

## МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ВЕНД-КЕМБРИЙСКОМ ЭТАПЕ ЕГО РАЗВИТИЯ

**Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, М.М. Буслов, А.В. Котляров**

*Институт геологии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Котляова, 3, Россия*

На основе всесторонних исследований с широким использованием геологических, петролого-геохимических и термобарогеохимических методов установлены особенности формирования палеоокеанических структур Палеоазиатского океана. Особое значение, ввиду интенсивных вторичных изменений пород, приобретает анализ расплавных включений, сохранивших прямую информацию об особенностях древних магматических систем. Данные по включениям свидетельствуют о формировании бонинитов в результате кристаллизации высокотемпературных (1330—1150 °С), водонасыщенных (до 3,9 мас.% H<sub>2</sub>O), высокомагнезиальных и низкотитанистых гомогенных бонинитовых расплавов. Образование первичных бонинитовых расплавов связано с плавлением неистощенной водосодержащей надсубдукционной мантии на начальной стадии субдукции при температурах 1400—1600 °С и на глубинах 65—90 км.

На примере офиолитов Южной Тувы наиболее детально показаны возможности комплексного подхода. Геологические данные свидетельствуют о спрединговых процессах формирования Агардагского палеобассейна, приуроченных к рифтогенной континентальной окраине Сангилен. Петролого-геохимические исследования показывают развитие в данном бассейне магматизма типа N-MORB. Для другого участка расплавные включения прямо указывают на наличие высокотитанистых глубинных плюмовых расплавов типа OIB. Все это укладывается в модель развития бассейна типа Красморского рифта в ходе спрединговых процессов на пассивной континентальной окраине.

В целом проведенный сравнительный анализ древних и современных океанических структур свидетельствует о том, что на венд-кембрийском этапе геодинамические процессы развития Палеоазиатского океана были практически аналогичны процессам, ответственным за современное состояние геологических структур Тихого океана. В то же время часть структур Палеоазиатского океана по своему происхождению имеет более близкие аналоги из других современных океанических областей.

*Магматизм, геодинамика, офиолиты, расплавные включения, Палеоазиатский океан.*

## MAGMATISM AND GEODYNAMICS OF THE PALEOASIAN OCEAN AT THE VENDIAN-CAMBRIAN STAGE OF ITS EVOLUTION

**N. L. Dobretsov, V. A. Simonov, M. M. Buslov, and A. V. Kotlyarov**

Comprehensive studies with the use of geological, petrologo-geochemical, and thermobarogeochemical methods have revealed specific features of the formation of structures of the Paleasian ocean. Because of intense secondary alteration of rocks, it is especially important to analyze melt inclusions, which have retained direct information on the signature of ancient magmatic systems. Data on inclusions testify to the formation of boninites as a result of crystallization of high-temperature (1330–1150 °C) water-saturated (up to 3.9 wt.% H<sub>2</sub>O) high-Mg low-Ti homogeneous boninite melts. The formation of primary boninite melts is connected with the melting of undepleted water-bearing suprasubduction mantle at the initial stage of subduction at temperatures of 1400–1600 °C and at depths of 65–90 km.

The potentialities of the complex approach are demonstrated by the example of the South Tuvianian ophiolites. The geological data indicate spreading processes of the formation of the Agardag paleobasin associated with the Sangilen rift continental margin. Petrologo-geochemical studies show that N-MORB magmatism is developed in this region. At another locality, melt inclusions directly indicate the presence of mantle-derived high-Ti plume melts of the OIB type. These data fit the model of development of basins of the Red Sea rift type during the spreading on the passive continental margin.

In general, the comparative analysis of old and recent oceanic structures indicates that at the Vendian-Cambrian stage, the geodynamic processes of evolution of the Paleasian ocean were nearly analogous to the processes responsible for the present-day state of the Pacific geologic structures. At the same time, in their origin some structures of the Paleasian ocean have closer counterparts from other modern oceanic regions.

*Magmatism, geodynamics, ophiolites, melt inclusions, Paleasian ocean*

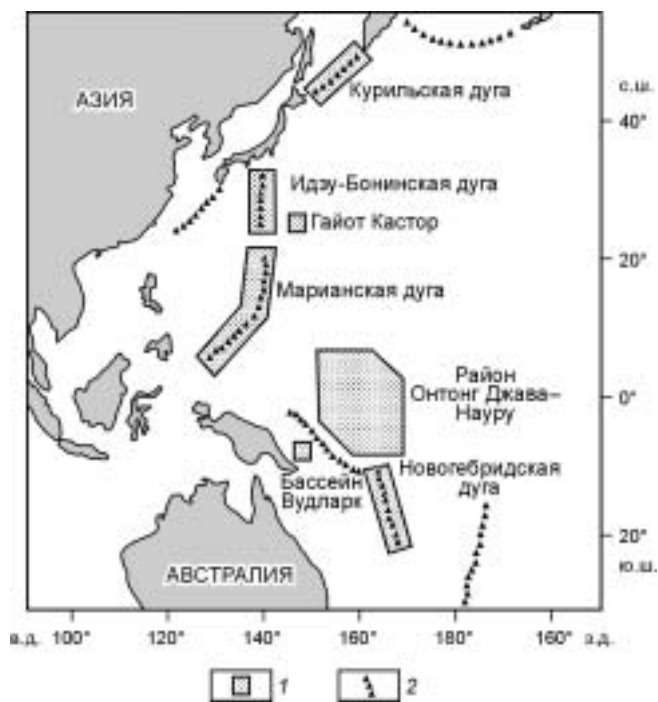
### ВВЕДЕНИЕ

Роль Палеоазиатского океана на начальных стадиях развития складчатых сооружений Центральной Азии во многом являлась определяющей. Проблемам магматических и геодинамических процессов формирования палеоокеанических структур посвящены многочисленные публикации, в том числе связанные с выполнением международного проекта (МПК 283) „Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана“ [1—3 и др.]. Для выяснения палеогеодинамических условий формирования и развития древних структур Палеоазиатского океана оптимальным является сравнительный анализ с данными по

© Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, М.М. Буслов, А.В. Котляров, 2005

**Рис. 1. Расположение эталонных объектов в Тихом океане.**

1 — эталонные объекты, 2 — островные дуги.



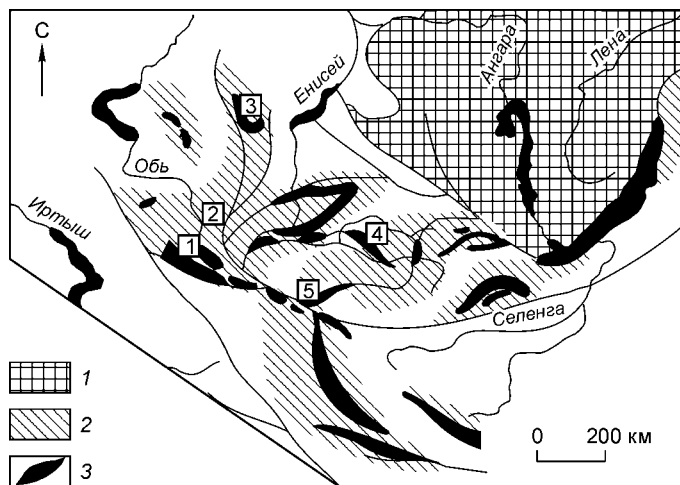
современным океаническим областям. Исследования палеоокеанических комплексов (офиолитов) Алтае-Саянской складчатой области показали, что исходные тектонические обстановки их формирования соответствовали открытым океанам, фундаментам островных дуг, задуговым бассейнам и океаническим плато [2—4 и др.], т. е. в Палеоазиатском океане развивалось сложное сочетание геодинамических ситуаций, сходное, по всей вероятности, с тем, что наблюдается в настоящее время в западной части Тихого океана. Этой проблеме на последнем Международном геологическом конгрессе (Флоренция, Италия, 2004) был посвящен доклад [5], в котором приведены результаты сравнительного анализа палеоокеанических структур Алтае-Саянской складчатой области и эталонных объектов в Тихом океане. В последнее время нами получена

новая информация в ходе целенаправленных работ по сравнению магматических и геодинамических процессов формирования структур Палеоазиатского и современных океанов. В данной статье приводятся как изложенные в 2004 г. на геологическом конгрессе материалы, так и совершенно новые результаты.

История развития Палеоазиатского океана охватывает широкий диапазон времени, начиная с 900 млн лет и с максимальным раскрытием в интервале 640—550 млн лет [3]. Именно к этому времени приурочено формирование значительного количества наиболее известных офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области, рассмотренных в этой статье.

Необходимо отметить, что в ходе сравнительного анализа использовались преимущественно оригинальные данные по современным магматическим системам, полученные авторами непосредственно в результате исследований коллекций пород из различных структур Тихого океана: островных дуг — примитивных с бонинитами (Идзу-Бонинская, Марианская), развитых с известково-щелочными (Курильская) и шохонитовыми (Новогейбридская) сериями; задуговых бассейнов — бассейн Вудларк; океанических плато — плато Онтонг Джава и бассейн Науру; симаунтов — гайот Кастор. Учитывая сложность реконструкции палеогеодинамических процессов формирования структур Палеоазиатского океана, не всегда приводящих к однозначному решению, привлекались данные и по другим океаническим бассейнам, также полученные в основном авторами. Для сравнения использовалась информация по широкому кругу эталонных объектов в западной части Тихого океана (рис. 1), с которым часто сравнивается развитие Палеоазиатского океана [2—5], а также привлекались данные и по другим структурам из современных океанических областей. В результате сравнительного анализа получен представительный оригинальный материал по ключевым палеоокеаническим структурам Алтае-Саянской области, позволивший более обоснованно рассмотреть особенности развития древних структур Палеоазиатского океана путем сопоставления офиолитов венд-кембрийского возраста с современными аналогами.

