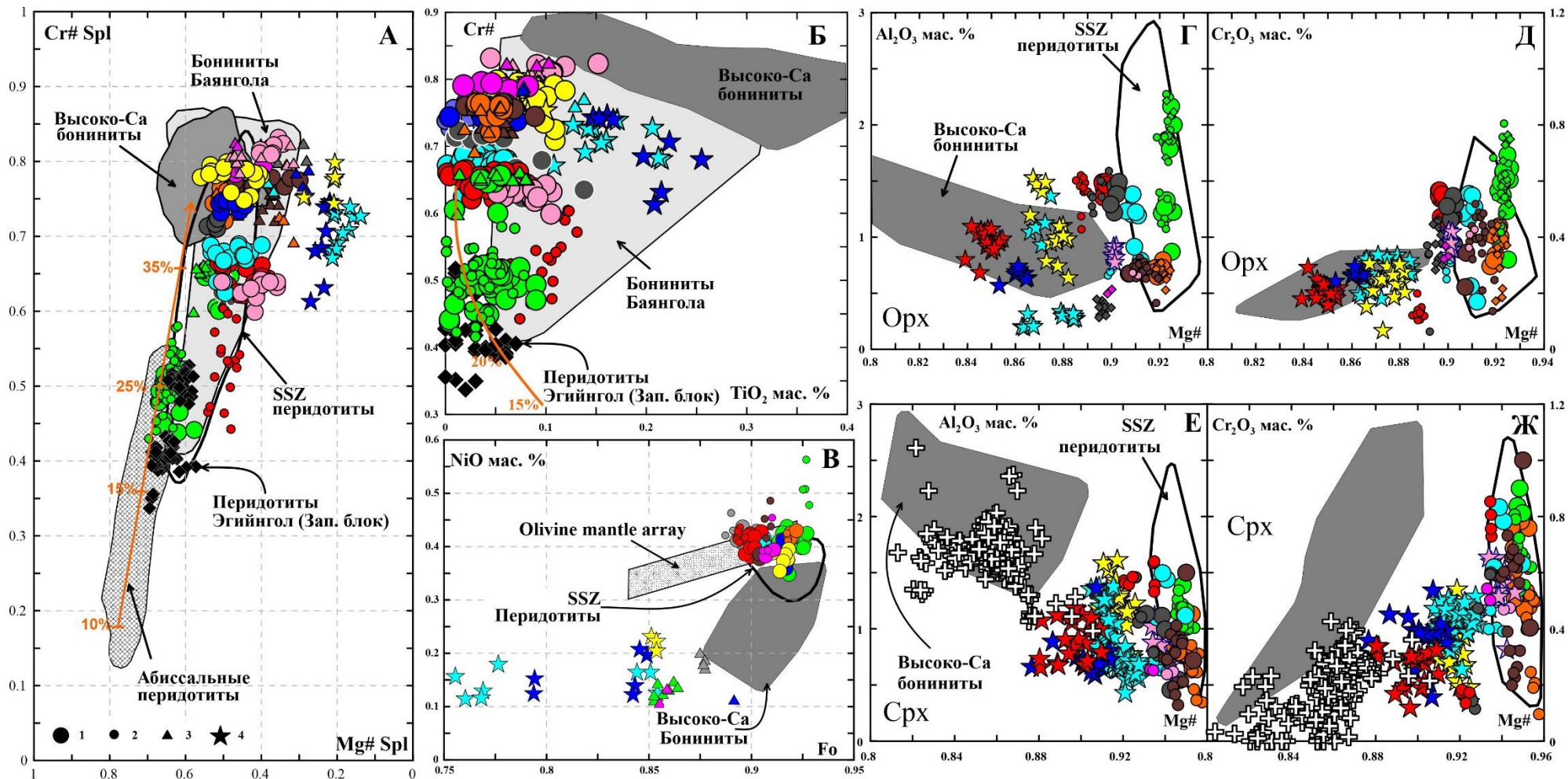


Рис. 3. Состав минералов гарцбургитов и пироксенитовых жил Эггйнгольского массива.

А – Cr#-Mg# хромшпинели: 1 – гарцбургиты Восточного блока, 2 – Sp11 ортопироксенитовых жил, 3 – Sp12 ортопироксенитовых жил, 4 – Sp12 вебстеритовых жил, черные ромбы – гарцбургиты Западного блока [Горнова и др., 2010]; Поля составов хромшпинелей перидотитов абиссальных [Dick, Bullen, 1984] и надсубдукционных [Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce 1998], высококальциевых бонинитов офиолитового комплекса Троодос [Cameron 1985], островодужных систем Тонга [Sobolev et al., 1994; Danushevsky et al., 1995], Идзу-Бонин [Van der Laan et al., 1992] и бонинитов Баянгольской аккреционной призмы Джидинской зоны (наши неопубликованные данные). Тренд плавления экстраполирован с диаграммы OSMA [Arai, 1994]. Б – Cr#-TiO<sub>2</sub> хромшпинели, поля и условные знаки те же что на рис. 3 А. В – NiO-Fo в оливинах; поле мантийной оливиновой последовательности по [Arai et al., 1994], поле надсубдукционных перидотитов по [Ishimaru et al., 2007], высококальциевых бонинитов офиолитового комплекса Троодос [Cameron 1985; Соболев и др., 1993] и островодужной системы Тонга [Sobolev et al., 1994; Danushevsky et al., 1995]. Г, Д – Состав ортопироксенов, условные знаки и поля те же что на рис. 3 А. Е, Ж – Состав клинопироксенов, условные знаки и поля те же что на рис. 3 А.

