

МАГМАТИЗМ, ГЕОДИНАМИКА И РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК 550.4:548.4

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО И  
РАННЕКЕМБРИЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА  
(данные по расплавленным включениям)**

**В.А. Симонов, И.Ю. Сафонова, С.В. Ковязин, А.В. Котляров**

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

В результате проведенных исследований получена представительная информация о физико-химических параметрах неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана. Данные по клинопироксенам свидетельствуют о том, что в случае Катунского палеосимаунта идет взаимодействие плюмовых платобазальтовых магматических систем с комплексами срединно-океанических хребтов. Для Курайского палеосимаунта характерны в основном платобазальтовые системы, а для агардагских офиолитов устанавливается внутриплитный магматизм «горячих точек» типа ОИВ. Судя по результатам исследования включений, кристаллизация расплавов Катунского и Курайского палеосимаунтов происходила при более низких температурах (1130—1190 °С) по сравнению с агардагскими офиолитами (1210—1255 °С). Петрохимический анализ расплавленных включений показал отличие магматических систем Катунского и Курайского палеосимаунтов от более магниезильных и титанистых расплавов агардагских офиолитов. Первые наиболее близки к данным по магмам бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава (Тихий океан). Для вторых преобладают характеристики внутриплитного магматизма «горячих точек» типа ОИВ. По соотношению редких и редкоземельных элементов расплавы Катунского и Курайского палеосимаунтов соответствуют магматическим системам плато Онтонг Джава и бассейна Науру. Результаты расчетного моделирования условий образования первичных магм для Катунского палеосимаунта совпадают с данными для магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава. В случае Курайского палеосимаунта расчеты свидетельствуют о взаимодействии глубинных плюмовых магматических систем с магматизмом срединно-океанических хребтов. Для агардагских офиолитов моделирование показывает влияние плюмовых источников на начальных стадиях формирования палеоокеанических комплексов.

*Физико-химические параметры, плюмовый магматизм, расплавленные включения, Палеоазиатский океан.*

**PHYSICO-CHEMICAL PARAMETERS OF NEOPROTEROZOIC  
AND EARLY CAMBRIAN PLUME MAGMATISM IN THE PALEO-ASIAN OCEAN  
(data on melt inclusions)**

**V.A. Simonov, I.Yu. Safonova, S.V. Kovyazin, and A.V. Kotlyarov**

The paper presents new data on physico-chemical parameters of the Neoproterozoic–Early Cambrian plume magmatism in the Paleo-Asian Ocean. The data on clinopyroxenes show the plume-related plateau basalt magmatic systems of the Katun' paleoseamounts, which interacted with mid-ocean ridge (MOR) magmas. The Kurai paleoseamount consists mainly of plateau basalt systems, and the Agardag ophiolites represent products of OIB-type “hot-spot” within-plate magmatism. Our study of inclusions showed that the melts of the Katun' and Kurai paleoseamounts crystallized at lower temperatures (1130-1190°C) compared to the Agardag ophiolites (1210-1255°C). The petrochemical analysis of the melt inclusions showed that the Katun' and Kurai magmatic systems are different from the Mg- and Ti-richer melts of the Agardag ophiolites: The former are similar to the magmas of the Nauru Basin and Ontong Java Plateau (western Pacific), whereas the latter possess geochemical affinities to OIB-type magmatism. The rare-element compositions of the melts of the Katun' and Kurai paleoseamounts correspond to those of the Ontong Java Plateau and Nauru Basin lavas. The numerically simulated parameters of the Katun' paleoseamount primary magmas agree with the data on the magmatic systems of the Siberian Platform and Ontong Java Plateau. For the Kurai paleoseamount, the simulated results suggest interaction of deep-seated OIB-type magmatic systems with MOR ones. The Agardag ophiolites were formed in relation to mantle plume activity at the initial stages of paleo-oceanic complexes formation.

*Physico-chemical parameters, plume magmatism, melt inclusions, Paleo-Asian Ocean*

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы в складчатых поясах Азии все чаще отмечаются находки фрагментов океанических плато, симаунтов и океанических островов, формирование которых имеет прямую связь с плюмовым магматизмом Палеоазиатского океана. Необходимо отметить, что среди этих фрагментов присутствуют не только базальты океанического типа, но и крупные кремнисто-карбонатные комплексы, которые трудно отличить от подобных осадочных пород другого происхождения. В связи с тем, что океанические острова и поднятия в современных океанах имеют значительные размеры, не уступающие по площади и объему островным дугам, выделение и изучение подобных объектов среди структур Палеоазиатского океана приобретает большое значение. В этом направлении ведутся активные исследования, в результате которых оказалось возможным впервые для Центральной Азии выделить вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования палеосимаунтов [Добрецов, 2003; Гордиенко и др., 2003, 2007; Добрецов и др., 2004, 2005; Safonova et al., 2004, 2009; Гордиенко, Филимонов, 2005; Safonova, 2009; и др.]. Эти находки во многом меняют представления о стратиграфии, тектонике и палеогеографии Алтае-Саянского региона.

Исследования в Горном Алтае позволили охарактеризовать карбонатно-кремнистые и вулканогенные комплексы неопротерозойского Баратальского и раннекембрийского Катунского палеоокеанических островов [Добрецов и др., 2004]. Данные по геохимии базальтов Курайского и Катунского палеосимаунтов (Горный Алтай) свидетельствуют об их формировании в результате действия мантийных плюмов [Сафонова и др., 2008; Сафонова, 2008]. В результате исследования палеоокеанических структур Чарской зоны (Восточный Казахстан) были установлены фрагменты девонско-раннекарбонатных палеоокеанических островов с магматизмом типа ОИВ [Добрецов, 2003; Safonova et al., 2004, 2009]. Изучение состава базальтовых пород засуринской свиты (Северо-Западный Алтай) позволяет сделать вывод о развитии в позднем кембрии и раннем ордовике магматических систем океанических островов типа ОИВ [Safonova et al., 2004, 2009].

В последнее время было установлено, что в Джидинской зоне Палеоазиатского океана присутствуют структурно-вещественные комплексы энсиматической островной дуги, гайотов (симаунтов) и преддуговых и задуговых палеобассейнов. По своему положению и строению гайот Джидинской зоны хорошо сопоставляется с палеосимаунтами Горного Алтая [Гордиенко и др., 2003, 2007; Гордиенко, Филимонов, 2005].

Комплексные исследования позволили установить параметры петрогенезиса базальтов и уточнить палеогеодинамическую обстановку формирования Курайского палеосимаунта (Горный Алтай) [Добрецов и др., 2005]. Получены первые данные по расплавленным включениям в клинопироксенах Катунского палеосимаунта в Горном Алтае [Симонов и др., 2008].

В целом анализ современного состояния исследований структур древних океанических плато, симаунтов и океанических островов показал, что несмотря на важность и значительный интерес к этим объектам, многие вопросы, связанные с особенностями их строения, состава и условий формирования остаются открытыми. До настоящего времени существуют проблемы достоверной диагностики этих структур, обладающих некоторыми сходными чертами с другими океаническими и островодужными комплексами. Это связано в значительной мере с существенными преобразованиями пород. Остаются нерешенными многие вопросы физико-химических условий магматических процессов, параметров первичных глубинных расплавов и особенностей влияния мантийных плюмов. Наиболее перспективным путем решения этих проблем являются комплексные геологические, минералого-геохимические исследования и анализ расплавленных включений в минералах в сравнении с данными по объектам в современных океанических областях.

В статье приводятся результаты исследований (преимущественно с помощью изучения первичных магматогенных минералов и расплавленных включений) условий плюмовых магматических систем, формировавших комплексы океанических плато, симаунтов и океанических островов Палеоазиатского океана на неопротерозойском и раннекембрийском этапах его развития.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе исследований большое значение придавалось изучению сохранившихся магматогенных минералов и расплавленных включений, содержащих прямую информацию о древних магматических системах. Исследования коллекций пород, собранных авторами во время экспедиционных работ в различных регионах Алтае-Саянской области, проводились преимущественно в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Составы минералов изучены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. Эксперименты с расплавленными включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] на основе име-

ющихся методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994; Соболев и др., 2009]. Закаленные в стекло гомогенизированные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды во включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [Соболев, 1996].

Исследования структур Палеоазиатского океана проводились на основе сравнительного анализа с данными по современным океаническим областям, полученными с помощью расплавных включений для Срединно-Атлантического хребта [Симонов и др., 1999], океанического о. Буве в Южной Атлантике [Симонов и др., 1996, 2000], района подводного плато Онтонг Джава и бассейна Науру в Тихом океане [Симонов и др., 2004, 2005].

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭТАЛОННЫХ ОБЪЕКТОВ

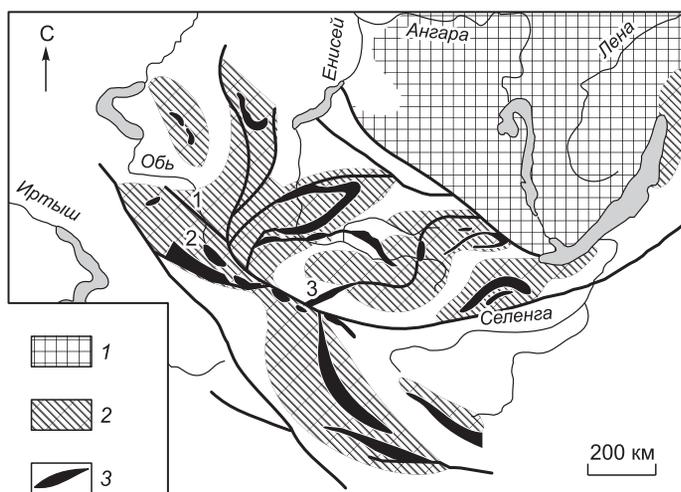
Во время многолетних экспедиционных работ в Центральной Азии были детально рассмотрены многие палеоокеанические структуры неопротерозойского и раннекембрийского возрастов. В ходе исследований было изучено большое количество образцов, представляющих различные комплексы Палеоазиатского океана с плюмовыми геохимическими характеристиками, но только для трех объектов, расположенных в Горном Алтае (Катунский и Курайский палеосимаунты) и в Туве (офиолиты Агардагской зоны, Южная Тува) (рис. 1), нам удалось получить информацию по первичным магматогенным минералам и расплавным включениям. Геологические, петрохимические и геохимические особенности пород из этих эталонных ассоциаций детально рассмотрены в предыдущих публикациях [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2008; Safonova et al., 2009; и др.], поэтому в данной статье, посвященной главным образом результатам изучения клинопироксенов и расплавных включений, приводится краткая характеристика базальтовых серий.