Ниже приводятся данные по эталонным палеоокеаническим ассоциациям Алтае-Саянской области (рис. 2), сформировавшимся в различных геодинамических ситуациях Палеоазиатского океана, в сравнительном ана-



**Рис. 2. Расположение исследованных структур Палеоазиатского океана.**

1 — Сибирская платформа; 2 — складчатые структуры; 3 — офиолиты Горного Алтая и Курайский палеосимаунт (1), район оз. Телецкое (2), офиолиты Кузнецкого Алатау (3), Восточной Тувы (4) и Южной Тувы (5).

лизе с информацией по соответствующим структурам современных океанических областей, близким по комплексу признаков к рассматриваемым древним комплексам.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования офиолитовых ассоциаций, реликтов древних структур Палеоазиатского океана проводились комплексно с последовательным применением совокупности независимых геологических, петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов. Особое внимание уделялось дайковым сериям — индикаторам спрединговых процессов. Особенности магматических и геодинамических процессов рассматривались главным образом на основе анализа даек и лав, входящих в состав древних структур Палеоазиатского океана. Учитывая большую степень преобразования древних пород, использовались редкие элементы, устойчивые при вторичных процессах. Большое значение придавалось изучению расплавных включений, сохранивших прямую информацию о древних магматических системах. Необходимо подчеркнуть, что выводы делались только на основе непротиворечивой информации, полученной в ходе применения различных методов и подходов. В частности, данные по петрохимии всегда заверялись анализом редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов, а также, где это было возможно, результатами исследования расплавных включений в минералах. Для корректного сопоставления составов достаточно разнообразных объектов применялся единый подход с использованием однотипных диаграмм.

Химические составы пород были определены рентгенофлуоресцентным методом. Содержания редких элементов установлены с помощью рентгенофлуоресцентного и атомно-абсорбционного анализов. Составы минералов и расплавных включений изучены на рентгеновском микроанализаторе „Самебах-Місто“. Расплавные включения исследовались в высокотемпературной термокамере с инертной средой [6]. Эксперименты с включениями при высоких температурах проводились по опубликованной ранее методике [7, 8]. Необходимо подчеркнуть, что, изучая методами термобарогеохимии единичные образцы горной породы, мы исследуем фактически большое количество проб магматических расплавов, заключенных в минералах в виде расплавных включений. Сам минерал выступает в данном случае в качестве своеобразного пробоотборника, захватывавшего в процессе своего роста микропорции расплавов, имеющих широкий спектр составов и отражающих особенности изменения магматических систем при формировании палеоокеанических комплексов. Анализ расплавных включений даже в минерале одного образца дает достаточно представительную информацию о палеомагматических системах, которую другими методами получить практически невозможно. Все перечисленные аналитические работы выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

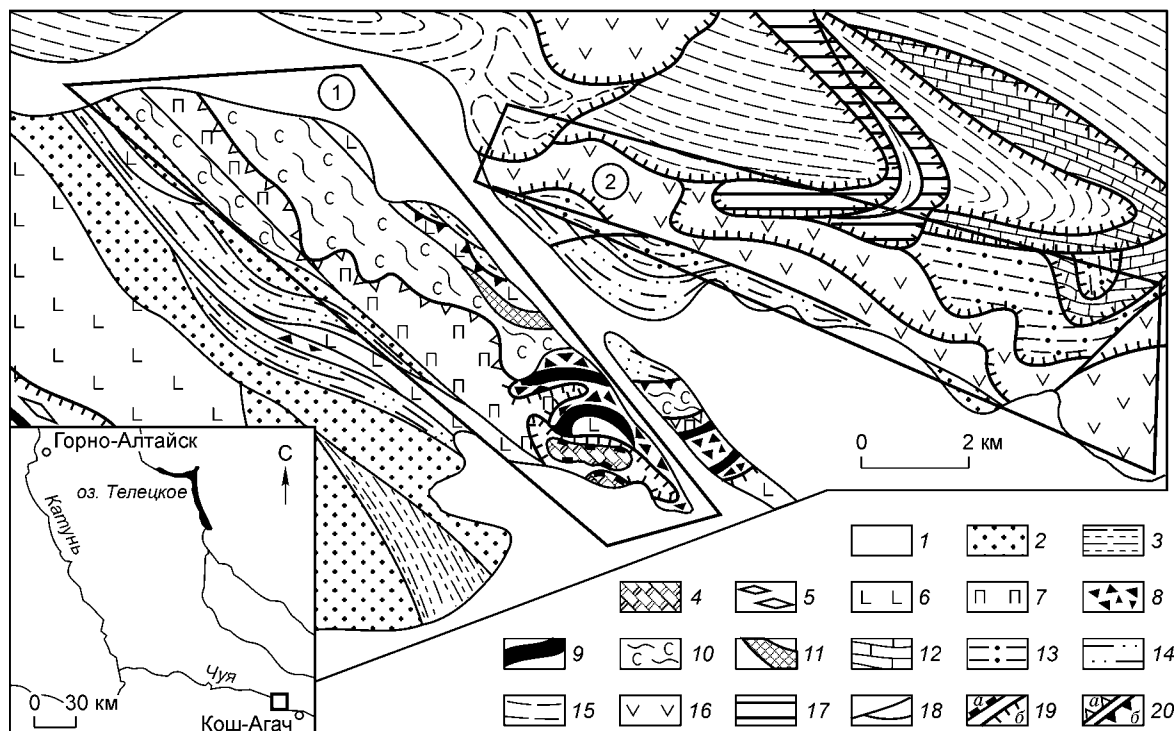
## СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Палеообстановки **открытого океана** (ранняя стадия) и древние зоны субдукции (второй этап) реконструируются для чаган-узунских офиолитов в Горном Алтае (рис. 3). По особенностям химического состава породы дайковых серий отвечают базальтам срединно-океанических хребтов и на диаграмме  $TiO_2-K_2O$  располагаются исключительно в полях N-MORB и E-MORB (рис. 4). Согласно распределению Ti, Sr и Ni они находятся как в области высокотитанистых океанических серий, так и в поле умеренно-титанистых островодужных образований. По соотношению  $TiO_2-FeO^*/(FeO^* + MgO)$  дайки габбро-диабазов, находящиеся в Чаган-Узунском ультрабазитовом массиве, близки к океаническим образованиям [9]. Магматические процессы образования пород этой ассоциации происходили главным образом в условиях срединно-океанических хребтов, но продолжались и на ранней стадии развития островодужной системы. Об этом свидетельствуют и чаган-узунские лерцолиты, которые, судя по их свежести, высоким температурам (до 1400 °С по двуокисловому термометру) и геохимии, соответствуют висячему боку зоны субдукции вместе с подстилающим серпентинитовым меланжем, содержащим эклогиты.

## ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

В обстановке **примитивной палеоостровной дуги с бонинитами** формировались курайские офиолиты, Горный Алтай (см. рис. 3).

Породы дайкового и лавового комплексов курайских офиолитов образуют практически непрерывный тренд от поля нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа N-MORB до островодужных толеитов. Особое значение имеют породы бонинитовой серии, приуроченные к низкотитанистому и низкокалийному полю бонинитов из островных дуг западной части Тихого океана (см. рис. 4). На диаграмме  $Y-Zr$  (рис. 5) дайки курайских офиолитов разделяются на две группы. Одна, с высокими значениями редких элементов, располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов. Другая, с минимальными содержаниями иттрия и циркония, ассоциирует с бонинитами и имеет островодужный тренд. Составы хромшпинелидов и клинопироксенов из бонинитовых серий курайских офиолитов хорошо соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана [16]. В клинопироксе-



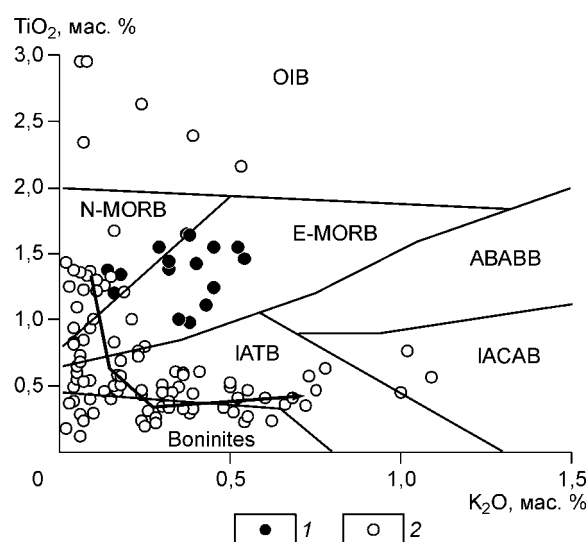
**Рис. 3. Чаган-узунские (1) и курайские (2) офиолиты (Горный Алтай).**

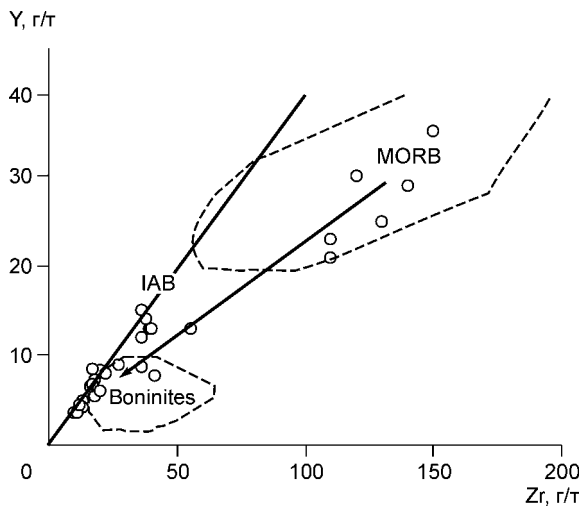
1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — осадочно-вулканогенные породы девона; 3 — песчано-сланцевая толща кембрия; 4 — кремнисто-карбонатные породы венда—раннего кембрия; 5 — раннекембрийские кремнисто-обломочные олистостромы, венд-раннекембрийские осадочно-вулканогенные породы; 6 — венд-раннекембрийские образования океанических островов; 7—11 — **чаган-узунские офиолиты**: 7 — гарцбургиты и массивные серпентиниты, 8 — серпентинитовый меланж, 9 — высокобарические комплексы с гранатовыми амфиболитами и эклогитами, 10 — массивные и сланцеватые серпентиниты, 11 — амфиболиты; 12 — карбонатные породы нижнего—среднего кембрия; 13 — туфогенно-терригенные турбидиты нижнего—среднего кембрия; 14 — известняково-граувакковые турбидиты нижнего—среднего кембрия; 15 — черносланцевые турбидиты нижнего кембрия; 16, 17 — **курайские офиолиты**: 16 — дайки и лавы базальтов и бонинитов, диабазы, габбро-диабазы, пирокластиты, 17 — расслоенный комплекс (гипербазиты, пироксениты, габброиды); 18 — последевонские разломы; 19 — додевонские надвиги в основании Баратальского покрова (а) и прочие (б); 20 — надвиги в подошвах верхней (а) и нижней (б) пластин чаган-узунских офиолитов. Схема составлена на основе данных из работы [9].