Второе защищаемое положение: В ряду контактирующий гарцбургит – ортопироксенит – вебстерит происходит: повышение уровня содержаний сильнонесовместимых элементов в ортопироксенитах и всех несовместимых элементов в вебстеритах, уменьшение содержания тугоплавких ЭПГ (Os-Ir-Ru) одновременно с увеличением легкоплавких ЭПГ (Pt-Pd) и Re, а также значительный рост отношений  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ . Это может быть обусловлено процессом взаимодействия просачивающийся расплав - гарцбургит.

Уровень содержания и форма распределения несовместимых элементов в гарцбургитах зависят от удаления от контакта с пироксенитовой жилой и от ее состава. В ортопироксенитах и контактирующих с ними гарцбургитах сохраняется U-образное распределение и уровень содержания HREE, как и в гарцбургитах на удалении (рис. 4 А). Однако, они отличаются более высоким содержанием элементов LILE и LMREE по сравнению с гарцбургитами на удалении. В части ортопироксенитов и контактирующих гарцбургитов наблюдается повышение элементов группы HFS (Zr, Hf, Ti) и минимумы по Nb (рис. 4 А).

В вебстеритовых жилах наблюдается повышение уровня содержаний всех несовместимых элементов, в особенности HREE по сравнению с ортопироксенитами и контактирующими гарцбургитами (рис. 4 Б). Форма кривой меняется с U-образной как в гарцбургитах и ортопироксенитах до прямолинейной, сохраняются максимумы по LILE и в некоторых жилах по HFS. В образцах где уровень содержания HREE повышается значительно положительные аномалии по HFS нивелируются, во всех вебстеритах сохраняется минимум по Nb. Уровень содержания HREE напрямую коррелирует с модальным количеством клинопироксена в породе. Бониниты Джидинской зоны [Альмухамедов и др., 2001; Симонов и др., 2004] и ассоциирующие с ними кумулятивные вебстериты имеют похожую форму распределения несовместимых элементов, но отличаются более высоким уровнем их содержания (рис. 4 Б). Подобный характер распределения несовместимых элементов имеют также пироксенитовые дайки офиолитового комплекса Троодос [Chum, 2014].

Таким образом, наблюдается постепенная трансформация редкоэлементного состава контактирующих гарцбургитов и пироксенитовых жил с U-образной, характерной для реститовых перидотитов, до почти прямолинейной формы кривой – подобной кумулятивным вебстеритам Баянгола и офиолитового комплекса Троодос, для которых предполагается кристаллизация из расплава бонинитового состава. Обогащение пироксенитовых жил в части элементов групп LILE HFS и HREE указывает на участие расплава в образовании пироксенитов и преобразования

контактирующих с ними гарцбургитов, а прослеживающийся во всех пироксенитах Nb минимум говорит об островодужном типе расплава.

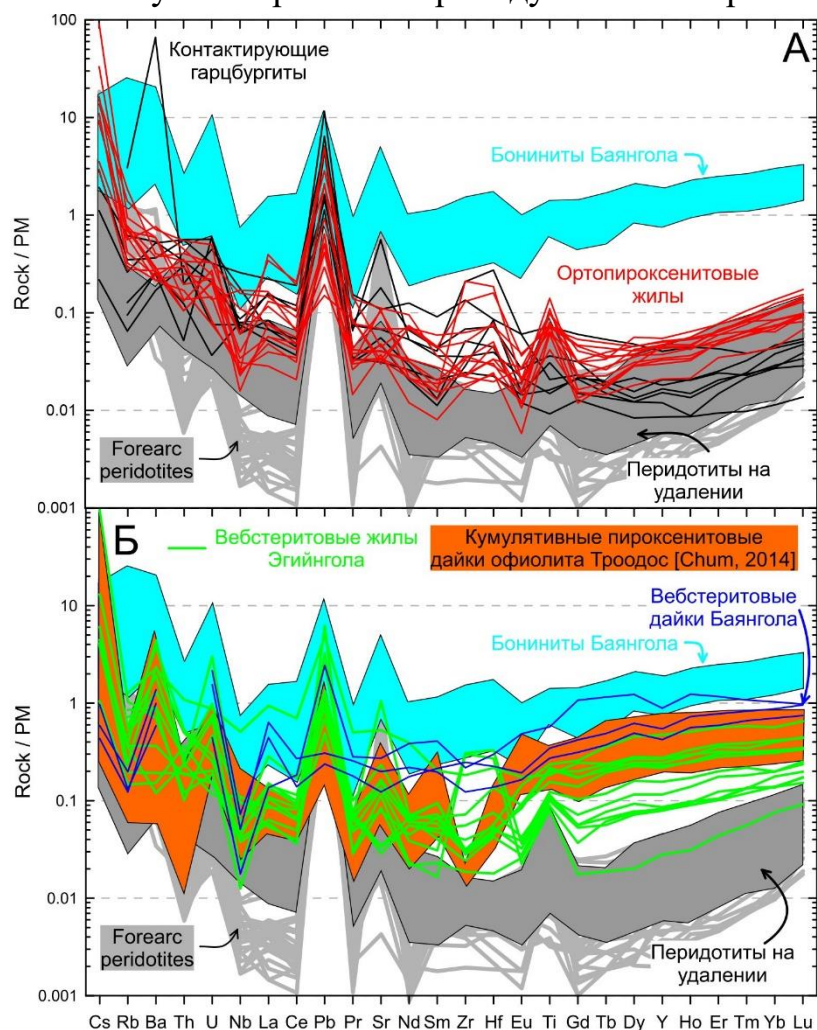


Рис. 4. Редкоэлементный состав гарцбургитов и пироксенитов Эгийнгольского массива.

