

УДК 552.11:548.4

ПЕТРОГЕНЕЗИС ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН

© 2010 г. В. А. Симонов, И. Ю. Сафонова, С. В. Ковязин

Институт геологии и минералогии СО РАН

просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия; e-mail: simonov@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 16.02.2010 г.

Получена после доработки 14.05.2010 г.

В результате исследования клинопироксенов и расплавных включений получена прямая, не зависящая от степени вторичных изменений пород, информация о петрогенезисе островодужных комплексов Чарской зоны, Восточный Казахстан. Данные по составам пироксенов и включений показывают развитие магматизма от примитивных островодужных систем с бонинитами до развитых островных дуг с известково-щелочными расплавами. По характеру распределения редких и редкоземельных элементов расплавные включения в клинопироксенах Чарской зоны отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов и более соответствуют известково-щелочным островодужным сериям. Анализ включений показал, что эволюция расплавов при кристаллизации пород из рассмотренных комплексов происходила в диапазоне температур 1150–1190°C с падением содержаний железа, магния, кальция, натрия. Расчетное моделирование на основе данных по составу включений в клинопироксенах свидетельствует о присутствии воды (до 1 мас. %) в расплавах, что было подтверждено прямым анализом включений на ионном зонде – 0.84 мас. % H₂O. При этом устанавливается соответствие расчетных ликвидусных температур с температурами гомогенизации включений. Проведенные расчеты с использованием данных по включениям свидетельствуют, что образование из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных базальтовых серий Чарской зоны происходило при 1350–1530°C на глубинах 50–95 км. Аналогичные параметры характерны для генерации толеитовых и бонинитовых островодужных магм в современных областях переходных зон океан-континент тихоокеанского типа. В целом проведенные исследования клинопироксенов и расплавных включений говорят о том, что рассмотренные комплексы Чарской зоны формировались при участии толеитовых и известково-щелочных вулканогенных систем базальтового, андезибазальтового и, возможно, бонинитового составов в палеогеодинамических условиях развивающейся древней островной дуги.

ВВЕДЕНИЕ

Чарская зона протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан и является осевой структурой Зайсанской складчатой системы (Офиолиты, 1981). Этот регион привлекает к себе пристальное внимание исследователей в связи с тем, что здесь ультраосновные офиолитовые породы находятся в тесной ассоциации с разнообразными эффузивно-осадочными комплексами и с палеозойскими базальтовыми сериями (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; Беляев, 1985; Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001; и другие). Большое значение исследования Чарской зоны приобретают при выяснении истории геодинамического развития складчатых структур, занимающих обширные территории Восточного Казахстана, Южной Сибири, Северо-Западного Китая и Западной Монголии.

Согласно предыдущим работам формирование Чарской зоны связано с развитием палеоокеанического бассейна (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; Беляев, 1985; Buslov et al., 2001; и др.). Большую роль в последующей

эволюции палеоокеанических структур играли процессы в переходных зонах океан-континент с формированием островных дуг (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; и др.) и образованием субдукционно-аккреционных комплексов (Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2001; и др.). В результате Чарская зона представляет собой сложное сочетание фрагментов океанической коры, островных дуг и разнообразных террейнов (Добрецов, 2003; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2001; и др.), среди которых широко распространены базальтовые комплексы, имеющие во многом определяющее значение для расшифровки палеогеодинамических процессов. Среди вулканогенных эффузивных комплексов Чарской зоны выделяются базальты, сформировавшиеся в палеогеодинамических обстановках срединно-океанических хребтов (N-MORB), внутриплитных океанических островов (OIB) и островных дуг (Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004, 2009). Островодужные вулканические породы рассматривались в предыдущих публикациях (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Беляев, 1985; и др.). В то же время многие

вопросы, касающиеся условий формирования этих ассоциаций, остаются открытыми.

Детальные исследования собранных авторами представительных коллекций базальтовых пород позволили найти, проанализировать расплавные включения в клинопироксенах и на основе полученных данных по составам включений и минералов установить физико-химические параметры петрогенезиса островодужных комплексов Чарской зоны.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАННЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ

С базальтовыми комплексами в Чарской зоне структурно связаны кремнистые породы с остатками радиолярий и конодонтов позднего девона – раннего карбона (Ивата и др., 1994; Сенников и др., 2003; Iwata et al., 1997), а также карбонатные породы силура, раннего и среднего девона. Ассоциация базальтов с массивными известняками, кремнистыми и туфогенными породами предполагает мелководную обстановку излияния магм.

Среди вулканитов Чарской зоны можно выделить породы, имеющие геохимические характеристики базальтов срединно-океанических хребтов (типа N-MORB), а также океанических поднятий и островов – ОИВ. Ассоциирующие с ними карбонатные породы являются, вероятно, также образованиями океанических поднятий и островов (Safonova et al., 2004, 2009).

Исследования последних лет позволили получить значительный объем новых данных о базальтовых комплексах Чарской зоны. Наиболее детальные работы были сосредоточены на полигоне, расположенном примерно в 10 км к юго-востоку от города Кордай (ранее – г. Георгиевка). Геологические особенности данного района рассматривались в предыдущих публикациях (Добрецов и др., 1978; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; Беляев, 1985; Добрецов, 2003; и др.). Полигон отличается сложным строением и здесь отмечается сочетание различных магматогенных и осадочных комплексов (рис. 1). Среди осадочных отложений преобладают девонские рифогенные известняки, ленточные кремни и эпикластические известково-песчанисто-алевролитовые толщи. Выделяются два эффузивно-осадочных комплекса, включающих, в одном случае, базальты, яшмы и кремнистые сланцы (D_3), а в другом – базальты, андезиты и дациты ($D_3 - C_1$). Присутствуют мелкие тела габброидов. Широко развиты комплексы ультраосновных пород, представленными серпентинитами и серпентинитовым меланжем с блоками перидотитов и габбро (Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; Беляев, 1985; Добрецов, 2003; и др.).

Наиболее представительные данные о петрогенезисе базальтов Чарской зоны были получены в результате исследования сложных комплексов, состоящих из афировых микрозернистых базальтов, базальтовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и мелкозернистых габброидов. Такие ассоциации, наиболее вероятно, формировались в условиях небольших (первые десятки метров) близповерхностных камер, располагавшихся в базальтовых толщах под вулканическими постройками. Присутствие магматических брекчий с обломками базальтоидов подтверждает это предположение. Подобные комплексы были детально изучены в западной (обр. С-5д-08) и восточной (обр. С-21в-08) частях полигона – соответственно участки 1 и 2 на рис. 1.

Основное внимание было уделено исследованиям условий формирования базальтовых комплексов. Учитывая то, что практически все образцы интенсивно изменены, единственным путем получения прямых данных о параметрах генетических процессов был анализ сохранившихся первичных магматогенных минералов (клинопироксен) и изучение находящихся в них расплавных включений. Несмотря на то, что были тщательно изучены образцы всех типов пород, отобранных в западной и восточной частях полигона, только в базальтовых порфиритах удалось найти неизмененные клинопироксены с расплавными включениями.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Во время полевых работ была собрана представительная коллекция базальтовых пород Чарской зоны. Составы пород определены рентген-флуоресцентным методом (РФА) на приборе VRA в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Расплавные включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой (Соболев, Слуцкий, 1984). Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились согласно опубликованному методическим разработкам (Симонов, 1993; Соболев и др., 2009; Sobolev, Danyushevsky, 1994). Составы пироксенов и стекол гомогенизированных расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе “Camebax-micro” в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды в расплавных включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по опубликованной методике (Соболев, 1996).

КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Исследовались клинопироксены (табл. 1), в которых были найдены расплавные включения. Микронзондовый анализ показал, что по соотношению

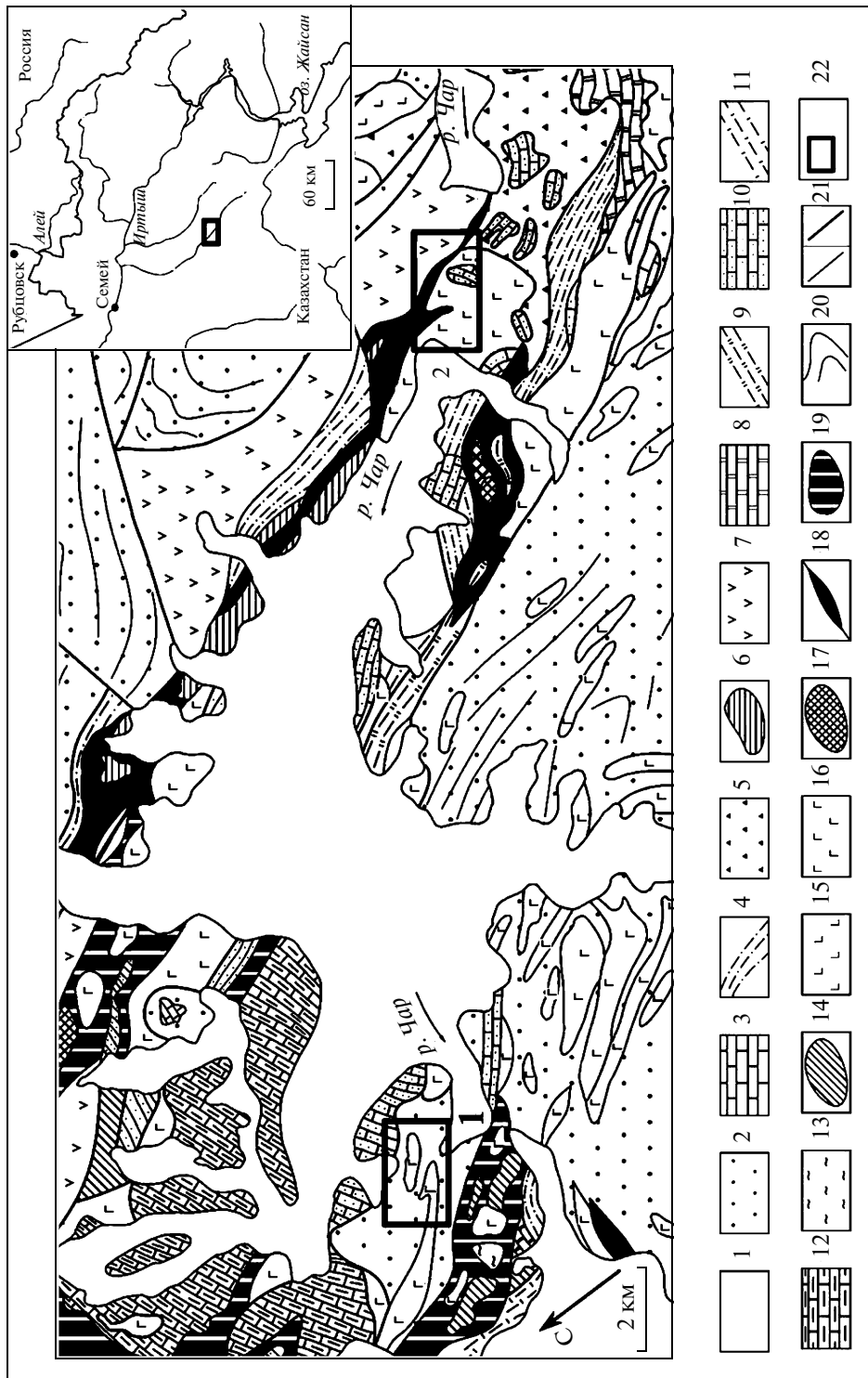


Рис. 1. Схема геологического строения района детальных исследований в Чарской зоне (Восточный Казахстан).

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники, алевролиты, конгломераты нижнего карбона; 3 – рифовые известняки нижнего карбона; 4 – известково-песчано-алевролитовые отложения нижнего карбона; 5 – олистостромы нижнего карбона; 6 – габбро-тоналитовый комплекс нижнего карбона; 7 – базальты, андезиты, дациты верхнего девона - нижнего карбона; 8 – известняки верхнего девона; 9 – кремнистые сланцы, известняки, алевролиты среднего-верхнего девона; 10 – рифогенные известняки среднего-верхнего девона; 11 – кремнистые породы среднего девона; 12 – рифогенные известняки нижнего девона; 13 – алевролиты нижнего девона; 14 – силурийские отложения; 15 – базальты, андезибазальты верхнего девона; 16 – базальты, яшмы и кремнистые сланцы верхнего девона; 17 – габброиды; 18 – серпентиниты; 19 – серпентинитовый меланж; 20 – структурные линии; 21 – границы: а – стратиграфические, б – тектонические; 22 – участки детальных исследований островодужных комплексов: 1 – западный, 2 – восточный. Рисунок построен с использованием данных (Офиолиты, 1981).

Таблица 1. Представительные анализы клинопироксенов (мас. %) из базальтовых порфиритов Чарской зоны

| Компоненты | 55 | 57 | 66 | 74 | 75 | 82 | 84 | 100 | 102 | 108 | 109 | 123 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 50.91 | 51.19 | 51.69 | 51.20 | 50.98 | 51.05 | 51.62 | 50.80 | 51.59 | 51.29 | 51.09 | 51.57 |
| TiO ₂ | 0.43 | 0.49 | 0.38 | 0.42 | 0.45 | 0.39 | 0.49 | 0.55 | 0.36 | 0.44 | 0.40 | 0.40 |
| Al ₂ O ₃ | 2.12 | 1.85 | 2.29 | 2.39 | 1.95 | 1.97 | 1.89 | 2.24 | 2.46 | 2.10 | 2.20 | 2.18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0.01 | 0.06 | 0.11 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.06 | 0.12 | 0.00 |
| FeO | 9.52 | 10.75 | 8.56 | 9.07 | 11.16 | 10.92 | 11.35 | 11.28 | 8.64 | 10.01 | 8.95 | 10.57 |
| MnO | 0.27 | 0.34 | 0.25 | 0.25 | 0.33 | 0.32 | 0.31 | 0.29 | 0.25 | 0.28 | 0.27 | 0.35 |
| MgO | 15.88 | 15.95 | 16.31 | 15.76 | 15.77 | 15.58 | 15.35 | 15.22 | 16.17 | 15.97 | 15.65 | 14.76 |
| CaO | 18.77 | 18.10 | 19.40 | 19.36 | 17.61 | 17.90 | 17.65 | 17.82 | 19.13 | 18.25 | 19.03 | 18.92 |
| Na ₂ O | 0.27 | 0.30 | 0.26 | 0.28 | 0.33 | 0.29 | 0.30 | 0.28 | 0.25 | 0.30 | 0.32 | 0.28 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Сумма | 98.23 | 98.97 | 99.21 | 98.85 | 98.60 | 98.45 | 98.98 | 98.49 | 98.92 | 98.70 | 98.03 | 99.03 |
| Mg# | 74.83 | 72.56 | 77.25 | 75.59 | 71.58 | 71.77 | 70.67 | 70.63 | 76.93 | 73.98 | 75.70 | 71.33 |
| Компоненты | 1 | 2 | 4 | 15 | 16 | 18 | 23 | 24 | 25 | 26 | 36 | 37 |
| SiO ₂ | 51.52 | 52.03 | 52.23 | 52.78 | 52.29 | 52.57 | 52.15 | 52.58 | 52.49 | 52.68 | 53.31 | 53.86 |
| TiO ₂ | 0.42 | 0.34 | 0.34 | 0.33 | 0.32 | 0.20 | 0.31 | 0.30 | 0.30 | 0.27 | 0.15 | 0.13 |
| Al ₂ O ₃ | 1.59 | 1.23 | 1.28 | 1.19 | 1.15 | 1.05 | 1.17 | 1.26 | 1.25 | 1.26 | 1.10 | 1.21 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.20 | 0.06 | 0.13 | 0.12 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.10 | 0.07 | 0.10 | 0.21 | 0.15 |
| FeO | 9.50 | 9.74 | 8.65 | 8.48 | 9.26 | 8.88 | 9.08 | 9.25 | 9.55 | 8.94 | 7.78 | 5.89 |
| MnO | 0.26 | 0.27 | 0.27 | 0.23 | 0.27 | 0.25 | 0.26 | 0.27 | 0.25 | 0.26 | 0.24 | 0.18 |
| MgO | 14.35 | 14.36 | 14.57 | 15.07 | 14.79 | 15.28 | 15.12 | 14.72 | 14.55 | 14.84 | 15.69 | 17.06 |
| CaO | 20.52 | 20.56 | 21.11 | 21.07 | 20.78 | 20.87 | 20.57 | 20.84 | 20.79 | 20.84 | 21.09 | 21.29 |
| Na ₂ O | 0.36 | 0.30 | 0.32 | 0.33 | 0.34 | 0.27 | 0.32 | 0.39 | 0.42 | 0.38 | 0.32 | 0.25 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Сумма | 98.72 | 98.90 | 98.90 | 99.62 | 99.27 | 99.41 | 99.04 | 99.72 | 99.67 | 99.58 | 99.89 | 100.03 |
| Mg# | 72.91 | 72.43 | 75.01 | 76.00 | 74.00 | 75.41 | 74.79 | 73.93 | 73.08 | 74.73 | 78.23 | 83.77 |

