

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА: РЕСТАВРАЦИЯ УСЛОВИЙ ПЛАВЛЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С БОНИНИТОВЫМ РАСПЛАВОМ

© 2010 г. М. А. Горнова*, М. И. Кузьмин*, И. В. Гордиенко**, А. Я. Медведев*, А. И. Альмухамедов*

*Институт геохимии СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а
mgorn@igc.irk.ru

**Геологический институт СО РАН
670015, г. Улан-Удэ, ул. Павлова, 2
Поступила в редакцию 18.01.2010 г.

Проведено изучение состава пород и минералов Эгийнгольского перидотитового массива, расположенного в Джидинской зоне палеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы. Петрографические наблюдения говорят о преобразовании гарцбургитов расплавом, которое приводит к растворению ортопироксена и кристаллизации оливина, клинопироксена, шпинели и амфибола. Состав шпинелей, оливинов и клинопироксенов наименее преобразованных гарцбургитов соответствует высоким степеням плавления ~20% при образовании пород, которое начиналось в гранатовой фации. Гарцбургиты с пониженным количеством ортопироксена имеют характеристики надсубдукционных перидотитов. Геохимические особенности состава пород и минералов (шпинель, клинопироксен) позволяют предполагать взаимодействие гарцбургитов с бонинитовым расплавом. Об этом же свидетельствует присутствие высокохромистой шпинели, магматического эденита, клинопироксена с низкими концентрациями REE в дайках массива. Гарцбургиты Эгийнгольского массива, по-видимому, вначале формировались в зонах спрединга срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов, а затем подверглись преобразованию бонинитовым расплавом в надсубдукционной зоне.

Ключевые слова: *мантийные перидотиты, мантийное плавление, взаимодействие перидотит-расплав, надсубдукционные зоны.*

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция геодинамических условий формирования реститовых перидотитов складчатых поясов позволяет реставрировать геологическую историю формирования континентальной коры. Для проведения такого анализа необходимы данные о составе пород и минералов, выполненные современными прецизионными аналитическими методами. Кроме того, нужно сопоставление с хорошо изученными объектами перидотитов, сформировавшихся в различных геодинамических условиях в современных океанах. Перидотиты островодужных систем можно разделить на две группы. Это собственно надсубдукционные перидотиты, представляющие собой островодужную литосферную мантию. Они формируются при высоких степенях (~20–25%) плавления мантии, обогащенной надсубдукционным компонентом. В результате этого образуются островодужные толеитовые магмы. Хорошо изученным примером этой группы являются перидотиты симаунта Torishima Идзу-Бонинской островной дуги [18]. Надсубдукционные перидотиты отличаются от абиссальных рядом признаков: истощенным составом гарцбургитов с низким модалным содержанием клинопи-

роксена; присутствием высокохромистой и низкомагнезиальной шпинели ($Cr\# = 0.4–0.8$); низкими содержаниями несовместимых элементов, показывающих высокие степени плавления при образовании пород; повышенной фугитивностью кислорода от +0.8 до +1.8, рассчитанной для субсолидных равновесных температур для буфера фаялит-магнетит-кварц (FMQ). Перидотиты второй группы формируются в зонах спрединга срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов в результате разных степеней плавления и представляют собой океаническую литосферную мантию. Затем они перемещаются в зоны субдукции, где преобразуются формирующимися расплавами – IAT или бонинитами. Это приводит к появлению у них характеристик, свойственных надсубдукционным перидотитам. К этой группе относятся перидотиты симаунта Conical Марианской островной дуги [18, 21], которые были выбраны в качестве объекта сопоставления.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Эгийнгольский перидотитовый массив находится в Джидинской зоне палеозойского складчатого об-

рамления Сибирской платформы. Джидинская зона располагается между Тувино-Монгольским микроконтинентом и Хамардабанской зоной (рис. 1), территориально охватывая бассейны рек Джиды (Юго-Западное Забайкалье) и Эгийн-Гола (Северная Монголия). В настоящее время она интерпретируется как коллизионный ороген, геологическая структура которого определяется позднеколлизийными дислокациями со значительной сдвиговой компонентой. В качестве основных элементов структуры орогена выделяются четыре типа структурно-вещественных комплексов (СВК) [5]: 1) островодужный, 2) аккреционной призм, 3) гайотов, 4) флишевый окраинных палеобассейнов (рис. 1). Островодужный комплекс составляет ее основную центральную часть. Комплексы гайотов приурочены к границам островодужного и флишевого СВК, располагающихся, в основном, по периферии Джидинской зоны. Взаимоотношения флиша с комплексами островной дуги и гайотов везде тектонические. По имеющимся данным, время формирования первых трех комплексов относится к венду–кембрию [2, 3, 7]. В составе СВК Баянгольской аккреционной призм присутствуют вулканические образования ранних стадий развития энсиматической островной дуги – бониниты и базальты известково-щелочной серии [1, 5]. Таким образом, Джидинская зона представляет собой область развития пород, сформировавшихся в островодужной системе на активной окраине Палеоазиатского океана. Современная геологическая структура Джидинской зоны сформировалась, вероятно, в результате коллизии в позднем карбоне–перми [4].

Эгийнгольский перидотитовый массив, площадью ~90 км², расположен в бассейне верхнего течения р. Эгийн-Гол, в области сопряжения северо-восточного Армакогольского и субширотного Эгийнгольского региональных разломов. Его окружают нижнекембрийские карбонатные породы и гранитоиды позднекембрийского, средне- и верхнепалеозойского возрастов. Перидотиты интенсивно дислоцированы, разбиты серией круто- и пологопадающих разломов, зон брекчирования. Массив в 80-х годах изучался Г.И. Пинусом, Л.В. Агафоновым и Ф.П. Лесновым [6], которые отнесли его к альпийно-типным перидотитам.

Породы массива представлены серпентинизированными (ппп ~ 5–14%) шпинелевыми гарцбургитами, содержащими от ~30% до 13% ортопироксена, небольшое количество клинопироксена и хромшпинелида, соответственно до 2.5% и 2%. В массиве присутствуют дайки и шилы амфибол-пироксен-оливинового состава мощностью до 1 м. Около даек располагаются гарцбургиты с пониженным количеством ортопироксена (образцы 5/6, 5/7, 5/8, 5/10, 6/7). Они больше изменены низкотемпературными преобразованиями по сравнению с остальными гарцбургитами: в серпентино-

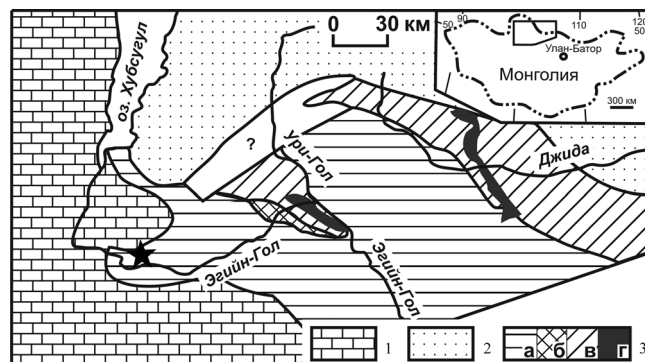


Рис. 1. Положение Джидинской зоны палеозой в структуре складчатого обрамления Сибирской платформы и распространение основных типов структурно-вещественных комплексов в ее строении, по [5].

1 – Тувино-Монгольский микроконтинент; 2, 3 – структурно-формационные зоны палеозой: 2 – Хамардабанская, 3 – Джидинская: структурно-вещественные комплексы: а – островодужные без расчленения, б – аккреционной призм, в – флишевые, г – гайотов. Положение Эгийнгольского массива показано звездочкой.

вых петлях сохраняются лишь мелкие реликты оливина, по ортопироксену развивается тонковолокнистый агрегат амфиболов варьирующего состава от эденитовой роговой обманки до тремолита. На расстоянии ~5 м от даек в гарцбургитах появляются реликты не полностью преобразованного ортопироксена. В остальных гарцбургитах количество амфибола, представленного паргаситом, паргаситовой роговой обманкой, магнезиальной роговой обманкой и тремолитом, не превышает 1%.

Гарцбургиты имеют среднезернистую протогранулярную микроструктуру. Оливин представлен крупными зернами до 5 мм, кроме того, он образует небольшие необласты (до 0.5 мм). Порфирокласты ортопироксена характеризуются размерами от 1 до 5 мм. Границы зерен часто резорбированы, в их изгибах располагаются новообразованные мелкие зерна оливина, клинопироксена, паргасита – паргаситовой роговой обманки (рис. 2а, д). Внутри ортопироксена присутствуют клинопироксеновые структуры распада. В гарцбургитах с пониженным количеством ортопироксена размер его зерен обычно не превышает 1 мм. Количество клинопироксена в гарцбургитах незначительно. По расчетам методом наименьших квадратов оно составляет до 2.5%, но на самом деле меньше, так как часть клинопироксена находится в структурах распада. Кроме того, клинопироксен присутствует в виде мелких (до первых сотен микрон) ксеноморфных зерен без структур распада, которые совместно с мелкими зернами эденита располагаются по границам и внутри краевых зон порфирокластов ортопироксена, между скоплениями крупных зерен ортопироксенов (рис. 2г, д).

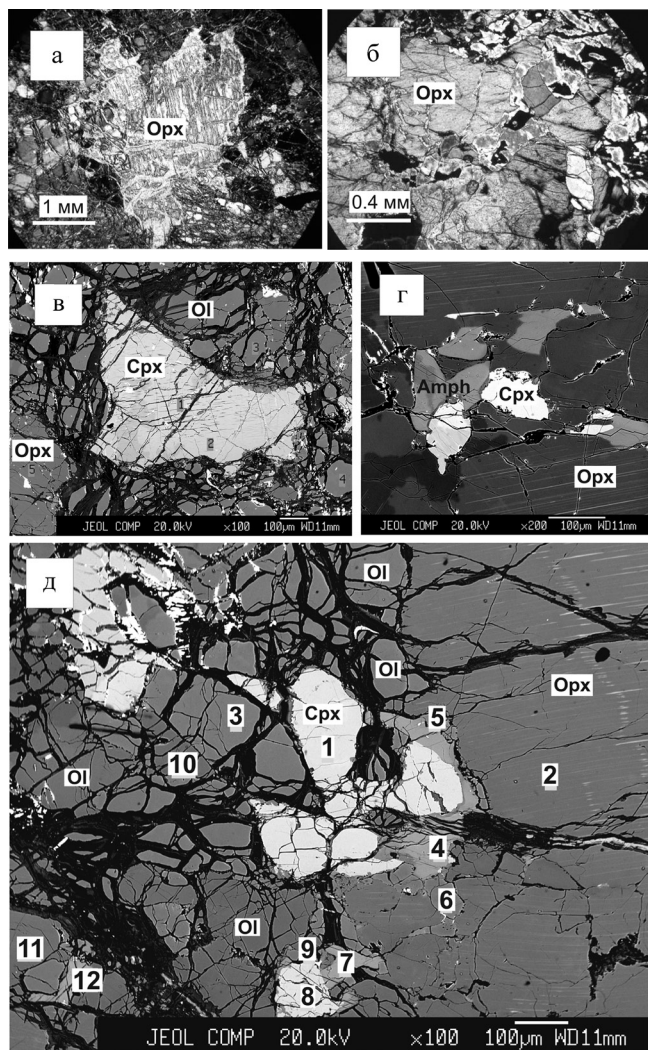


Рис. 2. Элементы микроструктуры гарцбургитов Эггингольского массива.