нах из бонинитов курайских офиолитов найдены первичные расплавные включения с температурами гомогенизации 1160—1230 °С, а в отдельных случаях — до 1260 °С. Составы включений в клинопироксенах показывают, что изученные минералы кристаллизовались из „бонинитовых“ расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO<sub>2</sub> [16]. На диаграмме TiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O составы расплавных включений располагаются в поле бонинитовых серий (рис. 6), находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги и бонинитов Джидинской зоны. Для джидинских бонинитов, в отличие от других подобных серий, намечаются два тренда: с накоплением титана при низких значениях калия

**Рис. 4. Диаграмма TiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O для пород чаган-узунских и курайских офиолитов.**

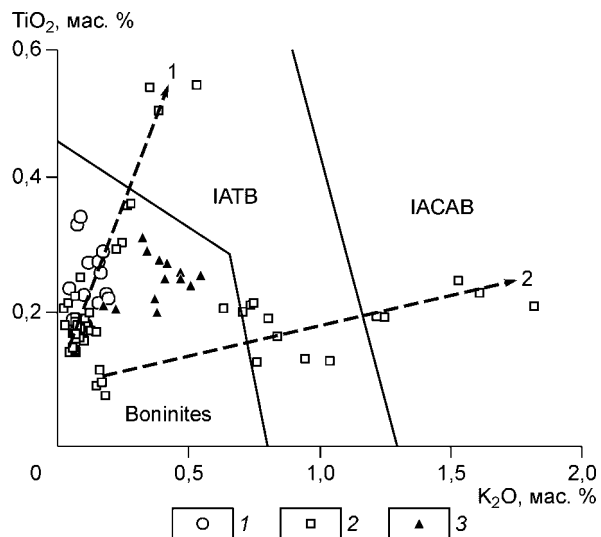
1 — дайки чаган-узунских офиолитов; 2 — дайки и лавы курайских офиолитов. **Поля пород:** N-MORB — нормальные и E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, OIB — породы внутриплитных океанических островов, ABABB — аномальные базальты задуговых бассейнов, IATB — островодужные толеитовые базальты, IACAB — островодужные известково-щелочные базальты плато, Boninites — бониниты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из [10—12].





**Рис. 5.** Диаграмма Y—Zr для пород курайских офиолитов.

MORB — базальты срединно-океанических хребтов; IAB — тренд островодужных базальтов; Boninites — бониниты. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из [13—15].



**Рис. 6.** Диаграмма  $TiO_2$ — $K_2O$  для расплавных включений в минералах из бонинитов.

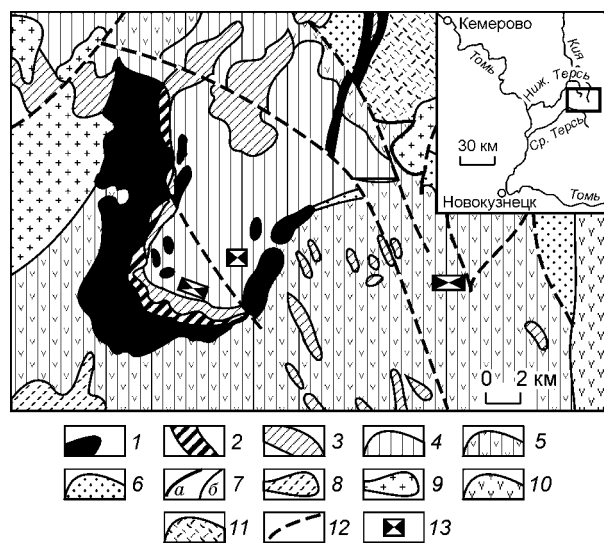
Включения в клинопироксенах из бонинитов офиолитов: 1 — курайских, 2 — Джидинской зоны (Монголия), 3 — Идзу-Бонинской дуги (Тихий океан). Поля пород: островодужных толеитовых (IATB) и известково-щелочных (IACAB) серий, бонинитов (Boninites). 1, 2 — тренды эволюции бонинитовых расплавов из офиолитов Джидинской зоны. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из [17].

(тренд 1) и с ростом содержания калия при незначительном увеличении титана (см. рис. 6, тренд 2). Таким образом, данные по расплавным включениям в пироксенах курайских офиолитов свидетельствуют о развитии магматических систем, близких по составу к расплавам современных энсиматических островных дуг с бонинитовыми сериями запада Тихого океана.

Обстановка **развитой островной дуги с шошонитовыми сериями** характерна для формирования магматических комплексов северного побережья оз. Телецкое. Особенности состава пород дайковых серий этого района и, прежде всего, высокие значения  $K_2O$  свидетельствуют об их принадлежности к шошонитам [18]. По составу клинопироксены из порфириров оз. Телецкое соответствуют минералам из пород шошонитовых серий развитых островных дуг Тихого океана. Расплавные включения в клинопироксенах из порфириров оз. Телецкое с температурами гомогенизаций 1190—1230 °С, имеют составы, соответствующие породам известково-щелочных и шошонитовых серий.

### РАЗВИТАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА — ЗАДУГОВОЙ БАССЕЙН

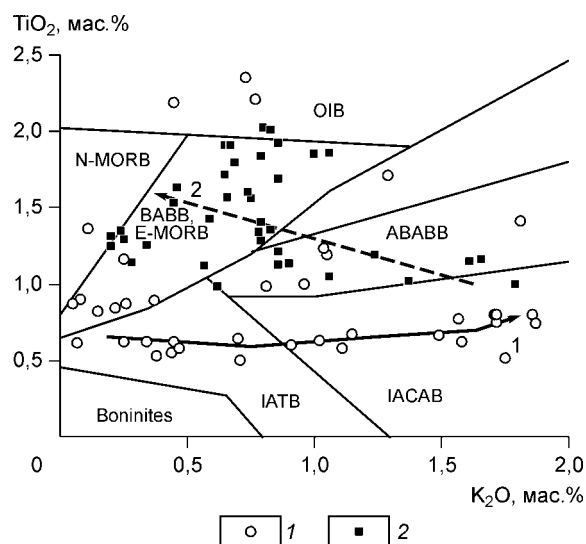
В обстановке **развитой дуги с известково-щелочными сериями и начальных стадий формирования задугового бассейна** формировались офиолиты Кузнецкого Алатау. Наибольшее значение для



реконструкции как магматических, так и палеогеодинамических процессов имеют установленные нами здесь дайковые и дайкосилловые комплексы (рис. 7).

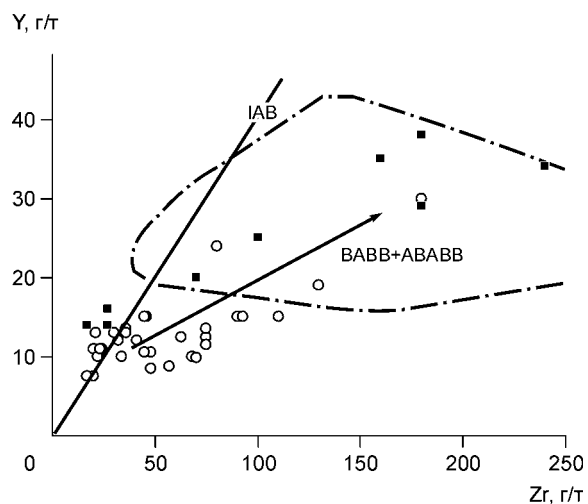
**Рис. 7.** Офиолиты Кузнецкого Алатау.

**Офиолитовые комплексы:** 1 — тектонизированные метаморфические гипербазиты, 2 — расслоенные дунит-верлит-клинопироксениты, 3 — габброиды, 4 — комплекс диабазов, порфириров, пирокластитов, кварцевых порфириров, содержащих серии параллельных даек типа „дайка в дайке“, 5 — комплекс хлоритовых, кремнистых сланцев, мраморов, порфириров, пирокластитов, содержащих серии разноориентированных даек и силлов, 6 — хлоритовые сланцы, песчаники, известняки; 7 — границы: офиолитов (а), других комплексов (б); 8 — габбро-диориты ордовика; 9, 10 — девонские образования: 9 — гранитоиды, 10 — конгломераты, песчаники, туфы, порфириды; 11 — докембрийские комплексы мраморов, амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев; 12 — основные тектонические нарушения; 13 — участки детальных исследований дайковых комплексов. Схема составлена на основе данных из работы [19].



**Рис. 8.** Диаграмма  $\text{TiO}_2$ — $\text{K}_2\text{O}$  для пород офиолитов Кузнецкого Алатау.

**Породы комплексов:** 1 — дайкового, 2 — дайкосиллового. 1, 2 — тренды эволюции расплавов в ходе развития геодинамических процессов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.