Примечание. №№ 55–123 – клинопироксены из порфиритов восточного участка. №№ 1–37 – клинопироксены из порфиритов западного участка. Mg# = Mg × 100 / (Mg + Fe).

миналов пироксены из восточных комплексов соответствуют авгитам, а минералы из западных комплексов обладают промежуточными между диопсидами и авгитами характеристиками.

В результате проведенных исследований устанавливается прямая связь составов пироксенов с температурами гомогенизации находящихся в них расплавных включений: температурные параметры растут от 1155 до 1190°C при увеличении минимальных значений магнезиальности (Mg#) минералов от 69 до 74%.

На диаграмме TiO₂ – FeO все изученные клинопироксены располагаются в области минералов из островных дуг. При этом пироксены из западных комплексов, обладая минимальными содержания-

ми титана (0.13–0.34 мас. %), тесно ассоциируют с минералами из бонинитов, а клинопироксены из восточных комплексов находятся в поле развитых островных дуг (рис. 2).

По соотношению Ti – (Ca+Na) клинопироксены свидетельствуют о нормальной щелочности расплавов, из которых они кристаллизовались. На диаграмме (Ti+Cr) – Ca точки составов пироксенов располагаются в поле минералов из пород островных дуг (рис. 3), а по значениям Ti – Al они соответствуют преимущественно толеитовым сериям.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Физико-химические параметры магматических процессов образования базальтовых комплексов

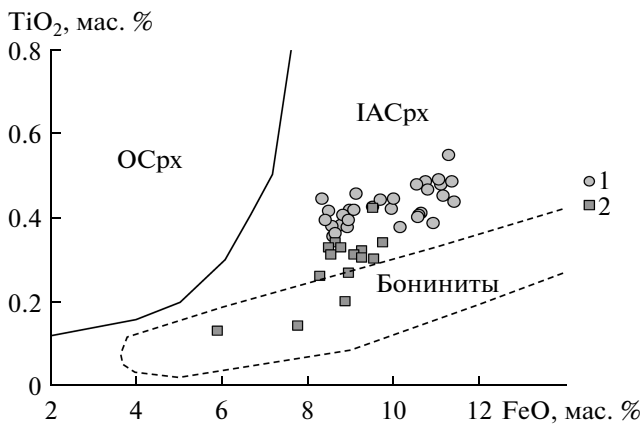


Рис. 2. Диаграмма TiO_2 – FeO для клинопироксенов из базальтовых порфиритов Чарской зоны.

1, 2 – клинопироксены из базальтовых порфиритов восточных (1) и западных (2) комплексов. Области клинопироксенов из океанических (ОСрх) и островодужных (ИАСрх) базальтов. Бониниты – клинопироксены из бонинитов островных дуг Тихого океана. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Симонов и др., 1994).

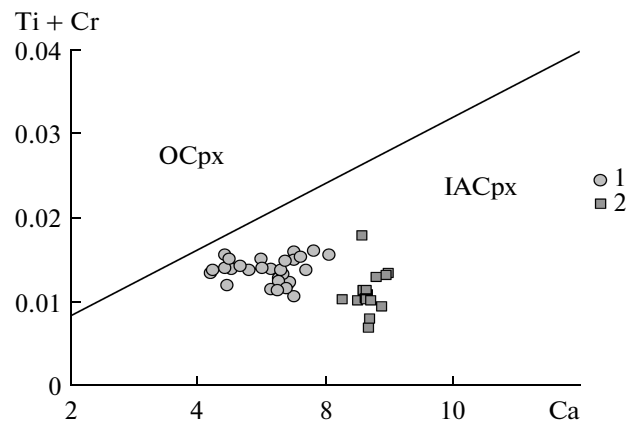


Рис. 3. Соотношение катионов $(Ti + Cr) - Ca$ в клинопироксенах из базальтовых порфиритов Чарской зоны.

Условные обозначения см. на рис. 2. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Leterrier et al., 1982).

Чарской зоны были определены с помощью анализа расплавных включений в клинопироксенах из базальтовых порфиритов, представляющих детально изученные комплексы вторичных камер на западе (обр. С-5д-08) и востоке (обр. С-21в-08) полигона. Внешний облик включений в обоих случаях имеет сходные черты. Первичные расплавные включения (размерами 5–20 и до 35 мкм) располагаются равномерно, заполняя полностью отдельные участки вкрапленников, и образуют отчетливые зоны роста (рис. 4). Формы включений близки к прямоугольным, таблитчатым и часто обладают практически идеальной негативной огранкой (рис. 4), полностью повторяющей очертания вкрапленника. Включения многофазовые: основной объем занимают светлые кристаллические фазы + светлое стекло по краям + + газовый пузырек + темная ограненная рудная фаза. Эксперименты в микротермокамере показали, что содержимое включений для образцов из восточных комплексов (обр. С-21в-08) становится гомогенным при температурах 1150–1170°C. В то же время для западных (обр. С-5д-08) устанавливаются несколько более высокие температуры – 1170–1190°C. В обоих случаях наблюдается отчетливое снижение температур гомогенизации с падением содержания магния в стеклах прогретых включений, что является независимым подтверждением достоверности полученных экспериментальных данных.

Закаленные стекла гомогенизированных включений в клинопироксенах (табл. 2) из обоих комплексов по соотношению $Na_2O + K_2O - SiO_2$ соответствуют расплавам нормальной щелочности. На диаграмме $FeO/MgO - SiO_2$ включения из минералов западного комплекса (обр. С-5д-08) обладают

преимущественно известково-щелочными характеристиками, а включения, представляющие восточный комплекс (обр. С-21в-08) находятся на границе с толеитовыми сериями. Большая часть включений из образца С-21в-08 имеют высокие содержания MgO (до 9.5 мас.%) и по соотношению $MgO - SiO_2$ соответствует бонинитам или располагается между полями оливиновых базальтов и бонинитов. Для включений из образца С-5д-08 также характерны высокие значения MgO (до 9.4 мас. %) и их приуроченность к бонинитам. В то же время здесь присутствуют включения расплавов с повышенными значениями SiO_2 (64–65 мас. %), соответствующими андезитам. Есть даже единичные включения, содержащие кислые расплавы (до 71 мас. % SiO_2). Их происхождение пока не ясно, хотя среди магматических комплексов детально изученного полигона ранее были отмечены дациты (Офиолиты, 1981), показывающие принципиальную возможность существования магм кислого состава в данном районе.

Породы обогащены по сравнению с включениями щелочами и отвечают по соотношению $MgO - SiO_2$ в основном базальтам. Это связано, скорее всего, с вторичными изменениями пород, которые не коснулись расплавных включений, защищенных матрицей сохранившегося первичного клинопироксена. В частности, высокие значения П.п.п. (до 4.1 мас. %), Na_2O (до 4.7 мас. %) и низкие содержания CaO (до 5.4 мас. %) в породах (табл. 3) свидетельствуют о процессах альбитизации и каолинитизации базальтоидов, что и является основной причиной различия их составов с данными по расплавным включениям.