а – резорбированное крупное зерно ортопироксена, обр. 5/13, николи скрещены; б – мелкие новообразованные зерна оливина и шпинели между крупными зернами ортопироксена, обр. 5/25, николи скрещены; в – зерно клинопироксена со структурой распада; г – мелкие зерна клинопироксена (светлая фаза) и амфибола (серая фаза) между крупными зернами ортопироксена (самая темная фаза) с тонкими клинопироксеновыми структурами распада; д – новообразованные зерна на краю крупного зерна ортопироксена (2) со структурой распада: клинопироксен (белое – 1, 8), амфибол (серое – 4, 5, 7) и оливин (6). Зерна последнего “затекают” в ортопироксен. Зерна клинопироксена и амфибола (12) располагаются также рядом среди мелких зерен оливина (3, 9, 10, 11). в–д – образец 1/10. Изображения в обратнорассеянных электронах получены на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 (JEOL Ltd).

Признаков замещения клинопироксена амфиболом не наблюдается, взаимоотношения между минералами равновесные. В двух образцах (1/10 и 5/19) присутствуют более крупные зерна клинопироксена размерами до 3 мм с резорбированными грани-

цами (рис. 2в) и ортопироксеновыми структурами распада. Они, по-видимому, имеют реститовый генезис. Зерна хромшпинелида неправильной формы располагаются в интерстициях между минералами. Иногда шпинель образует сростания с мелкими зернами оливина между скоплениями крупных зерен ортопироксена (рис. 2б), часто содержит включения мелких зерен оливина, ортопироксена, клинопироксена и амфибола – все это не характерно для протогранулярной микроструктуры.

Лопастные границы зерен ортопироксена обычно интерпретируются как признаки резорбции, обусловленные либо инконгруэнтным плавлением, тогда присутствуют неомласты Ol, либо растворением ортопироксена при взаимодействии с просачивающимся расплавом, тогда могут быть неомласты Ol и клинопироксена, сростания Ol + Sp, что нередко наблюдается в породах. Образование мелких зерен клинопироксена без структур распада обычно интерпретируется либо как результат отжата и укрупнения ламеллей структур распада, либо как кристаллизация из просачивающегося расплава. Вышеописанные петрографические наблюдения (совместное с клинопироксеном присутствие равновесного амфибола, мелких зерен оливина, расположение этих агрегатов в изгибах границ сильно резорбированных зерен ортопироксена) позволяют нам рассматривать мелкий клинопироксен как результат взаимодействия гарцбургитов с расплавом. О развитии этого процесса свидетельствует и наличие включений мелких зерен минералов в хромшпинелиде. Наблюдаемые большие вариации в количестве ортопироксена и появление близких к дунитам пород вокруг даек, по-видимому, в большей степени являются результатом взаимодействия с расплавом, а не нарастания степени плавления.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В перидотитах определение основных породообразующих элементов проводилось методом РФА по стандартной методике на многоканальном рентгеновском спектрометре CPM-25. Содержания редких элементов (Nb, Zr, Hf, Ti, Th, U, Rb, Ba, Sr, Y, REE) определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT2. Для контроля правильности результатов анализа использовались международные стандарты JP-1 и DTS-1. Воспроизводимость для большей части элементов не превышала 10%, для La, Ce, Nb, Ba составила ~20–25%, что обусловлено низкими концентрациями элементов и недостаточной чистотой используемых реактивов. Для определения микроэлементов Ti, V, Sc была разработана методика РФА на спектрометре S4 Pioneer фирмы Bruker AXS (Германия). Условия измерения следующие: трубка с Rh-анодом, ускоряющее напряжение 40 кВ, сила тока 50 мА. Для градуировки и оценки

правильности использовались отечественные стандартные образцы горных пород и международные стандарты JP-1 и DTS-1. Содержание определяемых элементов рассчитывается с помощью процедуры α -коррекции программного обеспечения SPECTRAplus спектрометра S4 Pioneer. Относительное стандартное отклонение, характеризующее повторяемость определения для этих элементов, не превышало 7%. Определение Cr и Ni проводилось методом атомной абсорбции на спектрометре модели 503 AAnalyst 800 фирмы Perkin-Elmer. Воспроизводимость не превышала 5%. Минералы исследовались на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200 (Ltd. JEOL, Япония). Все эти анализы проводились в Институте геохимии СО РАН. Редкоэлементные составы пироксенов были получены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль, аналитик С. Симакин). Воспроизводимость измерений не превышала 10% для примесей с концентрациями >1 г/т и 20% для концентраций <1 г/т.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПЕРИДОТИТОВ

Оливин и шпинель

Представительные составы оливинов приведены в табл. 1. Магнезиальность крупных зерен оливина в близких к дунитам породах (5/10, 5/7) составляет 0.923–0.913, в остальных гарцбургитах – 0.915–0.906 (рис. 3а). Содержание NiO в первой группе соответствует наиболее высоким концентрациям этого элемента во второй группе. Составы крупных и мелких новообразованных зерен оливина в пределах образца подобны. Оливиновые включения в шпинелях характеризуются более высокой магнезиальностью (до 0.935) и содержанием NiO (до 0.6 мас. %).

Представительные составы шпинелей приведены в табл. 2. Шпинель однородна по составу, в некоторых образцах имеет узкие магнетитовые каймы. Соотношение Cr# шпинели и Mg# оливина в перидотитах Эгийнгольского массива отвечает оливин-шпинелевому мантийному тренду реститовых перидотитов (рис. 3б). Точки составов попадают в поле развития надсубдукционных перидотитов и наиболее деплетированных абиссальных перидотитов, отражая высокие степени плавления.

Хромистость шпинелей варьирует от 0.35 до 0.7. Точки составов шпинелей с хромистостью 0.35–0.45 на диаграмме Cr# Sp–Mg# Sp попадают в поле абиссальных гарцбургитов (рис. 3в). Шпинели с Cr# > 0.45 характеризуются более низкими значениями магнезиальности, что характерно для надсубдукционных перидотитов. Кроме того, в них наблюдаются повышенные концентрации титана, что обычно обусловлено взаимодействием перидоти-

тов с расплавами. На диаграмме Ti–Cr#Sp (рис. 3г), разработанной Дж. Пирсом с соавторами [20], показана линия изменения состава реститовых шпинелей, образующихся в результате частичного плавления, и сектора изменения их составов, вызванные взаимодействием с расплавами различного состава. Точки составов шпинелей перидотитов Эгийнгольского массива отклоняются от реститового тренда к составам шпинелей, равновесных с бонинитами. Шпинели с повышенной хромистостью и высокими содержаниями TiO_2 находятся в близких к дунитам породах, которые расположены вокруг даек. Таким образом, шпинели с хромистостью >0.45 отражают более поздний этап преобразования пород при взаимодействии с расплавом, а шпинели с хромистостью 0.35–0.45 – более ранний этап частичного плавления, не связанного с зоной субдукции. Высокая хромистость шпинелей раннего этапа свидетельствует о высоких степенях плавления (~15–20%).

Пироксены

Составы пироксенов приведены в табл. 3 и 4. Магнезиальность ортопироксенов варьирует от 0.903 до 0.927, причем максимальная Mg# отмечается в ортопироксенах пород с низким его количеством (рис. 4а). Ортопироксены характеризуются незначительными вариациями содержания CaO (от 1.6 до 0.6 мас. %) от центра к краю зерна, что обусловлено понижением температуры. Содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 варьируют как между образцами, так и в пределах образца, причем максимальные концентрации наблюдаются в центральных частях наиболее крупных зерен. Центральные части крупных зерен ортопироксенов образцов 1/10, 2/3, 5/19, 6/8, 5/14, 3/7 имеют высокие содержания Al_2O_3 ~ 3.8–3.4 мас. % и Cr_2O_3 ~ 0.9–0.8 мас. %, которые показывают отрицательную корреляцию, если сравнивать образцы друг с другом. Они близки к ортопироксенам наиболее деплетированных абиссальных перидотитов (рис. 4б). Точки составов краевых зон ортопироксенов лежат вне поля реститовых ортопироксенов абиссальных перидотитов [22], причем в пределах образца Al_2O_3 и Cr_2O_3 связаны положительной корреляцией. Хромистость шпинели в этих образцах варьирует от 0.35 до 0.45, в них нет повышенного содержания титана. Составы ортопироксенов образцов 5/25, 5/15, 5/10, 6/7 характеризуются более низкими концентрациями Al_2O_3 и Cr_2O_3 , точки составов даже центральных частей зерен лежат в стороне от реститового тренда абиссальных перидотитов и связаны положительной корреляцией. В образцах наблюдается положительная корреляция хрома и алюминия. Шпинели образцов 5/25 и 5/15 имеют хромистость от 0.46 до 0.52 и низкое содержание TiO_2 (~0.03–0.05). В образцах 5/10 и 6/7, расположенных рядом с дайками, еще выше хро-

Таблица 1. Представительные анализы оливинов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ пр.	1/10-1ц	1/10-3	2/3-1ц	3/7-1ц	5/7-5	5/7-4	5/8-5	5/10-1ц
SiO ₂	40.76	40.60	41.87	41.7	42.15	41.87	41.88	40.67
FeO	8.51	8.53	8.08	8.88	7.54	6.94	8.35	7.68
MnO	0.13	0.11	0.13	0.11	0.11	0.12	0.11	0.08
NiO	0.5	0.31	0.49	0.44	0.5	0.47	0.46	0.49
MgO	49.94	49.23	49.59	49.06	49.69	51.09	49.47	50.36
CaO	0.02	0.03	<0.01	0.02	0.02	0.07	0.01	0.02
Сумма	99.86	98.82	100.16	100.21	100.01	100.56	100.28	99.3
Mg#	0.913	0.911	0.916	0.908	0.921	0.929	0.914	0.921
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ пр.	5/13-1ц	5/14-1ц	5/15-1ц	5/19-1ц	5/19-4	5/25-1ц	5/25-3	5/25-4
SiO ₂	42.48	40.75	41.3	41.41	41.61	41.26	40.17	41.71
FeO	8.67	9.09	8.69	8.83	7.97	8.57	8.69	6.99
MnO	0.12	0.13	0.14	0.14	0.11	0.12	0.14	0.11
NiO	0.48	0.44	0.47	0.46	0.5	0.45	0.5	0.57
MgO	48.53	49.5	49.39	48.36	49.99	48.71	49.06	50.49
CaO	0.01	0.01	<0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	<0.01
Сумма	100.29	99.92	99.99	99.23	100.19	99.14	98.57	99.87
Mg#	0.909	0.907	0.910	0.907	0.918	0.910	0.910	0.928
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	
№ пр.	6/7-5	6/7-4	6/8-1ц	6/8-4	5/5-1	5/9-1	5/27-1	
SiO ₂	40.97	41.87	40.79	41.43	41.21	40.02	39.86	
FeO	8.14	6.94	8.26	6.77	9.38	12.85	10.73	
MnO	0.14	0.12	0.13	0.12	0.1	0.25	0.14	
NiO	0.45	0.47	0.48	0.6	0.51	0.15	0.52	
MgO	49.57	51.09	50.18	50.32	48.27	46.48	47.9	
CaO	<0.01	0.07	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.01	
Сумма	99.27	100.56	99.84	99.26	99.48	99.75	99.16	
Mg#	0.916	0.929	0.915	0.930	0.901	0.866	0.889	

Примечание. 1–20 – перидотит; 21–23 – дайка. Здесь и далее во всех таблицах после номера пробы через дефис цифрами обозначены: 1 – крупные первичные зерна, 2 – мелкие первичные зерна, 3 – новообразованные зерна, 4 – включения в шпинели, 5 – реликты в серпентинитах, ц – центр зерна, к – край зерна. Здесь и в табл. 2: Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) ф.к.