**Катунский палеосимаунт.** В районе р. Катунь (от устья р. Устюба до р. Эдиган) палеосимаунт представлен тремя комплексами пород. Комплекс *первого типа* сложен темно-серыми углеродистыми известняками, черными силицилитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, доломитами, редкими маломощными потоками базальтов. Осадочные породы доминируют в разрезе над вулканитами. Комплекс *второго типа* представлен высоко- и низкотитанистыми толеитовыми и щелочными базальтами, их кластолавами и лавокластитами, с кремнистыми, карбонатными и глинистыми отложениями. Комплекс *третьего типа* — это слоистые рифогенные известняки и доломиты, содержащие прослои туфов. Перечисленные тектонические пластины являются фрагментами палеоокеанического острова. Первый тип — это преимущественно склоновые фации, а второй и третий — породы основания океанического острова и его карбонатной шапки.

Раннекембрийские вулканиты Катунского палеосимаунта представлены маломощными потоками толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB и крупными вулканическими постройками, сложенными щелочными базальтами, отвечающими по составу внутриплитным плюмовым базальтам океанических островов, характеризующимися повышенными содержаниями титана, ниобия и легких редкоземельных элементов [Добрецов и др., 2004; Сафонова, 2008].

Большинство древних базальтоидов Катунского палеосимаунта в значительной степени изменено и первичные минералы замещены вторичными ассоциациями. Редко сохраняется клинопироксен, в кото-

ром были найдены единичные расплавные включения. Наиболее представительные данные по магматическим минералам и включениям удалось получить для лавового потока, опробованного в районе пос. Чепош (северная часть Горного Алтая) и сложенного измененными базальтами с закалочной микролитовой основной массой и мелкими (0.2—1 мм)



**Рис. 1. Расположение исследованных структур Палеоазиатского океана.**

1 — Сибирская платформа; 2 — складчатые структуры; 3 — зоны палеоокеанических структур. Цифрами отмечены местоположения Катунского (1) и Курайского (2) палеосимаунтов и агардагских офиолитов (3).

вкрапленниками клинопироксена (обр. Кат-55-07). По своим геохимическим данным изученная порода соответствует внутриплитным океаническим плюмовым базальтам [Safonova et al., 2009].

**Курайский палеосимаунт.** К северо-западу от пос. Курай (Горный Алтай) базальты слагают фрагмент палеосимаунта. Можно наблюдать первичные взаимоотношения между базальтами и отложениями карбонатной «шапки» и склоновых фаций, а также между базальтами океанического дна и вулканогенно-осадочными породами основания палеосимаунта [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008]. Базальтовая толща представлена пиллоу-лавами, потоками и дайками пироксеновых и плагиоклазовых порфириров, афировых базальтов, диабазов. Поздненеопротерозойский возраст базальтов оценивается по возрасту ассоциирующихся с ними известняков — 598 млн лет [Uchio et al., 2004].

В составе Курайского палеосимаунта можно выделить вулканогенную, вулканогенно-осадочную и осадочную толщи. *Вулканогенная толща* (магматическая основа палеоострова) сложена преимущественно подушечными лавами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфириров. Встречаются редкие прослои и линзы мраморизованных известняков и доломитов, реже кремнистых пород и вулканомиктовых песчаников. *Вулканогенно-осадочная толща* (склоновые фации) сложена слоистыми и массивными известняками, кремнистыми породами, пиллоу-лавами и вулканокластитами, переслаивающимися с хлоритизированными глинистыми породами и вулканомиктовыми песчаниками. Осадочные породы характеризуются многочисленными признаками формирования на склонах вулканической постройки. К их числу относятся конседиментационные складки, брекчирование, не выдержанные по мощности пласты осадочных пород. *Осадочная толща* (карбонатная «шапка» острова) сложена карбонатными и кремнистыми породами. Карбонатные породы представлены серыми массивными и слоистыми известняками и карбонатными брекчиями.

В целом базальты Курайского палеосимаунта представлены деплетированными, переходными и обогащенными Ti, Nb и легкими редкоземельными элементами разновидностями. Деплетированные — близки по составу с базальтами срединно-океанических хребтов типа N-MORB и ассоциируют с тонкослоистыми кремнистыми отложениями. Переходные и обогащенные — близки к внутриплитным базальтам Тихого океана и ассоциируют с карбонатно-кремнистыми отложениями склоновых фаций и известняками карбонатной «шапки» океанических поднятий (плато и симаунтов) [Сафонова и др., 2008].

Исследования представительной коллекции пород Курайского палеосимаунта показали, что наиболее перспективными для анализа клинопироксенов и находящихся в них включений являются образцы базальтовых и диабазовых порфириров, отобранные из даек (С-80А-04) и лав (С-79-04, С-117В-05) в районе пос. Курай, Каратюркунский участок. По петрохимическим и геохимическим характеристикам изученные базальты наиболее близки к породам внутриплитных океанических плато и островов Тихого океана [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2008].

**Агардагские офиолиты.** В неопротерозойской (570 млн лет [Козаков и др., 2003]) Агардагской офиолитовой зоне, прослеживающейся в Южной Туве на расстояние более 120 км, можно выделить последовательно с запада на восток четыре основных участка, содержащих различные фрагменты палеоокеанической коры: 1. Агардагский, с преобладанием гипербазитов основания офиолитов. 2. Карашатский, представленный дунит-верлит-пироксенитовым комплексом + габбро + дайковые серии. 3. Тесхемский — дайки + лавы. 4. Чонсаирский — габбро + дайковый комплекс. Наибольший интерес представляют магматические комплексы Тесхемского участка, формировавшиеся при участии плюмовых магматических систем [Добрецов и др., 2005].

*Тесхемский участок* располагается в междуречье Тес-Хема и Теректиг-Саира. Отдельные вопросы, касающиеся геологии этого участка, рассмотрены в предыдущих публикациях [Гибшер, Терлеев, 1988; Изох и др., 1988; Тараско и др., 2005; и др.]. Наши исследования показали, что на Тесхемском участке можно выделить четыре основные пластины: габбро-дайковый комплекс, аналогичный подобной ассоциации на Карашатском участке; карбонатно-терригенная пластина с сериями даек, занимающих до 50 % и более от всего объема пород; зона серпентинитового меланжа с блоками даек; вулканогенно-осадочная пластина, содержащая лавовые потоки и дайки.

Геохимические исследования свидетельствуют о том, что при формировании магматических пород Тесхемского участка фактически действовали две основные магматические системы. Одна, формировавшая габбро-дайковый комплекс, тесно связана с развитием офиолитовых габбро-гипербазитовых расслоенных ассоциаций Карашатского массива. В ходе эволюции другой системы происходило формирование спрединговых дайковых серий и лав в эффузивно-осадочных толщах.

Для лав из эффузивно-осадочной толщи устанавливаются повышенные значения титана (до 3.1 мас.%). По соотношениям  $TiO_2-K_2O$  и  $TiO_2-FeO/MgO$  они находятся в тесной ассоциации с базальтами океанических островов (ОИВ), что свидетельствует об обогащенности источника и о влиянии глубинного плюма. В целом на этих диаграммах породы дайковых серий формируют поля, перекрываемые широкой областью лав, что говорит о комагматичности даек и лав Тесхемского участка. Соотношения редких эле-

ментов (Y, Zr, Nb) в дайках и лавах также свидетельствуют о плюмовом источнике [Добрецов и др., 2005]. В общем, по ряду геохимических признаков дайки и лавы Тесхемского участка совпадают с данными по высокотитанистым толеитовым дайковым комплексам офиолитов Тихама-Азир (Красноморский регион), формирование которых связано с началом рифтогенеза, раскрытием Красного моря и образованием новой океанической коры в результате спрединга [Колман и др., 1979].

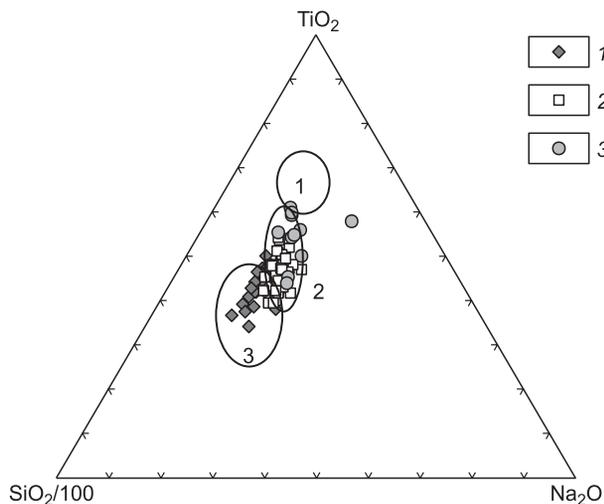
Несмотря на большое количество собранных образцов, представляющих дайки и лавы Тесхемского участка, сохранившиеся клинопироксены и расплавные включения в них удалось найти только в случае порфириров из пиллоу-лав (С-25Н-99), находящихся в вулканогенно-осадочной толще на правом берегу р. Тес-Хем.

### КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Клинопироксены являются хорошими индикаторами параметров магматических систем, так как их составы отражают основные геохимические свойства расплавов. Для всех трех эталонных объектов (Катунский и Курайский палеосимаунты в Горном Алтае, офиолиты Агардагской зоны в Южной Туве) были проанализированы пироксены, в которых изучались расплавные включения. Результаты анализов клинопироксенов приведены в табл. 1. Необходимо отметить, что большинство изученных пироксенов, в которых были найдены расплавные включения, представляют собой очень мелкие зерна размерами преимущественно до 1 мм (редко до 1—2 мм), в которых зональность отсутствует. В связи с этим проследить эволюцию характеристик, отражающуюся в зональности вкрапленников, оказалось невозможным.