На диаграмме $TiO_2 - K_2O$ большинство включений из пироксенов восточных комплексов располагается в области островодужных толеитов, но часть из них находится в полях океанических, известково-

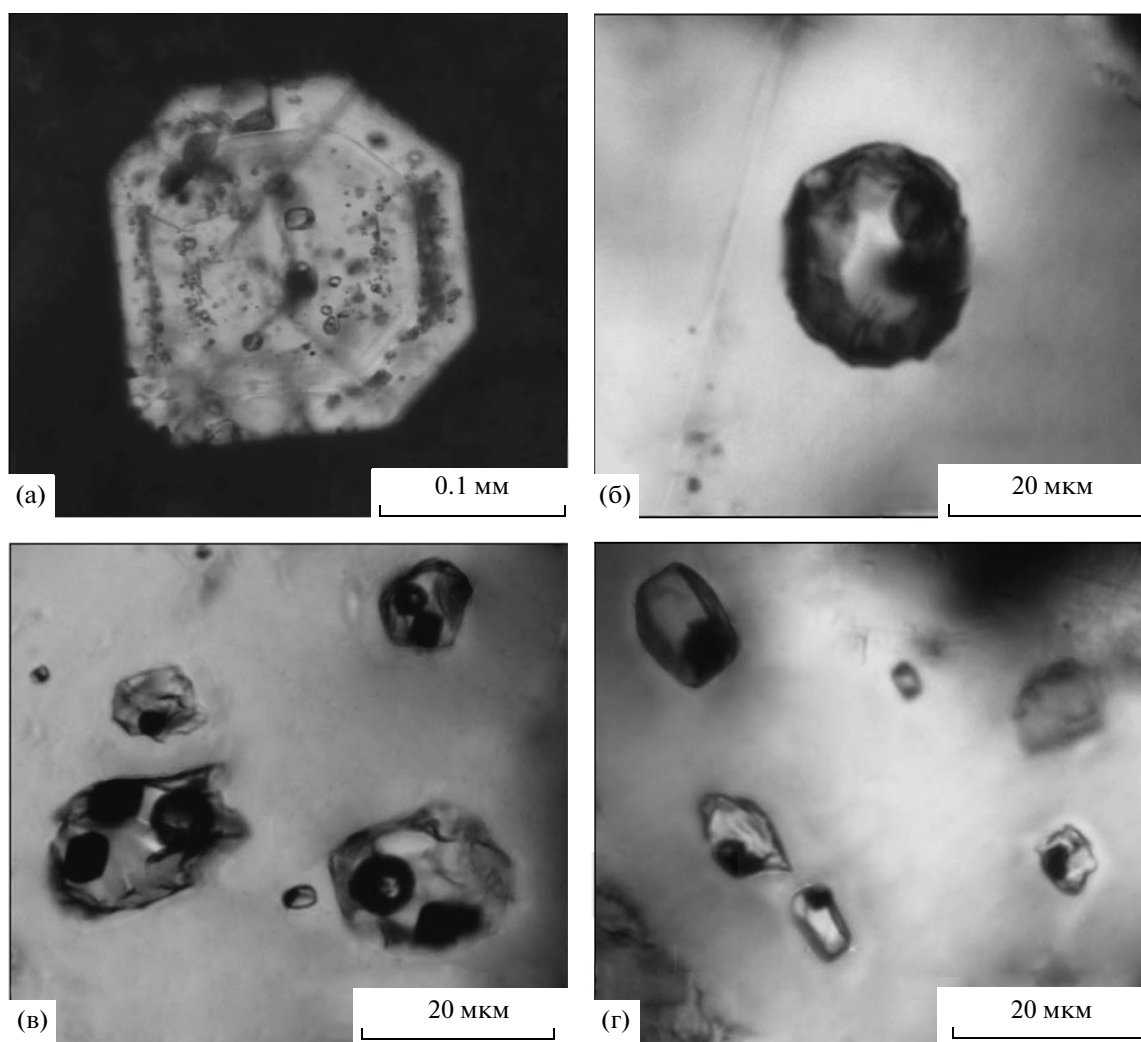


Рис. 4. Фотографии расплавных включений (до экспериментов) в клинопироксенах из базальтовых порфиритов Чарской зоны.

Включения в пироксенах из западных (а, б) и восточных (в, г) комплексов.

щелочных и бонинитовых серий. Для включений и пород западных комплексов характерны широкие вариации калия и нахождение точек составов в полях бонинитов, островодужных толеитов и известково-щелочных серий. Одновременно присутствуют и высокотитанистые (до 1.8 мас. %) включения с явно океаническими характеристиками (рис. 5). По соотношению TiO_2-FeO/MgO расплавные включения и породы восточных комплексов находятся на тренде развитых островных дуг. В то время как расплавы и породы западных комплексов приурочены к бонинитовому тренду. Высокотитанистые включения, соответственно, ассоциируют с океаническим трендом (рис. 6). По совокупности этих двух диаграмм с участием титана видны некоторые отличия двух рассмотренных комплексов. В случае восточных преобладают характеристики магматизма развитых островных дуг, хотя есть и океанические свойства. Для западных комплексов намечается эволюция от океа-

на к примитивным островным дугам (с бонинитами) и далее к развитым островодужным системам.

Широкие вариации содержания алюминия (6–12.5 мас. %) при значениях железистости (FeO/MgO) преимущественно 0.8–1.8 определяют место включений рядом с трендом оливиновых кумулятов. В то время как породы восточных комплексов ассоциируют с плаггиоклазовыми кумулятами, а базальтоиды запада соответствуют остаточным расплавам (рис. 7).

На вариационных диаграммах Харкера для включений из клинопироксенов восточных комплексов намечается падение содержаний MgO и CaO с ростом SiO_2 . В случае остальных элементов не наблюдается какой-либо устойчивой эволюции в отличие от расплавных включений из пироксенов западных комплексов. Здесь для большинства включений можно наметить отчетливые тренды снижения FeO , MgO , CaO , Na_2O и некоторое повы-

Таблица 2. Представительные анализы стекол гомогенизированных расплавных включений (мас. %) в клинопироксенах из базальтовых порфиритов Чарской зоны