А – полем показаны составы бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (Джидинская зона) [Альмухамедов и др., 1996; и наши неопубликованные данные]; Б – дополнительно показаны составы даек вебстеритов Баянгола, имеющих кумулятивную природу (наши неопубликованные данные) и кумулятивные пироксенитовые дайки офиолитового комплекса Троодос [Chum, 2014]. Перидотиты на удалении – Западный и Восточный блоки. Состав преддуговых перидотитов по [Parkinson & Pearce, 1998]. Все значения нормированы на состав примитивной мантии [McDonough and Sun, 1995].

Кривые распределения PGE в пироксенитах и контактирующих гарцбургитах демонстрируют большие вариации по уровню содержаний (особенно PPGE) и форме самого распределения в зависимости от удаления от жилы (для гарцбургитов) и минерального состава (для пироксенитовых жил). Перидотиты Западного и Восточного блоков, на удалении от пироксенитовых жил, обеднены Pd, Pt и Re относительно IPGE (Os, Ir и Ru) –  $Pd/Ir_N \sim 0.005-0.7$  (рис. 5 А, Б, Г). В контактирующих с пироксенитами гарцбургитах  $Pd/Ir_N$  составляет  $\sim 0.01-1$ . В пироксенитах форма PGE становится подобной как в расплаве, где преобладают PPGE над IPGE ( $Pd/Ir_N \sim 2-25$ ) и только в маломощном ортопироксените сохраняется на уровне 0.05, как и в контактирующем гарцбургите (рис. 5 А). Степень фракционирования PGE отражает степень частичного плавления, коэффициенты распределения для PGE и Re падают в ряду  $Os \rightarrow Ir \rightarrow Ru \rightarrow Pt \rightarrow Pd \rightarrow Re$ . Повышенные содержания PPGE и Re в контактирующих гарцбургитах могут быть интерпретированы как следствие взаимодействия перидотитов с расплавом. Форма PGE меняется закономерно от подобной рестбурым гарцбургитам в маломощных ортопироксенитах (рис. 5 А) до



бонинитоподобной в мощных вебстеритовых жилах со значительным обогащением PPGE+Re над IPGE (рис. 5 В). Во время ассимиляции оливина и хромшпинели при взаимодействии с расплавом содержание IPGE в образующихся пироксенитах будет падать, а содержание PPGE + Re наоборот расти вследствие отсадки низкотемпературных МПГ, как это было показано [Lorand et al., 2010].