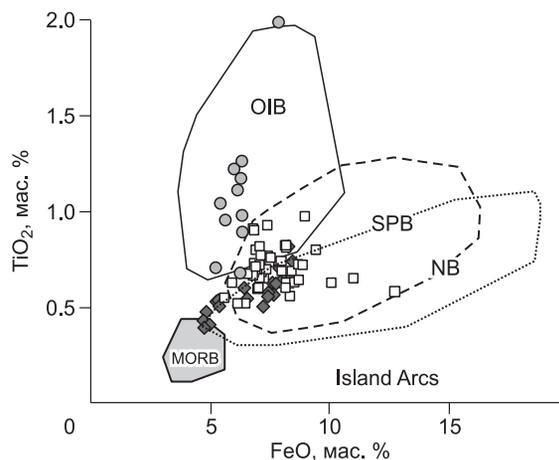
По соотношению En-Wo-Fs пироксены из пород рассмотренных палеоокеанических комплексов на Горном Алтае соответствуют авгитам, в то время как минералы из эффузивов агардагских офиолитов в Южной Туве содержат больше кальция и относятся к диопсидам. Клинопироксены из порфириров Курайского палеосимаунта содержат больше FeO по сравнению с минералами Катунского палеосимаунта.

На диаграмме  $\text{SiO}_2/100\text{—TiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  клинопироксены Курайского палеосимаунта и агардагских офиолитов располагаются в основном в поле минералов из субщелочных внутриплитных базальтов океана. При этом первые тяготеют к менее титанистым пироксенам из толеитов срединно-океанических хребтов, а вторые, обладая повышенными значениями титана, частично попадают в область щелочных внутриплитных океанических пород. Клинопироксены Катунского палеосимаунта находятся главным образом в поле минералов из толеитов срединно-океанических хребтов (рис. 2). Отмеченные различия подтверждаются и на диаграмме, показывающей соотношения катионов  $\text{Ti}-(\text{Ca} + \text{Na})$ , где клинопироксены Катунского палеосимаунта приурочены в основном к области пород нормальной щелочности, в то время как пироксены Курайского палеосимаунта и агардагских офиолитов располагаются преимущественно в поле щелочных серий.



**Рис. 2.** Диаграмма  $\text{SiO}_2/100\text{—TiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  для клинопироксенов.

1—3 — клинопироксены из пород Катунского (1), Курайского (2) палеосимаунтов и агардагских офиолитов (3). Поля клинопироксенов из внутриплитных океанических щелочных (1) и субщелочных (2) базальтов, толеитовых базальтов рифтов срединно-океанических хребтов (3). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Цамерян и др., 1991].



**Рис. 3.** Диаграмма  $\text{TiO}_2\text{—FeO}$  для клинопироксенов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Поля клинопироксенов из базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), внутриплитных океанических островов (OIB), Сибирской платформы (SPB), бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава (NB), островных дуг (Island Arcs). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2005].

Таблица 1.

## Представительные анализы клинопироксенов (мас.%)

№ п/п	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	MgO#
1	1	52.44	0.54	2.37	0.14	6.52	0.23	16.97	19.90	0.22	0.00	99.33	82.26
2	9	51.77	0.60	3.00	0.31	6.39	0.15	16.27	19.99	0.24	0.02	98.74	81.94
3	11	53.12	0.46	2.13	0.19	4.79	0.11	17.39	20.54	0.19	0.01	98.93	86.61
4	17	52.86	0.40	1.98	0.23	4.99	0.09	17.70	20.79	0.17	0.01	99.22	86.34
5	19	50.80	0.63	2.75	0.11	7.78	0.21	16.33	19.71	0.28	0.01	98.60	78.90
6	24	50.85	0.70	2.92	0.09	7.88	0.17	16.08	19.73	0.25	0.01	98.69	78.43
7	26	50.88	0.62	2.71	0.11	7.59	0.19	16.45	19.66	0.22	0.00	98.43	79.43
8	27	52.21	0.55	2.42	0.06	7.42	0.21	16.73	19.10	0.22	0.00	98.92	80.07
9	28	52.48	0.56	2.45	0.03	7.62	0.22	16.36	19.17	0.26	0.00	99.15	79.28
10	33	51.51	0.74	2.84	0.01	8.42	0.17	16.50	18.31	0.23	0.00	98.73	77.74
11	34	51.93	0.63	2.68	0.05	7.93	0.22	16.74	18.46	0.21	0.01	98.87	79.00
12	35	51.93	0.57	2.42	0.10	7.42	0.20	16.87	19.26	0.21	0.00	98.99	80.20
13	1	51.85	0.69	2.52	0.19	7.13	0.18	15.85	20.66	0.28	0.00	99.35	79.84
14	7	51.01	0.80	3.45	0.28	6.89	0.17	15.66	20.61	0.29	0.01	99.17	80.20
15	10	52.04	0.69	2.59	0.22	6.86	0.17	16.32	20.82	0.27	0.01	99.99	80.91
16	46	51.41	0.63	2.28	0.07	8.30	0.25	17.11	19.54	0.36	0.01	99.96	78.60
17	49	51.65	0.69	2.36	0.06	8.02	0.20	16.55	19.98	0.31	0.00	99.81	78.62
18	59	51.15	0.70	3.10	0.22	7.33	0.20	16.22	20.68	0.31	0.00	99.90	79.77
19	64	50.74	0.81	3.29	0.19	8.19	0.21	15.59	20.48	0.40	0.00	99.90	77.23
20	70	50.38	0.66	2.87	0.24	7.06	0.18	16.51	20.82	0.31	0.00	99.03	80.65
21	4	51.53	0.82	2.88	0.19	7.05	0.17	15.76	20.61	0.30	0.03	99.34	79.93
22	11	51.46	0.93	3.17	0.11	7.39	0.19	15.67	20.78	0.26	0.00	99.96	79.07
23	7	52.24	0.52	2.39	0.40	6.45	0.17	17.00	20.28	0.28	0.00	99.72	82.45
24	15	52.04	0.66	2.57	0.14	6.78	0.13	16.32	20.56	0.26	0.01	99.47	81.09
25	20	51.98	0.67	2.46	0.13	6.57	0.14	16.17	20.93	0.29	0.00	99.34	81.43
26	25	51.66	0.74	2.47	0.13	7.97	0.19	16.00	20.09	0.34	0.01	99.58	78.15
27	33	51.62	0.71	2.77	0.21	6.90	0.21	16.12	20.64	0.26	0.00	99.43	80.63
28	41	51.62	0.82	2.47	0.06	8.21	0.18	15.70	19.54	0.32	0.01	98.93	77.31
29	1	50.93	0.80	2.72	0.11	9.40	0.27	16.18	19.21	0.32	0.00	99.94	75.41
30	6	51.22	0.65	2.02	0.13	11.01	0.37	14.58	19.62	0.32	0.00	99.93	70.24
31	20	50.70	0.72	2.55	0.22	8.84	0.29	16.77	19.25	0.30	0.00	99.64	77.17
32	6	50.57	1.26	3.67	0.52	6.30	0.12	14.83	21.26	0.29	0.00	98.82	80.75
33	5	49.55	1.17	3.60	0.37	6.28	0.11	15.58	21.65	0.30	0.00	98.61	81.55
34	5	49.91	1.11	3.38	0.43	6.18	0.13	15.98	21.64	0.37	0.01	99.14	82.17
35	5	49.57	0.98	3.32	0.50	6.31	0.10	15.51	21.43	0.33	0.01	98.06	81.41
36	5	50.33	0.90	2.89	0.51	6.33	0.13	16.38	21.64	0.39	0.03	99.52	82.18
37	5	48.67	1.99	5.29	0.18	7.87	0.14	13.29	20.46	0.96	0.10	98.95	75.06
38	4	51.61	0.71	2.18	0.85	5.22	0.13	16.46	21.49	0.34	0.00	99.00	84.89
39	3	51.16	0.96	2.72	0.68	5.66	0.11	15.31	21.28	0.25	0.00	98.14	82.82
40	3	50.51	1.22	3.77	0.57	6.00	0.10	15.33	21.42	0.31	0.03	99.27	81.99
41	2	52.53	0.68	2.44	0.35	6.23	0.12	15.71	21.33	0.35	0.00	99.73	81.80
42	1	50.68	1.04	3.22	0.89	5.40	0.11	15.43	22.08	0.35	0.00	99.19	83.58

Примечание. 1—12 — Катунский палеосимаунт; 13—31 — Курайский палеосимаунт (13—22 — дайки, 23—31 — лавы); 32—42 — агардагские офиолиты.

По соотношению TiO<sub>2</sub>—FeO клинопироксены из базальтов Катунского палеосимаунта образуют тренд от минимальных значений (TiO<sub>2</sub> = 0.4, FeO = 4.8 мас.%, поле минералов из базальтов срединно-океанических хребтов) до повышенных (TiO<sub>2</sub> = 0.8, FeO = 8.4 мас.%), характерных для минералов из платобазальтов. Клинопироксены из пород Курайского палеосимаунта полностью располагаются в поле пироксенов из эффузивов Сибирской платформы. Высокие содержания титана (до 1.3—2 мас.%) при относительно умеренных значениях железа (до 6.3—7.9 мас.%) в клинопироксенах из лав агардагских офиолитов показывают их полное соответствие минералам из внутриплитных плюмовых базальтов океанических островов (рис. 3).

Таблица 2.

**Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в клинопироксенах  
из пород Курайского палеосимаунта**

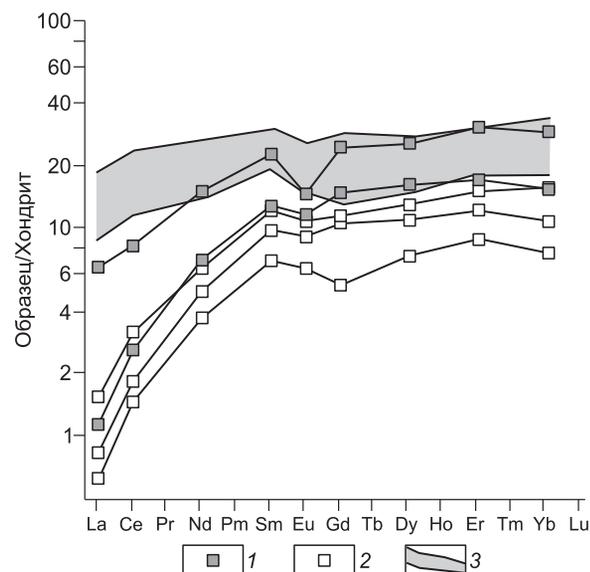
Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Th	0.01	0.01	0.01	0.10	0.01	—	—
Rb	7.3	8.7	8.6	16.0	10.2	—	—
Ba	0.11	0.28	1.03	5.36	0.09	—	—
Sr	11	12	16	24	11	—	—
V	377	387	489	432	356	—	—
La	0.19	0.26	0.48	2.03	0.35	0.02	0.03
Ce	1.18	1.48	2.57	6.73	2.10	0.21	0.16
Nd	2.24	3.01	3.88	9.15	4.26	0.55	0.37
Sm	1.38	1.93	2.40	4.50	2.52	0.32	0.20
Eu	0.48	0.68	0.81	1.10	0.87	0.18	0.13
Gd	1.39	2.78	3.01	6.43	3.88	—	—
Dy	2.39	3.56	4.24	8.34	5.30	1.20	0.51
Er	1.88	2.59	3.22	6.53	3.63	0.84	0.37
Yb	1.60	2.28	3.33	6.16	3.25	0.76	0.40
Y	16.9	19.5	27.6	52.7	27.5	—	—
Zr	9.2	10.2	25.4	47.6	15.8	—	—
Nb	0.06	0.10	0.18	0.75	0.11	—	—
Ta	0.21	0.36	0.40	1.01	0.47	—	—

Примечание. 1—5 — клинопироксены из пород Курайского палеосимаунта (1—3 — дайки; 4, 5 — лавы); 6, 7 — клинопироксены из габбро-норитов офиолитов Троодоса, Кипр (6) [Батанова и др., 1996] и офиолитов Полярного Урала (7) [Симонов и др., 2000].

Для пироксенов из пород Катунского палеосимаунта установлены существенные вариации содержания хрома, что связано, скорее всего, с быстрой кристаллизацией микрокристалликов (размерами менее 1 мм), в отличие от формирования более крупных (около 1—2 мм) вкрапленников Курайского палеосимаунта в относительно более стабильной обстановке.

Несмотря на большой объем проделанной работы, представительные данные по редким и редкоземельным элементам нам удалось получить только для клинопироксенов Курайского палеосимаунта (табл. 2).

Анализ распределения редкоземельных элементов в клинопироксенах из пород Курайского палеосимаунта показал, что все изученные минералы относительно обогащены редкоземельными элементами (РЗЭ) по сравнению с данными по пироксенам из других палеоокеанических магматических комплексов (офиолиты Полярного Урала и Троодоса, Кипр, см. табл. 2), содержание лантаноидов в которых находится на уровне хондрита или немного выше [Батанова и др., 1996; Симонов и др., 2000]. Общим свойством изученных клинопироксенов является их заметная истощенность легкими элементами (La, Ce, Nd) относительно средних и тяжелых элементов (рис. 4).



Это выражается в пониженных значениях параметра  $(La/Yb)_n$ , которые варьируют в пределах 0.07—0.22 и соответственно в положительном наклоне спектров распределения РЗЭ. Подобная относительная истощенность клинопироксенов легкими РЗЭ ранее была установлена для пироксенов из интрузивных и эффузивных комплексов офиолитов Семайл в Омане [Pallister, Knight, 1981], Троодос на о. Кипр [Батанова и др., 1996; Батанова, Савельева, 2009], Бей оф Айлендс на о. Ньюфаундленд [Batanova et al., 1998] и По-

**Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в клинопироксенах.**

1, 2 — клинопироксены из лав (1) и даек (2) Курайского палеосимаунта; 3 — расплавные включения в клинопироксенах Курайского палеосимаунта.

лярного Урала [Симонов и др., 2000]. Характеризуясь крутым наклоном спектров, клинопироксены отличаются от расплавов Курайского палеосимаунта, в которых сохраняются легкие лантаноиды.

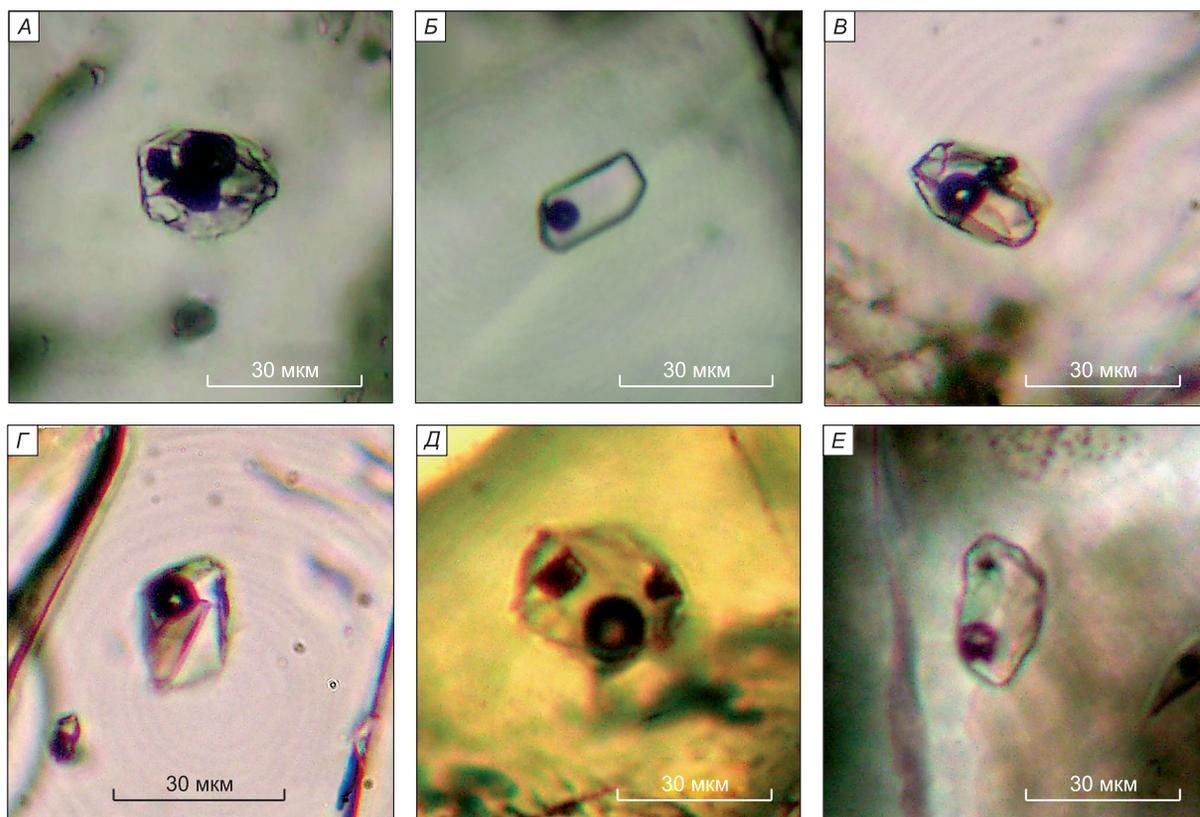
Пироксены из лав содержат больше РЗЭ, чем минералы из даек, приближаясь к данным по включениям. В единичных случаях для них отмечается отрицательная аномалия Eu, говорящая о возможном фракционировании плагиоклаза. В то же время на спектрах РЗЭ клинопироксенов из даек европиевый минимум фактически отсутствует, что служит свидетельством опережающей кристаллизации клинопироксенов по отношению к плагиоклазу, обладающему свойством интенсивно аккумулировать в себе Eu (см. рис. 4).

В целом результаты анализа клинопироксенов свидетельствуют об активной роли плюмовых магматических систем при формировании Катунского, Курайского палеосимаунтов и агардагских офиолитов, что хорошо согласуется с данными по составам базальтов [Добрецов и др., 2004, 2005; Сафонова, 2008; Сафонова и др., 2008; Safonova et al., 2009; и др.] из этих эталонных объектов.

### РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КЛИНОПИРОКСЕНАХ

Исследования показали, что для каждой из рассмотренных палеоокеанических ассоциаций анализ расплавных включений имеет свои характерные особенности. В одних случаях (Катунский палеосимаунт и агардагские офиолиты) возникли большие сложности с изучением включений из-за их редкости и небольших размеров. В результате была получена весьма ограниченная информация по содержаниям редких и редкоземельных элементов, а в случае агардагских офиолитов вообще не удалось найти включения с размерами, необходимыми для ионного анализа. В то же время для Курайского палеосимаунта накоплен значительный объем данных по расплавным включениям. Фотографии расплавных включений в изученных клинопироксенах представлены на рис. 5, а результаты анализов включений — в табл. 3, 4.

**Катунский палеосимаунт.** Из-за большой степени измененности базальтовых пород пришлось приготовить и изучить значительное количество полированных пластинок, чтобы найти расплавные включения. Из более чем 600 просмотренных зерен клинопироксена примерно в 10—15 присутствуют отчетливо диагностируемые включения расплавов.



**Рис. 5. Фотографии расплавных включений в клинопироксенах.**

*A, B* — включения в клинопироксенах из пород Катунского палеосимаунта; *B, Г* — включения в клинопироксенах из пород Курайского палеосимаунта; *Д, E* — включения в клинопироксенах из пород агардагских офиолитов (*E* — прогретое включение).

