

БОНИНИТЫ И ОФИОЛИТЫ: ПРОБЛЕМЫ ИХ СООТНОШЕНИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА БОНИНИТОВ

Е.В. Скляр^{1,2}, В.П. Ковач³, А.Б. Котов³, А.Б. Кузьмичев⁴, А.В. Лавренчук^{5,6},
В.И. Переляев⁷, А.А. Щипанский⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Дальневосточный федеральный университет, 690950, Владивосток, ул. Суханова, 8, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

⁴ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

⁵ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁶ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

⁷ Иркутский государственный университет, 664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1, Россия

Выделены четыре типа проявления бонинитов в офиолитовых комплексах: 1) бониниты, пространственно ассоциирующие с офиолитами, но слагающие или присутствующие в отдельных от офиолитов тектонических единицах; 2) бониниты, находящиеся непосредственно в офиолитовом разрезе в качестве наиболее поздних образований (поздние секущие дайки, верхние лавы), завершающих процесс офиолитогенеза или проявленных позже формирования офиолитов; 3) бониниты с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают собственно офиолитовый разрез, сменяясь во времени базальтами MOR или BAB типов; 4) бониниты в ассоциации с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают всю базитовую часть офиолитового разреза. Наиболее детально рассмотрен четвертый тип проявления бонинитов на примере офиолитов Юго-Восточного Саяна, отражающий наиболее яркое несоответствие классической модели формирования офиолитов (спрединг в срединно-океанических хребтах) отчетливо островодужной специфике офиолитовых базитов. Характер проявления бонинитов в офиолитовых комплексах предполагает несколько вариантов эволюции внутритрокеанических систем, включающих выплавление и внедрение бонинитовых расплавов в преддуговых, интрадуговых и задуговых обстановках. В существующих в настоящий момент моделях есть ряд противоречий, возможно, обусловленных тем, что нет единого механизма их образования, а обозначенные выше типы бонинитов будут отвечать разным моделям.

Бониниты, офиолиты, супрасубдукционные зоны, Юго-Восточный Саян.

BONINITES AND OPHIOLITES: PROBLEMS OF THEIR RELATIONS AND PETROGENESIS OF BONINITES

E.V. Sklyarov, V.P. Kovach, A.B. Kotov, A.B. Kuzmichev, A.V. Lavrenchuk,
V.I. Perelyaev, and A.A. Shchipansky

There are four main types of boninites in ophiolite suites, which either spatially coexist with ophiolites, though belong to other tectonic units (1), or are present as later constituents of ophiolite sequences (crosscutting dikes or lavas on top) (2), or build ophiolite sequences together with island-arc tholeiites and basaltic andesites, followed by younger volcanics of MORB or BABB affinities (3), or occupy the whole mafic portion of ophiolite sequences, together with island-arc tholeiites and basaltic andesites (4). The latter type, considered in more detail for the case of ophiolites from the southeastern Sayan Mountains (Siberia, Russia), presents an example of inconsistency between the model of ophiolite formation in mid-ocean ridge settings and subduction-related island-arc fingerprints in ophiolitic mafic rocks. The patterns of boninites record several evolution models of oceanic systems, with melting and intrusion of boninites in forearc, arc, and back-arc settings. The existing models are controversial, possibly, because there is no single mechanism to account for all types of boninites.

Ophiolites, subduction zone, suprasubduction magmatism, southeastern Sayan

ВВЕДЕНИЕ

Бониниты — специфические вулканические породы, характеризующиеся высокими содержаниями кремния, магния ($\text{SiO}_2 > 52$ мас. %, $\text{MgO} > 8$ мас. %) и низкими концентрациями титана ($\text{TiO}_2 < 0.5$ мас. %) [Le Maitre et al., 1989; Le Bas, 2000]. Жесткое ограничение по содержанию Ti, закрепленное в новой классификации, имеет большое значение, поскольку среди главных породных элементов титан является наиболее несовместимым элементом, низкие содержания которого в примитивных расплавах будут отражать крайне истощенный тип мантийного источника. По этому критерию бониниты надежно отличаются от анкармитов, пикритов и других «бонинитоподобных» пород. Многочисленные попытки разделения бонинитов по минералогии вкрапленников не получили широкого распространения ввиду сильной изменчивости их составов. Поэтому минералогическая или петрографическая характеристика не вошла в общепринятое определение бонинитов, которое базируется, прежде всего, на их химическом составе.

Бониниты считаются однозначными индикаторами надсубдукционных условий формирования в энзиматических островных дугах [Crawford et al., 1989]. Обнаруженные вначале во внутритрокеанических дугах позднее бониниты (названы по о. Бонин Идзу-Бонинской островной дуги) были найдены в складчатых системах разного возраста. Бум находок и публикаций о бонинитах пришелся на период с начала 70-х годов до конца прошлого века, хотя некоторые важные открытия были сделаны и в нашем веке. Практически везде бониниты ассоциируют с офиолитами [Crawford et al., 1989]. В России одним из первых геологов, обративших внимание на бонинитовую тематику, был Н.Л. Добрецов, который с соавторами по результатам изучения пород, драгированных в Филиппинском море, выделил высокомагнезиальную разновидность бонинитов и предложил для них специальное название — марианиты [Dobretsov et al., 1980]. Однако этот термин не получил широкого распространения в мировой литературе, хотя был включен в Петрографический кодекс России [2009] и использовался в ряде публикаций [Добрецов и др., 1986; Геология..., 1988; Симонов и др., 1994]. В начальный период изучения бониниты были обнаружены только в складчатых системах фанерозоя. Это дало основание Н.Л. Добрецову и В.В. Кепежинскому [1983] высказать предположение о том, что бониниты как бы сменяют в геологической истории другой тип высокомагнезиальных пород — коматииты, которые в то время рассматривали как исключительно раннедокембрийские образования. По степени распространенности в разные геологические периоды общая тенденция была намечена верно, однако дальнейшие находки бонинитов показали их встречаемость в гораздо более широком временном интервале [Furnes et al., 2014].