| Компоненты | 62 | 70 | 85 | 86 | 87 | 88 | 92 | 94 | 106 | 113 | 118 | 119 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 51.55 | 52.69 | 52.87 | 55.55 | 54.76 | 51.31 | 55.01 | 54.21 | 51.46 | 58.66 | 57.66 | 54.20 |
| TiO ₂ | 0.86 | 1.16 | 0.97 | 0.73 | 0.78 | 0.31 | 0.81 | 0.89 | 0.99 | 0.68 | 0.53 | 0.76 |
| Al ₂ O ₃ | 7.60 | 11.99 | 6.74 | 7.99 | 7.85 | 14.67 | 7.74 | 7.55 | 11.68 | 11.02 | 9.39 | 8.76 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 13.58 | 9.95 | 13.19 | 10.93 | 11.29 | 7.03 | 11.81 | 11.89 | 11.79 | 8.41 | 9.77 | 12.56 |
| MnO | 0.28 | 0.25 | 0.34 | 0.27 | 0.26 | 0.22 | 0.29 | 0.26 | 0.22 | 0.19 | 0.27 | 0.32 |
| MgO | 9.40 | 7.66 | 9.57 | 8.68 | 8.81 | 7.76 | 8.31 | 8.99 | 6.72 | 5.96 | 7.09 | 7.82 |
| CaO | 12.22 | 11.15 | 11.76 | 10.97 | 11.30 | 14.34 | 11.45 | 12.06 | 10.87 | 8.96 | 10.81 | 11.53 |
| Na ₂ O | 1.78 | 2.16 | 1.69 | 2.02 | 2.02 | 2.70 | 2.05 | 1.84 | 2.13 | 2.16 | 2.14 | 1.92 |
| K ₂ O | 0.38 | 0.38 | 0.35 | 0.52 | 0.49 | 0.61 | 0.44 | 0.42 | 0.40 | 0.95 | 0.43 | 0.31 |
| Сумма | 97.67 | 97.38 | 97.47 | 97.67 | 97.55 | 98.96 | 97.90 | 98.10 | 96.28 | 97.00 | 98.09 | 98.17 |
| T _{hom} | 1160 | 1155 | 1165 | 1165 | 1165 | 1150 | 1165 | 1165 | 1150 | 1170 | 1155 | 1155 |
| Компоненты | 5 | 6 | 8 | 9 | 10 | 12 | 20 | 21 | 22 | 32 | 33 | 34 |
| SiO ₂ | 52.38 | 58.22 | 53.67 | 53.10 | 59.73 | 60.31 | 51.81 | 51.73 | 51.92 | 64.61 | 65.15 | 60.19 |
| TiO ₂ | 1.75 | 1.10 | 1.62 | 1.81 | 0.18 | 0.42 | 0.25 | 0.28 | 0.27 | 0.32 | 0.34 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 5.97 | 6.92 | 6.16 | 6.06 | 10.58 | 10.74 | 10.00 | 9.99 | 10.08 | 10.01 | 10.19 | 7.29 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.12 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.06 |
| FeO | 14.14 | 11.00 | 13.55 | 14.19 | 6.20 | 6.99 | 8.19 | 8.24 | 8.33 | 6.68 | 7.00 | 11.58 |
| MnO | 0.22 | 0.17 | 0.19 | 0.20 | 0.15 | 0.17 | 0.21 | 0.22 | 0.20 | 0.14 | 0.14 | 0.21 |
| MgO | 8.36 | 6.94 | 7.96 | 7.67 | 7.47 | 6.70 | 9.41 | 9.12 | 9.08 | 5.40 | 5.18 | 6.82 |
| CaO | 12.18 | 10.63 | 11.84 | 11.87 | 9.98 | 7.95 | 16.08 | 15.93 | 15.84 | 6.39 | 6.32 | 7.71 |
| Na ₂ O | 1.66 | 1.85 | 1.71 | 1.79 | 2.42 | 1.55 | 2.42 | 2.45 | 2.41 | 1.25 | 1.23 | 1.91 |
| K ₂ O | 0.53 | 0.89 | 0.63 | 0.58 | 1.40 | 1.37 | 0.12 | 0.14 | 0.14 | 0.90 | 0.93 | 1.10 |
| Сумма | 97.31 | 97.79 | 97.44 | 97.37 | 98.18 | 96.24 | 98.53 | 98.11 | 98.30 | 95.74 | 96.49 | 97.40 |
| T _{hom} | 1180 | 1180 | 1180 | 1180 | 1180 | 1180 | 1190 | 1190 | 1190 | 1170 | 1170 | 1170 |

Примечание. №№ 62–119 – включения из клинопироксенов восточного участка. №№ 5–34 – включения из пироксенов западного участка. T_{hom} – температуры гомогенизации расплавных включений, °С.

шение роли TiO₂, Al₂O₃ с ростом SiO₂. При этом для всех компонентов устанавливается ассоциация расплавных включений из западных комплексов с данными по включениям в клинопироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги (рис. 8).

В результате анализа стекол гомогенизированных расплавных включений на ионном зонде оказалось возможным выяснить особенности распределения редких и редкоземельных элементов в магматических системах (табл. 4). По соотношению иттрия и циркония большинство включений в клинопироксенах из базальтов Чарской зоны тесно ассоциирует с данными по островодужным базальтовым сериям.

По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в клинопироксенах Чарской зоны явно отличаются от базальтов сре-

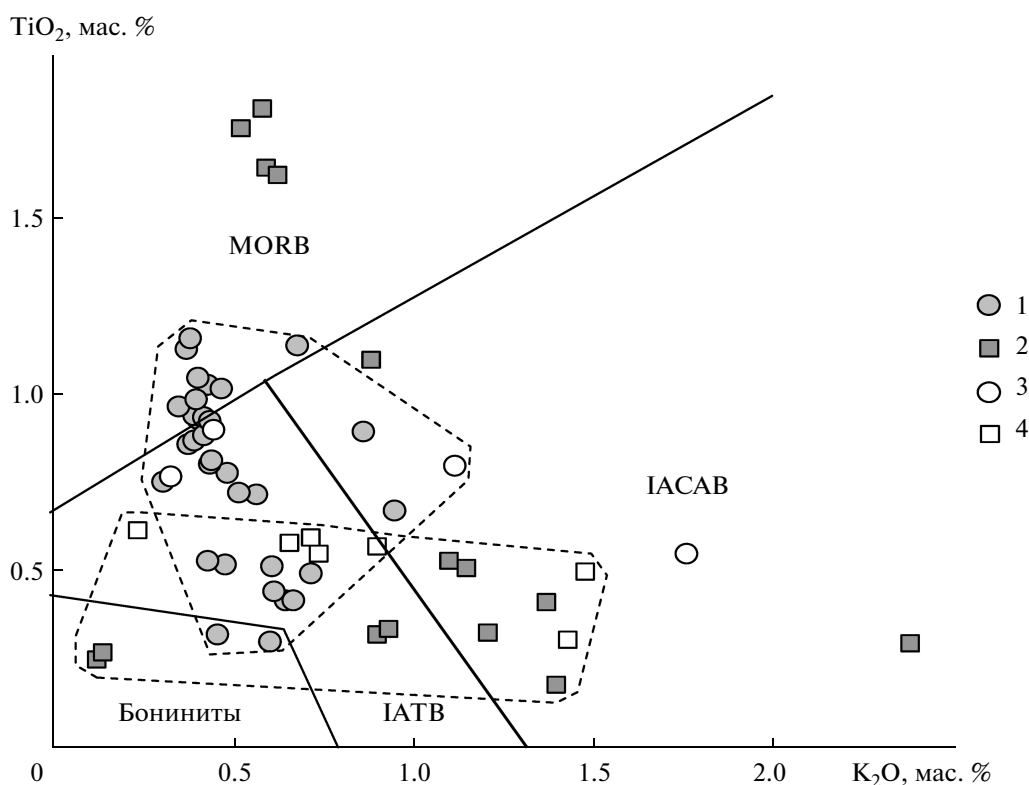
динно-океанических хребтов и более соответствуют известково-щелочным островодужным сериям. При этом включения из западных комплексов относительно обогащены легкими лантаноидами. Отчетливо выражен Eu-минимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклазов (рис. 9).

Расплавные включения в клинопироксенах из базальтовых порфиритов Чарской зоны имеют в целом наклонные спектры на спайдер-диаграмме с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым элементам и в этом отношении они резко отличаются от тренда N-MORB (рис. 10). Наиболее близки рассмотренные включения к данным по известково-щелочным базальтам. При этом включения из западных комплексов относительно обогащены крупноионными литофильными эле-