**Рис. 9.** Диаграмма  $\text{Y}$ — $\text{Zr}$  для пород офиолитов Кузнецкого Алатау.

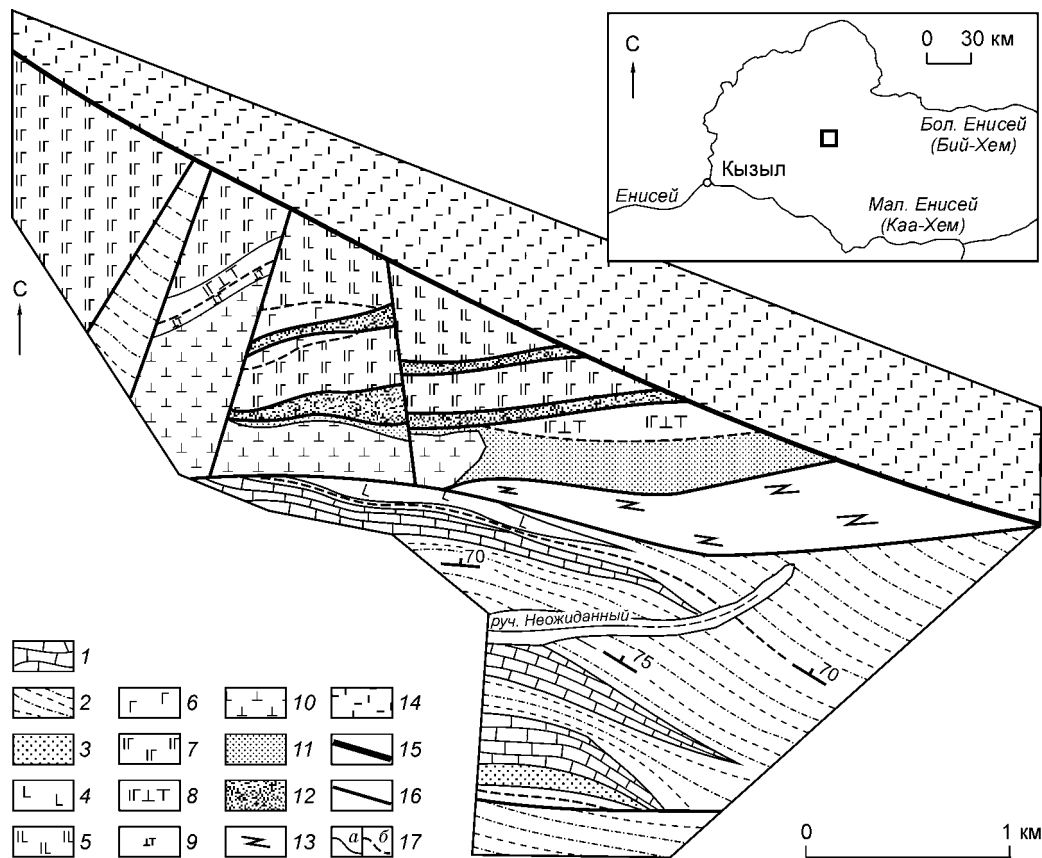
BABB + ABABB — нормальные и аномальные базальты задуговых бассейнов; IAB — тренд островодужных базальтов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 8.

пород задуговых центров спрединга. При этом в последовательной смене генераций даек происходит накопление калия с закономерной сменой толеитовых серий известково-щелочными с приближением к полю аномальных базальтов задуговых бассейнов (рис. 8, тренд 1), где располагается часть пород из дайкосиллового комплекса, состав которых эволюционирует уже в ходе начальных стадий развития задугового бассейна в сторону поля BABB с ростом содержаний титана (см. рис. 8, тренд 2). Фактически идет изменение магматизма, подобное происходящему в современных задуговых бассейнах западной части Тихого океана. Диаграмма  $\text{Y}$ — $\text{Zr}$  подтверждает петрохимические данные. На ней отчетливо видно, что большая часть пород из дайкосиллового комплекса располагается в поле базальтов задуговых бассейнов. Дайки обладают островодужными характеристиками, но при этом в последовательной смене генераций идет накопление иттрия и циркония с фактическим переходом к типичным по задуговым породам (рис. 9). Сравнительный анализ минералов показал, что составы клинопироксенов из порфиритов комплекса параллельных даек тяготеют к полю пироксенов из известково-щелочных пород развитых островных дуг Тихого океана. Расплавные включения в клинопироксенах из порфиритов дайкового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау с температурами гомогенизации 1120—1230 °C имеют составы, соответствующие породам также известково-щелочной серии. В целом исследования расплавных включений показали, что при образовании офиолитов Кузнецкого Алатау ведущая роль принадлежала высокомагнезиальным низкотитанистым магмам преимущественно известково-щелочных серий, что свидетельствует о формировании этих пород в палеогеодинамической обстановке развитой островодужной системы.

В результате комплексных исследований установлено, что офиолиты Кузнецкого Алатау формировались в палеогеодинамических условиях развитой островодужной системы с последовательной сменой магматических серий: толеитовые → известково-щелочные → субщелочные. Появление в рассматриваемых разрезах пород калиево-натриевых субщелочных серий аномально обогащенных базальтов задуговых бассейнов (типа ABABB) говорит о начале формирования задугового бассейна [19].

### ЗАДУГОВЫЕ БАСЕЙНЫ

Магматизм **задуговых бассейнов** характерен для каа-хемских офиолитов в Восточной Туве (рис. 10). По данным петрохимического анализа породы дайкового комплекса разбиваются на две основные группы. Одна располагается в поле базальтов задуговых бассейнов (BABB) и обогащенных пород срединно-океанических хребтов типа E-MORB, другая приурочена к границе островодужных известково-щелочных серий и аномально обогащенных базальтов задуговых бассейнов (рис. 11). Прослеживается отчетливый тренд изменения петрохимических характеристик с падением количества калия и ростом — титана со сменой типов пород: ABABB + IACAB → BABB → N-MORB (см. рис. 11, тренд 1). Подобная последовательность характерна для бассейнов западной части Тихого океана и, в частности, для бассейна Вудларк,



**Рис. 10. Каа-хемские офиолиты (Восточная Тува).**

1 — известняки нижнего кембрия; 2 — переслаивание алевролитов и мелкозернистых песчаников; 3 — крупнозернистые песчаники; 4—13 — **каа-хемские офиолиты**: 4 — базальты, 5 — дайковый комплекс — диабазы, габбро-диабазы, диабазовые и габбро-диабазовые порфириды и микрогаббро, 6 — „верхнее“ габбро — мелко-, среднезернистое габбро, 7 — „нижнее“ габбро, 8 — габбро, дуниты, перидотиты — расслоенный комплекс, 9 — дуниты, перидотиты — расслоенный комплекс, 10 — гипербазиты — дуниты, перидотиты, 11 — серпентиниты, 12 — зоны милонитизированных пород, 13 — зона тектонических брекчий; 14 — девонские кислые эффузивы и гранитоиды; 15 — Каа-Хемский разлом; 16 — прочие разломы; 17 — границы: а — достоверные, б — предполагаемые.

где идет раскол субконтинентальной литосферы, сопровождающийся магматизмом типа АВВВ, с последующим развитием рифтогенных структур и магматизмом типа ВВВВ и далее типа N-MORB (см.

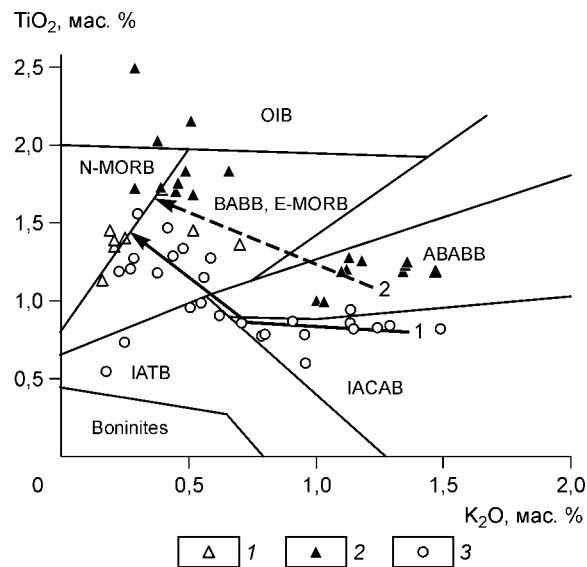


рис. 11, тренд 2), с тем отличием, что в каа-хемской серии ниже содержание титана (см. рис. 11). По соотношению иттрия и циркония (рис. 12) большинство данных по породам дайкового комплекса соответствуют как обычным базальтам типа ВВВВ, так и anomalно обогащенным базальтам типа АВВВ задуговых бассейнов Тихого океана, характеризующая широкими вариациями повышенных значений Zr при более устойчивых содержаниях Y. По этим особенностям, обладая фактически горизонтальным трендом, породы

**Рис. 11. Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для базальтов и расплавных включений бассейна Вудларк (Тихий океан) и пород каа-хемских офиолитов (Восточная Тува).**

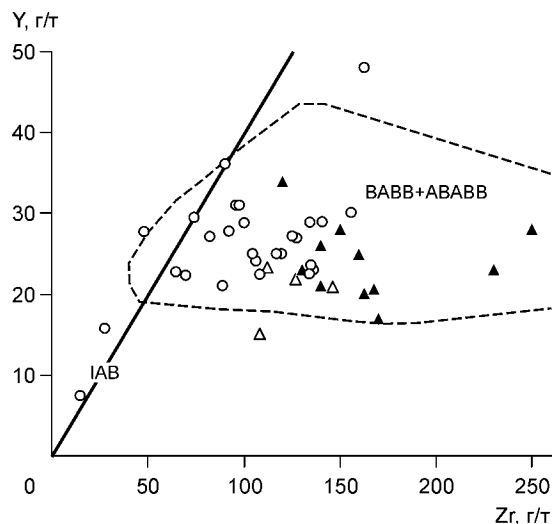
1 — включения, 2 — базальты бассейна Вудларк; 3 — дайки каа-хемских офиолитов. Тренды эволюции расплавов в ходе развития геодинамических процессов развития каа-хемских офиолитов (1) и бассейна Вудларк (2). Ост. усл. обозн. см. на рис. 4.