Наиболее известными мезозойскими проявлениями бонинитов являются офиолиты Троодоса [Cameron et al., 1983; Cameron, 1985; Flower, Levine, 1987], Омана [Ishikawa et al., 2002; Godard et al., 2003], Берегового хребта и гор Кламат в Калифорнии [Harper, 1984; Wallin, Metcalf, 1998; Shervais, 2001], Восточно- и Западно-Албанских офиолитовых покровов [Bortolotti et al., 2002]. В палеозойских офиолитовых комплексах бониниты встречаются не менее часто. К наиболее представительным относятся офиолиты Беттс Коув, Ньюфаундленд [Bédard et al., 1998; Bédard, 1999]. Кроме того, бониниты обнаружены в раннепалеозойских офиолитах провинций Виктория и Тасмания, Австралия [Crawford, Cameron, 1985], Канадских Аппалачах [Bédard et al., 2007; Page et al., 2009], Урала [Куренков и др., 2002], Хантайшири, Монголия [Zonenshain, Kuzmin, 1978; Зоненшайн, Кузьмин, 1978] и некоторых других офиолитовых комплексах Центрально-Азиатского складчатого пояса [Симонов и др., 1994]. К наиболее изученным офиолитам неопротерозойского возраста относятся офиолиты Юго-Восточного Саяна [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985, 1986, Геология..., 1988, 1989; Sklyarov et al., 1994; Khain et al., 2002; Кузьмичев, 2004].

Наиболее полный обзор и характеристика раннедокембрийских бонинитов даны в работе А.А. Щипанского [2008]. Палеопротерозойские бониниты известны в поясе Флин Флон Трансгудзонского орогена (Канадский щит), где присутствует супрасубдукционная офиолитовая ассоциация, и в офиолитовом комплексе Пейзон, Центральная Аризона [Dann, 1991]. Неоархнеархейские бониниты с возрастом 2.8—2.7 млрд лет описаны в пределах Балтийского и Канадского щитов [Щипанский, 2008]. На Балтийском щите бониниты обнаружены в Хизоваарской структуре Северо-Карельского зеленокаменного пояса [Shchipansky et al., 2004], которую авторы публикаций относят к супрасубдукционной офиолитовой зоне. На Канадском щите породы с бонинитовыми геохимическими характеристиками известны в пределах зеленокаменных поясов Абитиби [Kerrick et al., 1998] и Фротет-Эванс [Boily, Dion, 2002]. В Австралии на кратоне Йилгарн также описаны бониниты в ассоциации с коматиитами мезоархейского возраста [Angerer et al., 2013]. И, наконец, древнейшие бониниты палеоархейского возраста (3.8—3.7 млрд лет) зафиксированы в поясе Исуа Гренландского щита [Щипанский, 2008]. Если рассматривать раннедокембрийские бониниты, то следует отметить, что многократная переработка тектоническими и метаморфическими процессами делает во многих случаях проблематичным обоснование бонинитовой природы метаморфических пород, а главное — корректность обоснования их связи с офиолитами.

Факт пространственной ассоциации бонинитов с офиолитами был отмечен еще на ранних стадиях их изучения: «Бониниты практически всегда ассоциируют с офиолитами, но офиолиты не всегда содержат бониниты» [Cameron et al., 1979, p. 240]. Исключение составляют древнейшие бониниты пояса Исуа и современные бониниты внутриокеанических островных дуг. Однако для последних тесная ассоциация с офиолитами — вопрос времени: когда эти породы будут вовлечены в складчатые пояса, они в любом случае будут пространственно совмещены с фрагментами океанических бассейнов. В то же время положение бонинитов в офиолитовых разрезах может быть разным, что мы и постараемся показать в настоящей статье.

БОНИНИТЫ И ОФИОЛИТЫ: ХАРАКТЕР ВЗАИМООТНОШЕНИЙ

На ранних этапах изучения бонинитов почти не оспаривалось положение о внедрении бонинитовых расплавов на самых поздних стадиях развития офиолитового разреза либо существенно позже образования офиолитов, соответствующее модели формирования энсиматической островной дуги на океанической коре [Crawford et al., 1989]. Однако последующие исследования показали, что предложенная модель не описывает все возможные ситуации. Анализ публикаций позволяет выделить четыре варианта положения бонинитов в офиолитовых комплексах складчатых поясов разного возраста или четыре тектонических типа бонинитов (рис. 1): 1) бониниты пространственно ассоциируют с офиолитами, но слагают или присутствуют в отдельных от офиолитов тектонических единицах; 2) бониниты находятся непосредственно в офиолитовом разрезе в качестве наиболее поздних образований (поздние секущие дайки, верхние лавы), завершающих процесс офиолитогенеза или проявляющихся позже формирования офиолитов; 3) бониниты с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают собственно офиолитовый разрез, сменяясь во времени базальтами MOR или BAB типов; 4) бониниты в ассоциации с островодужными толеитами и андезибазальтами слагают всю базитовую часть офиолитового разреза.

К первому типу бонинитов относятся их проявления раннедокембрийского возраста на Балтийском и Канадском щитах [Щипанский, 2008]), а также неопротерозойские бониниты сутурной зоны Северного Цилия [Xia et al., 2012]. В последнем случае бонинитовую геохимическую специфику имеют пиллоу-лавы, дайки и габбро, слагающие отдельную тектоническую пластину, которая контактирует с пластинами типичных офиолитов. С. Сиа с соавторами [Xia et al., 2012] предполагают вариант долгоживущей (517—487 млн лет) супрасубдукционной обстановки, когда бониниты слагают верхнюю часть островодужной системы, а офиолиты формируются в задуговом бассейне.

Второй тип бонинитов является наиболее распространенным и проявляется в течение всего фанерозоя. Наиболее изученными и известными являются мезозойские офиолиты Средиземноморья (офиолиты Троодос [Cameron, 1985; Flower, Levine, 1987; Pearce, Robinson, 2010], Омана [Ishikawa et al., 2002], о. Пиндос [Pe-Piper et al., 2004], Мирдита, Албания [Phillips-Lander, Dilek, 2009] и др.). Бониниты в них непосредственно наращивают офиолитовый разрез, присутствуя в верхах эффузивного разреза офиолитов и в виде отдельных даек в ранних толеитовых вулканитах с геохимической спецификой базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) или задуговых бассейнов (BABV) [Pearce, Robinson, 2010].