Таблица 3. Представительные анализы гомогенизированных расплавных включений (мас.%)

№ п/п	№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	T <sub>гом.</sub>
1	2	49.56	1.47	9.03	0.08	11.48	0.25	10.30	13.87	1.47	0.19	97.70	1140
2	3	49.50	1.51	9.17	0.07	11.55	0.20	9.96	13.79	1.39	0.18	97.32	1140
3	4	49.13	1.46	8.92	0.05	11.46	0.27	10.26	13.84	1.36	0.17	96.92	1140
4	5	49.40	1.46	8.99	0.10	11.56	0.20	9.95	13.68	1.36	0.17	96.87	1140
5	6	49.42	1.41	9.17	0.08	11.20	0.21	10.40	13.83	1.29	0.16	97.17	1140
6	12	49.83	1.69	11.78	0.03	11.38	0.19	8.62	12.30	1.85	0.04	97.71	1170
7	13	50.17	1.73	11.64	0.00	11.18	0.22	8.18	12.18	1.78	0.05	97.13	1170
8	14	51.84	1.74	10.73	0.37	9.01	0.16	10.43	13.11	2.26	0.26	99.90	1170
9	15	51.25	1.82	11.81	0.11	8.83	0.17	8.99	11.82	2.67	0.29	97.76	1170
10	16	50.70	1.83	11.76	0.11	8.83	0.16	8.75	11.76	2.82	0.30	97.02	1170
11	21	48.21	2.10	11.63	0.00	13.79	0.21	6.66	10.64	2.06	0.28	95.58	1145
12	22	48.74	2.10	11.69	0.01	13.88	0.16	6.89	10.60	2.04	0.28	96.39	1145
13	23	48.79	2.22	12.22	0.05	13.71	0.26	6.35	10.60	2.22	0.32	96.74	1145
14	38	49.33	2.11	11.99	0.02	13.05	0.29	6.47	11.17	2.21	0.32	96.95	1140
15	39	49.90	2.18	13.08	0.40	12.97	0.21	6.53	10.95	2.33	0.37	98.92	1140
16	3	49.45	1.87	11.46	0.05	11.46	0.23	8.29	13.01	2.46	0.11	98.39	1180
17	19	49.13	1.94	11.75	0.04	13.01	0.25	7.69	11.70	2.71	0.09	98.31	1175
18	35	49.15	2.01	11.68	0.05	12.91	0.25	7.70	11.65	2.77	0.10	98.27	1170
19	42	47.92	2.16	11.85	0.01	13.74	0.26	8.15	11.69	2.60	0.10	98.48	1175
20	60	47.67	1.94	12.34	0.06	13.08	0.30	8.04	11.91	2.63	0.08	98.05	1165
21	68	51.23	1.35	12.86	0.12	9.57	0.18	8.28	13.53	2.55	0.10	99.77	1180
22	71	47.19	1.68	11.25	0.08	11.79	0.21	9.79	13.44	0.68	0.25	96.37	1170
23	3	51.00	1.61	12.70	0.01	9.83	0.21	7.50	12.45	2.68	0.11	98.08	1190
24	6	49.42	2.17	12.37	0.01	11.72	0.18	7.53	12.45	2.67	0.10	98.61	1190
25	10	47.21	2.53	12.09	0.02	12.59	0.22	8.07	13.24	2.20	0.06	98.23	1165
26	2	50.49	1.70	10.30	0.08	11.15	0.21	9.37	13.67	2.02	0.09	99.09	1180
27	5	49.40	1.97	11.69	0.05	12.98	0.19	7.35	11.68	2.34	0.11	97.77	1180
28	9	49.92	1.55	11.32	0.05	11.32	0.21	8.13	11.95	2.61	0.11	97.17	1170
29	16	53.76	1.07	13.43	0.01	9.87	0.17	6.19	10.83	3.03	0.18	98.54	1155
30	21	52.97	1.17	14.50	0.00	9.80	0.17	5.64	11.08	3.05	0.17	98.54	1160
31	23	47.20	2.60	12.92	0.01	13.20	0.25	7.09	12.20	2.25	0.10	97.81	1160
32	27	51.23	1.96	13.50	0.01	11.77	0.19	5.48	10.26	2.88	0.15	97.44	1165
33	30	49.26	2.29	12.74	0.02	13.80	0.21	5.97	10.24	2.75	0.12	97.41	1165
34	36	52.14	1.64	12.52	0.02	10.66	0.20	6.13	10.69	2.91	0.17	97.08	1170
35	42	50.30	2.17	12.75	0.02	12.32	0.22	6.31	10.24	2.78	0.14	97.26	1155
36	2	50.56	2.01	7.97	0.09	10.49	0.18	10.30	15.06	2.03	0.59	99.27	1230
37	4	49.42	2.31	10.59	0.08	10.32	0.20	8.65	12.44	2.17	0.71	96.89	1210
38	4	49.72	2.31	10.75	0.11	10.25	0.17	8.60	12.22	2.18	0.73	97.03	1210
39	5	49.61	1.77	7.29	0.20	9.77	0.14	10.90	15.84	1.85	0.49	97.86	1245
40	5	49.48	1.71	6.99	0.20	9.83	0.15	11.29	15.81	1.77	0.42	97.66	1255
41	6	48.24	3.07	9.12	0.09	11.76	0.18	9.29	15.49	1.41	0.09	98.74	1230
42	6	48.44	2.88	8.83	0.09	11.58	0.22	9.88	15.94	1.08	0.07	99.01	1230

Примечание. 1—15 — Катунский палеосимаунт; 16—35 — Курайский палеосимаунт (16—25 — дайки, 26—35 — лавы); 36—42 — агардагские офиолиты. T<sub>гом.</sub> — температуры гомогенизации расплавных включений, °С.

Таблица 4. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в гомогенизированных расплавных включениях

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Th	0.36	0.10	0.13	0.18	0.14	0.10	0.17	0.17	0.14	0.20	0.18	0.11	0.18
Rb	13	12	14	15	14	13	13	10	14	13	16	13	15
Ba	37	9	10	12	13	8	15	16	12	12	16	6	15
Sr	127	102	123	132	123	87	136	147	112	127	138	51	85
V	291	401	485	410	394	459	292	172	353	366	452	312	419
La	5.94	2.79	3.80	4.39	4.31	2.72	4.95	3.48	4.06	3.70	6.05	2.72	4.64
Ce	16.23	10.28	13.35	15.20	13.45	10.03	14.74	11.52	13.46	12.51	19.44	12.42	14.84
Nd	10.96	8.67	12.76	14.17	12.46	8.61	13.43	10.21	13.28	12.78	15.42	16.34	15.24
Sm	3.08	3.79	5.11	5.32	4.74	3.83	4.34	3.83	4.75	4.29	4.94	8.17	5.97
Eu	1.13	1.06	1.63	1.87	1.52	1.13	1.58	1.22	1.60	1.49	1.96	1.61	1.71
Gd	2.49	3.36	5.31	6.32	5.42	4.09	5.66	4.92	6.86	5.04	6.72	11.33	7.53
Dy	3.54	4.89	6.75	7.74	6.75	5.17	6.76	5.34	7.44	6.35	7.23	15.39	9.15
Er	1.91	4.28	5.50	5.90	5.29	4.45	4.81	3.92	5.42	4.77	5.77	11.47	6.66
Yb	1.83	4.10	5.49	5.95	5.11	4.03	4.84	3.83	5.21	4.60	5.36	11.35	7.16
Y	17	34	44	47	41	38	46	33	46	43	47	91	55
Zr	63	85	97	111	101	88	127	120	120	116	132	115	111
Nb	7.2	2.1	2.7	2.9	2.5	1.7	3.5	2.6	2.8	2.6	3.6	1.2	3.0
Ta	0.49	0.62	0.91	0.94	0.83	0.62	0.84	0.68	0.95	0.67	1.02	1.27	1.35

Примечание. 1 — Катунский палеосимаунт; 2—13 — Курайский палеосимаунт (2—6 — дайки, 7—13 — лавы).

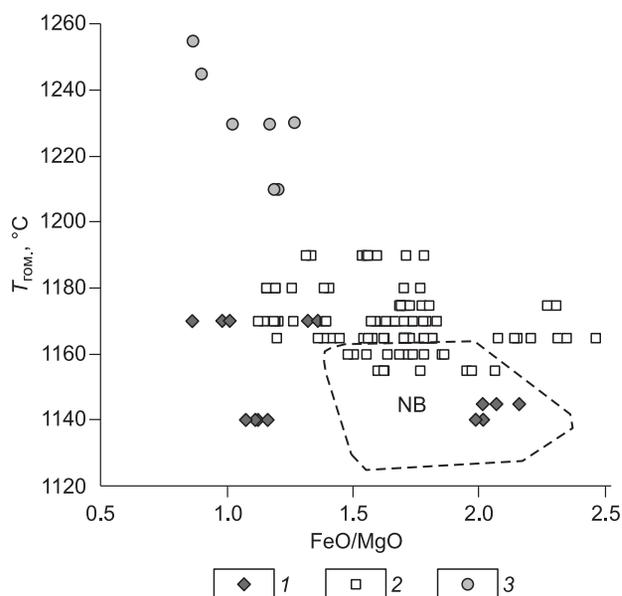
Первичные включения (3—30 мкм) занимают центр вкрапленника либо располагаются полосами вдоль граней минерала. Формы включений округлые с некоторой прямоугольной огранкой. Включения многофазовые: светлая кайма стекла + светлые и темные кристаллические фазы + рудные фазы + газовый пузырек (см. рис. 5, а). Часто встречаются двухфазовые включения, содержащие газовый пузырек в чистом прозрачном стекле (см. рис. 5, б).