**Рис. 12.** Диаграмма Y—Zr для базальтов и расплавных включений бассейна Вудларк (Тихий океан) и пород каа-хемских офиолитов (Восточная Тува).

BAVB + ABABV — нормальные и аномальные базальты задуговых бассейнов; IAB — тренд островодужных базальтов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 11.

дайки серии каа-хемских офиолитов резко отличаются от островодужных образований, для которых характерен хондритовый тренд с одновременным накоплением этих двух элементов.

Таким образом, данные как по петрохимии, так и по геохимии редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов, свидетельствуют, что каа-хемские офиолиты формировались в условиях задугового бассейна. Учитывая широкое развитие дайкового комплекса в этих офиолитах и определенные черты сходства составов пород с базальтами бассейна Вудларк, можно вполне обоснованно говорить, что магматические комплексы офиолитов каа-хемской зоны образовывались в ходе спрединговых процессов при расколе субконтинентальной литосферы и формировании рифтогенных структур окраинного моря в переходной зоне Палеоазиатский океан—древний континент [20].



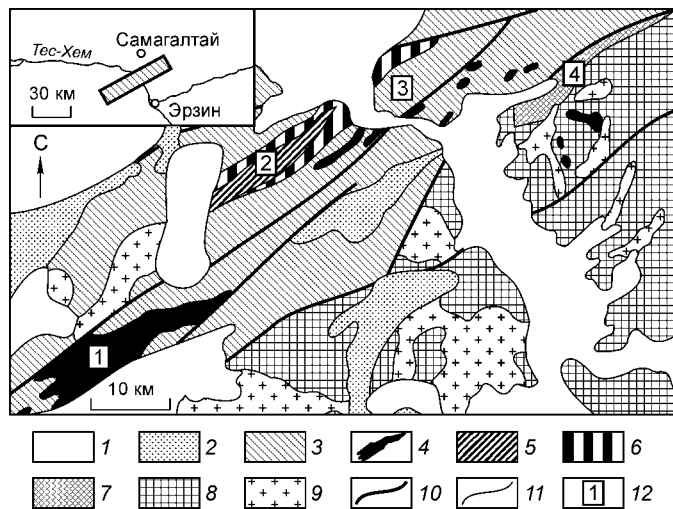
### РИФТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ КРАСНОМОРСКОГО ТИПА

Данные, полученные в результате комплексных исследований преимущественно дайковых серий офиолитов Агардагской зоны в Южной Туве, показали, что совокупность всей информации наиболее соответствует магматизму **рифтогенных структур в Красноморском регионе.**

В Агардагской офиолитовой зоне (Южная Тува) можно выделить четыре основных участка (рис. 13), располагающихся последовательно с запада на восток и содержащих различные фрагменты палеоокеанической коры: *Агардагский*, с преобладанием гипербазитов основания офиолитов; *Карашатский*, представленный дунит—верлит-пироксенитовым комплексом + габбро + дайковые серии; *Тес-Хемский* — дайки + лавы (кускунугская толща); *Чонсаирский* — габбро + дайковый комплекс (чонсаирская толща). Большое значение для выяснения палеогеодинамических условий формирования офиолитов Южной Тувы представляют спрединговые комплексы типа „дайка в дайке“, изученные нами на Чонсаирском участке.

Дайковые серии Карашатского и Чонсаирского участков по петрохимическим особенностям отвечают низкокальциевым толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов с преимущественными характеристиками N-MORB. На диаграмме  $TiO_2—K_2O$  (рис. 14) область этих даек полностью перекрывает поле базальтов осевой зоны Красного моря и располагается в полях как N-MORB, так и E-MORB. В то же время магматизм Тес-Хемского участка, судя по составу расплавных включений, расположен преимущественно в высокотитанистой серии базальтов океанических островов (OIB), испытывал явное влияние глубинного плюма (см. рис. 14).

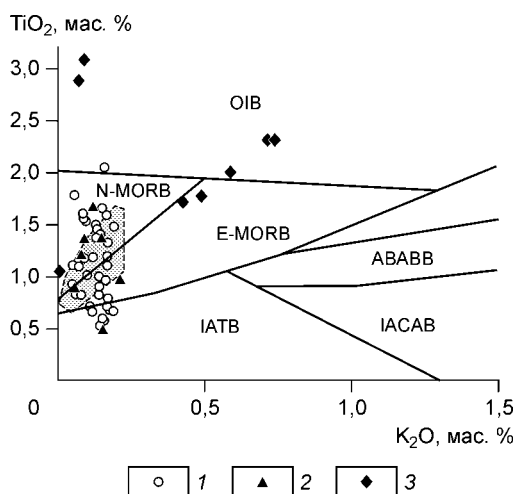
На диаграмме редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов ( $Zr/Nb—Zr$ ) данные по чонсаирским дайкам также располагаются в поле базальтов осевой зоны Красного моря. Здесь находятся часть даек Карашатско-



**Рис. 13.** Офиолиты Агардагской зоны (Южная Тува).

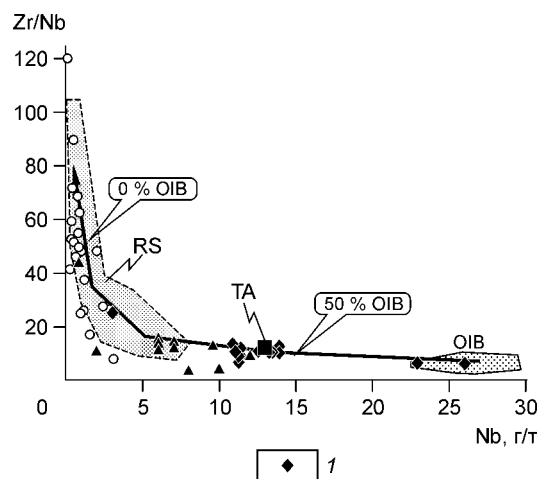
1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3—7 — венд-кембрийские комплексы Агардагской офиолитовой зоны: 3 — эффузивно-осадочные толщи, 4 — гипербазиты, 5 — габбро-гипербазитовые комплексы, 6 — габброиды, 7 — габбро-дайковые комплексы; 8 — высокометаморфические комплексы; 9 — гранитоиды; 10 — крупные разломы; 11 — геологические границы; 12 — детально изученные участки: 1 — Агардагский, 2 — Карашатский, 3 — Тес-Хемский, 4 — Чонсаирский.





**Рис. 14.** Диаграмма  $TiO_2$ — $K_2O$  для пород и расплавных включений из офиолитов Агардагской зоны (Южная Тува).

1 — дайковые серии Чонсаирского участка; 2 — дайки Карашатского участка; 3 — расплавные включения в пироксенах из лав Тес-Хемского участка; фон — поле базальтов осевой части Красного моря. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из [21].



**Рис. 15.** Диаграмма  $Zr/Nb$ — $Nb$  для пород офиолитов Агардагской зоны (Южная Тува).

1 — дайки и лавы Тес-Хемского участка. ТА — диабазовые дайки офиолитов Тихама-Азир (Красноморский регион); RS — поле базальтов осевой части Красного моря; OIB — обогащенные расплавы типа базальтов океанических островов и расчетные доли компонента OIB в расплавах. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из [21—23]. Ост. усл. обозн. см. на рис. 14.

го и лавы Агардагского участков (рис. 15). На данном рисунке отчетливо видно, что чонсаирские дайки приурочены к окончанию тренда эволюции (примитивные базальты типа N-MORB с 0 % плюмового компонента OIB) от обогащенных расплавов типа OIB через промежуточные магматические системы тес-хемских комплексов (50 % OIB), совпадающих с данными для диабазовых даек офиолитов Тихама-Азир из региона Красного моря. Общую картину эволюции магматизма Агардагской зоны (от обогащенных плюмовым компонентом тес-хемских расплавов, через промежуточные магмы Карашатского участка к расплавам типа N-MORB Чонсаирского участка) подтверждают данные и по другим соотношениям редких, устойчивых при вторичных процессах, элементов:  $Y-Zr$ ,  $(Nb/Y)-(Zr/Y)$ ,  $Nb-Zr$ .