Третий тип бонинитов в складчатых системах, где офиолиты присутствуют в отдельных разрозненных блоках и пластинах, описан в мезозойском офиолитовом комп-

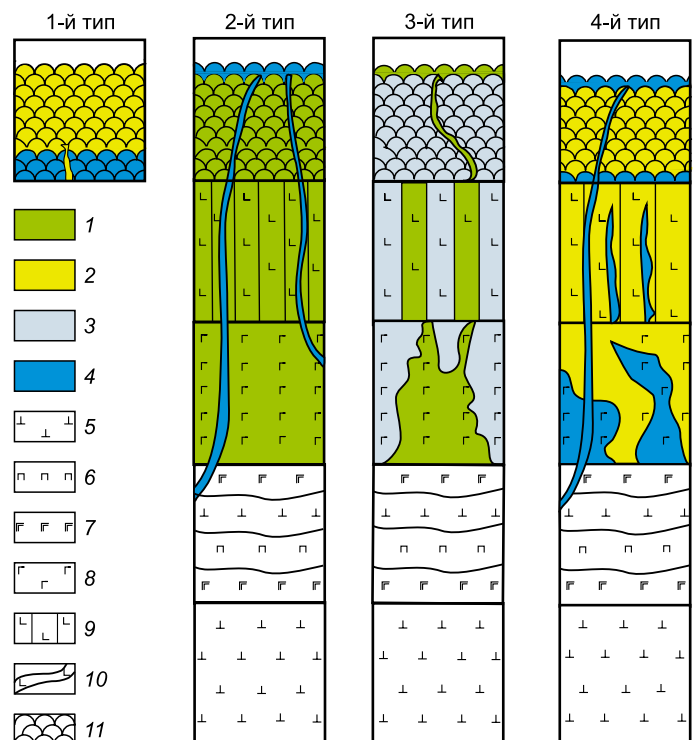


Рис. 1. Идеализированные разрезы «тектонических» типов бонинитов.

1 — базальты срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов; 2 — островодужные толеиты, базальты, андезибазальты; 3 — островодужные толеиты, базальты, андезибазальты плюс бониниты; 4 — бониниты, 5 — реститовые дуниты и гарцбургиты; 6 — пироксениты; 7 — крупносреднезернистые габбро расчлененной серии; 8 — габбро; 9 — комплекс пластинчатых даек (sheeted dyke complex); 10 — секущие дайки разнотипной геохимической специфики; 11 — вулканиты, в том числе пиллоу-лавы.

лексе Жозефина, Калифорния [Harper, 1984, 2003]. Подобная ситуация также типична для триасового офиолитового комплекса Кох, Новая Каледония, в котором только верхняя часть вулканогенного разреза имеет геохимические характеристики базальтов задуговых бассейнов [Meffre, 1996].

Классическим примером четвертого типа являются ордовикские офиолиты Бетс Коув, Ньюфаундленд, в них вверх по разрезу бониниты сменяются переходными (intermediate) бонинитами, а затем островодужными толеитами [Bédard et al., 1998, 2007; Bédard, 1999]. Близкая, хотя и немного другая, ситуация описана в офиолитах Тетфорд Майнс, Аппалачи, где бониниты сменяются островодужными толеитами, а затем снова наращивают офиолитовый разрез [Pagé et al., 2009]. Этот тип проявления бонинитов в офиолитовых комплексах можно рассматривать в качестве парадокса, когда все геологические признаки указывают на формирование офиолитов в условиях растяжения (срединно-океанические хребты, задуговые бассейны), а все породы офиолитового комплекса имеют отчетливую надсубдукционную геохимическую специфику. К этому типу относятся и офиолиты Юго-Восточного Саяна, которые мы подробнее рассмотрим в настоящей статье.

БОНИНИТЫ В ОФИОЛИТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО САЯНА

Общая геологическая характеристика

Интенсивное изучение офиолитов Юго-Восточного Саяна, известных в литературе под названием Ильчирского пояса, началось в начале 80-х годов прошлого века. Инициатором этих исследований, получивших свое отражение в ряде публикаций [Добрецов, 1985; Добрецов и др., 1985, 1986; Геология..., 1988, 1989], был Н.Л. Добрецов. Практически сразу к исследованиям подключились сотрудники Института литосферы РАН (А.Б. Кузьмичев) и Геологического института РАН (Е.В. Хаин). Бониниты в офиолитах обнаружили достаточно быстро, однако первая публикация о них [Добрецов и др., 1986] была по существу заявочной, поскольку к моменту ее подготовки не был еще достаточно изучен Дунжугурский разрез, который можно считать эталонным по проявлению бонинитов для всего Ильчирского пояса.

Офиолиты Юго-Восточного Саяна слагают два дугообразных пояса, обрамляющих раннедокембрийскую Гарганскую глыбу (рис. 2). Южный пояс сильно тектонизирован и реконструкция в нем офиолитовых разрезов практически невозможна. Северный пояс характеризуется гораздо лучшей сохранностью и здесь реконструируется полный офиолитовый разрез, включающий реститовые дуниты и гарцбургиты в разной степени серпентинизированные, переходный (полосчатый) комплекс, представленный в одних случаях расслоенной серией, а в других — сложным сетчато-полосчатым комплексом верлитов, пироксенитов и габбро, собственно габброидами от среднекрупнозернистых до микрогаббро, комплексом параллельных даек, эффузивным разрезом и перекрывающей толщей турбидитов, насыщенной силлами умеренно- и высокотитанистых долеритов [Добрецов и др., 1985; Геология..., 1988]. Пояс не является непрерывным, а представлен серией отдельных «массивов», при этом в восточной части обнажены в основном нижние, а в западной — верхние части офиолитового разреза. Наиболее полный и наименее нарушенный офиолитовый разрез закартирован и изучен на Дунжугурском участке, названном по одноименной горе в междуречье Боксона и Оки в районе их слияния (рис. 3).