Таблица 3. Представительные анализы базальтовых пород (мас.%) Чарской зоны

| Компоненты | C-21a | C-21б | C-21в | Ch-59 | Ch-62 | C-5г | C-5д | C-6 | C-7а | C-7б | C-7в | Ch-64 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 44.69 | 49.14 | 45.67 | 52.78 | 44.33 | 51.11 | 54.13 | 50.95 | 48.04 | 52.87 | 51.33 | 49.49 |
| TiO ₂ | 0.80 | 0.77 | 0.90 | 0.55 | 0.73 | 0.62 | 0.31 | 0.50 | 0.60 | 0.57 | 0.55 | 0.58 |
| Al ₂ O ₃ | 22.18 | 18.93 | 20.58 | 13.17 | 21.59 | 14.81 | 17.37 | 16.51 | 16.58 | 13.93 | 15.05 | 15.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.62 | 9.44 | 11.28 | 8.77 | 11.05 | 13.43 | 6.22 | 13.43 | 14.8 | 14.42 | 14.17 | 13.36 |
| MgO | 6.83 | 6.19 | 7.42 | 10.26 | 5.26 | 4.42 | 5.60 | 4.00 | 5.31 | 4.40 | 4.37 | 4.51 |
| CaO | 5.77 | 8.43 | 5.84 | 5.39 | 8.05 | 8.95 | 8.13 | 7.04 | 7.82 | 7.46 | 7.06 | 8.05 |
| MnO | 0.14 | 0.18 | 0.25 | 0.19 | 0.26 | 0.21 | 0.09 | 0.22 | 0.24 | 0.28 | 0.27 | 0.18 |
| Na ₂ O | 3.46 | 3.63 | 4.45 | 4.08 | 1.57 | 4.29 | 4.52 | 4.30 | 4.08 | 3.72 | 4.65 | 4.46 |
| K ₂ O | 1.12 | 0.33 | 0.45 | 1.76 | 2.83 | 0.24 | 1.43 | 1.48 | 0.72 | 0.9 | 0.74 | 0.66 |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.08 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.08 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.01 |
| П.п.п. | 3.2 | 2.67 | 2.99 | 2.91 | 4.11 | 1.73 | 2.08 | 1.32 | 1.61 | 1.23 | 1.6 | 2.66 |
| Сумма | 99.82 | 99.72 | 99.91 | 99.89 | 99.80 | 99.83 | 99.89 | 99.83 | 99.81 | 99.79 | 99.83 | 99.90 |

Примечание. Образцы C-21 и Ch-59, Ch-62 – породы восточного участка. Образцы C-5, C-6, C-7 и Ch-64 – породы западного участка.

**Рис. 5.** Диаграмма TiO₂–K₂O для пород и расплавных включений в клинопироксенах Чарской зоны.

1, 2 – расплавные включения в клинопироксенах из базальтовых порфиритов восточных (1) и западных (2) комплексов; 3, 4 – породы восточных (3) и западных (4) комплексов. Поля пород: Бониниты – породы бонинитовой серии; MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IATB – толеитовые базальты островных дуг, IACAB – известково-щелочные базальты островных дуг. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Миронов, 1990; Куренков и др., 2002).

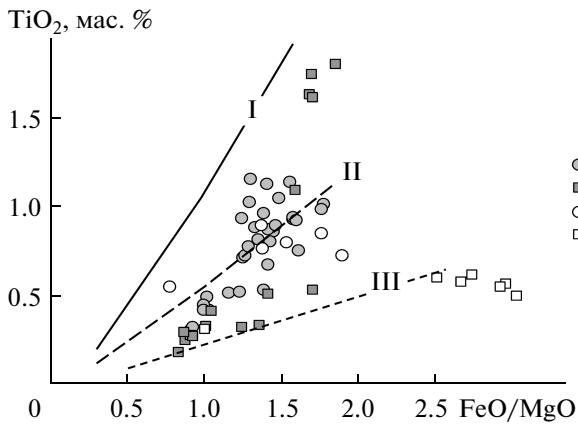


Рис. 6. Диаграмма TiO_2-FeO/MgO для пород и расплавных включений в клинопироксенах Чарской зоны. Тренды: **I** – базальтов срединно-океанических хребтов, **II** – базальтов развитых островных дуг, **III** – бонинитов примитивных островных дуг. Остальные условные обозначения см. на рис. 4. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Добрецов и др., 1992; Симонов, 1993; Симонов и др., 1999).

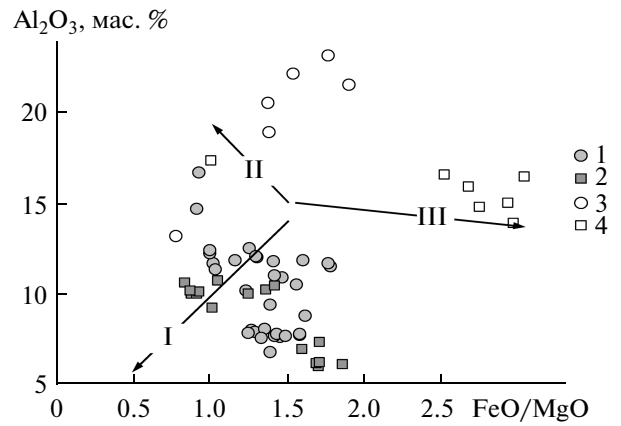


Рис. 7. Диаграмма Al_2O_3-FeO/MgO для пород и расплавных включений в клинопироксенах Чарской зоны. Тренды: **I** – кумуляции оливина, **II** – кумуляции плагиоклаза, **III** – остаточные расплавы. Остальные условные обозначения см. на рис. 5. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Симонов и др., 2009).

Таблица 4. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/г) в стеклах гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из базальтовых порфиритов Чарской зоны

| Элементы | 10 | 11 | 12 | 13 | 18 | 19 |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Th | 0.76 | 0.12 | 0.43 | 0.97 | 2.69 | 0.42 |
| Rb | 14.7 | 22.2 | 21.1 | 19.8 | 31.1 | 9.4 |
| Ba | 102 | 134 | 84 | 122 | 211 | 47 |
| Sr | 354 | 213 | 127 | 168 | 124 | 215 |
| V | 423 | 353 | 392 | 336 | 1154 | 427 |
| La | 6.94 | 4.77 | 5.16 | 6.03 | 12.67 | 4.84 |
| Ce | 18.31 | 14.37 | 15.14 | 17.22 | 27.54 | 16.12 |
| Nd | 11.99 | 8.97 | 12.73 | 11.43 | 14.10 | 12.93 |
| Sm | 3.41 | 2.76 | 4.01 | 3.66 | 3.32 | 4.23 |
| Eu | 1.04 | 0.90 | 0.85 | 0.89 | 0.60 | 0.69 |
| Gd | 3.71 | 3.29 | 4.71 | 5.09 | 4.05 | 3.34 |
| Dy | 3.94 | 3.56 | 4.92 | 4.37 | 3.29 | 3.65 |
| Er | 2.87 | 2.55 | 3.30 | 3.19 | 2.23 | 2.02 |
| Yb | 2.95 | 2.61 | 3.62 | 3.06 | 2.20 | 2.16 |
| Y | 23 | 21 | 32 | 28 | 19 | 20 |
| Zr | 69 | 27 | 79 | 92 | 86 | 21 |
| Nb | 1.7 | 0.4 | 1.2 | 1.7 | 6.3 | 0.3 |
| Ta | 0.54 | 0.44 | 0.65 | 0.70 | 0.62 | 0.29 |

Примечание. №№ 10–13 – включения из клинопироксенов восточного участка. №№ 18–19 – включения из пироксенов западного участка.