мистость шпинели (0.58–0.62) и содержание TiO₂ ~ 0.18 мас. %. С нарастанием степени плавления происходит инверсия поведения хрома в ортопироксенах, что установлено в результате эмпирических исследований природных перидотитов [17] и подтверждено экспериментально [16]. Результаты эксперимента для сравнения показаны на рисунке 4б. С ростом степени плавления должно происходить увеличение магнетиальности ортопироксена. В образцах 5/25 и 5/15 уменьшение содержания Al₂O₃ в центральных частях зерен, которое может рассматриваться как индикатор степени плавления, не сопровождается ростом магнетиальности ортопироксена (рис. 4а). Поэтому положительная корреляция Al₂O₃ – Cr₂O₃ центральных частей зерен ортопироксена, по-видимому, не связана с нарастанием степени плавления.

Появление положительной корреляции между оксидами алюминия и хрома в пределах образца может происходить в результате: 1) субсолидусных преобразований пород в результате их охлаждения, 2) преобразования пород просачивающимися расплавами, которые растворяют ортопироксены, вы-

нося из них алюминий и хром [23]. Так как уже в образцах (1/10) с наименьшей степенью плавления, судя по хромистости шпинели, фиксируется появление новообразованных оливина и клинопироксена, то наблюдающаяся положительная корреляция Al₂O₃ и Cr₂O₃ в пироксенах в пределах образцов вызвана, по-видимому, не только субсолидусными преобразованиями в процессе остывания, но и является результатом взаимодействия с расплавом.

Магнетиальность клинопироксена варьирует от 0.920 до 0.947 в пределах образцов, между образцами с уменьшением содержания алюминия не наблюдается изменения магнетиальности (рис. 4в). Корреляционные взаимоотношения Al₂O₃ и Cr₂O₃ подобны таковым для ортопироксенов соответствующих образцов. Как видно из рисунка 4г, центральные части реститовых зерен клинопироксена образцов 1/10 и 5/19 по содержанию Al₂O₃ и Cr₂O₃ соответствуют наиболее деплетированным составам реститовых клинопироксенов абиссальных перидотитов. Краевые части зерен имеют меньшие содержания алюминия и хрома, которые связаны положительной корреляцией в пределах образца.

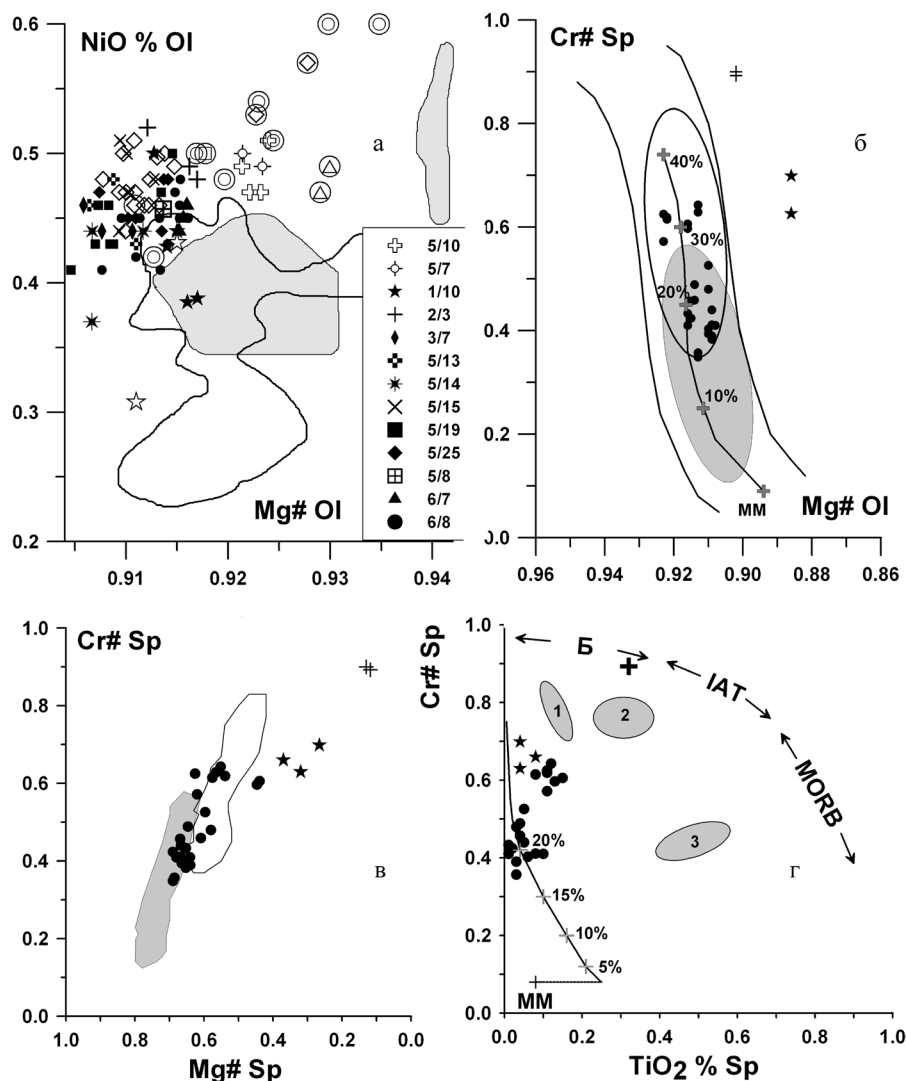


Рис. 3. Составы оливина и шпинели перидотитов Эгийнгольского массива.

а – диаграмма NiO (мас. %)– $\text{Mg\#}$ для оливинов. В одном и том же образце составы крупных зерен показаны залитым значком, новообразованных зерен – не залитым. Кругами обведены точки составов оливиновых включений в шпинелях. Полями показаны составы гарцбургитов и дунитов (серое) Conical Марианской островной дуги, по [13].

б – диаграмма $\text{Cr\#}$ шпинели – $\text{Mg\#}$ оливина. Перидотиты – кружок, дайки – крестик, звездочка. Линиями показаны оливин-шпинелевая мантийная последовательность и тренд плавления [8], поля абиссальных (серое) и надсубдукционных перидотитов. MM – состав мантии MORB.

в – диаграмма $\text{Cr\#}$ – $\text{Mg\#}$ для шпинели. Для пород Эгийнгольского массива условные обозначения, как на б. Полями показаны составы шпинелей перидотитов абиссальных (серое) и надсубдукционных.

г – диаграмма $\text{Cr\#}$ – TiO_2 (мас. %) для шпинелей. Для пород Эгийнгольского массива условные обозначения, как на б. Линией показан тренд изменения состава шпинелей при плавлении мантии MORB. Полями показаны составы шпинелей из: 1 – бонинитов (Б) Идзу-Бонин-Марианской островной дуги, 2 – островодужных толеитов (IAT) задугового бассейна Лая, 3 – базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) задугового бассейна Лая.

Состав новообразованных мелких (первые сотни микрон) зерен клинопироксена, в которых отсутствует структура распада, идентичен краевым частям более крупных зерен. В клинопироксенах образцов 5/25, 5/15 содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 ниже, как и в ортопироксенах. В этих образцах клинопироксен образует мелкие (до первых сотен микрон) зерна без структур распада, располагающиеся в краевых частях зерен ортопироксена, что позволя-

ет предполагать их кристаллизацию из просачивающегося расплава.

Содержание TiO_2 и Na_2O в клинопироксенах закономерно уменьшается с увеличением степени рестирования. В рассматриваемых клинопироксенах образцов 5/19, 5/15, 5/13 содержание TiO_2 и Na_2O низкое: <0.05–0.15 мас. % и <0.10 мас. %, соответственно. Такие концентрации обычны для наиболее деплетированных клинопироксенов абиссаль-

Таблица 2. Представительные анализы шпинелей

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ пр.	1/10	2/3	5/7	5/8	5/10	5/13	5/14
SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
TiO ₂	0.01	0.01	0.08	0.12	0.11	0.06	0.10
Al ₂ O ₃	37.88	32.8	20.50	18.95	20.42	34.17	33.96
Cr ₂ O ₃	31.16	36.45	49.48	50.89	49.89	34.34	35.46
Fe ₂ O ₃	0.99	1.2	1.33	1.19	0.78	0.76	1.20
FeO	13.09	14.49	16.20	16.89	14.51	15.34	13.99
MnO	0.13	0.16	0.21	0.22	0.22	<0.01	0.16
MgO	16.01	14.66	12.34	11.71	13.26	14.22	15.61
NiO	0.12	0.09	0.07	0.05	0.04	н.о.	0.13
Сумма	99.41	99.86	100.21	100.02	99.23	98.89	100.61
Cr#	0.356	0.427	0.618	0.643	0.621	0.403	0.412
Mg#	0.686	0.643	0.576	0.553	0.620	0.623	0.678
Fe#	0.011	0.013	0.016	0.014	0.009	0.008	0.013
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ пр.	5/15	5/19	5/25	6/7	6/8	5/27	5/5
SiO ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.16	1.16
TiO ₂	0.02	0.03	0.03	0.13	0.05	0.08	0.32
Al ₂ O ₃	26.44	32.01	28.93	21.14	31.13	17.09	3.07
Cr ₂ O ₃	42.41	37.04	41.14	48.26	38.09	48.00	51.46
Fe ₂ O ₃	1.78	1.26	0.78	1.51	0.82	3.52	11.70
FeO	15.57	14.55	13.68	15.65	14.83	23.13	26.57
MnO	0.18	0.16	0.17	0.21	0.16	0.21	0.22
MgO	13.27	14.5	14.73	12.64	14.16	7.31	3.23
NiO	0.09	0.13	0.09	0.06	0.11	0.08	0.05
Сумма	99.76	99.68	99.55	99.60	99.35	99.57	97.77
Cr#	0.518	0.437	0.484	0.605	0.447	0.653	0.918
Mg#	0.603	0.640	0.657	0.590	0.630	0.360	0.178
Fe#	0.020	0.014	0.009	0.018	0.009	0.044	0.166

Примечание. 1–12 – перидотит; 13–14 – дайка. Н.о. – не обнаружено. Fe₂O₃ и FeO рассчитывались по стехиометрии. Cr# = Cr/(Cr + Al) ф. к., Fe# = Fe³⁺/(Fe³⁺ + Cr + Al) ф. к.