Дунжугурский участок

Краткая геологическая характеристика. Мощная толща лав с перекрывающими турбидитами, насыщенными силлами долеритов, обнажена в междуречье Оки и Боксона, а подстилающие ее комплекс параллельных даек, габбро и расслоенная кумулятивная серия закартированы на северо-восточном продолжении структуры, на правобережье р. Ока (рис. 4). Вулканиды представлены массивными, резе подушечными лавами и лавобрекчиями и соответствуют по составу низкотитанистым базальтам, андезибазальтам и андезитами. Породы дайкового комплекса, как и мелко-, среднезернистые габбро, по всем геохимическим характеристикам также близки к вулканитам. Нижележащая расслоенная серия, интерпретируемая в качестве кумулятов магматической камеры, сложена пироксенитами (большой частью вебстеритами) и средне-, крупнозернистыми габбро. Только в самой ее нижней части присутствуют дуниты. Породы этой серии также характеризуются низкой титанистостью и отличаются повышенной магнезиальностью. В переходной зоне между расслоенной серией и габбро достаточно многочисленны жилы плагиогранитов, обычно неправильной формы, нередко насыщенные фрагментами вмещающих габбро. Именно из этих жил был выделен циркон, возраст которого составляет 1020 ± 10 млн лет [Khain et al., 2002]. Средние составы базитов офиолитового разреза приведены в табл. 1.

Следует отметить, что при неплохой текстурной сохранности офиолитовых пород (отчетливые псевдоморфозы по порфирировым выделениям пироксена в дайках и лавах, гороховидная текстура и подушечная отдельность в вулканитах, отсутствие рассланцевания) в них практически не сохранилось первичных магматических минералов. Минеральные парагенезисы представлены в настоящее время ро-

говой обманкой, актинолитовой роговой обманкой, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кварцем, кальцитом и плагиоклазами альбит-олигоклазового состава. Редко встречаются реликты клинопироксена и высокохромистые хромиты (в бонинитах). Минеральные изменения обусловлены гидротермальным океаническим метаморфизмом, характеризующимся отчетливой температурной зональностью (возрастание температуры вниз по разрезу) и неизохимичностью метаморфических преобразований [Скляров, Добрецов, 1987]. В целом же *PT*-условия метаморфизма базитовой части разреза (габбро, дайковый комплекс, вулканиты) характеризуются относительно низкими температурами (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации).

Породы, отвечающие по своему составу бонинитам, встречаются по всему разрезу офиолитов. В расчлененной серии пироксениты (вебстериты) часто по своему составу соответствуют бонинитам. Также наблюдаются редкие отдельные секущие дайки бонинитов мощностью до 1 м.

Среди габброидной части разреза достаточно широко распространены нориты и габбронориты, по своему химическому составу отвечающие бонинитам (см. табл. 1). Здесь же присутствуют редкие дайки пироксеновых порфиритов бонинитового состава. В субвулканической части офиолитового разреза закартированы такие же секущие дайки пироксеновых порфиритов мощностью от 0.5 до 1.5 м, однако и среди параллельных даек отмечаются афировые дайки бонинитов. Кроме того, бониниты слагают и скрины в дайках размером до нескольких метров. Среди вулканитов бониниты присутствуют практически по всему разрезу, который наращивается в направлении от ЮЗ к СВ. При этом самые нижние и

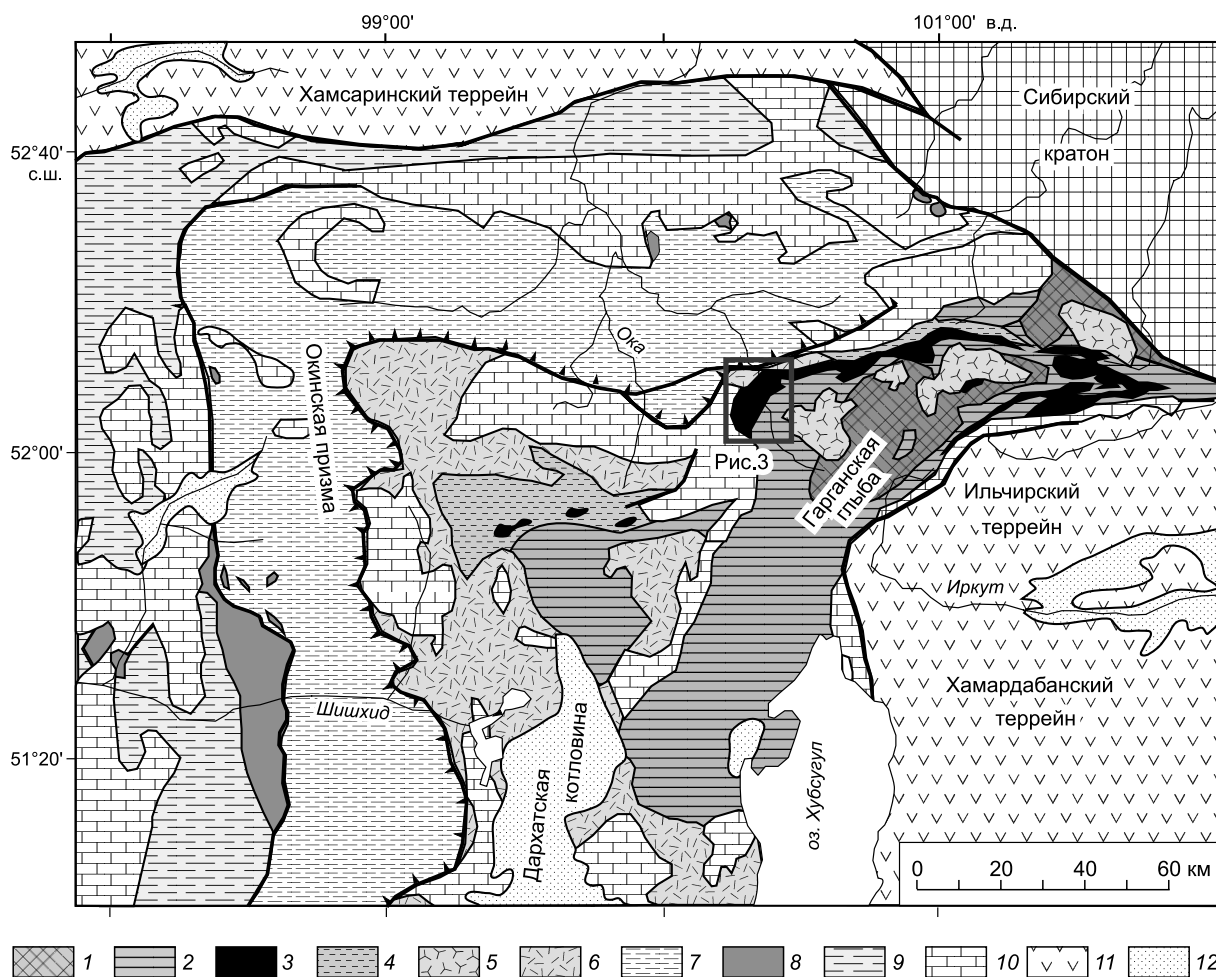


Рис. 2. Схема тектонической зональности северной части Тувино-Монгольского массива, по [Кузьмичев, 2004].