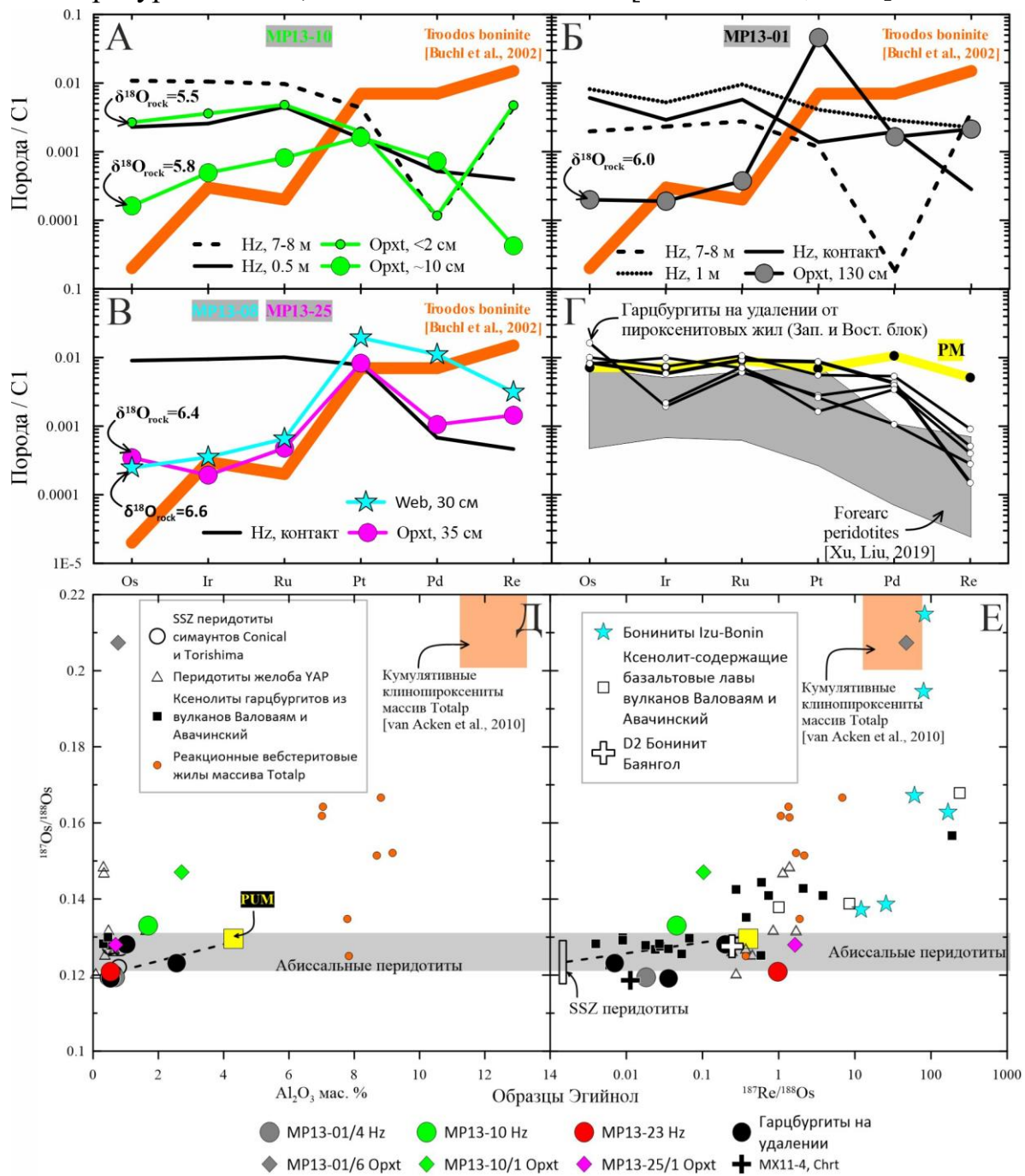


Рис. 5. Распределение PGE и изотопные отношения  $^{187}Os/^{188}Os$ ,  $^{187}Re/^{188}Os$  в гарцбургитах и пироксенитовых жилах.

А – обнажение MP13-10, Б – обнажение MP13-01, В – обнажение MP13-25 и MP13-08, Г – гарцбургиты на удалении от жил. На диаграммы для сравнения нанесен состав высоко-Са бонинита Троодос [Buchl et al., 2002] и поле преддуговых перидотитов New Caledonia [Xu, Liu, 2019]. Все значения нормированы к C1 по [Sun, McDonough 1989]. Hz – гарцбургит, Opxt – ортопироксенит, Web – вебстерит. Д – отношение  $^{187}Os/^{188}Os$  к  $Al_2O_3$  в породе; Е –  $^{187}Os/^{188}Os$  к  $^{187}Re/^{188}Os$  в породе. На диаграммы нанесены составы надсубдукционных (SSZ) перидотитов Conical и Torishima

[Parkinson et al., 1998]; перидотитов желоба Yarp [Chen et al., 2019]; ксенолитов гарцбургитов из вулканов Авачинский, Валовая, а также ксенолит-несущие лавы базальтоидов из этих вулканов [Widom et al., 2003]; бонинитов Идзу-Бонин-Марианской системы [Senda et al., 2016]; реакционных вебстеритовых жил из ультрамафитового массива Totalp, оранжевым полем показаны кумулятивные клинопироксениты [van Acken et al., 2010]. Состав примитивной верхней мантии (PUM) и диапазон значений для абиссальных перидотитов взяты из [Snow and Reisberg, 1995].

Была изучена Re-Os изотопная систематика в породах Эгийнгольского массива. Гарцбургиты Восточного и Западного блока, находящиеся на удалении от пироксенитовых жил, характеризуются относительно низкими не радиогенными отношениями  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.1194-0.1231, см. рис. 5 Д, Е). Расчет возрастов этих образцов дает близкие и самые древние модельные возраста для пород массива –  $T_{\text{MA}}$  (1285±2 – 1377±1 млн. лет) и  $T_{\text{RD}}$  (1256±2 – 1312±1 млн. лет). Контактующие с пироксенитовыми жилами гарцбургиты демонстрируют более радиогенные отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  (0.1209-0.1281, см. рис. 5 Д, Е), в этих же образцах наблюдается увеличение  $\text{Pd}/\text{Ir}_N$  до 0.1-1 (см. рис. 5 А-В), что указывает на добавку радиогенных Re и Os при взаимодействии с расплавом. В пироксенитах отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  возрастает до сильно-радиогенных значений (0.1279-0.2073, см. рис. 5 Д, Е) и фигуративные точки пироксенитов сдвигаются в поле составов бонинитовых лав и реакционных вебстеритов массива Totalp, чей генезис связывается с процессом взаимодействия расплав-перидотит. В одной из пироксенитовых жил Эгийнгола  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}_{(t=0)}$  смещаются в область кумулятивных клинопироксенитов массива Totalp (см. рис. 5 Е). Это также коррелирует с изменением формы распределения PGE где  $\text{Pd}/\text{Ir}_N$  возрастает до ~2-25 (см. рис. 5 Г, В). В породах Эгийнгола наблюдается увеличение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  и  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  изотопных отношений в ряду гарцбургит – пироксенит. Гарцбургиты на удалении от пироксенитовых жил с самыми низкими радиогенными отношениями Re и Os, не были затронуты процессами взаимодействия с расплавом и поэтому их модельный возраст может отражать последний этап частичного плавления, соответствующий среднему Протерозою.