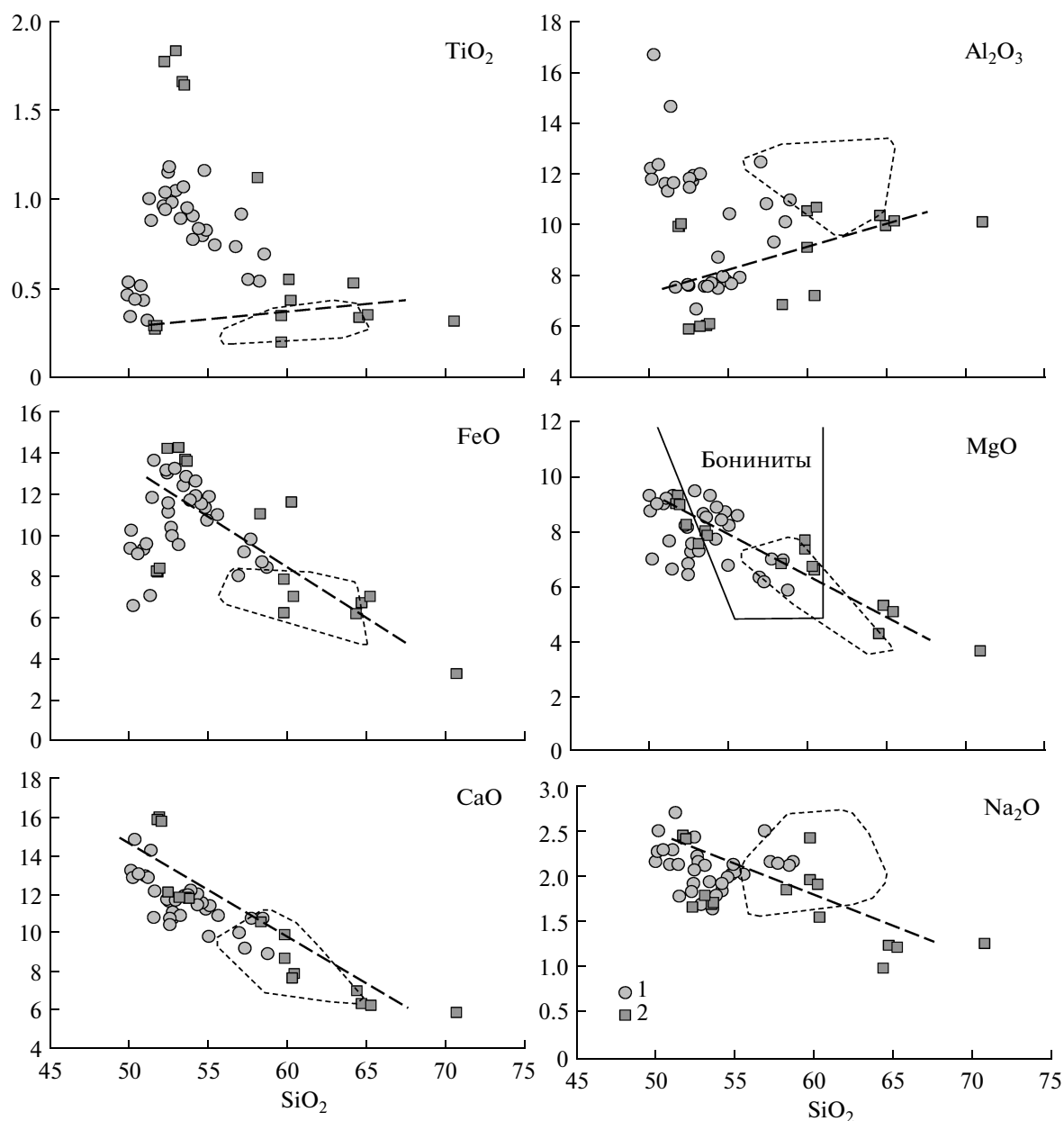


Рис. 8. Вариационные диаграммы Харкера для расплавных включений в клинопироксенах Чарской зоны.

1–2 – расплавные включения в клинопироксенах из базальтовых порфировитов восточных (1) и западных (2) комплексов. Пунктиром обозначено поле расплавных включений в клинопироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги (Тихий океан). Бониниты – породы бонинитовой серии. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Симонов и др., 1994).

ментами (Ba, Rb, K). Необходимо отметить, что включения в целом обладают ярко выраженными минимумами Th, Nb и Ti.

Моделирование по программе PETROLOG (Danyushevsky, 2001) на основе данных по составу расплавных включений в клинопироксенах восточных комплексов показало, что расчетные температуры выше температур гомогенизации, что свидетельствует о присутствии воды, содержание которой может быть около 1 мас. %. При этом в ходе эволюции

расплавов с ростом SiO_2 (51.5–55.6 мас. %) произошло накопление H_2O от 0.2 до 1 мас. %. Подобные содержания воды (до 0.84 мас. %) установлены анализом на ионном зонде для включений в клинопироксенах западных комплексов. Моделирование на основе составов включений при содержании H_2O 0.84 мас. % (давление около 1 кбар) показало соответствие расчетных ликвидусных температур кристаллизации пироксенов температурам гомогенизации включений – 1190°C.

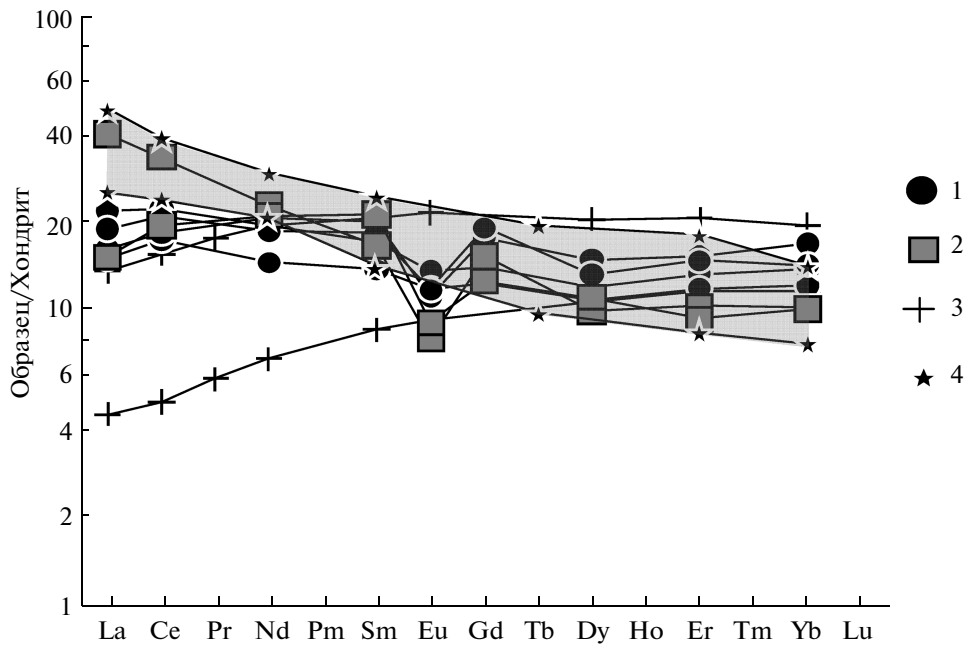


Рис. 9. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях из клинопироксенов Чарской зоны. 1–2 – расплавные включения в клинопироксенах из базальтовых порфиритов восточных (1) и западных (2) комплексов; 3 – поле базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB; 4 – поле известково-щелочных базальтов островных дуг (выделено серым цветом). Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно (Boynnton, 1984). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Шараськин, 1992).

На основе данных по составам расплавных включений в клинопироксенах проведены расчеты параметров образования из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных базальтовых серий Чарской зоны (Schilling et al., 1995), показавшие в случае восточных комплексов значения температур 1350–1500°C и глубин 50–90 км, а для западных: 1350–1530°C и 50–95 км. Эти параметры характерны для генерации толеитовых и бонинитовых островодужных магм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многие исследователи отмечают чрезвычайно сложное строение Чарской зоны, где присутствуют ультраосновные породы, интрузивы основного состава, базальтовые комплексы и эффузивно-осадочные толщи разнообразного происхождения. Соответственно рассматривается многоэтапная история развития Чарской зоны, в которой выделяются три стадии: океаническая, переходная (островодужная) и складчатая (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; и др.) или складчато-сдвиговая (Буслов и др., 2003). Две первые стадии являются ответственными за формирование собственно исходных магматогенных комплексов и осадочных толщ. В ходе первой (океанической) стадии в условиях развития палеоокеанического бассейна образуются ассоциации с преобладанием ультраосновных пород и базальтовые серии с характе-

ристиками срединно-океанических хребтов (N-MORB) и океанических островов – OIB (Добрецов, 2003; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2004, 2009). Во время второй (островодужной) стадии в условиях развития субдукционных зон формируются островодужные базальтовые серии (Ковалев, Карякин, 1975; Полянский и др., 1979; Офиолиты, 1981; и др.) и аккреционные комплексы (Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2001; и др.). Наши исследования позволили расшифровать параметры магматических систем, действовавших на островодужной стадии развития Чарской зоны.

Прежде всего, детальные полевые работы показали, что среди островодужных структур Чарской зоны значительную роль играют комплексы пород, состоящие из афировых микрозернистых базальтов, базальтовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов и мелкозернистых габброидов. Такие ассоциации, формировавшиеся в условиях небольших (первые десятки метров) близповерхностных камер, характерны для многих структур древних океанических областей (Куренков и др., 2002). Это свидетельствует о сложном строении и длительном развитии палеовулканических построек.