Рамкой показано положение Дунжугурского участка северной ветви офиолитов. 1—4 — раннебайкальский этап (1100—800 млн лет): 1, 2 — континент: 1 — фундамент, 2 — чехол (> 800 млн лет); 3, 4 — Дунжугурская дуга: 3 — офиолиты, 4 — преддуговые отложения; 5—9 — позднебайкальский этап (800—600 млн лет): 5, 6 — континентальная дуга: 5 — сумсунурские тоналиты (790 млн лет), 6 — сархойские (дархатские) вулканиты (790—700 млн лет); 7 — Окинская (хугейнская) аккреционная призма, 8 — офиолиты Шишихидской дуги (> 600 млн лет), 9 — задуговые отложения; 10 — чехол Тувино-Монгольского массива (V—С); 11 — каледониды обрамления Тувино-Монгольского массива; 12 — кайнозойские впадины.

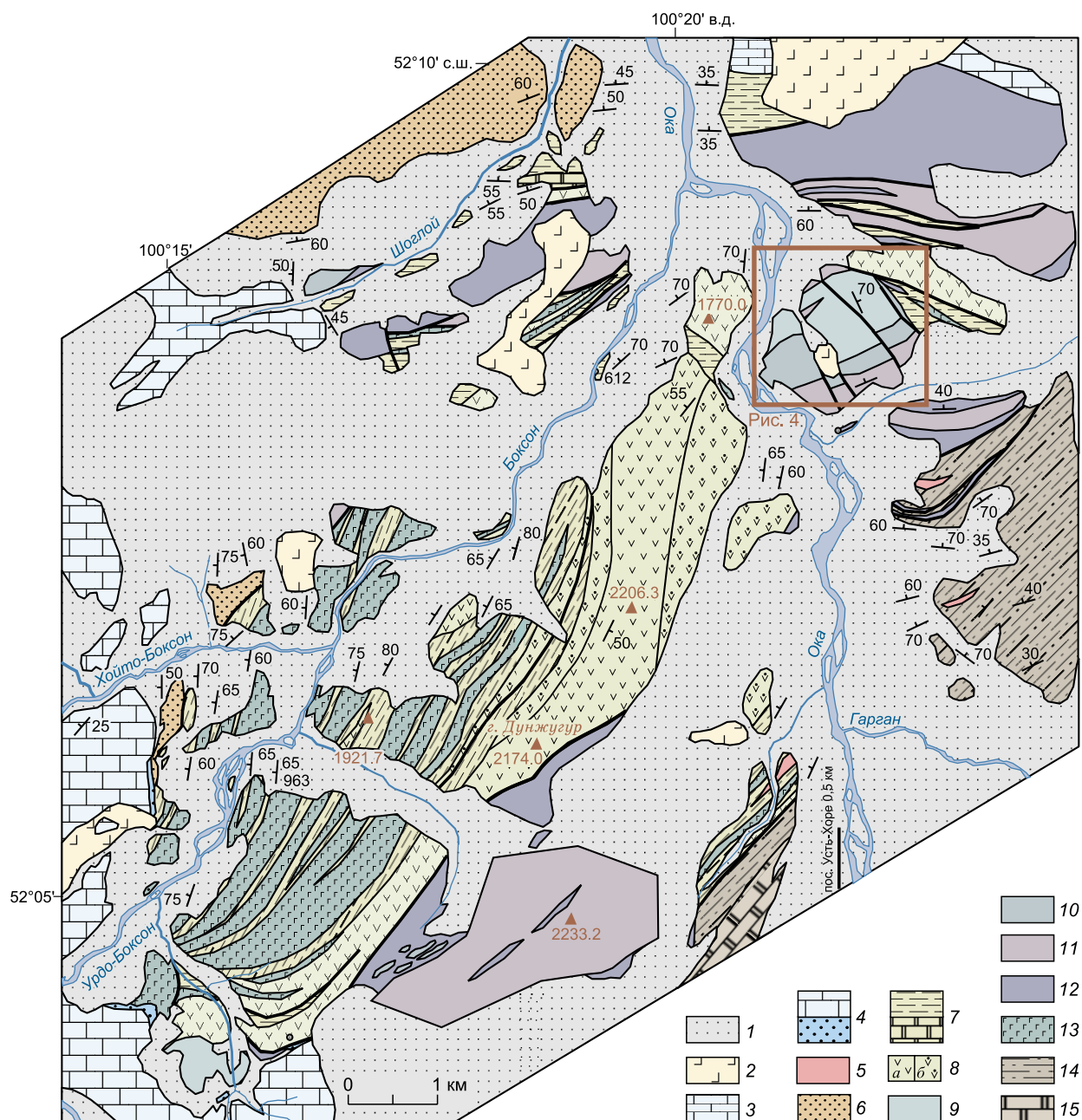


Рис. 3. Геологическая карта Дунжугурского участка, по [Кузьмичев, 2004] с изменениями и дополнениями.

Положение участка см. на рис. 2. 1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые базальты; 3, 4 — чехол Тувино-Монгольского массива (венд—кембрий): 3 — мангатольская свита, 4 — боксонская серия; 5, 6 — комплексы активной континентальной окраины (800—700 млн лет): 5 — холбинские порфиры, 6 — пестроцветы сархойской серии; 7—13 — Дунжугурская океаническая дуга (1000—800 млн лет): 7 — осадочные породы, ассоциирующие с офиолитами, 8 — андезитобазальты (а), бониниты (б), 9 — комплекс параллельных даек, 10 — габбро, 11 — расслоенная интрузивная серия, 12 — ультрабазиты, 13 — силлы диабазов; 14, 15 — Гарганский континентальный блок (> 800 млн лет): 14 — ильчирская и 15 — иркутская свиты.

самые верхние части эффузивного разреза имеют только бонинитовый состав (табл. 2, см. рис. 3). В нижней части лавы нередко имеют гороховидную текстуру. В верхних частях разреза бониниты перекрываются пачкой турбидитов мощностью до 100 м, а затем снова следует серия лавовых покровов общей мощностью около 150 м (см. рис. 3).