ных перидотитов. В образцах 5/25 и 2/3 клинопироксены характеризуются повышенными концентрациями Na₂O (~0.25 мас. %), содержание титана низкое, как в образцах с низким натрием. В образце 1/10 как реститовые, так и новообразованные зерна клинопироксена характеризуются высокими содержаниями Na₂O (~0.3–0.56 мас. %). Они неоднородны по содержанию TiO₂: в центре реститовых зерен ~0.03 мас. %, в краевых частях концентрация возрастает до 0.09 мас. %. Мелкие новообразованные зерна характеризуются разными содержаниями титана в этом же диапазоне. В некоторых клинопироксенах из перидотитов Conical Марианской островной дуги, преобразованных бонинитовым расплавом, также установлены повышенные концентрации Na₂O – до 0.27 мас. % [18]. Повышение концентрации Na₂O, по-видимому, обусловлено взаимодействием пород с расплавом, так как это сильно несовместимый элемент для системы перидотит–расплав.

СОСТАВ ДАЕК

В породах преобладает амфибол, представленный серией минералов от эденитовой роговой об-

манки – эденита до тремолита с меняющимися концентрациями Al₂O₃ (9–0.05 мас. %), Cr₂O₃ (2–0.05 мас. %) и Na₂O (2–0.05 мас. %) – табл. 5. Магнезиальность (Mg#) оливина, ортопироксена и клинопироксена составляет, соответственно, 0.902–0.886, 0.886, 0.933–0.928 (табл. 1, 3, 4). Присутствует высокохромистая шпинель (Cr# = 0.88) с содержанием TiO₂ = 0.32 мас. % (табл. 2). Породы характеризуются высокими концентрациями SiO₂, MgO, Cr, Ni и низкими содержаниями редких земель (La_{Ch} ~ 0.3, Yb_{Ch} ~ 1.25) (табл. 6).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Представительные составы пород приведены в табл. 6. Содержания петрогенных элементов, включая хром и никель, пересчитаны на безводный состав из-за разной степени серпентинизации пород. На рис. 5 показаны вариации содержаний некоторых элементов в зависимости от содержания MgO, который может рассматриваться как индекс деплеирования. MgO коррелирует только с некоторыми элементами: отрицательно – с SiO₂, Al₂O₃, V, Sc, Y, Yb; положительно – с Co, Ni. Это свидетельствует

Таблица 3. Представительные анализы ортопироксенов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ пр.	1/10-1ц	1/10-1к	6/7-5	2/3-1 ц	5/10-1ц	5/13-1ц	5/13-1к
SiO ₂	55.34	56.24	57.31	54.15	56.15	55.32	54.37
TiO ₂	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	<0.01
Al ₂ O ₃	3.30	2.61	1.50	3.38	1.62	3.01	2.79
Cr ₂ O ₃	0.88	0.72	0.60	0.91	0.74	0.84	0.74
FeO	4.79	4.67	4.36	6.28	4.09	5.68	6.36
MnO	0.13	0.12	0.06	0.13	0.13	0.09	0.12
MgO	33.59	33.68	35.80	33.93	34.69	33.46	34.89
CaO	0.79	0.47	0.52	0.74	1.18	1.58	0.58
Na ₂ O	0.08	0.09	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Сумма	98.96	98.60	100.16	99.54	98.62	100.06	99.86
Mg#	0.918	0.921	0.892	0.906	0.895	0.913	0.907
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ пр.	5/14-1ц	5/14-1к	5/19-1ц	5/19-1к	5/19-2ц	5/19-2к	5/19-4ц
SiO ₂	55.65	55.55	54.64	54.77	54.60	54.99	54.61
TiO ₂	<0.01	0.10	<0.01	0.05	<0.01	<0.01	<0.01
Al ₂ O ₃	3.36	3.22	3.43	3.17	2.90	2.43	2.33
Cr ₂ O ₃	0.89	0.78	0.95	0.93	0.76	0.60	0.78
FeO	5.42	5.79	6.23	6.25	6.11	6.19	6.23
MnO	0.08	0.11	0.12	0.07	0.11	0.12	0.12
MgO	33.44	33.85	33.69	33.51	34.59	34.70	34.76
CaO	1.28	0.79	1.05	1.07	0.77	0.62	0.65
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01
Сумма	100.13	100.20	100.12	99.83	99.86	99.65	99.48
Mg#	0.916	0.912	0.906	0.905	0.910	0.909	0.909
№ п/п	15	16	17	18	19		
№ пр.	5/25-1ц	5/25-к	5/25-2ц	5/25-4	5/27-1		
SiO ₂	54.30	54.74	55.22	55.73	56.52		
TiO ₂	0.07	<0.01	<0.01	0.01	<0.01		
Al ₂ O ₃	2.52	1.86	1.70	2.29	0.95		
Cr ₂ O ₃	0.76	0.56	0.57	0.73	0.25		
FeO	6.30	6.36	6.34	6.04	1.70		
MnO	0.13	0.15	0.10	0.12	0.15		
MgO	34.56	35.58	35.58	34.27	33.88		
CaO	1.11	0.44	0.32	0.73	6.06		
Na ₂ O	0.02	<0.01	0.01	0.01	0.01		
Сумма	99.77	100.69	99.84	99.93	99.52		
Mg#	0.907	0.909	0.909	0.910	0.887		

Примечание. 1–18 – перидотит, 19 – дайка.

о том, что химический состав породы определяется не только степенью частичного плавления.

На рис. 6а показано распределение нормированных к примитивной мантии редкоземельных элементов в гарцбургитах Эгийнгольского массива. Кривые имеют U-образную форму, демонстрируя закономерное обеднение HREE от Lu до Tb, в некоторых образцах до Tm-Но, и далее обогащение к La. В части образцов фиксируется слабый Eu минимум. Корреляции между содержаниями La и Yb нет: в одних образцах $La_N > Yb_N$, в других – наоборот. Гарцбургиты имеют очень низкие концентрации тяжелых редких земель, что свидетельствует о высоких степенях плавления.

Для сравнения элементов групп HFS, LIL с REE на спайдердиаграмме элементы должны быть расположены слева направо в соответствии с умень-

шением степени несовместимости, то есть с ростом общих коэффициентов распределения в системе перидотит–расплав. При низких степенях плавления Sr располагается между Ce и Nd, Zr и Hf – между Nd и Sm, Ti – между Eu и Gd. С увеличением степени плавления общие коэффициенты распределения для Sr, Ti, Zr меняются не так, как для REE [19], поэтому при высоких степенях плавления (>20%) порядок расположения элементов иной, чем для более фертильных перидотитов. Для рассматриваемых перидотитов предполагается образование в результате ~20% плавления, что следует из состава минералов, поэтому этот рекомендованный порядок принят на спайдердиаграмме (рис. 6б), где для сравнения показано также поле перидотитов Conical Мариан-

Таблица 4. Представительные анализы клинопироксенов

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ пр.	1/10-1ц	1/10-1к	1/10-3ц	1/10-3к	5/13-3ц	5-14-3ц	5/15-3ц
SiO ₂	52.20	52.63	53.06	52.04	50.83	53.05	54.52
TiO ₂	0.03	0.10	0.03	0.07	0.15	0.30	0.01
Al ₂ O ₃	3.91	3.59	2.99	3.18	3.54	4.92	2.43
Cr ₂ O ₃	1.34	1.18	0.94	1.20	1.01	0.97	0.80
FeO	1.98	1.94	1.98	1.79	2.27	2.16	2.27
MnO	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	<0.10	0.04
MgO	16.21	16.30	16.76	16.65	17.02	16.15	18.25
CaO	22.55	22.61	22.60	22.84	23.49	22.63	23.27
Na ₂ O	0.03	0.46	0.45	0.40	0.11	0.57	0.05
Сумма	98.33	98.88	98.27	98.25	98.48	100.75	101.64
Mg#	0.936	0.938	0.938	0.943	0.930	0.930	0.936
№ п/п	8	9	10	11	12	13	
№ пр.	5/19-1ц	5/19-1к	5/19-3к	5/19-4	5/25-3ц	5/27	
SiO ₂	50.98	52.67	52.79	52.17	54.33	55.07	
TiO ₂	0.01	0.02	<0.01	0.05	0.02	0.03	
Al ₂ O ₃	3.45	3.10	2.76	2.94	2.56	1.02	
Cr ₂ O ₃	1.31	1.08	0.87	0.94	0.97	0.35	
FeO	2.80	2.00	2.23	2.57	2.09	2.39	
MnO	0.05	0.06	0.07	0.02	0.06	0.08	
MgO	18.37	16.94	17.73	17.42	17.71	18.06	
CaO	22.12	24.05	23.70	23.05	23.45	23.91	
Na ₂ O	0.05	0.07	0.06	0.06	0.23	0.03	
Сумма	99.14	99.99	100.21	99.24	101.42	100.95	
Mg#	0.921	0.938	0.934	0.924	0.938	0.931	

Примечание. 1–12 – перидотит, 13 – дайка.

ской островной дуги, преобразованных бонинитовым расплавом. Как видно из рис. 6б, в породах на фоне закономерного уменьшения нормированных содержаний от тяжелых к средним редким землям и далее увеличения к сильно несовместимым элементам наблюдаются максимумы Sr, Zr-Hf и минимум Nb. **Ti ведет себя по-разному по отношению к рядом расположенным Er и Yb:** в образцах 5/13, 5/15 наблюдаются минимумы, в обедненных ортопироксеном гарцбургитах (образцы 5/7, 6/7) – максимумы, в остальных образцах – соответствующие предполагаемым коэффициентам распределения нормированные значения. Несмотря на низкие концентрации титана в породах, авторы исключают возможность аналитической ошибки в его определении, так как этот элемент анализировался двумя методами, что дало согласующиеся результаты в пределах ошибки анализа. Минимумы Ti, по-видимому, отражают более низкие степени плавления этих образцов по сравнению с основной группой, но выше, чем при образовании фертильных перидотитов, так как при сравнении с **Eu-Gd появляется положительная аномалия.** Максимумы Ti, возможно, связаны с его привнесением при взаимодействии пород с расплавом. Так как для реститовых перидотитов на этом графике должно наблюдаться закономерное обеднение нормированных содержаний элементов с увеличением степени несовместимости, то можно говорить, что породы обогащены Rb, Ba, U, Sr, Nb, Zr,

Hf, LREE, а в некоторых образцах – MREE и даже Gd и Dy. Закономерное уменьшение нормированных содержаний тяжелых редких земель отражает магматический этап образования пород в результате частичного плавления. Это подтверждается наличием положительных корреляций Yb, Y с петрогенными оксидами (MgO, Al₂O₃), концентрация которых зависит от степени плавления. Корреляции между сильно несовместимыми элементами и петрогенными оксидами отсутствуют. Кривые распределения редких элементов в перидотитах Эгийногского массива в целом подобны таковым для перидотитов Conical Марианской островной дуги, преобразованных бонинитовым расплавом. Более высокие концентрации **L-MREE в Эгийногских перидотитах** сопровождаются более высокими концентрациями Zr, Hf.