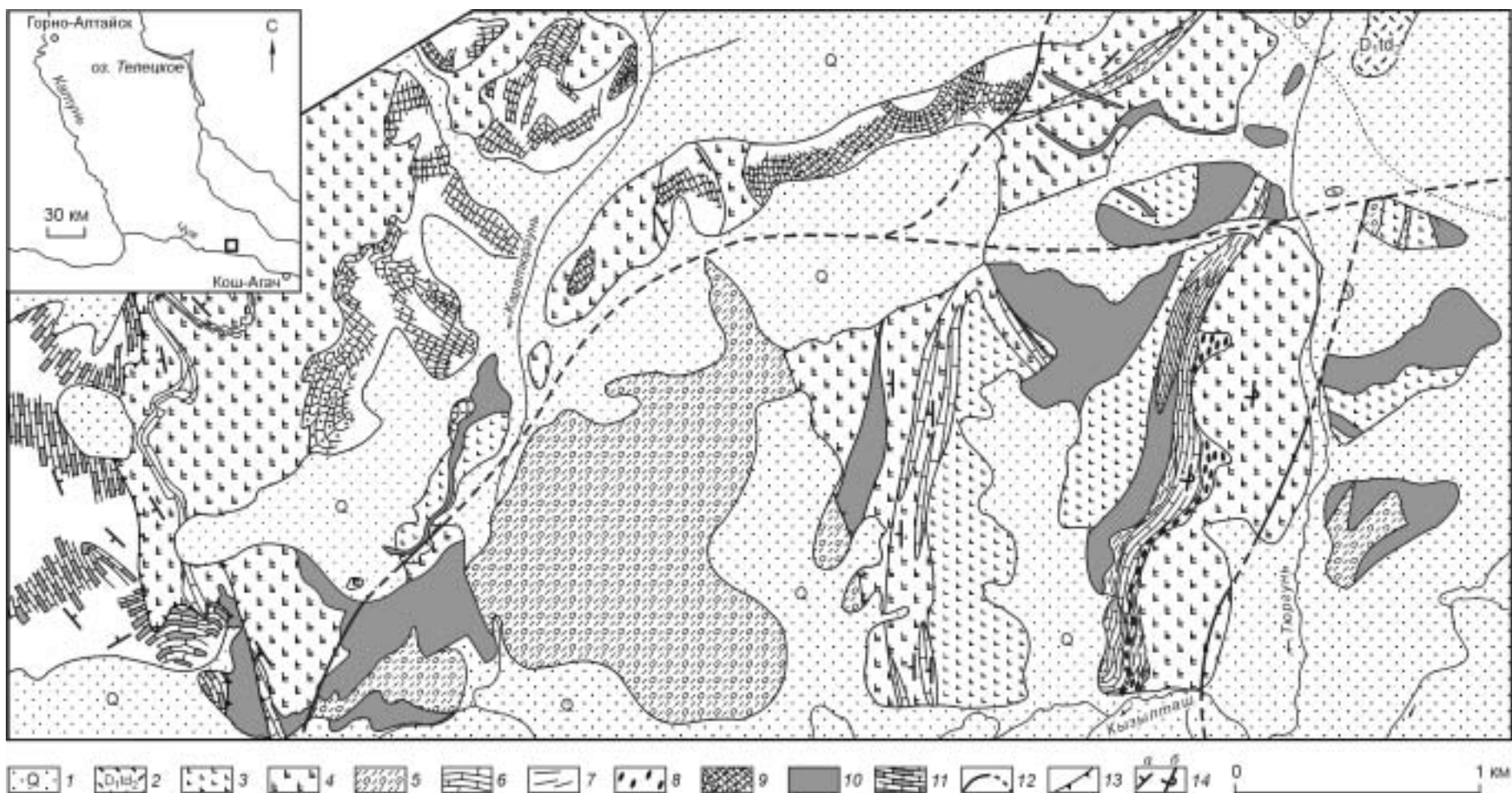
Очень важная информация для расшифровки эволюции магматизма Агардагской зоны была получена при анализе соотношений  $Nb$ ,  $La$  и  $Th$ . Часть данных, преимущественно по породам Тес-Хемского участка, располагается в поле лав с контаминированным континентально-коровым компонентом, что прямо свидетельствует о взаимодействии базальтовых расплавов с континентальной корой на определенной стадии развития Агардагского палеобассейна. В целом по соотношению  $(Nb/La)-(Nb/Th)$  устанавливается тренд с конечным результатом в виде океанических расплавов — от тес-хемских пород к чонсаирским дайкам идет изменение состава магм от обогащенных коровым материалом до примитивных базальтов MORB.

Таким образом, приведенные выше петролого-геохимические данные подтверждают возможность формирования офиолитов Агардагской зоны в палеогеодинамических условиях развития рифтогенных структур типа Красноморского рифта [4, 24].

#### ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТО

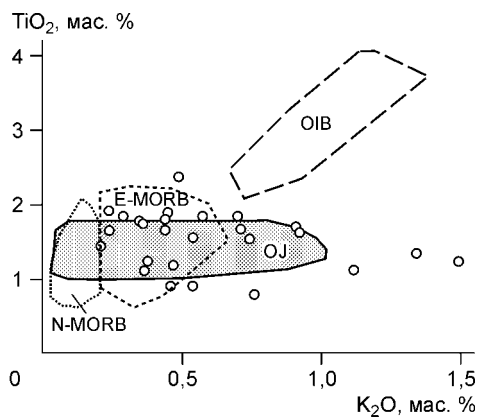
В последние годы в складчатых поясах разного возраста все больше отмечаются случаи нахождения фрагментов **океанических поднятий или симаунтов**. Важно заметить, что среди этих фрагментов присутствуют не только базальты океанического типа, но и более частые и крупные по размеру кремнисто-карбонатные террейны, которые трудно отличить от осадочных террейнов 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 результате проведенных исследований в Катунской и Курайской аккреционных призмах Горного Алтая оказалось возможным выделить венд-раннекембрийские вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенные образования палеосимаунтов, что является новым для Центральной Азии [3, 18]. Эти находки во многом меняют представления о стратиграфии, палеотектонике и палеогеографии Алтае-Саянского региона в палеозое.

В настоящее время наиболее детально исследован Курайский палеосимаунт (рис. 16) [25, 26]. По данным петрохимических и геохимических анализов базальтоидов выделены три типа пород: OIB,



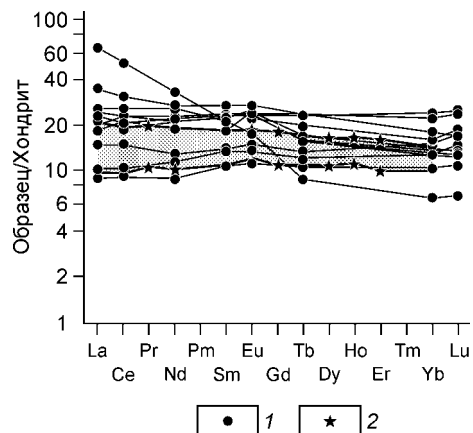
**Рис. 16. Курайский палеосимаунт (Горный Алтай).**

1 — четвертичные отложения; 2 — раннедевонские вулканогенно-осадочные породы талды-тюргуньской свиты; 3 — вендские(?) базальты типа N-MORB; 4—10 — **поздневендские комплексы пород палеосимаунта**: 4 — вулканогенная толща с ОИВ базальтами, 5 — вулканогенно-осадочные породы склоновых фаций, 6—8 — вулканогенно-карбонатно-кремнисто-конгломератовые образования склоновых фаций (6 — карбонатные, 7 — кремнистые, 8 — конгломератовые), 9 — рифогенные известняки, 10 — дайки базальтов с характеристиками ОИВ; 11 — докембрийские(?) доломиты и известняки; 12 — сдвиги; 13 — надвиги; 14 — элементы залегания: *a* — нормальное, *b* — опрокинутое. Схема составлена на основе данных из работы [26].



**Рис. 17. Диаграмма  $TiO_2$ — $K_2O$  для пород Курайского палеосимаунта (Горный Алтай).**

Поля пород: N-MORB — нормальные и E-MORB — обогащенные базальты Срединно-Атлантического хребта, OIB — породы внутриплитных океанических островов; OJ — базальты плато Онтонг Джава. Рисунок построен с использованием материалов из [27—32].



**Рис. 18. Распределение редкоземельных элементов в породах Курайского палеосимаунта (Горный Алтай).**

1 — породы Курайского палеосимаунта; 2 — границы поля пород плато Онтонг Джава. Значения элементов нормированы к составу хондрита согласно [33]. Рисунок построен с использованием материалов из [27, 32].

N-MORB, T-MORB и(или) OPB. Таким образом, рассмотренные породы, возможно, формировались в палеообстановках океанических островов и(или) океанических плато [26, 27].

Нами проведено прямое сравнение составов базальтоидов Курайского палеосимаунта с данными по океаническим платобазальтам района плато Онтонг Джава—бассейна Науру (Тихий океан), базальтам срединно-океанических хребтов и океанических островов [28—32].

Петрохимический анализ показывает широкие вариации значений калия (0,2—1,2 мас.%) при устойчивых содержаниях титана (0,9—1,9 мас.%). По этим особенностям базальты Курайского палеосимаунта резко отличаются от пород срединно-океанических хребтов и океанических островов, хорошо соответствуя данным по платобазальтам Онтонг Джава (рис. 17). Необходимо отметить, что часть курайских пород, как и базальтов Онтонг Джава, располагается в поле E-MORB. На диаграмме  $TiO_2$ —( $FeO/MgO$ ) базальты Курайского палеосимаунта также тесно ассоциируют с полем Онтонг Джава, хорошо отличаясь от пород срединно-океанических хребтов и океанических островов и показывая значительную степень дифференциации расплавов с широкими вариациями  $FeO/MgO$  (от 0,9 до 2,2).

По распределению устойчивых при вторичных процессах элементов (Zr, Y) значительная часть базальтов Курайского палеосимаунта ассоциирует с полем пород района плато Онтонг Джава—бассейна Науру. В то же время есть отдельная группа, обогащенная цирконием и приближающаяся к данным по океаническим островам. Породы Курайского палеосимаунта имеют преимущественно горизонтальный хондритовый спектр распределения редкоземельных элементов (рис. 18), что характерно для платобазальтов Онтонг Джава, в отличие от базальтов срединно-океанических хребтов с пониженной ролью легких РЗЭ. Однако есть отдельные курайские образцы с явным повышением значений легких лантаноидов, приближающиеся по этим характеристикам к данным по OIB. В целом часть выделяющихся по распределению циркония, титана и редкоземельных элементов базальтоидов свидетельствуют об определенном влиянии при формировании Курайского палеосимаунта глубинных источников типа мантийных плюмов, образующих OIB.