Кроме того, вместе с изменением формы распределения PGE и изотопных отношений Re-Os наблюдается рост величины  $\delta^{18}\text{O}$  в орто- и клинопироксене, от маломощных ортопироксенитов ( $\delta^{18}\text{O}$ ~5.5-5.8) к мощным ортопироксенитам и вебстеритам ( $\delta^{18}\text{O}$ ~6.4-6.6, см. рис. 5 А-В). При этом, интервал  $\delta^{18}\text{O}$  в минералах мантийных реститовых перидотитов по разным оценкам составляет 5.1-5.9 [Mattey et al., 1994; Boschi et al., 2008]. Поскольку вторичные изменения пироксенитов носят ограниченный характер, то повышение значений  $\delta^{18}\text{O}$  могло быть вызвано только участием расплавов с высокими величинами  $\delta^{18}\text{O}$ , что привело к изотопному сдвигу в пироксенитах. Подобный процесс наблюдается в реакционных ортопироксен-



плагноклазовых жилах, которые образуются при реакции перидотитов мантийного клина с Si-насыщенными расплавами, что приводит к увеличению  $\delta^{18}\text{O}$  в ортопироксенах с мантийных значений до 7-9.5 ‰ [Dallai et al., 2019].

**Третье защищаемое положение: Формирование пироксенитовых жил происходило при участии расплавов подобных высоко-кальциевым бонинитам Джидинской палеоостроводужной системы. На это указывают: расчетный редкоэлементный состав равновесных расплавов для клинопироксенов пироксенитовых жил, состав расплавных включений в хромшпинелидах ортопироксенитовых жил.**

Редкоэлементные кривые клинопироксенов из ортопироксенитовых и вебстеритовых жил Эггингола характеризуются широким диапазоном вариаций редких элементов и параллельны друг-другу (рис. 6 А, Б). HREE варьируют от 0.1 до 0.8 содержаний PM, LREE понижаются до 0.006-0.03 PM. Для всех клинопироксенов характерен минимум по Zr, в вебстеритах он более выражен (рис. 6 Б), а максимум по Sr – более выражен в клинопироксенах из ортопироксенитов (рис. 6 А).

В целом, кривые содержаний несовместимых элементов в клинопироксенах пироксенитов Эггингола соответствуют наиболее обогащенной части клинопироксенов из ортопироксенитовых даек Оманского офиолитового комплекса [Tamura et al., 2006] и сходны с составами клинопироксенов из вебстеритовых и клинопироксенитовых жил Войкаро-Сыньинского массива [Batanova et al., 2011], они имеют схожие минимум по Zr и максимум по Sr (рис. 6 А, Б). Распределение редких элементов клинопироксеновых вкрапленников из бонинитов Баянгола подобно таковому из пироксенитов Эггингола, но отличается отсутствием максимума по Sr и менее выраженным Zr минимумом (рис. 6 В).

Предполагается, что ортопироксенитовые дайки Оманского офиолитового комплекса кристаллизовались из примитивного расплава бонинитового состава, который выплавлялся из окружающих гарцбургитов в надсубдукционной обстановке при добавлении воды. К такому выводу авторы пришли, т.к. обнаружили очень близкие по составу (главные и редкие элементы) клинопироксены из гарцбургитовой и пироксенитовой частей разреза [Tamura et al., 2006]. В Войкаро-Сыньинском массиве предполагается гибридная модель, где часть жил кристаллизовалась из просачивающегося бонинитового расплава, в частности оливинные вебстериты с самым высоким содержанием несовместимых элементов в клинопироксене. Вторая группа (орто-, клинопироксениты и вебстериты) имеет реакционную природу и образовывалась при взаимодействии просачивающегося расплава с окружающими перидотитами [Белоусов, 2011; Batanova et al., 2011; Belousov et al., 2021].