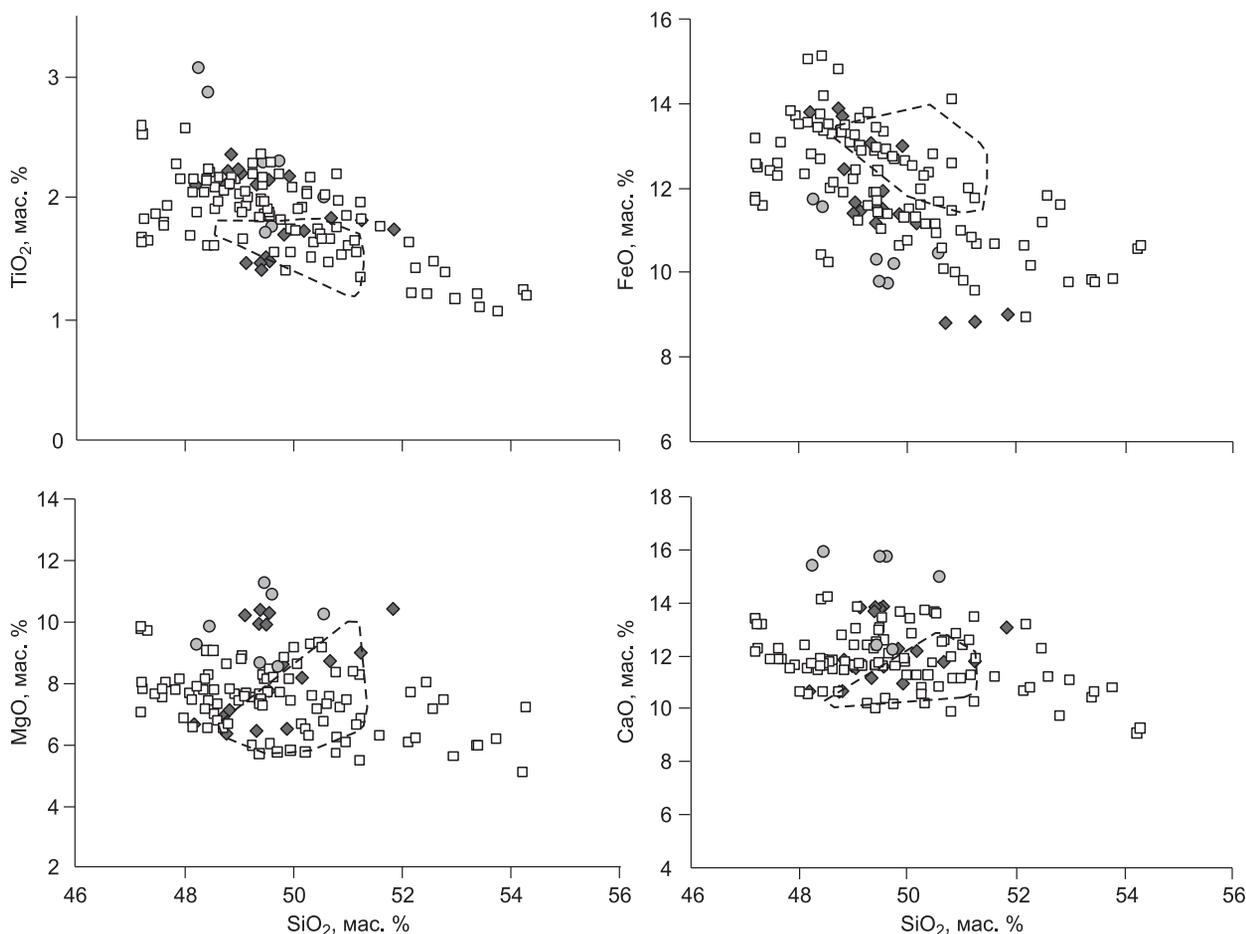
Из-за незначительных размеров вкрапленников и интенсивного изменения матрицы практически только половина высокотемпературных опытов с включениями оказалась успешной. В ходе экспериментов в микротермокамере первичные многофазные расплавные включения в клинопироксенах из базальтов Катунского палеосимаунта становятся полностью гомогенными в интервале температур 1130—1170 °С. Сравнение температур гомогенизации и рассчитанных по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] на основе данных по составам включений ликвидусных температур кристаллизации позволило оценить содержания воды в расплавах — от 0.2 до 0.6 мас.%. Было установлено, что температурные характеристики включений прямо зависят от их химического состава. Температуры явно увеличиваются с ростом магнезия (6.6 мас.% MgO — 1140—1145 °С, 9.3 мас.% MgO — 1170 °С) и падают с увеличением железистости. При этом данные по Катунскому палеосимаунту частично согласуются с информацией по включениям в клинопироксенах бассейна Науру (рис. 6) в районе океанического плато Онтонг Джава (Тихий океан).

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO<sub>2</sub> составы изученных расплавных включений из клинопироксенов Катунского палеосимаунта располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов. На вариационных диа-

Рис. 6. Диаграмма  $T_{\text{гом.}}$  °С—FeO/MgO для расплавных включений в клинопироксенах.

1—3 — расплавные включения в клинопироксенах из пород Катунского (1), Курайского (2) палеосимаунтов и агардагских офиолитов (3). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2005].





**Рис. 7. Диаграммы Харкера для расплавных включений в клинопироксенах.**

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Штриховой линией обозначено поле расплавных включений в клинопироксенах из базальтов бассейна Науру, район плато Онтонг Джава. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 2005].

граммах Харкера изученные включения частично согласуются с данными по включениям из минералов бассейна Науру и в целом соответствуют составам включений в клинопироксенах Курайского палеосимаунта. Наблюдается эволюция расплавов со снижением  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}$  в ходе роста значений  $\text{SiO}_2$  (рис. 7).

На диаграмме  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO}/\text{MgO}$  расплавные включения в пироксенах Катунского палеосимаунта располагаются в полях базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и пород внутриплитных океанических островов (OIB), перекрываясь данными по включениям Курайского палеосимаунта (рис. 8).

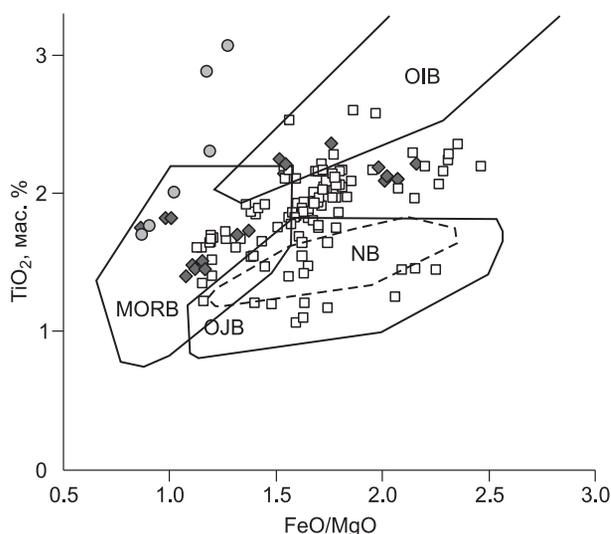
По соотношению  $\text{TiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  точки составов включений, присутствуя частично в полях базальтов типа MORB и плато Онтонг Джава (Тихий океан), находятся в тесной ассоциации с включениями в минералах бассейна Науру (район плато Онтонг Джава). Другая часть включений обладает повышенными значениями титана ( $>2$  мас.%) и соответствует плюмовым внутриплитным расплавам типа OIB (рис. 9). Характеризуясь широкими вариациями железистости, расплавы Катунского палеосимаунта совпадают с данными по магматическим системам бассейна Науру и отличаются от MORB. Это хорошо видно на диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}/\text{MgO}$  (рис. 10).

На диаграммах с использованием индикаторных элементов (Nb, Th, Y, Zr, Ti) данные по расплавным включениям в пироксенах Катунского палеосимаунта относятся к сериям с плюмовым мантийным источником и располагаются исключительно в полях базальтов океанических плато. По соотношению  $\text{Zr}$ — $\text{TiO}_2$  включения находятся в поле базальтов плато Онтонг Джава и бассейна Науру и тесно ассоциируют с данными по включениям в пироксенах Науру (рис. 11). В то же время по другим соотношениям элементов ( $\text{Y}$ — $\text{Zr}$ ,  $\text{Nb}$ — $\text{Zr}$ ,  $\text{Zr}/\text{Y}$ — $\text{Zr}$ ) отмечается сходство с базальтами срединно-океанических хребтов (рис. 12). Спектры распределения РЗЭ в расплавных включениях из клинопироксенов Катунского палеосимаунта согласуются с данными по базальтам плато Онтонг Джава и полностью соответствуют характеристикам траппов Сибирской платформы, обладая несколько повышенной ролью легких лантаноидов (рис. 13).

**Рис. 8. Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{FeO}/\text{MgO}$  для расплавных включений в клинопироксенах.**

Усл. обозн. см. на рис. 6.

Поля базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), внутриплитных океанических островов (OIB), плато Онтонг Джава (OJB). Поле расплавных включений в клинопироксенах из базальтов бассейна Науру — NB. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 1996, 1999, 2005].

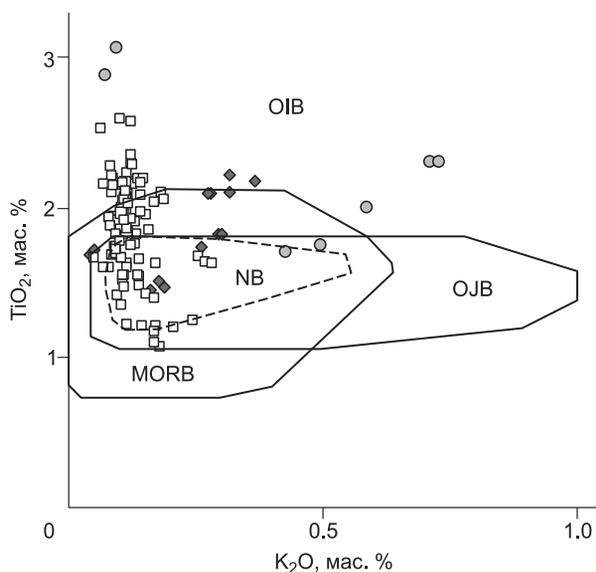


Расчетное моделирование по методу [Schilling et al., 1995] на основе составов включений показало, что первичные расплавы Катунского палеосимаунта формировались на глубинах 65—100 км при температурах 1400—1550 °С. Эти параметры совпадают с данными для магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава [Симонов и др., 2005].

**Курайский палеосимаунт.** Расплавные включения были изучены в клинопироксенах из порфиров, слагающих дайки и лавовые потоки. Получен значительный объем оригинальных данных по включениям (более 110 анализов), являющихся представительной основой для определения параметров магматических систем, формировавших базальтовые комплексы Курайского палеосимаунта.