В результате сравнительного петрохимического и геохимического анализа выяснено, что по совокупности данных базальтоиды Курайского палеосимаунта явно отличаются от пород океанических островов, имеют устойчивые различия с базальтами срединно-океанических хребтов и хорошо соответствуют платобазальтам района Онтонг Джава—Науру в Тихом океане. Таким образом, полученные результаты практически однозначно свидетельствуют о том, что Курайский палеосимаунт является фрагментом океанического плато типа современного плато Онтонг Джава в Тихом океане, сформировавшимся в венд-кембрийское время во внутриплитных областях Палеоазиатского океана, что подтверждает высказанное ранее предположение [26, 27].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используемый нами методический подход с применением комплексных исследований и привлечением данных по расплавленным включениям позволяет не только успешно решать задачи расшифровки древних процессов, но и с помощью взаимосвязанных результатов доказывать достоверность получаемых

данных. В частности, расплавные включения в сохранившихся минералах несут прямую информацию о древних магматических системах, что, с одной стороны, дает возможность расшифровывать параметры древних магматических процессов, а с другой — включения могут служить определенными критериями достоверности получаемой уже по породам информации. В случае курайских офиолитов было показано выше (см. рис. 4, 6), что включения и породы, содержащие вкрапленники с включениями, имеют сходные петрохимические характеристики. Таким образом, в определенных случаях, несмотря на „подвижность“ некоторых элементов (например калия) при вторичных процессах, сами древние породы сохраняют вполне достоверную информацию о химизме палеомагматических систем. Поэтому использование в данном случае при петрохимическом анализе таких диаграмм, как  $TiO_2-K_2O$ , вполне правомочно, если результаты подтверждаются другими независимыми критериями.

Наиболее интересные результаты с использованием данных по расплавным включениям получены для офиолитов Горного Алтая и Южной Тувы. В первом случае включения помогли расшифровать особенности древних бонинитовых магматических систем, важных для палеогеодинамических реконструкций. Во втором — данные по расплавным включениям служат одним из решающих аргументов в пользу формирования агардагских офиолитов в палеогеодинамической обстановке пассивных окраин древнего континентального блока при развитии структур типа Красноморского рифта.

**I.** Породы бонинитовой серии, обладающие своеобразным минеральным и химическим составами, сочетающими в себе признаки ультраосновных и андезитовых магм, привлекают внимание благодаря их связи со структурами примитивных энсиматических островных дуг. В результате этого бониниты имеют ключевое значение при анализе палеогеодинамики складчатых поясов и особую важность приобретают проблемы происхождения этих пород. Необычный состав бонинитов позволяет делать разнообразные предположения по поводу их генезиса. Данные прямых анализов бонинитовых магм с помощью расплавных включений дают возможность решить наиболее важные генетические вопросы.

Прежде всего, сочетание таких противоположных характеристик, как высокое содержание магния при значительных концентрациях  $SiO_2$ , ставит вопрос о возможности самого существования собственно бонинитовых расплавов. Наши данные по расплавным включениям в пироксенах как древних (курайские и джидинские офиолиты), так и современных (Идзу-Бонинская дуга) бонинитов убедительно показывают, что минералы рассмотренных пород кристаллизовались из гомогенных расплавов бонинитового состава — с одновременно высокими содержаниями  $MgO$  и  $SiO_2$  при низких —  $TiO_2$  и  $K_2O$ . В частности, в микрокристалликах пироксена (0,5—1 мм) были найдены располагающиеся по зонам роста первичные расплавные включения размером до 0,1 мм, занимающие существенный объем самого минерала-хозяина, который выступает в данном случае практически в роли пробоотборника, захватывающего и сохраняющего микропорции расплавов. Экспериментальные исследования и анализ с помощью ионного зонда показали, что эти включения содержат гомогенный бонинитовый расплав с высокими содержаниями (до 3,9 мас.%) воды. Столь значительные концентрации воды прямо свидетельствуют о герметичности включений и соответственно о сохранности захваченного при росте минерала расплава.

Экспериментальные исследования расплавных включений дали возможность получить температурные характеристики бонинитовых расплавов (рис. 19). Температуры кристаллизации клинопироксенов (1160—1230 °C) из бонинитов курайских офиолитов практически совпадают с данными по включениям для бонинитов (1170—1250 °C) Джидинской зоны и по включениям в клинопироксенах (1160—1190 °C) и ортопироксенах (1165—1240 °C) из бонинитов Идзу-Бонинской дуги и хорошо согласуются с данными по бонинитам Марианского желоба [34] и дуги Тонга [8, 35].

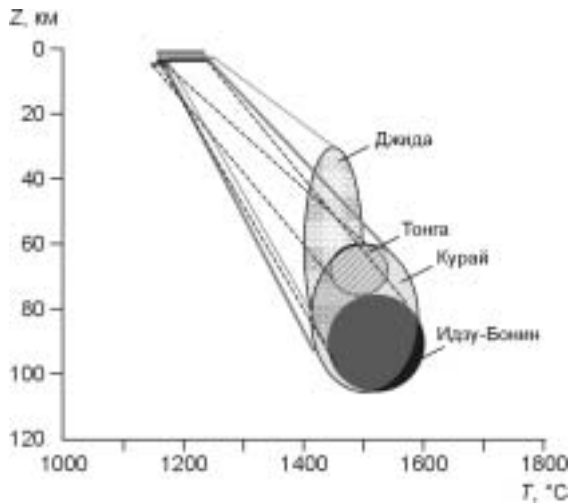
На основе результатов исследования расплавных включений определены параметры генерации первичных бонинитовых расплавов (см. рис. 19) курайских офиолитов (1410—1590 °C, 21—35 кбар, 65—105 км), близкие к данным для бонинитов Джидинской зоны (1400—1500 °C, 10—30 кбар, 30—90 км) и Идзу-Бонинской дуги (1440—1600 °C, 25—37 кбар, 75—105 км). Эти результаты согласуются с полученными ранее данными по первичным бонинитовым расплавам дуги Тонга [8, 36].

Для бонинитовых расплавов характерны значительные содержания воды (до 2—2,9 мас.%) [36]. Результаты наших исследований с помощью ионного зонда первичных расплавных включений в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги показали, что в бонинитовых расплавах содержания воды колеблются от 2 до 3,9 мас.%.

В целом, исследования расплавных включений свидетельствуют о формировании бонинитов в результате кристаллизации высокотемпературных (1330—1150 °C), водонасыщенных (до 3,9 мас.%  $H_2O$ ), высокомагнезиальных и низкотитанистых гомогенных бонинитовых расплавов. Первичные бонинитовые расплавы формируются при плавлении неистощенной водосодержащей надсубдукционной мантии на начальной стадии субдукции при температурах 1400—1600 °C и на глубинах 65—90 км под воздействием потоков водных флюидов, выделяющихся из зоны субдукции.

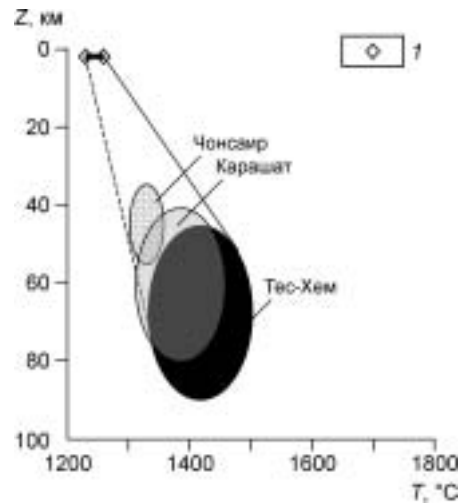
**II.** На примере офиолитов Южной Тувы можно рассмотреть возможности комплексного подхода на основе геолого-геохимических данных с использованием данных по расплавным включениям.

Расчеты по методу, изложенному в [37], показали, что первичные расплавы дайковых серий чонсаирских офиолитов формировались преимущественно на глубинах 35—55 км и при температурах примерно



**Рис. 19.** *P-T*-условия генерации и кристаллизации первичных бонинитовых магм.

Данные по включениям в пироксенах из бонинитов курайских офиолитов, офиолитов Джидинской зоны, Идзу-Бонинской дуги, дуги Тонга (по [8]).



**Рис. 20.** *P-T*-условия генерации и кристаллизации первичных магм офиолитов Агардагской зоны.

1 — данные по включениям в пироксенах Тес-Хемского участка.

1300—1360 °С (рис. 20). Эти параметры хорошо согласуются с данными для N-MORB [28, 37, 38]. Таким образом, устанавливается сходство магматических систем чонсаирских офиолитов с магматизмом срединно-океанических хребтов типа N-MORB не только по геохимическим особенностям, но и по параметрам генерации первичных магм. В то же время расчеты по расплавленным включениям и породам Тес-Хемского участка показали более глубокие условия магнегенерации 45—90 км (1310—1500 °С), для даек Карашатского массива — 40—80 км (1310—1460 °С). В целом для Агардагской офиолитовой зоны от Тес-Хемских и Карашатских магматических систем к Чонсаирским отчетливо поднимается уровень глубин магнегенерации (см. рис. 20). Необходимо отметить, что в данном случае одним из критериев достоверности результатов были результаты по расплавленным включениям, которые хорошо согласуются с данными по породам.

В общем, отмеченные выше геохимические и расчетные данные подтверждают сделанные ранее выводы о последовательности развития геодинамических процессов при формировании Агардагского палеобассейна в условиях деструкции древнего блока с континентальной гранитоидной корой [4], сопровождающихся, как и в случае региона Красного моря, подъемом уровня магнегенерации и закономерной сменой обогащенных расплавов примитивными магмами типа N-MORB.