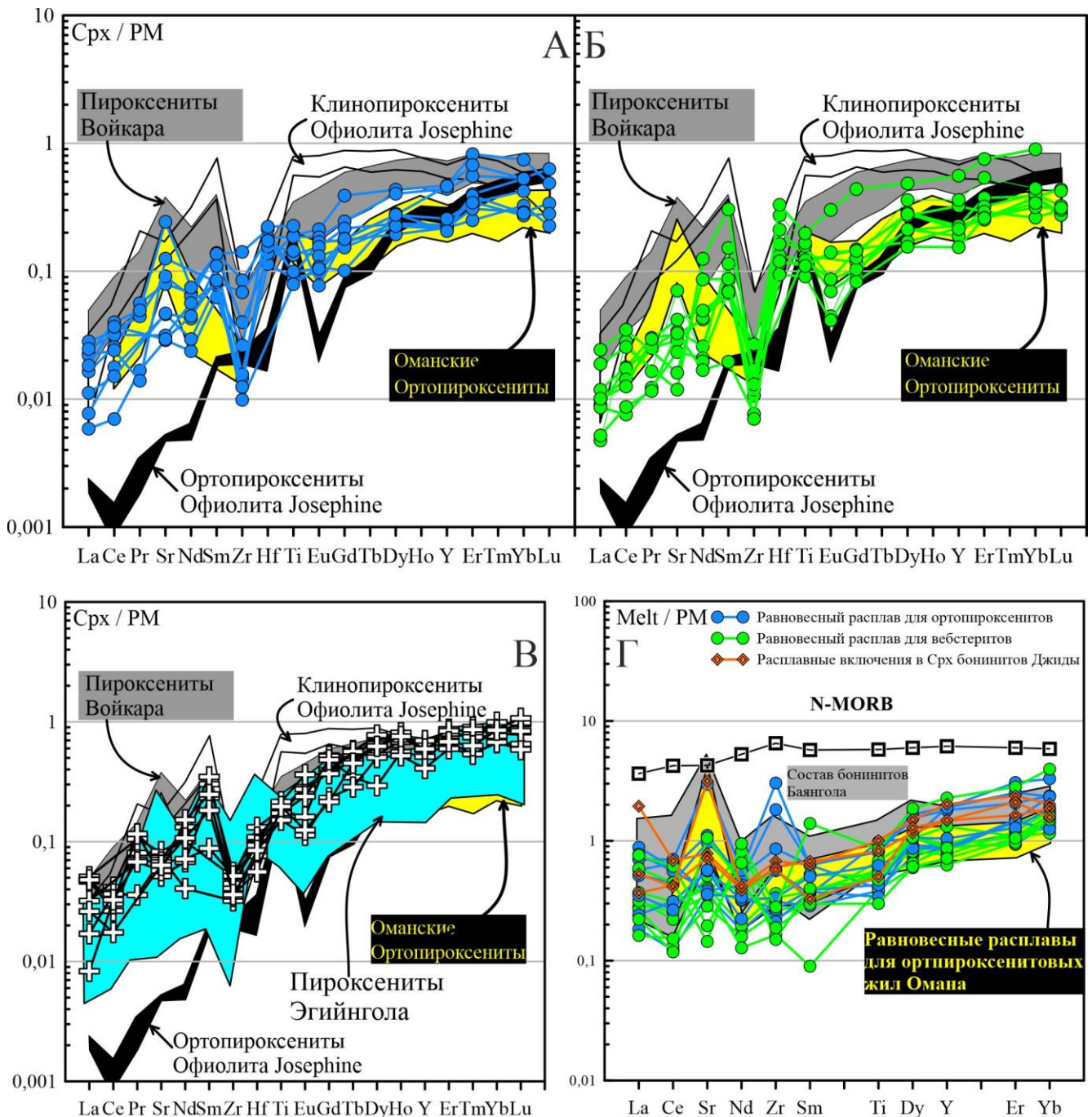


Рис. 6. Редкоэлементный состав клинопироксенов пироксенитовых жил Эггингольского массива и бонинитов Баянгола.

А, Б – составы клинопироксенов в ортопироксенитовых (А) и вебстеритовых (Б) жилах; В – состав клинопироксенов из бонинитов Баянгольской аккреционной призмы (Джидинская зона); Г – рассчитанные равновесные составы расплавов для ортопироксенитов и вебстеритов. Поля (на А-В): пустое не залитое – составы клинопироксенов из ортопироксенитовых жил, а черное залитое – из клинопироксенитовых жил офиолитового комплекса Josephine [Le Roux et al., 2019]; желтое – составы клинопироксенов из ортопироксенитов Оманского офиолитового комплекса [Tamura et al., 2006]; серое – составы клинопироксенов из пироксенитовых жил Войкар-Сыньинского массива [Batanova et al., 2011].

Поскольку клинопироксены пироксенитов Эггингола имеют широкие вариации содержаний несовместимых элементов, то логично предположить, что их

формирование происходило не при прямой кристаллизации бонинитовых расплавов, а при реакционном взаимодействии расплав-перидотит.

Для пироксенитов Эгийнгола был рассчитан состав равновесного расплава с использованием коэффициентов распределения клинопироксен / расплав, предложенных Соболевым и др. [1996]. Получившийся состав расплава имеет схожие форму и уровень распределения REE, максимум по Sr с рассчитанными расплавами для Оманских ортопироксенитов и очень схож с бонинитами Джидинской палеоостроводужной системы (см. рис. 6 Г). Получившиеся составы равновесных расплавов характеризуются несколько бóльшим разбросом содержаний относительно таковых для ортопироксенитов Омана. Подобное поведение можно объяснить эволюцией состава просачивающегося расплава, реагирующего с перидотитом.

В Spl2 одной из ортопироксенитовых жил (обр. № MP13-21-2) были обнаружены силикатные микровключения (см рис. 2 Ж). Включения представлены двумя типами – собственно расплавными и минеральными (Орх) включениями. Была отобрана монофракция хромшпинели из данного образца, с которой были проведены высокотемпературные эксперименты по гомогенизации включений согласно методике, опубликованной ранее [Симонов и др., 2009, 2011, 2017].

Состав расплавных включений характеризуется большим разбросом в содержании основных элементов (рис. 7). Содержания  $\text{SiO}_2$  варьируют от 48.3 до 56.6 мас. %,  $\text{MgO}$  (24.5-30.4 мас. %),  $\text{FeO}$  (2.0-11.7 мас. %),  $\text{CaO}$  (3.2-11.2 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1.2-7.7 мас. %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1.5-3.7 мас. %). По соотношению  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  на диаграмме TAS составы РВ соответствуют базальтам и базальтовым андезитам (рис. 7 А). Согласно отношениям  $\text{MgO} - \text{SiO}_2$  и  $\text{MgO} - \text{TiO}_2$  (рис. 7 В, Г) составы РВ из MP13-21-2 укладываются в поле бонинитов (высоко- и низко-Si типов), как и составы РВ из клинопироксенов бонинитов Джиды. Используя диаграмму Si8-Ti8 (рис. 7 Б) можно свести все три параметра (содержания  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ) воедино. РВ из Spl2 жилы обр. № MP13-21-2, равно как и РВ из вкрапленников клинопироксена бонинитов Джиды полностью укладываются в поле бонинитов.