На рис. 7 показаны кривые распределения нормированных к хондриту REE в клинопироксенах Эгийногского массива. Они характеризуются последовательным понижением нормированных концентраций от Yb к Nd и **ростом – LREE с максимумом по Ce** (рис. 7а, б). В некоторых образцах присутствуют минимумы по Eu, **которые не сопровождаются минимумами Sr.** Максимальные концентрации обнаружены в реститовом клинопироксене образца 5/19. В одном и том же образце новообразованные клинопироксены имеют тот же состав, что и реститовые, за исключением более высоких

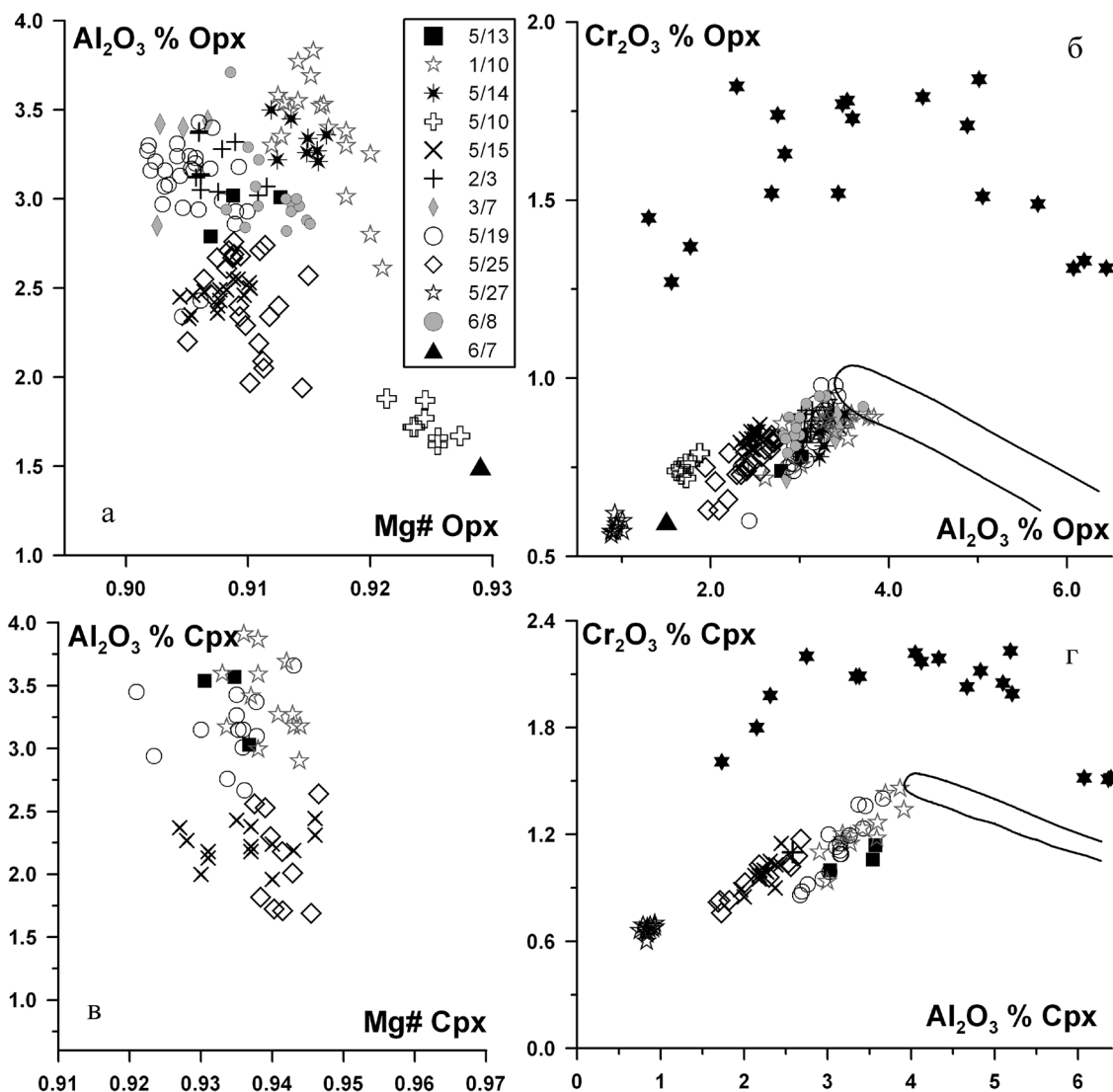


Рис. 4. Петрохимические диаграммы для орто- и клинопироксенов перидотитов и даек Эгийнгольского массива.

Для сравнения показаны поле составов пироксенов абиссальных перидотитов, по [22] и экспериментальные данные – заштрихованная шестиконечная звездочка, по [16]. Al_2O_3 и Cr_2O_3 – мас. %. Составы минералов приведены в табл. 3 и 4.

концентраций легких редких земель. В амфиболах кривые распределения редких земель подобны клинопироксеновым. В ортопироксенах уровень концентраций REE в соответствии с коэффициентами распределения ниже, чем в клинопироксенах, форма кривой подобна (рис. 7а). По сравнению с клинопироксенами абиссальных перидотитов, формировавшихся в срединно-океанических хребтах при безводном плавлении в условиях шпинелевой фации [14], клинопироксены Эгийнгольского массива имеют более низкие концентрации тяжелых-средних редких земель и более высокие концентрации La, Ce. Форма кривой распределения REE также иная – более дифференцирована для HREE, что отражает начало плавления в гранатовой фации. Они отличаются и от клинопироксенов перидотитов

Bouvet FZ, расположенных рядом с горячей точкой (рис. 7б). Для последних предполагалось формирование при плавлении, начинающемся в условиях гранатовой фации [14]. По уровню концентраций и форме кривой распределения REE клинопироксены Эгийнгольских перидотитов идентичны клинопироксенам абиссальных гарцбургитов ODP Hole 1274A Срединно-Атлантического хребта (рис. 7б). Клинпироксены последних не являются реститовыми, петрографические исследования убедительно показывают, что они образовались из расплава, взаимодействующего с перидотитами [23]. Клинпироксены из надсубдукционных перидотитов Torishima Идзу-Бонинской островной дуги [13, 18] и офиолитовых комплексов Hellenic Peninsula [9] показывают еще более низкие кон-

Таблица 5. Представительные анализы амфиболов

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ пр.	1/10 паргасит	5/25 м.р.о.	6/8 тремолит	6/7 э.р.о.	6/7 тремолит	5/6 эденит
SiO ₂	45.05	51.46	57.97	51.95	56.52	46.47
TiO ₂	0.02	0.23	<0.07	0.34	0.07	0.13
Al ₂ O ₃	12.93	8.56	2.03	5.69	0.02	9.98
Cr ₂ O ₃	2.13	1.37	0.34	0.83	<0.1	1.29
FeO	2.48	2.57	1.91	2.17	1.61	7.50
MnO	0.05	0.03	0.06	0.04	0.02	0.01
MgO	18.93	20.85	24.10	22.08	24.60	19.46
CaO	12.01	12.56	12.78	12.97	13.61	12.89
Na ₂ O	3.00	1.38	0.20	0.77	0.01	1.86
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.02	0.01	<0.01	0.02
Сумма	96.60	99.01	99.23	96.85	96.46	99.61
Mg#	0.932	0.935	0.957	0.948	0.964	0.822
№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ пр.	5/6 т.р.о.	5/6 тремолит	5/7 тремолит	5/5 т.р.о.	5/5 эденит	5/5 тремолит
SiO ₂	51.39	55.71	55.69	54.35	49.56	58.45
TiO ₂	0.13	0.02	0.05	<0.07	0.17	<0.08
Al ₂ O ₃	3.94	0.22	0.79	4.20	8.66	0.25
Cr ₂ O ₃	0.63	0.04	0.18	0.80	1.83	<0.15
FeO	2.18	1.37	1.26	2.54	3.16	1.18
MnO	0.05	0.06	0.01	<0.01	<0.01	<0.10
MgO	23.03	24.91	25.16	22.56	20.08	24.07
CaO	12.65	12.73	13.17	12.34	12.16	13.20
Na ₂ O	0.65	0.06	0.14	1.06	2.09	0.26
K ₂ O	0.03	0.02	0.07	<0.01	<0.01	<0.01
Сумма	94.68	96.14	96.52	97.85	99.71	97.41
Mg#	0.949	0.970	0.973	0.941	0.919	0.973

Примечание. 1–9 – перидотит, 10–12 – дайка. М.р.о. – магниевая роговая обманка, э.р.о. – эденитовая роговая обманка, т.р.о. – тремолитовая роговая обманка.

центрации тяжелых-средних редких земель, что предполагает более высокие степени плавления в водных условиях (рис. 7а). В работе [9] было показано, что при плавлении деплетированной мантии в присутствии воды клинопироксен, по-видимому, сохраняется в рестите при больших степенях плавления, что может привести к большому его обеднению HREE и Ti.

Распределение REE в клинопироксенах даек подобно распределению этих элементов в перидотитах, но характеризуется более низким уровнем концентраций (рис. 7в). Оно похоже на распределение редких земель в дунитах и гарцбургитах офиолитов Бау [25], которые интерпретируются как продукт взаимодействия лерцолитов с бонинитовыми расплавами.

С увеличением степени безводного плавления в реститовых клинопироксенах абиссальных перидотитов происходит уменьшение концентраций Ti, Yb, La, Zr, Sr, что видно на рис. 8. Клинопироксены перидотитов надсубдукционных зон (Torishima Идзу-Бонинской островной дуги, офиолитовые комплексы Hellenic Peninsula), для которых предполагаются более высокие степени плавления, имеют более низкие концентрации Ti. Клинопироксены Эгийнголь-

ского массива занимают промежуточное положение. В реститовом Срх 5/19 содержание Ti такое же, как в Срх абиссальных перидотитов Bouvet FZ, отвечающих степеням плавления ~20%. В остальных образцах содержание титана ниже и в образце 5/15 – такое же, как в клинопироксенах надсубдукционных перидотитов Conical и Torishima. Точки составов клинопироксенов Эгийнгольского массива лежат на продолжении Yb–Ti тренда и в стороне от Zr–Ti, Ce–Ti и Sr–Ti трендов абиссальных перидотитов. Таким образом, клинопироксены перидотитов Эгийнгольского массива обогащены Sr, Ce, Zr, Hf так же, как и клинопироксены надсубдукционных перидотитов. Клинопироксены даек имеют подобные клинопироксенам перидотитов редкоземельные составы с незначительно более низкими концентрациями Ti.