Наличие даек бонинитов, явно секущих остальными составляющие офиолитового разреза, позволило нам использовать классическую модель образования бонинитов [Cameron et al., 1983; Crawford et al., 1989], связывая их с начальными этапами развития внутриокеанической островной дуги на офиолитовом фундаменте [Добрецов и др., 1986; Геология..., 1988]. Обнаруженные позже верхние лавы бонинитового состава только подтвердили корректность применения модели. Но в то же время появились и накопились данные, противоречащие этим представлениям. Прежде всего, оказалось, что бониниты не являются поздними образованиями, а связаны непосредственно с офиолитообразованием, присутствуя в габбровом и дайковом комплексах в качестве ранних образований, а также слагающие нижние части эффузивного разреза. Более того, само разделение на бониниты и низкотитанистые базальты, андезибазальты и андезиты является в какой-то мере условным, поскольку во многих случаях принадлежность к бонинитам лав или пород дайкового комплекса выявлялась только по петрохимическим данным. Все эти породы можно рассматривать в качестве единой серии, что мы и постараемся показать ниже.

Таблица 1. Средние составы (мас. %) офиолитовых базитов (пересчитано на 100 %), по [Геология..., 1988]

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53.42	56.55	58.30	58.22	58.22	51.53
TiO ₂	0.24	0.17	0.42	0.21	0.44	1.93
Al ₂ O ₃	16.93	11.10	15.65	10.33	16.61	15.15
FeO _{общ.}	6.83	8.61	8.39	7.92	8.18	12.80
MnO	0.14	0.17	0.15	0.16	0.15	0.19
MgO	8.91	15.30	6.20	15.39	6.57	6.03
CaO	9.46	6.15	6.19	5.57	4.66	8.20
Na ₂ O	2.36	1.52	4.07	1.26	4.53	3.38
K ₂ O	1.68	0.38	0.63	0.68	0.62	0.78
<i>n</i>	12	7	35	18	12	32

Примечание. 1, 2 — габбро известково-щелочного (1) и бонинитового (2) типов; 3, 4 — породы дайкового комплекса андезибазальтового (3) и бонинитового (4) составов; 5 — вулканисты; 6 — диабазы и габбро-диабазы силлового комплекса. *n* — количество анализов.

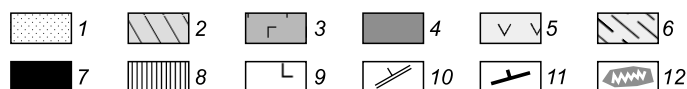
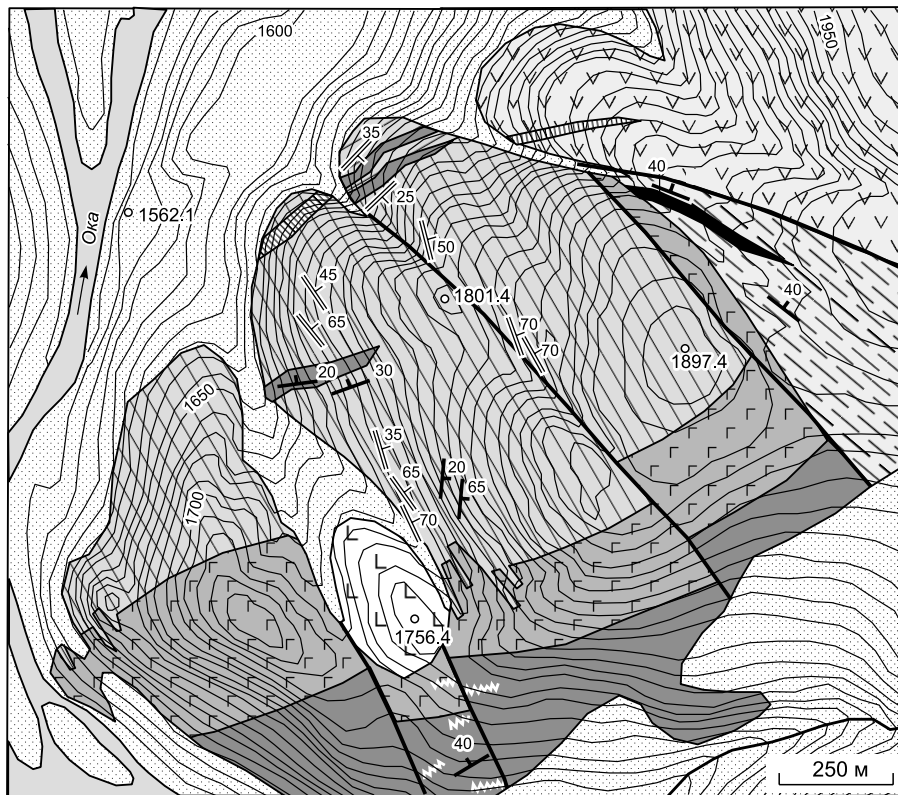


Рис. 4. Детальная карта опорного разреза офиолитов, по [Кузьмичев, 2004] с изменениями.

Положение участка см. на рис. 3. 1 — четвертичные отложения; 2 — дайковый комплекс; 3 — габбро; 4, 5 — комплексы: 4 — слоенный, 5 — вулканический; 6 — песчаники, сланцы, конгломераты дунжугурской свиты; 7 — серпентиниты, 8 — фельзиты, 9 — неогеновые базальты, 10 — элементы залегания параллельных даек, 11 — прочие элементы залегания, 12 — плагиограниты.

Таблица 2.