Наличие РВ также позволяет рассчитать температуру равновесной кристаллизации пироксенов с помощью программного комплекса Petrolog3 [Danyushevsky, Plechov, 2011] методом реверсивной кристаллизации. Расчеты показали, что температуры кристаллизации варьируют от 1387°C (при  $\text{Mg\# Орх} \sim 0.92$ ) до 1320°C (при  $\text{Mg\# Орх} \sim 0.81$ ,  $\text{Mg\# Срх} \sim 0.94$ ). Такие температурные оценки согласуются с данными по температурам формирования бонинитов, например, для бонинитов Идзу-Бонин-Марианской системы – 1430°C [Umino et al., 2018] и дуги Тонга – 1450-1550°C [Sobolev, Danyushevsky, 1994].

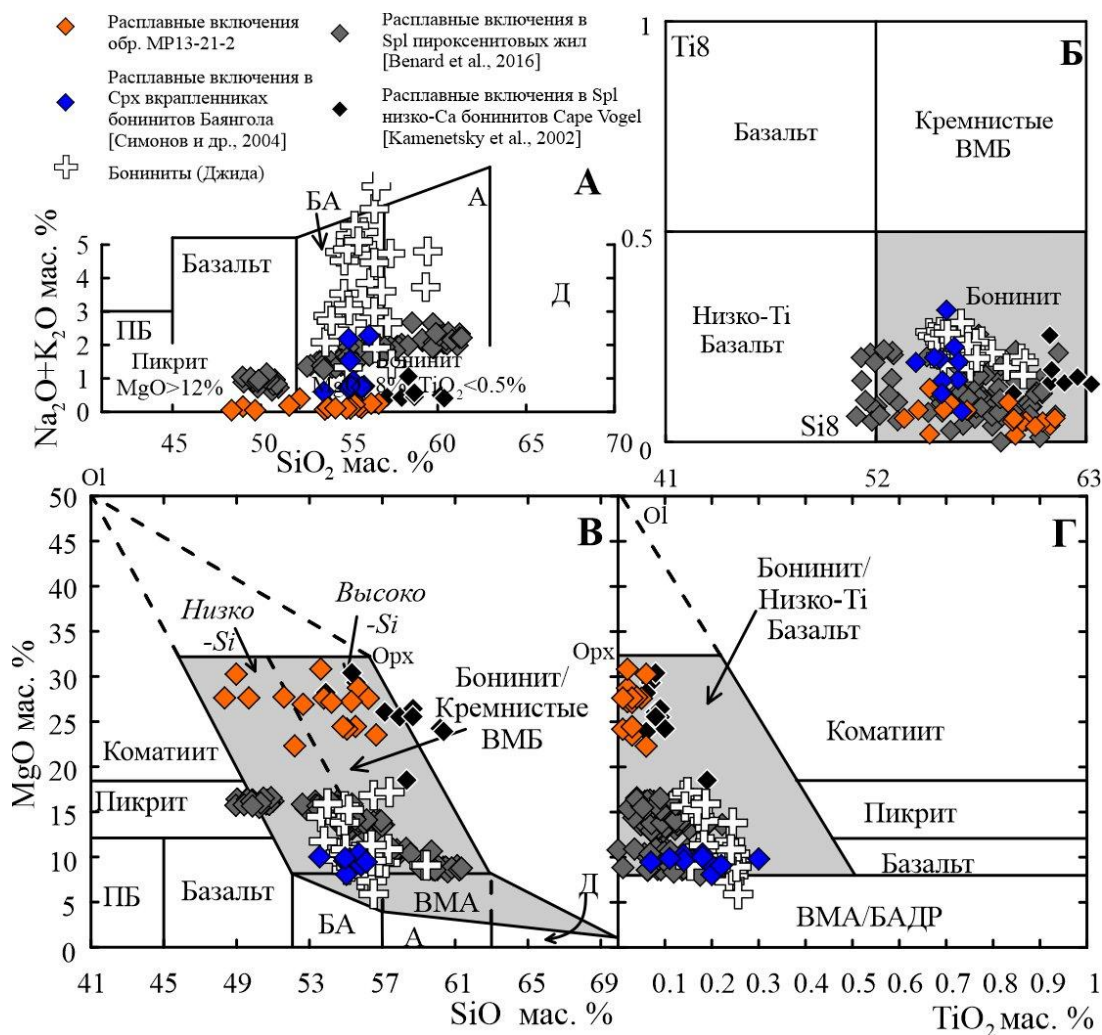


Рис. 7. Классификационные диаграммы для вулканических пород.