ГЕНЕЗИС ПЕРИДОТИТОВ ЭГИЙНГОЛЬСКОГО МАССИВА

Наблюдаемые петрографические особенности гарцбургитов Эгийнгольского массива свидетельствуют об их преобразовании расплавом в соответствии с реакцией: Орх + низкоSi расплав →

Таблица 6. Представительные составы пород Эгийнгольского массива

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ пр.	1/10	2/3	3/7	5/7	5/8	5/10	5/13	5/14	5/15	5/19	5/25	6/7	6/8	5/5
SiO ₂	46.33	46.58	43.92	44.15	44.80	43.92	44.39	44.39	43.91	43.55	44.49	43.44	43.29	55.13
Al ₂ O ₃	1.43	1.25	0.54	0.66	0.64	0.54	0.98	1.01	0.86	0.82	0.77	0.53	0.82	2.10
FeO*	7.26	7.07	8.23	7.70	7.53	8.23	7.84	7.78	7.94	7.81	7.61	7.38	7.55	3.58
MnO	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11	0.11	0.12	0.08
MgO	43.24	44.03	46.10	46.25	45.50	46.10	45.36	45.30	45.57	46.21	45.43	46.95	46.44	28.29
CaO	0.83	0.12	0.34	0.22	0.51	0.34	0.55	0.60	0.78	0.67	0.76	0.64	0.85	9.81
Na ₂ O	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.32
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃	0.41	0.45	0.43	0.50	0.48	0.43	0.43	0.43	0.47	0.44	0.44	0.39	0.50	0.53
NiO	0.24	0.33	0.27	0.31	0.30	0.27	0.31	0.29	0.28	0.30	0.30	0.43	0.32	0.09
П.п.п.	9.68	14.78	8.40	8.78	11.52	8.40	7.90	8.34	9.62	10.06	6.68	5.62	5.30	4
Rb	1.43		0.18	0.82			0.16		0.06	0.21	0.40	0.23	0.28	1.06
Ba	7.24		0.90	7.12			0.77		1.22	2.01	4.37	1.02	2.93	6.12
Sr	6.79		1.57	10.09			1.21		1.36	1.37	4.73	1.23	2.32	5.94
Th	<0.001		<0.001	<0.001			<0.001		0.004	0.012	<0.001	<0.001	<0.001	
U	0.011		0.009	0.011			0.004		0.001	0.004	0.007	0.001	0.003	0.011
Zr	1.53		0.17	2.05			0.16		0.17	0.44	1.58	0.14	0.50	0.94
Nb	0.028		0.009	0.038			0.008		0.009	0.012	0.023	0.013	0.012	0.03
Hf	0.024		0.003	0.041			0.003		0.006	0.007	0.019	0.003	0.014	0.004
Ti	76	11	86	102	56	64	46	101	24.5	63	67	101	63	101
V	45	35	37	17	26	17	32	36	40	38	39	26	42	119
Sc	8.9	6	7	4.5	5.5	4.5	6	8	8	7.8	7.9	5.3	9	22
Y	0.12		0.12	0.14			0.13		0.09	0.13	0.12	0.06	0.09	1.07
La	0.426		0.059	0.311			0.034		0.035	0.053	0.262	0.053	0.130	0.09
Ce	0.731		0.101	0.545			0.051		0.05	0.129	0.447	0.097	0.221	0.20
Pr	0.062		0.009	0.047					0.005	0.015	0.038	0.009	0.019	0.02
Nd	0.237		0.037	0.210			0.012		0.014	0.058	0.141	0.030	0.084	0.07
Sm	0.033		0.007	0.036			0.001		0.004	0.009	0.023	1.23	0.016	0.02
Eu	0.011		0.002	0.010			0.001		0.001	0.002	0.005	0.002	0.003	0.01
Gd	0.038		0.007	0.038			0.005		0.004	0.006	0.023	0.007	0.014	0.06
Tb	0.003		0.001	0.004					0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.01
Dy	0.020		0.011	0.024			0.014		0.009	0.012	0.018	0.009	0.013	0.16
Ho	0.005		0.004	0.005					0.003	0.007	0.004	0.002	0.003	0.05
Er	0.017		0.017	0.016			0.023		0.014	0.027	0.017	0.007	0.013	0.17
Tm	0.004		0.004	0.003					0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	0.03
Yb	0.042		0.038	0.027			0.048		0.028	0.047	0.038	0.014	0.025	0.22
Lu	0.010		0.009	0.007			0.010		0.006	0.009	0.008	0.003	0.004	0.04

Примечание. Содержания оксидов пересчитаны на безводный остаток. Оксиды в мас. %, редкие элементы в г/т. 1–13 – перидотит, 14 – дайта.

Ol + высокоSi расплав ± Sp ± Crpx ± Amph, которое приводит к изменению модалного состава пород, то есть, в первую очередь, к уменьшению количества ортопироксена и росту оливина. В качестве доказательства образования оливина за счет ортопироксена обычно используются особенности его состава. Так, в дунитах, являющихся транспортными каналами N-MORB и образующихся в результате взаимодействия гарцбургитов с расплавом, оливины имеют повышенную магнезиальность и более низкие концентрации NiO по сравнению с окружающими перидотитами [15]. В Эгийнгольском массиве, в близких по составу к дунитам породах, расположенных вокруг даек, оливины характеризуются более высокой магнезиальностью, не сопровождающейся уменьшением концентрации никеля.

Это может быть обусловлено высокими концентрациями никеля в преобразующем расплаве. Например, дуниты Conical Марианской островной дуги, для которых предполагается формирование за счет подобного взаимодействия, но с бонинитовым расплавом, характеризуются такими же и более высокими значениями магнезиальности и содержания NiO, как гарцбургиты (рис. 3а).

Взаимодействие с недосыщенными кремнием расплавами описано для гарцбургитов абиссальных [12, 23], офиолитовых комплексов [10, 25], надсубдукционных зон [18, 20]. Следовательно, оно может происходить, соответственно, как в астеносфере, так и в литосферной мантии. Составы расплавов, по-видимому, могут быть разными. Особенно это изменения состава шпинелей (рис. 3г) гарцбургитов.

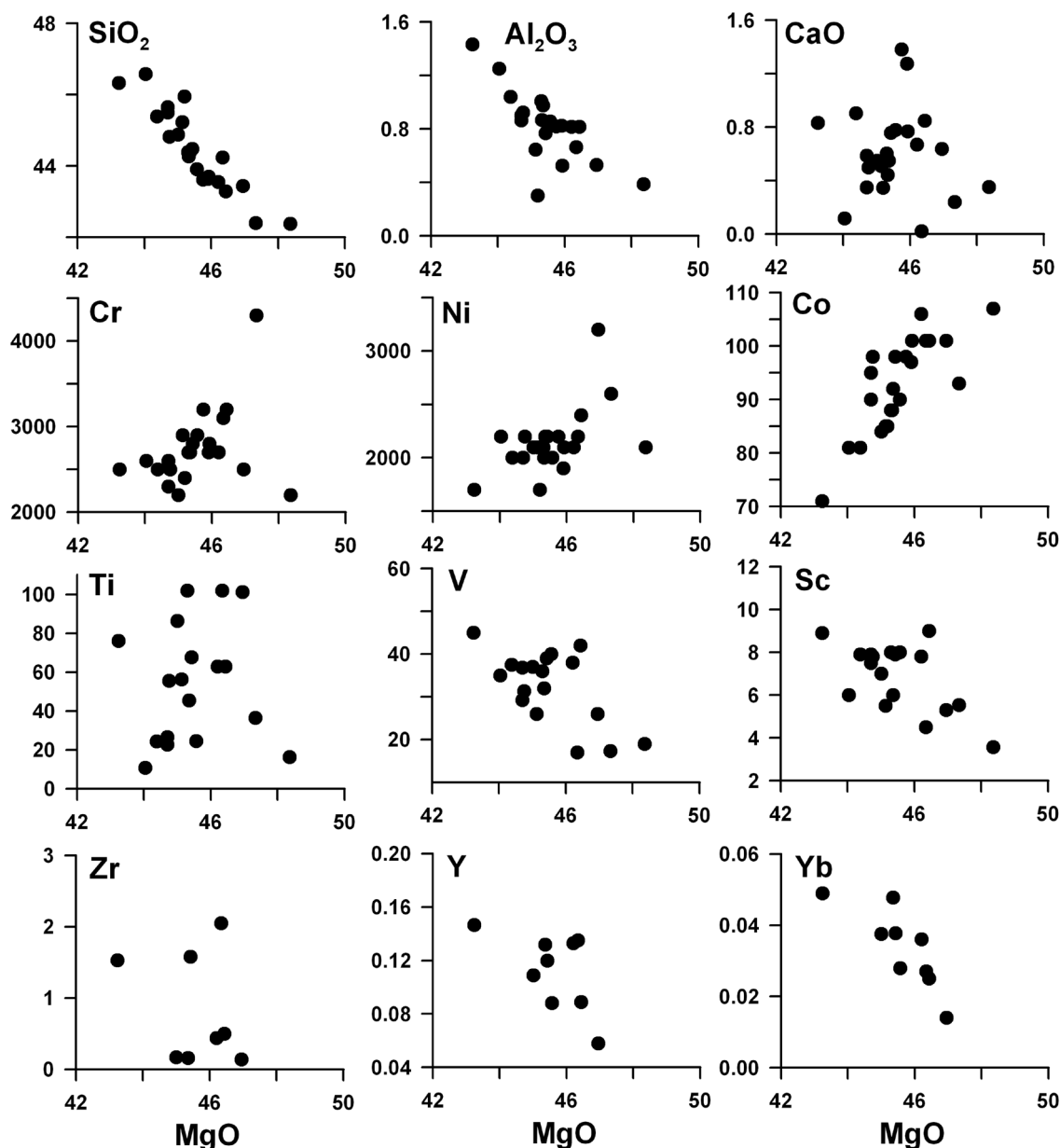


Рис. 5. Вариационные диаграммы MgO – оксид и MgO –элемент для перидотитов Эгийногольского массива.

Оксиды – мас. %, элементы – г/т.

гитов Эгийногольского массива позволяют предполагать их взаимодействие с бонинитовым расплавом. Присутствие магматического амфибола в породах говорит о насыщенности расплава водой, что также согласуется с этим предположением. Так как не только породы, но и клинопироксены обогащены LREE, то это может быть обусловлено только взаимодействием перидотитов с расплавами с высокими концентрациями этих элементов. Более того, и те и другие демонстрируют обогащение Sr, Zr, Hf и Nd. **Высокие концентрации этих элементов являются характерной особенностью бонинитов, поэтому взаимодействие с ними может привести к наблюдаемым составам пород и клинопироксенов.**

Геологическим подтверждением такого взаимодействия является присутствие в массиве даек амфибол-пироксен-оливинового состава. Образование подобных даек обычно происходит в литосферной мантии [15] в результате неполной кристаллизации расплава, поэтому их валовый состав не отвечает составу расплава. Составы минералов (в первую очередь очень высокохромистая шпинель) позволяют говорить о бонинитовом составе расплава. Об этом же свидетельствуют низкие концентрации REE в клинопироксенах даек. Присутствие магматического амфибола как в дайках, так и в гарцбургитах говорит о едином процессе – преобразовании пород и формировании даек в заключительную стадию.