Представительные анализы пород Дунжугурского разреза

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	550/3*	526/2*	549/2*	996/1*	939/2*	998/1*	OK-22	SK-210A	Б-2/2	Б-2/5	651/2*	Б-1/3	Б-2/3	SK-206A	Б-1/5	SK-213A
SiO ₂ , мас. %	61.01	58.09	56.59	59.58	61.01	63.72	60.08	51.04	57.56	59.74	63.25	62.75	48.75	55.5	59.22	58.06
TiO ₂	0.38	0.21	0.18	0.26	0.26	0.25	0.46	0.17	0.46	0.4	0.5	0.16	0.14	0.14	0.19	0.21
Al ₂ O ₃	14.48	14.41	9.97	13.18	14.57	13.31	14.57	8.73	14.67	15.33	15.2	9.18	16.94	7.86	13.78	12.06
Fe ₂ O ₃ **	7.53	7.74	8.79	7.21	7.44	6.96	8.93	9.85	10.31	8.33	8.18	8.5	8.28	10.41	8.13	7.51
MnO	0.15	0.15	0.17	0.1	0.13	0.1	0.07	0.22	0.09	0.07	0.14	0.15	0.14	0.15	0.16	0.11
MgO	4.42	9.46	13.5	9.64	5.05	3.21	5.74	16.64	4.31	4.11	3.14	10.12	8.9	15.92	5.85	7.79
CaO	3.74	5.63	6.34	3.92	8.53	8.96	1.09	7.64	6.52	5.22	6.04	4.43	11.04	5.83	5.8	6.78
Na ₂ O	2.43	1.46	0.37	3.52	2.7	3.38	4.36	0.1	3.63	4.67	3.28	2.15	2.14	0.1	5.48	3.49
K ₂ O	2.56	2.78	3.98	2.54	0.26	0.05	0.46	1.16	0.16	0.16	0.11	0.24	0.78	0.03	0.26	1.79
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.11	0.05	0.05	0.05	0.08	0.04	0.05	0.05	0.14	0.03	0.02	0.04	0.04	0.05
П.п.п.	3.3	4.05	4.28	3.61	4.1	2.65	4.46	4.69	2.41	2.03	2.42	2.46	3.05	4.46	1.18	2.3
Сумма	—	—	—	—	—	—	99.58	100.28	100.16	100.11	—	100.17	100.17	100.43	100.09	100.15
Cs, г/г	0.7	1	1.41	0.87	0.28	0.05	0.09	0.39	0.03	0.03	0.04	0.04	0.11	0.59	0.02	0.42
Rb	63.8	61.2	68.2	48.6	4.4	1.1	5.3	20	1	1	0.9	2	6.8	0.2	1.4	27.7
Ba	812	273	504	533	71.4	20.2	145	232.4	45.3	39.2	57.2	59.3	126.6	7.4	58.9	233.9
Th	0.72	0.67	0.9	1.63	1.6	1.15	2.01	0.85	0.88	1.07	1.46	1.77	0.3	0.82	1.15	1.15
U	0.43	0.17	0.44	0.61	0.99	0.59	1.09	0.36	0.64	0.98	1.37	0.5	0.25	0.32	0.47	0.61
Pb	0.97	1.97	2.08	0.8	4.15	14.9	5.03	1.87	0.07	0.02	0.84	2.68	5.11	0.68	1.17	3.54
Ta	0.13	0.07	0.12	0.15	0.25	0.11	0.17	0.14	0.15	0.18	0.26	0.56	0.07	0.09	0.15	0.19
Nb	1.47	1.16	1.98	3.22	3.38	2.57	3.06	1.85	1.96	2.46	3.69	4.15	0.69	1.37	2.07	2.5
Zr	28.5	19.9	26.9	44.1	49.7	37.9	47.7	22	25.5	32.8	54.6	19.7	10	20.1	24	32.7
Hf	0.82	0.6	0.77	1.17	1.25	0.98	1.68	0.69	0.81	0.97	1.68	0.8	0.3	0.51	0.88	1
La	3.15	3.59	3.31	3.64	6.91	5.48	6.38	5.72	3.05	2.84	6.27	8.38	1.26	3.54	6.05	4.52
Ce	6.41	7.77	7.11	8.56	13.4	11.5	13.82	11.17	6.33	6.18	11.96	18.18	2.72	5.69	13.07	9.9
Pr	0.86	0.76	0.89	1.03	1.55	1.29	1.7	1.13	0.8	0.82	1.49	2.22	0.33	0.86	1.57	1.3
Nd	4.42	3.41	3.83	4.65	7.55	5.75	7.23	4.67	3.49	3.64	6.44	8.61	1.31	3.57	5.82	5.1
Sm	1.21	0.94	0.82	1.19	1.64	1.64	1.85	0.9	0.92	1.07	1.6	1.71	0.36	0.83	1.2	1.01
Eu	0.42	0.24	0.3	0.27	0.39	0.4	0.379	0.23	0.318	0.354	0.5	0.25	0.195	0.183	0.374	0.254
Gd	1.38	0.94	0.87	1.06	1.39	1.53	1.94	0.88	1.32	1.53	2.05	1.54	0.52	0.67	1.2	1.14
Tb	0.27	0.17	0.14	0.2	0.26	0.28	0.39	0.192	0.263	0.302	0.35	0.246	0.12	0.127	0.184	0.168
Dy	2.14	1.06	1.08	1.12	1.72	1.61	2.42	0.97	1.86	2.08	3	1.47	0.72	0.62	1.16	1
Ho	0.54	0.22	0.23	0.22	0.39	0.31	0.551	0.199	0.418	0.495	0.67	0.285	0.172	0.11	0.259	0.202
Er	1.41	0.84	0.66	0.74	1.01	1.11	1.68	0.71	1.44	1.6	1.9	0.88	0.51	0.43	0.78	0.69
Tm	0.24	0.12	0.12	0.11	0.16	0.16	0.273	0.101	0.223	0.248	0.32	0.143	0.083	0.07	0.13	0.106
Yb	1.65	0.78	0.77	0.72	1.17	1.05	1.8	0.84	1.4	1.63	2	1	0.58	0.44	0.85	0.79
Lu	0.23	0.13	0.13	0.12	0.16	0.18	0.294	0.137	0.209	0.271	0.33	0.15	0.09	0.068	0.135	0.102
Y	15.8	7.71	7.2	7.42	11.4	12.1	15.04	5.72	11.61	13.14	21.8	8.27	4.56	3.79	6.72	6.56

Примечание. 1, 5, 6 — массивные лавы и лавобрекчи; 2, 3, 7 — пиллоу-лавы; 4 — гиалокластитовые брекчи; 8—11 — диабазы даек; 12, 13 — лейкогаббро, 14—16 — габбро.

* Анализы заимствованы из [Кузьмичев, 2004], пересчитаны на 100 % сухого остатка.