А – часть диаграммы TAS (IUGS) [Le Bas, 1998]. Б – классификационная диаграмма для высоко-Mg ( $\text{MgO} > 8$  мас. %) серий [Pearce and Reagan, 2019]. На диаграмме Б использованы параметры Si8 и Ti8.  $\text{Si8} = \text{SiO}_2 + (\text{MgO} - 8) / 3.82$  и  $\text{Ti8} = 42 * \text{TiO}_2 / (50 - \text{MgO})$ ,  $\text{MgO} > 8$  мас. %. В – MgO-SiO<sub>2</sub> и Г – MgO-TiO<sub>2</sub> диаграммы для классификации бонинитов по [Pearce and Reagan, 2019], Сокращения: ПБ – пикробазальт, БА – базальтовый андезит, А – андезит, Д – дацит, ВМА – высоко-Mg андезит, ВМБ – высоко-Mg базальт, БАДР – базальт-андезит-дацит-риолитовая серия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных петролого-геохимических исследований пироксенитовых жил и вмещающих гарцбургитов Восточного блока Эгийнгольского массива были реконструированы условия формирования пород. Гарцбургиты имеют геохимические особенности надсубдукционных перидотитов, которые обычно образуются в результате высоких степеней плавления астеносферной мантии при спрединге в преддуговой области над зоной субдукции. Комплементарными к ним должны быть бонинитовые расплавы. Выявленная в пироксенитах минеральная ассоциация энстатит – тальк – тремолит – вторичный оливин позволила оценить T-P параметры метаморфического преобразования пород массива – 800-650 °C и 0.6-1.5 GPa, что указывает на мантийные условия формирования пироксенитовых жил. Это

же подтверждается рассчитанными температурами (1320-1387°C) кристаллизации ортопироксена, полученными на основании исследования расплавных включений в хромшпинелидах ортопироксенитовой жилы. Петрографические наблюдения, состав минералов и изотопно-геохимические особенности пород хорошо согласуются с моделью реакционного образования пироксенитовых жил по перидотитам массива в результате преобразования последних просачивающимся расплавом. Состав расплавных включений и клинопироксенов позволяет уверенно говорить о бонинитоподобном составе преобразующего расплава. Это не противоречит геодинамической обстановке формирования Эгийгольского массива и подтверждается присутствием бонинитовых лав в пределах Джидинской зоны. Таким образом, пироксенитовые жилы можно рассматривать в качестве транспортных каналов бонинитовых лав в литосферной мантии преддуговой области. Основные выводы диссертационного исследования отражены в защищаемых положениях.

## ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

В изданиях, рекомендуемых ВАК Минобрнауки России:

1. **Karimov A.A.**, Gornova M.A., Belyaev V.A., 2017. Pyroxenite veins within SSZ peridotites – evidence of melt-rock interaction (Egiingol massif), major and trace element composition of minerals. *Geodynamics and tectonophysics*. V. 8(3). P. 483-488. DOI: 10.5800/GT-2017-8-3-0269
2. **Каримов А.А.**, Горнова М.А., Беляев В.А., Энхбат Д. Хромшпинелиды из ультрамафитов и хромититов Эгийгольского массива (Северная Монголия) // *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых*. 2017. Т. 40(4). С. 9–29. DOI: 10.21285/2541-9455-2017-40-4-9-29
3. **Karimov A.A.**, Gornova M.A., Belyaev V.A., Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V. Genesis of pyroxenite veins in supra-subduction zone peridotites: Evidence from petrography and mineral composition of Egiingol massif (Northern Mongolia). *China Geology*. 2020. V. 3(2). P. 299-313. DOI:10.31035/cg2020035
4. Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko IV., **Karimov A.A.**, Medvedev A.Ya., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozerova O. Yu. Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt. *Lithos*. 2021. 386-387. DOI: 10.1016/j.lithos.2021.106044

В прочих изданиях:

1. **Karimov A.A.**, Gornova M.A., Belyaev V.A., Medvedev A.Ya. Pyroxenite veins in forearc peridotites: evidence of boninite melts percolating (Egiingol massif, CAOБ) // *The 21th Kerulien International Conference on Geology and High-Level Forum on Synergetic Development of Beijing-Tianjin-Hebei in Ecological and Geological Environment*. 2019. P. 12.
2. **Каримов А.А.**, Горнова М.А., Беляев В.А., Медведев А.Я., Пироксенитовые жилы как индикатор модификации мантии просачивающимися расплавами на примере Эгийгольского массива (Джидинская зона) // *VI Всероссийская конференция «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал»*. Ин-т геохимии СО РАН, Иркутск (Сахюрта). 2019. С. 135–137.
3. **Каримов А.А.** Образование пироксенитовых жил в перидотитах Эгийгольского массива (первые данные AFC моделирования) // *Всероссийская молодежная «IX Сибирская конференция молодых ученых по на-укам о Земле»*. Ин-т геологии и минералогии СО РАН, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск. 2018. С. 248–250.
4. **Каримов А.А.**, Беляев В.А. Пироксенитовые жилы в мантийных перидотитах – вопросы их формирования // *XXVII Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» с участием исследователей из других стран*. Институт земной коры СО РАН, Иркутск. 2017. С. 115–116.
5. **Karimov A.A.**, Gornova M.A., Belyaev V.A., Medvedev A.Ya. Pyroxenite veins from SSZ peridotites of Egiingol massif (Northern Mongolia) // *The Goldschmidt Conference: Proceedings of the conference*. Yokohama, Japan. 2016. P. 1439.
6. **Karimov A.A.** Pyroxenite veins in SSZ peridotites: questions of origin // *The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference*. IGM SB RAS, IPPG SB RAS, NSU, Novosibirsk. 2016. P. 36–37.