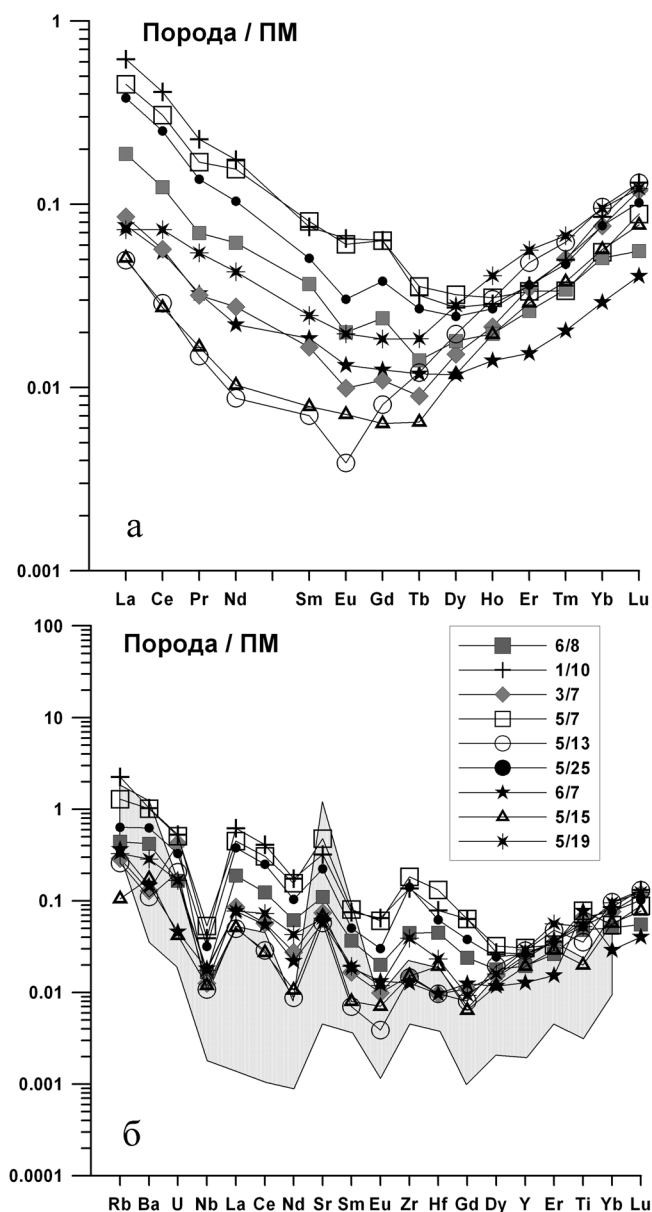


Рис. 6. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных (а) и несовместимых редких элементов (б) в перидотитах Эгийнгольского массива. Поле показаны составы перидотитов Conical Марианской островной дуги, по [18].

Составы минералов (хромистость шпинели, магнизиальность оливина – рис. 3) наименее преобразованных гарцбургитов Эгийнгольского массива отражают высокие степени плавления ~15–20%. Редкоземельные составы клинопироксенов могут быть также использованы для реставрации условий плавления. Модели, описывающие поведение редких элементов во время взаимодействия расплава-истощенный перидотит (при низком отношении расплав/рестит) [11, 25, 26], показывают, что расплав быстро обедняется несовместимыми элементами. После такого взаимодействия наименее не-

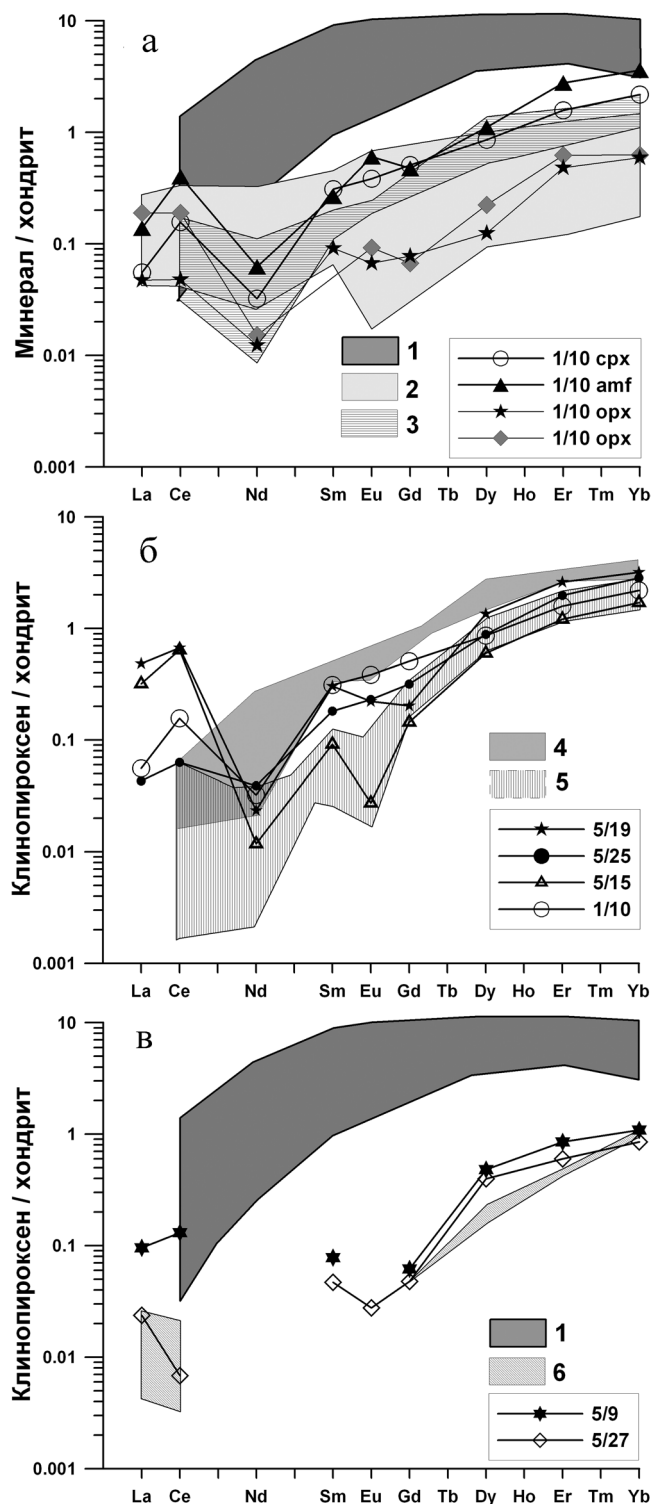


Рис. 7. Распределение нормированных к хондриту редкоземельных элементов в минералах пород Эгийнгольского массива: а – в клинопироксене, ортопироксене и амфиболе гарцбургита (1/10); б – в клинопироксенах перидотитов; в – в клинопироксенах даек.

Полями показаны составы клинопироксенов перидотитов: 1 – стандартных абиссальных, по [14]; 2 – Torishima, по [13, 18] и офиолитов Hellenic Peninsula, по [9]; 3 – Conical, по [13, 18]; 4 – Bouvet FZ, по [14]; 5 – ODP Hole 1274A, по [23]; 6 – офиолитов Bay, по [25].

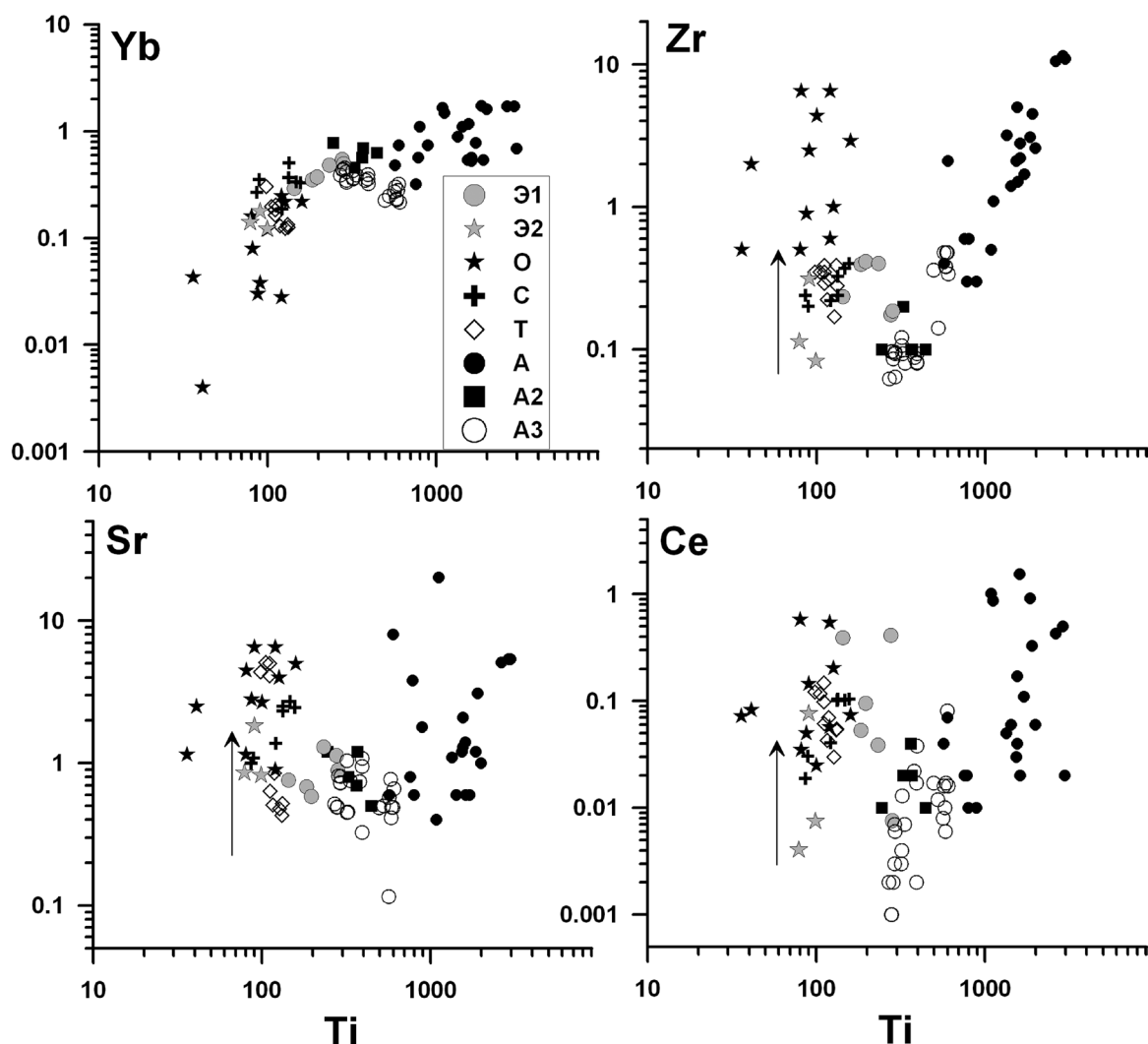


Рис. 8. Диаграммы Ti–Yb, Zr, Sr, Ce для клинопироксенов пород Эгийгольского массива и абиссальных и надсубдукционных офиолитовых перидотитов.