На основе показанных выше данных можно методом исключения вычислить наиболее вероятную палеогеодинамическую обстановку формирования агардагских офиолитов. Прежде всего, магматизм Агардагского палеобассейна имеет характеристики от обогащенных OIB компонентом до типичных N-MORB, поэтому островная дуга явно отпадает. Бассейн со спрединговыми дайковыми сериями и магматизмом типа N-MORB, судя по современным геодинамическим ситуациям, может формироваться практически только в трех случаях: срединно-океанический хребет, задуговый бассейн и бассейн типа Красноморского рифта. Срединно-океанический хребет маловероятен, судя по геологическим данным (характер ассоциирующих осадков в Агардагской зоне) и учитывая участие в магматических системах обогащенного титаном компонента (до 3 %  $TiO_2$ ). Задуговый бассейн и Красноморский рифт имеют некоторые конвергентные признаки (магматизм N-MORB). Количество титана в расплавах до 3 % нет в задуговых бассейнах, но присутствует при начальных стадиях развития Красноморского рифта [21]. Таким образом, наиболее вероятна для агардагских офиолитов модель Красноморского рифта, хотя она требует подтверждения как более детальным изучением ассоциирующих осадков, так и изотопными и палеомагнитными методами.

Существуют независимые факты, подтверждающие приведенные выше выводы. В частности, по данным В.Е. Гоникберга [39], Агардагский бассейн имел рифтогенно-спрединговый характер и формировался в венде — начале раннего кембрия, в результате вендского растяжения, приуроченного к рифтогенной континентальной окраине Сангилена пассивного типа [40]. Геологические факты, изложенные в этих работах, явно указывают на существование довендского микроконтинента и полностью подтверждают нашу модель формирования агардагских офиолитов в рифтогенных условиях типа красноморских, хотя автор и называет Агардагский бассейн „окраинно-морским“ [39]. В целом наличие пассивной

окраины в верхнерифейское—нижнекембрийское время исключает возможность развития в данный период как островных дуг, так и задуговых бассейнов на западе Сангиленга, что сводит практически к единственной модели формирования Агардагского палеобассейна с корой океанического типа — к рифту типа Красноморского.

В то же время вопрос о существовании самого докембрийского субконтинентального блока активно дискутируется. Последние работы дают возрастные характеристики, позволяющие оценить время геодинамических событий формирования чонсаирской толщи и офиолитов Южной Тувы в целом. Nd-изотопные исследования дают возможность предполагать присутствие коры переходного типа, сформированной в течение позднего протерозоя в основании Тувино-Монгольского массива [41]. На присутствие позднерифейских вулканоплутонических комплексов указывают данные о возрасте цирконов (700—900 млн лет) [41]. Возрастной интервал формирования толщ гнейсомигматитовых комплексов Тувино-Монгольского массива 700—540 млн лет в первом приближении коррелируется с началом распада Родинии (около 730 млн лет) и с раскрытием вендских палеоокеанических бассейнов (около 570 млн лет [42]), в одном из которых и формировались, по всей вероятности, комплексы Агардагской зоны. Данные по офиолитам Агардагской зоны (570 млн лет [43]), подтверждают их докембрийский возраст. В раннем ордовике (около 490 млн лет) происходил метаморфизм гетерогенных образований Тувино-Монгольского массива на фоне существования мантийного источника, обеспечивавшего возникновение коровых расплавов [42]. Таким образом, как минимум с 700 млн лет уже существовала субконтинентальная кора и последние данные по абсолютному возрасту не противоречат возможности существования в докембрии субконтинентального блока.

Суммируя все изложенное выше, можно кратко сформулировать следующие основные характеристики Агардагского палеобассейна.

1. Эволюция магматических систем при формировании бассейна происходила при участии высокотитанистых расплавов типа OIB с формированием на заключительном этапе коры океанического типа и расплавов N-MORB.

2. На определенной стадии развития бассейна в магмах присутствовала контаминированная континентальная компонента, что свидетельствует о взаимодействии мантийных базитовых расплавов с коровым субстратом.

3. Бассейн формировался в ходе рифтогенно-спрединговых процессов в результате вендского (570 млн лет) растяжения, приуроченного к рифтогенной пассивной окраине Сангиленского микроконтинента.

Учитывая, что формирование бассейна приурочено к континентальной окраине, его можно охарактеризовать, в принципе, как окраинное море с океанической корой рифтогенно-спредингового происхождения.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенные исследования показали перспективность комплексного подхода с широким использованием геологических, петролого-геохимических и термобарогеохимических методов исследования палеоокеанических структур Палеоазиатского океана. Особое значение, ввиду интенсивных вторичных изменений пород, приобретает анализ расплавных включений, сохранивших прямую информацию об особенностях древних магматических систем. Включения являются дополнительным критерием достоверности полученной информации. Важной особенностью всесторонних исследований является возможность взаимной проверки получаемых результатов, что полностью исключено при использовании только одного, даже самого современного метода.

2. Перспективность использования расплавных включений при исследовании древних палеоокеанических структур показана в случае бонинитовых расплавов. Анализ расплавных включений свидетельствует о формировании бонинитов в результате кристаллизации высокотемпературных (1330—1150 °C), водонасыщенных (до 3,9 мас.% H<sub>2</sub>O), высокомагнезиальных и низкотитанистых гомогенных бонинитовых расплавов. При этом образование первичных бонинитовых расплавов связано с плавлением неистощенной водосодержащей надсубдукционной мантии на начальной стадии субдукции при температурах 1400—1600 °C и на глубинах 65—90 км.

3. Возможности комплексного подхода показаны на примере офиолитов Южной Тувы. Геологические данные, полученные авторами и предыдущими исследователями, говорят о спрединговых процессах формирования Агардагского палеобассейна, приуроченных к рифтогенной континентальной окраине Сангиленга пассивного типа. Петролого-геохимические исследования свидетельствуют, с одной стороны, о развитии в данном бассейне магматизма типа N-MORB, а с другой — об участии континентального корового компонента. Расплавные включения прямо указывают на наличие высокотитанистых глубинных плюмовых расплавов типа OIB. Все это укладывается в модель развития бассейна в ходе рифтогенно-спрединговых процессов на пассивной континентальной окраине — типа Красноморского рифта.

4. В целом, проведенный сравнительный анализ древних и современных океанических структур свидетельствует о том, что на венд-кембрийском этапе геодинамические процессы развития Палеоазиатского океана были практически аналогичны процессам, ответственным за современное состояние геологических структур Тихого океана. В то же время часть структур Палеоазиатского океана по своему происхождению имеет более близкие аналоги из других современных океанических областей.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 03-05-64668, 03-05-65563).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.** Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 181—191.
2. **Введение** / Н.Л. Добрецов, Р.Г. Колман, Н.А. Берзин // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8, с. 3—7.
3. **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.
4. **Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.
5. **Dobretsov N., Simonov V., Buslov M.** Paleoasian and Pacific oceans: comparative analysis of magmatism and geodynamics // 32nd Int. Geol. Congr., Abs. Vol., part. 1, 2004, abs. 76-17, p. 375.
6. **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, № 12, с. 97—110.
7. **Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.
8. **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.
9. **Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.** Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 12, с. 3—14.
10. **Миронов Ю.В.** Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР, 1990, т. 314, № 6, с. 1484—1487.
11. **Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И.** Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // Докл. РАН, 1999, т. 368, № 3, с. 388—391.
12. **Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.** Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology, 1997, № 142, p. 57—83.
13. **Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С.** Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., Наука, 1982, с. 210—221.
14. **Saunders A.D., Tarney J., March N.G.** Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: a geochemical approach // Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Geol. Surv. Dept. Cyprus, 1980, p. 193—204.
15. **Tarney J., March N.G.** Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for petrogenetic models // Cyprus crustal study project: initial report, Holes CY-1 and 1a. Ottawa, Geological Survey of Canada, 1991, p. 133—175.
16. **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.
17. **Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В. и др.** Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 6, с. 651—662.
18. **Geology and tectonics of Gorny Altai** / M.M. Buslov, N.A. Bersin, N.L. Dobretsov, V.A. Simonov (Guide-book for post-symposium excursion. The 4th International Symposium of the IGCP Project 283 „Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean“). Novosibirsk, UIGGM SB RAS, 1993, 122p.
19. **Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В.** Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 12, с. 1759—1771.
20. **Котляров А.В., Симонов В.А.** Геологическое строение и особенности формирования офиолитов Каахемского пояса (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов — 2003. Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс, ИМин УрО РАН, 2003, с. 35—39.
21. **Альмухамедов А.И., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В.** Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.

22. Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г. и др. 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.
23. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Miner. Petrol., 2002, v. 143, p. 154—174.
24. Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. Палеогеодинамика офиолитов Тувы // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004, с. 166—169.
25. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // J. Asian Earth Sciences, 2004, v. 23, p. 673—690.
26. 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—1404.
27. 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, v. 7, № 3, p. 771—790.
28. 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.
29. Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В. Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 43—58.
30. Симонов В.А., Золотухин В.В., Ковязин С.В. и др. Петрогенезис базальтовых серий подводного плато Онтонг Джава—Науру, Тихий океан // Петрология, 2004, т. 12, № 2, с. 191—203.
31. Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И. и др. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг Джава) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12, с. 1335—1344.
32. Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A. et al. 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.
33. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984, p. 63—114.
34. Геология дна Филиппинского моря. М., Наука, 1980, 261 с.
35. Данишевский Л.В., Соболев А.В. Новые данные по петрологии бонинитов Тонга // Геология и геофизика, 1987, № 12, с. 100—103.
36. Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., ГЕОХИ РАН, 1997, 50 с.
37. 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 basalt glass compositions // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, № B7, p. 10057—10076.
38. Симонов В.А., Пейве А.А., Ковязин С.В. Особенности магматических процессов в зоне трансформного разлома Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М., Научный мир, 2001, с. 475—476.
39. Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника, 1999, № 3, с. 89—102.
40. Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника, 1997, № 5, с. 72—84.
41. Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Позднерифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии // Эволюция тектонических процессов в истории Земли Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004, с. 239—242.
42. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А. и др. Тектоническая позиция, Возраст и источники метатерригенных толщ Тувино-Монгольского массива: результаты геологических, геохронологических (SHRIMP) и Nd изотопных исследований // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., Центр информационной культуры, 2003, с. 200—203.
43. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 491—511.

*Поступила в редакцию  
20 января 2005 г.*