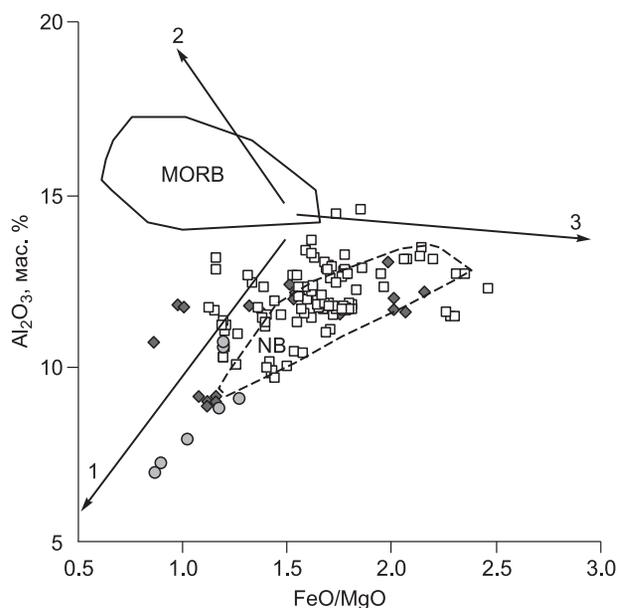
Первичные расплавные включения (размеры 5—75 мкм) располагаются равномерно или по прямолинейным полосам в кристаллах пироксена. Формы включений в основном прямоугольные, иногда близки к шестигранным. Включения многофазовые: круглый газовый пузырек + несколько кристаллических коричневатых и зеленоватых фаз + рудная фаза + светлое стекло (см. рис. 5, 6, 2).

Температуры гомогенизации расплавных включений из дайковых пород (1145—1190 °С) и из лавовых потоков (1155—1180 °С) практически совпадают. Расчеты ликвидусных температур по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] на основе данных по составам включений показали, что наиболее близки между собой расчетные и экспериментальные данные для 1 кбар. Большинство включений показывают прямую зависимость температур гомогенизации от содержания  $\text{MgO}$ . С ростом значений  $\text{FeO}/$



**Рис. 9. Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  для расплавных включений в клинопироксенах.**

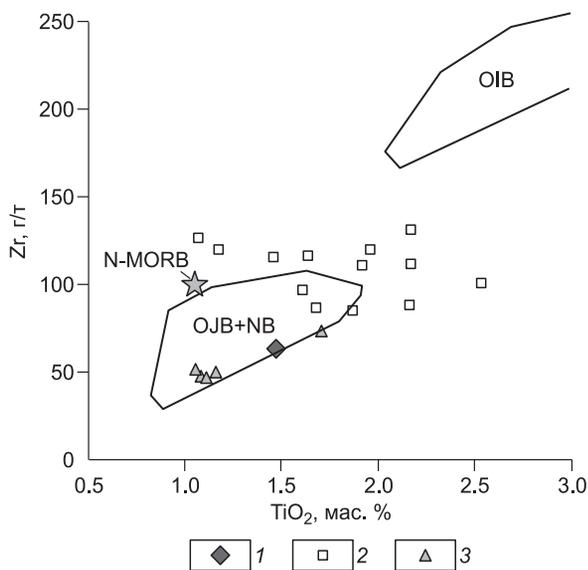
Усл. обозн. см. на рис. 8.



**Рис. 10. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{FeO}/\text{MgO}$  для расплавных включений в клинопироксенах.**

Усл. обозн. см. на рис. 8.

Тренды: 1 — оливиновых кумулятов, 2 — плагиоклазовых кумулятов, 3 — остаточных расплавов. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Симонов и др., 1999, 2005].



**Рис. 11. Диаграмма Zr—TiO<sub>2</sub> для расплавных включений в клинопироксенах.**

1, 2 — расплавные включения в клинопироксенах из пород Катунского (1), Курайского (2) палеосимаунтов; 3 — базальтовые стекла и расплавные включения в клинопироксенах из базальтов бассейна Науру. Поля базальтов: плато Онтонг Джава (OJB), бассейна Науру (NB) и внутриплитных океанических островов (OIB). Средние данные для базальтов срединно-океанических хребтов — MORB. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 1996, 2000, 2004; Золотухин и др., 2003].

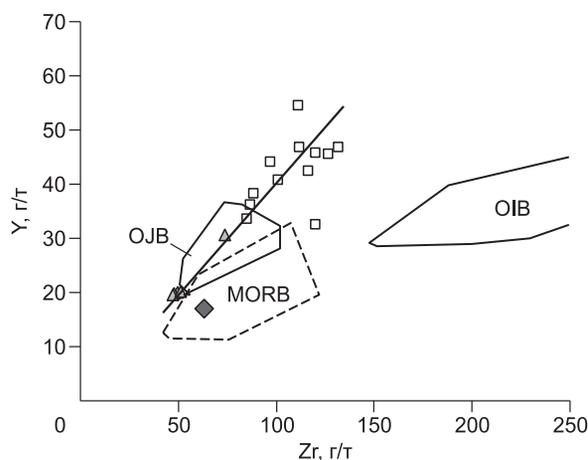
MgO снижается температура кристаллизации клинопироксенов. В целом данные по расплавам Курайского палеосимаунта располагаются на тренде снижения температур от расплавных включений пироксена агардагских офиолитов до магматических систем бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава (см. рис. 6).

Стекла гомогенизированных включений отвечают по своему составу базальтам и относятся к толеитовым сериям. По соотношению (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> включения Курайского палеосимаунта совпадают с данными по включениям в клинопироксенах из базальтов бассейна Науру. На вариационных диаграммах Харкера устанавливаются отчетливые зависимости содержания отдельных компонентов при росте SiO<sub>2</sub> во включениях — падение значений титана, железа, магния и кальция. На всех диаграммах данные по включениям из минералов Курайского палеосимаунта практически совпадают с информацией по включениям из базальтов бассейна Науру (см. рис. 7).

На диаграмме TiO<sub>2</sub>—FeO/MgO расплавные включения из порфиритов Курайского палеосимаунта, обладая повышенными значениями титана и широкими вариациями железистости располагаются в основном между тремя типами базальтов: MORB, океанических островов (OIB) и океанического плато Онтонг Джава (OJB). Значительная часть включений находится в полях плато Онтонг Джава и бассейна Науру. В целом по преобладающим значениям FeO/MgO и TiO<sub>2</sub> во включениях магматические системы Курайского палеосимаунта имеют общие черты с расплавами плато Онтонг Джава и бассейна Науру, а также обладают промежуточными характеристиками между OIB и OJB (см. рис. 8).

Характеризуясь низкими значениями калия (до 0.28 мас.%), большая часть включений в пироксенах Курайского палеосимаунта находится в полях расплавов бассейна Науру и базальтов плато Онтонг Джава, другая часть ассоциирует с MORB, а с максимальными содержаниями титана приурочена к области OIB (см. рис. 9). Явные отличия магматических систем Курайского палеосимаунта от магматизма срединно-океанических хребтов хорошо видны на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO/MgO. Здесь расплавные включения совпадают с данными по бассейну Науру и располагаются в основном вдоль тренда оливиновых кумулятов, в то время как MORB обладают минимальной железистостью и ориентированы в соответствии с трендом кумуляции плагиоклаза — рост Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> при падении роли FeO (см. рис. 10).

По соотношению Zr—TiO<sub>2</sub> расплавные включения Курайского палеосимаунта тесно ассоциируют с полем (частично попадая в него) базальтов плато Онтонг Джава — OJB (см. рис. 11). На диаграмме Y—Zr включения вместе со стеклами и расплавными включениями бассейна Науру располагаются вдоль тренда платобазальтовых серий Тихого океана, хорошо отличаясь как от MORB, так и от OIB, для которых характерны более пологие тренды в сторону увеличения Zr (см. рис. 12). По особенностям распределения РЗЭ включения Курайского палеосимаунта практически совпадают с данными для включений в пироксенах



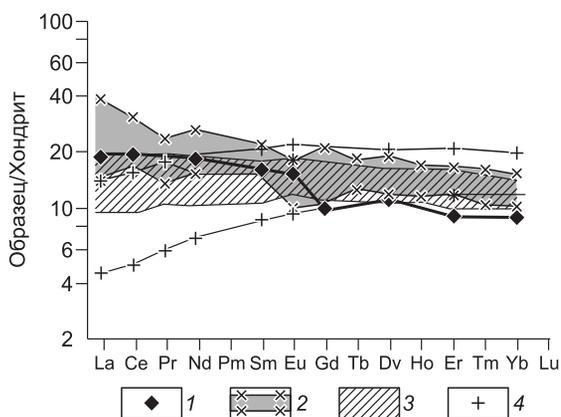
**Рис. 12. Диаграмма Y—Zr для расплавных включений в клинопироксенах.**

Усл. обозн. см. на рис. 11.

Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 1999, 2005].

**Рис. 13. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях.**

1 — включение в клинопироксене из базальта Катунского палеосимаунта; 2—4 — поля базальтов: Сибирской платформы (2), плато Онтонг Джава (3), срединно-океанических хребтов N-MORB типа (4). Значения элементов нормированы к хондриту согласно [Boynpton, 1984]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Шараськин, 1992; Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 2005].



из пород бассейна Науру, находясь в близкой ассоциации с полем ОJB. Они существенно отличаются от ОJB, характеризуясь пониженной ролью легких лантаноидов, что сближает их с особенностями спектров для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB (рис. 14).

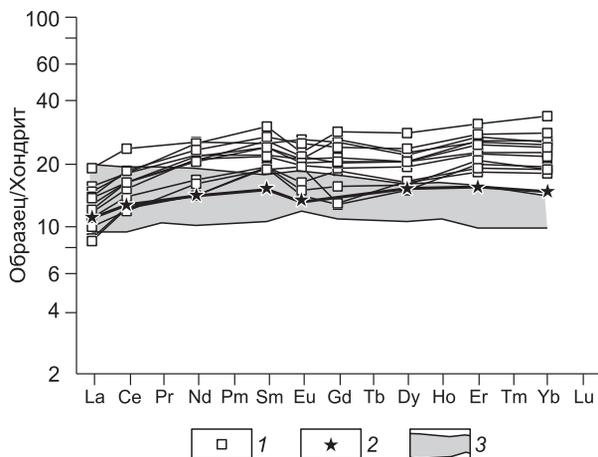
Анализ на ионном зонде включений свидетельствует о незначительном содержании воды в расплавах Курайского палеосимаунта (0.04—0.31 мас.%), близком к данным по магмам бассейна Науру — 0.07—0.18 [Симонов и др., 2004]. По значениям H<sub>2</sub>O включения распадаются на две группы: преобладают минимальные данные (до 0.13 %), но есть и повышенные характеристики (0.23—0.31 %), совпадающие с N-MORB. По соотношениям воды с калием и церием расплавы Курайского палеосимаунта отличаются от магматических систем MORB и OIB.