Эгийгольский массив: Э1 – перидотиты, Э2 – дайки; надсубдукционные перидотиты: О – офиолиты Hellenic Peninsula, по [9] С – Conical, по [13, 18], Т – Torishima, по [13, 18]; абиссальные перидотиты: А – стандартные, по [14], А2 – Bouvet FZ, по [14], А3 – ODP Hole 1274A, по [23]. Содержания элементов – г/г.

совместимые элементы (HREE) в расплаве отражают состав рестита. Клинопироксены Эгийгольского массива по содержанию REE подобны новообразованным клинопироксенам абиссальных гарцбургитов ODP Hole 1274A Срединно-Атлантического хребта [23]. Приведенные в этой работе расчеты для модели немодального полибарического, близкого к фракционному критического плавления показали, что для воспроизведения наблюдаемых концентраций и форм нормированных кривых для Gd–Yb требуется 8–9% плавление в гранатовой фации, за которым следует 16–14% плавление в шпинелевой фации. Концентрации сильно несовместимых элементов (LREE) более контролируются просачивающимися расплавами, поэтому новообразованные клинопироксены будут обогащены LREE. Это незакономерное обогащение клинопироксенов

LREE, наблюдаемое в Эгийгольских перидотитах, свидетельствует о рефertilизации пород. Тем же степеням плавления отвечают и содержания в породах редких наиболее консервативных в субдукционной обстановке элементов. Так, на вариационной диаграмме Yb–Ti (рис. 9а) точки составов наименее преобразованных пород ложатся на кривую плавления в районе степени плавления 20%.

Процессы плавления в срединно-океанических хребтах и островодужных системах происходят при разном режиме фугитивности кислорода, который может быть оценен по диаграмме V–Yb, разработанной Пирсом и Паркинсоном [20]. При низкой фугитивности кислорода, характерной для образования абиссальных перидотитов, ванадий находится преимущественно в трехвалентной форме и имеет более высокие коэффициенты распределе-

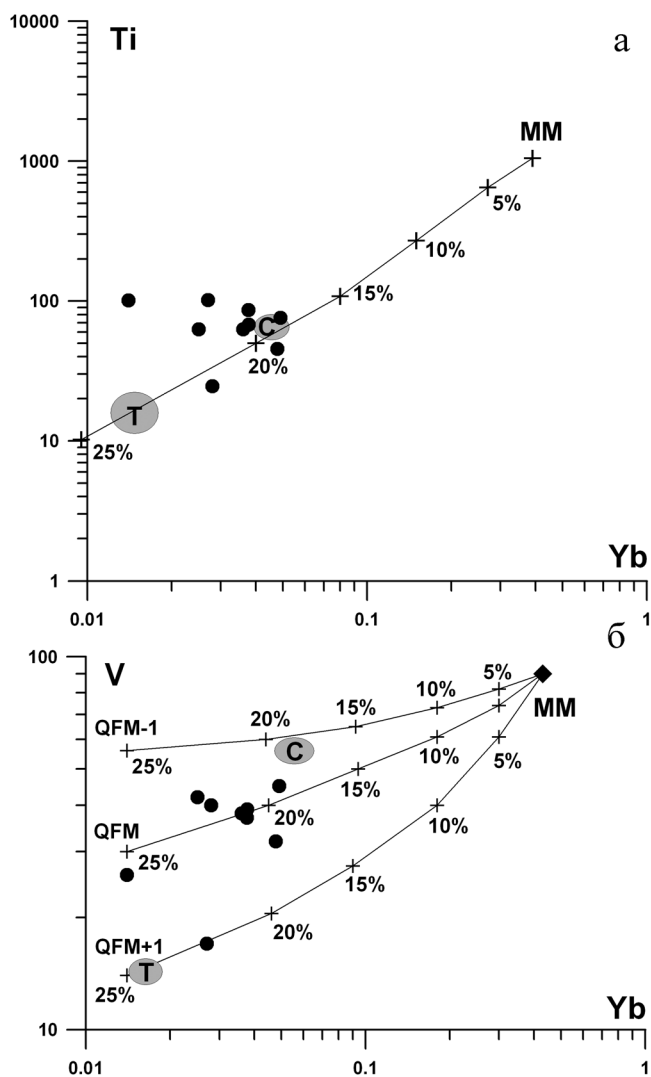


Рис. 9. Диаграммы Ti–Yb (а) и V–Yb (б) для перидотитов Эгийнгольского массива. Кривые плавления и поля составов перидотитов Conical (C) и Torishima (T) взяты из [20].

ния по сравнению с более окисленным состоянием. Плавление в надсубдукционных зонах происходит в условиях высокой фугитивности кислорода (QFM + 1), поэтому надсубдукционные перидотиты характеризуются более низким содержанием ванадия по сравнению с абиссальными перидотитами при сопоставимых степенях плавления. Точки составов наименее измененных Эгийнгольских перидотитов ложатся вблизи кривой плавления с буфером QFM, в то время как собственно надсубдукционные перидотиты (на рисунке показано поле составов перидотитов Torishima) демонстрируют образование в более окисленной обстановке (кривая QFM+1). Поэтому Эгийнгольские гарцбургиты до взаимодействия с бонинитами могли формироваться в условиях срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов. Для сравнения показаны пе-

ридоиты Conical Марианской островной дуги, которые интерпретируются как океаническая литосферная мантия, преобразованная бонинитовым расплавом.

Таким образом, перидотиты Эгийнгольского массива имеют сложную многостадийную тектоническую историю. Гарцбургиты являются продуктами ~20% степени плавления, которое начиналось в гранатовой фации, вероятно, в зоне спрединга, расположенного рядом с горячей точкой. Это могло происходить как в задуговом бассейне, так и в срединно-океаническом хребте. В дальнейшем эта литосферная мантия в результате спрединга переместилась в зону субдукции и подверглась взаимодействию с бонинитовым расплавом, что привело к появлению пород с явными характеристиками надсубдукционных перидотитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-01079) и ФАНИ (госконтракт № 02.740.11.0324).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. и др. Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 4. С. 526–529.
2. Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1290–1300.
3. Гордиенко И.В. Новые данные по геодинамической эволюции палеозойских Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту): мат-лы науч. совещ. Вып. 2. Т. 1. Иркутск: Институт географии СО РАН, 2004. С. 54–56.
4. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. Ранне- и позднепалеозойские коллизионные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: мат-лы XXXVII тектонич. совещ. Т. 1. Новосибирск: ГЕО, 2004. С. 107–110.
5. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 120–140.
6. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
7. Филимонов А.В. Геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт географии СО РАН, 2003. 21 с.
8. Arai S. Characterisation of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191–204.

9. Bizimis M., Salter V.J.M., Bonatti E. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implication for melting and enrichment processes in island arc // *Chem. Geol.* 2000. V. 165. P. 67–85.
10. Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury M.R. et al. Diffuse porous melt flow and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow-spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the Othris Peridotite Massif (Greece) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4 (8). 8613. DOI:10.1029/2001GC000278.
11. Godard M., Bodinier J.L., Vasseur G. Effects of mineralogical reactions on trace element redistributions in mantle rocks during percolation processes: a chromatographic approach // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 133. P. 449–461.
12. Hellebrand E., Snow J.E., Hoppe P., Hofmann A.W. Garnet-field melting and late-stage refertilization in residual abyssal peridotites from the Central Indian ridge // *J. Petrol.* 2002. V. 43, № 12. P. 2305–2338.
13. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results* / P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking et al. 1992. V. 125. P. 445–485.
14. Johnson K. T. M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95, № B3. P. 2661–2678.
15. Kelemen P.B., Hirth G., Shimizu N. et al. A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath ocean spreading ridges // *Phil. Trans. R. Soc. London A.* 1997. V. 355. P. 283–318.
16. Liu X., O'Neil H. St.C. The effect of Cr₂O₃ on the partial melting of spinel lherzolite in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–Cr₂O₃ at 1.1 GPa // *J. Petrol.* 2004. V. 45, № 11. P. 2261–2286.
17. Nagata J., Goto A., Obata M. The parabolic pattern of chromium partitioning observed between pyroxenes and spinel from ultramafic rocks and its petrologic significance // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 82. P. 35–42.
18. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.* 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.
19. Parkinson I.J., Pearce J.A. Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc, Leg 125 // *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results* / P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking et al. 1992. V. 125. P. 487–506.
20. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S. J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36–53.
21. Savov I.P., Ryan J.G., D'Antonio M. et al. Geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: Implications for the elemental recycling at subduction zones // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2005. V. 6. Q04J15. DOI:10.1029/2004GC000777.
22. Seyler M., Cannat M., Mével C. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4(2). 9101. DOI: 10.1029/2002GC000305.
23. Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M. Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15°20' N: ODP Hole 1274A // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 153. P. 303–319.
24. Suhr G., Hellebrand E., Snow J.E. et al. Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite // *Geochim Geophys Geosyst.* 2003. DOI: 10.1029/2001GC000277.
25. Suhr G., Seck H.A., Shimizu N. et al. Infiltration of refractory melts into the lowermost crust: evidence from dunite- and gabbro-hosted clinopyroxenes in the Bay of Islands Ophiolite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 131. P. 136–154.
26. Vernieres J., Godard M., Bodinier J.L. A plate model for the simulation of the trace elements during partial melting and magma transport in the Earth's upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 24771–24784.

Рецензент Г.Б. Ферштатер

Geochemistry and petrology of the Egiingol peridotite massif: Reconstruction of melting conditions and interaction with the boninite melt

M. A. Gornova*, M. I. Kuz'min*, I. V. Gordienko**, A. Ya. Medvedev*, A. I. Al'mukhamedov*

*Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS

**Geological Institute, Siberian Branch of RAS

We studied the composition of rocks and minerals of the Egiingol peridotite massif, located in the Dzhida zone of folded paleozooids surrounding of the Siberian Platform. The interaction of harzburgites with the melt that leads to the dissolution of the orthopyroxene and crystallization of olivine, clinopyroxene, spinel and amphibole was indicated by petrographic studies. The composition of spinel, olivines, and clinopyroxene of the slightest altered harzburgites correspond to high degrees of melting (~20%) started during the garnet facies. Harzburgites with the low content of orthopyroxene have the characteristics of supra-subduction peridotites. Geochemical features of the rocks and minerals (spinel, clinopyroxene) suggest the interaction of harzburgites with boninite melt. It is also confirmed by occurrence of high-chromium spinel, magmatic edenite, clinopyroxene with low REE in dykes of the massif. Egiingol harzburgites most likely formed in spreading zones of the middle oceanic ridges or in back arc basins and later in supra-subduction zone they were subjected to interaction with boninite melt.

Key words: mantle peridotite, mantle melting, interaction peridotite-melt, supra-subduction zones.