Во время обработки каменного материала были установлены существенные вторичные изменения базальтовых пород. В связи с этим основное внимание для выяснения условий петрогенезиса островодужных комплексов Чарской зоны было уделено первичным магматогенным минералам (кли-

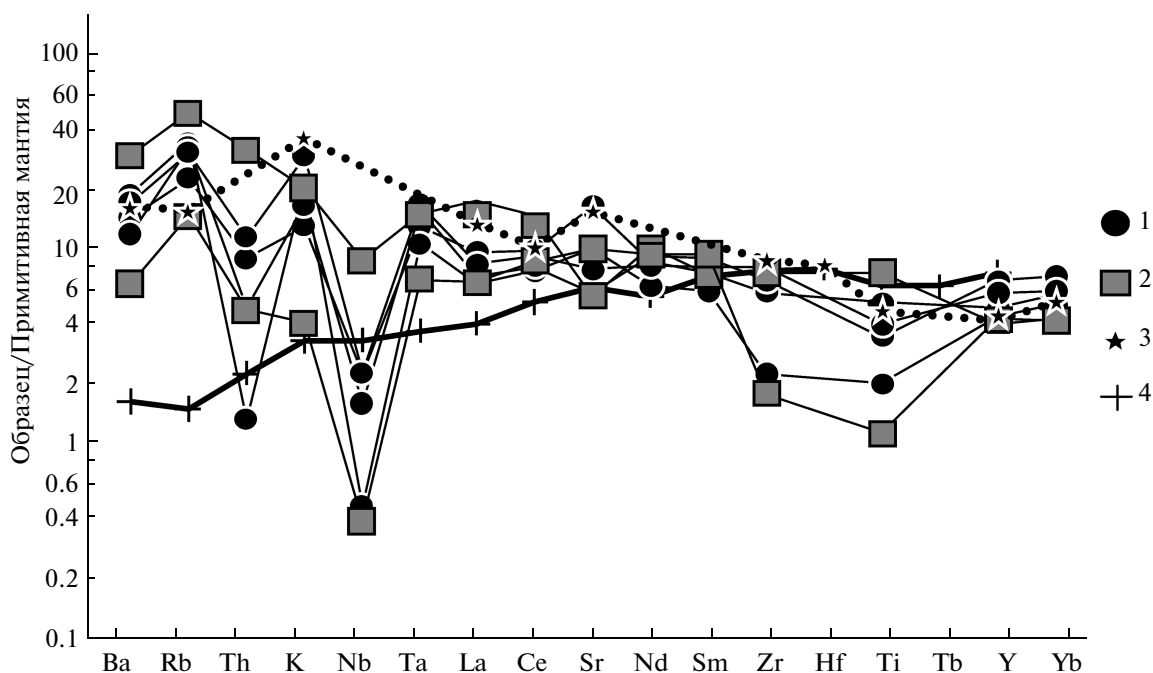


Рис. 10. Спайдер-диаграмма для расплавных включений из клинопироксенов Чарской зоны.

1–2 – расплавные включения в клинопироксенах из базальтовых порфиритов восточных (1) и западных (2) комплексов; 3 – базальты известково-щелочных серий; 4 – базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB. Значения элементов нормированы к составу примитивной мантии согласно (Rollinson, 1993). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Кузьмин, 1985; Шараськин, 1992).

нопироксенам) и находящимся в них расплавным включениям.

Исследования составов клинопироксенов показали, что они кристаллизовались из преимущественно толеитовых базальтовых расплавов развитых островных дуг, таких как Камчатская и другие. В то же время заметное количество составов клинопироксенов из пород западных комплексов соответствует данным по минералам из бонинитов, характерных для примитивных островных дуг, к которым относятся Идзу-Бонинская, Марианская и другие дуги.

Данные по расплавным включениям хорошо согласуются с результатами изучения пироксенов. В целом устанавливаются островодужные характеристики, несколько различающиеся для двух рассмотренных комплексов. В случае восточных преобладает магматизм развитых островных дуг, хотя есть и океанические свойства. Для западных комплексов намечается эволюция от океана к примитивным островным дугам (с бонинитами) и далее к развитым островодужным системам. При этом для всех компонентов устанавливается определенное сходство составов расплавных включений в клинопироксенах из западных комплексов с данными по включениям в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги.

По характеру распределения редких и редкоземельных элементов расплавные включения в клинопироксенах Чарской зоны явно отличаются от

базальтов срединно-океанических хребтов и более соответствуют известково-щелочным островодужным сериям.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Исследования первичных клинопироксенов и расплавных включений позволили получить прямую, не зависящую от степени вторичных изменений пород, информацию о петрогенезисе островодужных комплексов Чарской зоны.

2. Данные по составам пироксенов и включений показывают развитие магматизма от примитивных островодужных систем с бонинитами до развитых островных дуг с известково-щелочными расплавами.

3. Анализ расплавных включений показал, что эволюция расплавов при формировании рассмотренных комплексов происходила в диапазоне температур 1150–1190°C с уменьшением содержаний железа, магния, кальция, натрия. Установлены пониженные температуры кристаллизации базальтовых порфиритов восточной части полигона (1150–1170°C) по сравнению с западными – 1170–1190°C. Расчетное моделирование на основе данных по составу расплавных включений в клинопироксенах показало присутствие воды (до 1 мас. %) в расплавах, что было подтверждено прямым анализом спектров включений на ионном зонде – 0.84 мас. %.

4. Проведенные расчеты на основе данных по включениям свидетельствуют, что образование из мантийного субстрата первичных расплавов для изученных базальтовых серий Чарской зоны происходило при 1350–1530°C на глубинах 50–95 км. Эти параметры характерны для генерации толеитовых и бонинитовых островодужных магм.

5. В целом проведенные исследования клинопироксенов и расплавных включений свидетельствуют о том, что рассмотренные комплексы Чарской зоны формировались при участии толеитовых и известко-щелочных вулканогенных систем базальтового, андезитобазальтового и, возможно, бонинитового составов в палеогеодинамических условиях развивающейся древней островной дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта VII.54.1.3., Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-05-00180) и Проекта ОНЗ-10.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев С.Ю.* Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 117 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
- Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д.* Офиолиты и состав фундамента Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 196–218.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
- Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М. и др.* Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 145–152.
- Ковалев А.А., Карякин Ю.В.* Зайсанская складчатая система (новый взгляд на историю развития) // Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 75–85.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- Миронов Ю.В.* Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
- Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С.* Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. Т. 20. № 5. С. 66–78.
- Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д. и др.* Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 156–171.
- Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 224 с.
- Симонов В.А., Шарков Е.В., Ковязин С.В.* Петрогенезис Fe–Ti интрузивных комплексов в районе Сьерра-Леоне, Центральная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 521–538.
- Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 228–239.
- Соболев А.В., Слущкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. Т. 25. № 12. С. 97–110.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др.* Механизм образования Сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293–1334
- Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- Boynnton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Ed. Henderson P. Rare earth element geochemistry. Oxford-Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Buslov M.M., Saphonova I. Yu., Watanabe T. et al.* Evolution of the Paleo-Asian ocean (Altay-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gonwana-derived terranes // J. Geosci. 2001. V. 5. P. 203–224.
- Danyushevsky L. V.* The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res. 2001. V. 110. № 3–4. P. 265–280.
- Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M.* Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan. // News of Osaka Micropaleontologist. 1997. V. 10. P. 27–32.
- Leterrier J., Mauru R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M.* Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 9. P. 139–154.
- Rollinson H.R.* Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. New York: Longman Scientific and Technical, 1993. 352 p.
- Safonova I. Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A.* Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. № 7. P. 771–790.

Safonova I.Yu., Utsunomiya A., Kojima S. et al. Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // *Gondwana Research*. 2009. № 16. P. 587–608.

Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N. et al. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged ba-

salt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B7. P. 10057–10076.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1183–1211.