Расчетное моделирование по методу [Schilling et al., 1995] на основе данных по составам включений показало наличие двух источников первичных магм Курайского палеосимаунта. В одних случаях значения глубин плавления мантии соответствуют 50—65 км, а температуры — 1350—1400 °С, а в других — параметры существенно выше (65—85 км, 1410—1490 °С) и практически соответствуют данным для бассейна Науру (70—110 км, 1440—1500 °С [Симонов и др., 2004]), в то время как характеристики первого источника близки к оценкам для первичных расплавов срединно-океанических хребтов [Schilling et al., 1995; Симонов и др., 1999].

**Агардагские офиолиты.** Первичные расплавные включения (размеры 5—30 мкм) располагаются полосами в центральных частях вкрапленников клинопироксена. Формы включений часто близки к прямоугольным. Включения многофазовые: светлое стекло(?) + светлые и темные кристаллические фазы + газовый пузырек + рудные фазы (см. рис. 5, д, е). Необходимо отметить, что явно преобладают серы мелких (3—5 мкм) включений, что сильно затрудняет исследования.

В ходе высокотемпературных экспериментов расплавные включения гомогенизируются при температурах около 1210—1255 °С. Эти данные существенно выше установленных параметров для включений в пироксенах Катунского и Курайского палеосимаунтов. Сравнение температур гомогенизации расплавных включений, полученных экспериментально, с рассчитанными по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] на основе составов включений ликвидусными температурами показало, что их значения в случае Южной Тувы соответствуют пределам точности использованных термометров. Эти данные служат независимыми критериями достоверности полученных по включениям результатов. Устанавливается прямая зависимость температур гомогенизации от состава расплавных включений. С ростом значений FeO/MgO снижается температура кристаллизации от 1255 °С до 1210 °С (см. рис. 6).

По соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO<sub>2</sub> составы гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене из лав агардагских офиолитов располагаются в области пород нормальной щелочности и главным образом в поле толеитовых серий. Изученные включения на диаграммах Харкера показывают максимальные содержания титана, магния и кальция по сравнению с данными по Катунскому и Курайскому палеосимаунтам. Эволюция



**Рис. 14. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях.**

1, 2 — включения в клинопироксенах из базальтов Курайского палеосимаунта (1) и бассейна Науру (2); 3 — поле базальтов плато Онтонг Джава. Значения элементов нормированы к хондриту согласно [Boynpton, 1984]. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Mahoney et al., 1993; Симонов и др., 2005].

расплавов идет со снижением  $TiO_2$  и  $FeO$ . Практически по всем элементам составы включений в пироксенах агардагских офиолитов заметно отличаются от данных по бассейну Науру (см. рис. 7).

На диаграмме  $TiO_2-FeO/MgO$  расплавные включения в пироксенах из агардагских офиолитов образуют самостоятельный тренд с резким ростом титана (до 3.07 мас.%) на фоне минимальной железистости (до 1.27) — явные отличия от Катунского и Курайского палеосимаунтов (см. рис. 8). По распределению  $TiO_2-K_2O$  включения в основном близки к ОИВ (см. рис. 9). Обладая минимальными значениями алюминия и железистости, включения располагаются на тренде оливиновых кумулятов (см. рис. 10).

Расчеты по методу [Schilling et al., 1995] на основе составов расплавных включений показали, что первичные расплавы Тесхемского участка формировались преимущественно на глубинах 45—90 км и при температурах около 1330—1500 °С.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали хорошие возможности исследования с помощью анализа клинопироксенов и находящихся в них расплавных включений физико-химических условий древних плюмовых магматических систем, действовавших на неопротерозойском и раннекембрийском этапах развития Палеоазиатского океана.

1. Данные по составам клинопироксенов свидетельствуют о том, что в случае Катунского палеосимаунта идет взаимодействие плюмовых платобазальтовых магматических систем с комплексами срединно-океанических хребтов. Для Курайского палеосимаунта характерны в основном платобазальтовые системы, а для агардагских офиолитов устанавливается внутриплитный магматизм «горячих точек» типа ОИВ.

2. Судя по результатам анализа включений, кристаллизация расплавов Катунского и Курайского палеосимаунтов происходила при более низких температурах (1130—1190 °С), сходных с данными по океаническому платобазальтам, по сравнению с температурным режимом формирования агардагских офиолитов — 1210—1255 °С.

3. Анализ составов расплавных включений показал отличие магматических систем Катунского и Курайского палеосимаунтов от более магнезиальных и титанистых расплавов агардагских офиолитов. Первые наиболее близко ассоциируют с данными по магмам бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава. Для вторых преобладают характеристики внутриплитного магматизма «горячих точек» типа ОИВ.

4. По соотношению редких и редкоземельных элементов во включениях расплавы Катунского и Курайского палеосимаунтов наиболее близки к магматическим системам плато Онтонг Джава и бассейна Науру, показывая сходство по отдельным параметрам с магматизмом срединно-океанических хребтов.

5. Результаты расчетного моделирования условий образования первичных магм для Катунского палеосимаунта совпадают с данными для Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава. В случае Курайского палеосимаунта расчеты свидетельствуют о взаимодействии плюмовых магматических систем с магматизмом срединно-океанических хребтов, характерным для бассейна Науру около плато Онтонг Джава. Для агардагских офиолитов моделирование показывает влияние плюмовых источников на начальных стадиях формирования палеоокеанических комплексов.

6. В целом исследования клинопироксенов и расплавных включений показали, что базальтовые комплексы Катунского и Курайского палеосимаунтов формировались во внутриплитных областях Палеоазиатского океана в результате взаимодействия плюмовых платобазальтовых расплавов с магматическими комплексами срединно-океанических хребтов.

Данные по пироксенам и расплавным включениям, с учетом геохимического сходства даек и лав Тесхемского участка с дайковым комплексом офиолитов Тихама-Азир в Красноморском регионе, а также с аномальными плюмовыми базальтами бассейна Вудларк (Тихий океан) свидетельствуют о том, что формирование агардагских офиолитов связано с началом рифтогенеза и раскрытием спредингового бассейна с корой океанического типа в результате действия плюма в окраинных областях Палеоазиатского океана.

В обоих случаях решающим фактором является влияние глубинных плюмов, имеющих свои характерные особенности, близкие к разным возможным модельным объектам (плато Онтонг Джава для Катунского и Курайского палеосимаунтов, Красноморский регион с Восточно-Африканским плюмом для агардагских офиолитов), рассмотренным ранее [Добрецов, 2008].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ-Японское общество содействия науке JSPS (проект № 07-05-91211-ЯФ\_а) и проекта № ОНЗ 10.1.

## ЛИТЕРАТУРА

**Батанова В.Г., Савельева Г.Н.** Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 992—1012.

**Батанова В.Г., Соболев А.В., Шминке Х.У.** Исходные расплавы интрузивных кумулатов массива Троодос, о. Кипр по данным изучения клинопироксенов и расплавных включений в плагиоклазах // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 272—282.

**Гибшер А.С., Терлеев А.А.** Региональная стратиграфия позднего докембрия—раннего палеозоя Сангилены // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 3—26.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В.** Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2005, с. 63—66.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Михальцов Н.Э.** Состав и структурное положение урминской толщи позднего девона в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Докл. РАН, 2003, т. 388, № 5, с. 651—655.

**Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климух В.С., Елбаев А.Л., Томуртогов О.** Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде—палеозое // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 120—140.

**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.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.

**Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.** Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1381—1403.

**Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.

**Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг Джава) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1339—1348.

**Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И.** Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, с. 19—75.

**Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю.** Коробразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

**Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г., Хедж К.Т., Донато М.М.** Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с. 107—123.

**Сафонова И.Ю.** Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего протерозоя до раннего кембрия // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 527—547.

**Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш.** Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 335—356.

**Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В.** Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (2), с. 86—96.

**Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.** Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999, 224 с.

**Симонов В.А., Леснов Ф.П., Ступаков С.И.** Геохимия редкоземельных и редких элементов в клинопироксенах из пород Войкаро-Сыньинского и Хадатинского офиолитовых комплексов (Полярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, ТГУ, 2000, с. 65—69.

**Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава — Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—203.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.** Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

**Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В.** Физико-химические параметры магматических систем Катунского палеосимаунта (Палеоазиатский океан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, т. 2, с. 96—97.

**Соболев А.В.** Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

**Соболев А.В., Слуцкий А.Б.** Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирский меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

**Тараско Д.А., Котляров А.В., Симонов В.А.** Строение Тесхемского участка Агардагской зоны в Южной Туве: данные дистанционного зондирования // Металлогения древних и современных океанов — 2005. Материалы XI научной студенческой школы. Т II. Миасс, ИМин УрО РАН, 2005, с. 163—164.

**Шараськин А.Я.** Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М., Наука, 1992, 163 с.

**Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С.** Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия, 1991, № 11, с. 1561—1572.

**Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V.** Origin of geochemical heterogeneity in mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes // Geochim. Cosmochim. Acta., 1998, v. 62, № 5, p. 853—866.

**Boynton W.V.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies / Ed. P. Henderson // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Danyushevsky L. V.** The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallisation of mid-ocean ridge and back-arc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res., 2001, v. 110, № 3—4, p. 265—280.

**Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M.** Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1993, v. 130, p. 3—22.

**Pallister J.A., Knight R.J.** Rare earth element geochemistry of Samail ophiolite near Ibreá, Oman // J. Geoph. Res., 1981, v. 86, p. 2673—2697.

**Safonova I.Yu.** Intra-plate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific oceans // Ore Geol. Rev., 2009, v. 35, p. 137—154.

**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 Res., 2004, v. 7, p. 771—790.

**Safonova I.Yu., Utsunomiya A., Kojima S., Nakae S., Koizumi K., Tomurtogoo O., Filippov A.N.** Pacific superplume-related oceanic basalts hosted by accretionary complexes of Central Asia, Russian Far East and Japan // Gondwana Res., doi: 10.1016/j.gr.2009.02.008, 2009.

**Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.** Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: influences from the spatial variation of dredged basalt 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.

**Uchio Y., Isozaki Yu., Ota T., Utsunomiya A., Buslov M., Maruyama Sh.** The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altai Mountains, Siberia // Proceedings of the Japan Academy, 2004, v. 80, p. 422—428.

*Поступила в редакцию  
20 апреля 2009 г.*