** Все железо в форме Fe₂O₃.

Петрохимия и геохимия базитовой части офиолитового разреза. При изучении офиолитов ЮВ Саяна в 80—90-х годах прошлого века было сделано более сотни анализов разных типов пород, но, к сожалению, при ограниченных аналитических возможностях того времени содержание ряда индикаторных элементов (Ta, Nb, Th, часть редкоземельных элементов) не определялось. Позднее были отобраны представительные пробы, для которых были проведены более детальные геохимические, а также Sm-Nd

изотопно-геохимические исследования. Однако для построения петрохимических диаграмм мы использовали в том числе и анализы, опубликованные в работах [Геология..., 1988; Khain et al., 2002; Кузьмичев, 2004].

Для новых же проб содержания микроэлементов определены методом индукционно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием (ICP-MS) в Институте аналитического приборостроения (г. Санкт-Петербург) с относительной погрешностью 3—5 % для редкоземельных и 5—10 % для остальных редких элементов.

По химическому составу plutonic, габбиссальные и вулканические породы Дунжугурского разреза относятся к основным и средним породам нормального ряда (рис. 5). В химическом составе габброидов и диабазов прослеживается отрицательная корреляция магнезии с глиноземом, отражающая цветовой индекс пород. Для пород дайкового комплекса характерны обратные корреляции магнезии с глиноземом и оксидом титана при положительной корреляции глинозема с оксидом титана и хрома с магнием (см. рис. 5). Такие зависимости могут объясняться тем, что в качестве вкрапленников в габбиссальных породах присутствуют только темноцветные минералы, что типично для пород именно бонинитового ряда, глинозем и оксид титана оказываются несовместимыми компонентами, и вариации их концентраций совместно с вариацией содержания магнезии отражают различия в насыщенности пород вкрапленниками.

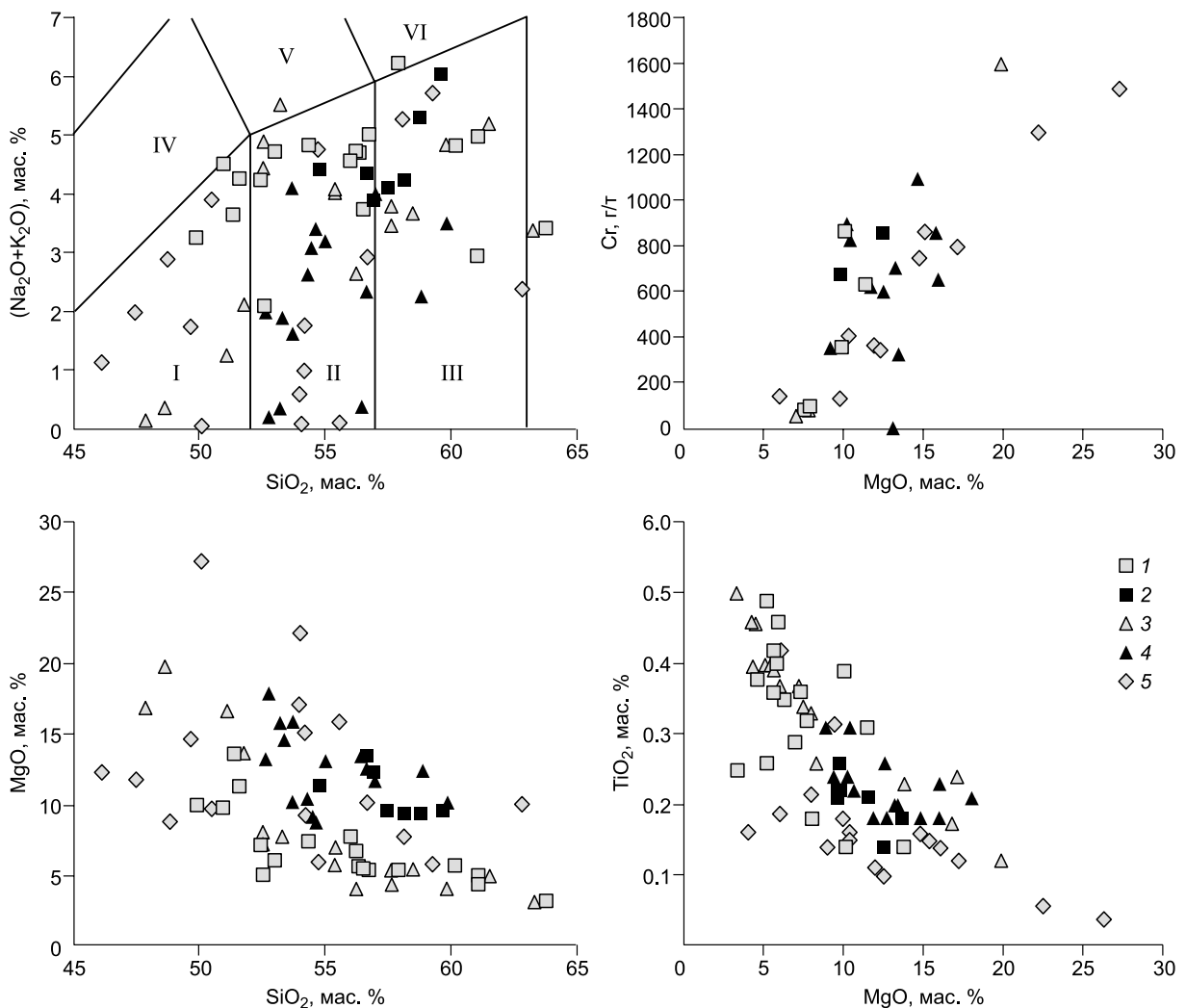


Рис. 5. Классификационная (TAS) и вариационные петрохимические диаграммы для базитов Дунжугурского участка.

1, 2 — вулканы базальтового, андезибазальтового, андезитового (1) и бонинитового (2) составов; 3, 4 — породы дайкового комплекса: диабазы (3) и бониниты (4); 5 — габброиды. Поля составов на TAS диаграмме показаны по [Middlemost, 1994; Петрографический кодекс..., 2009]: I — базальты, габбро; II — андезибазальты, габбро-диориты; III — андезиты, диориты; IV — трахибазальты, монцогаббро; V — трахиандезибазальты, монцодиориты; VI — трахиандезиты, монцониты. Частично использованы анализы из публикаций [Геология..., 1988; Khain et al., 2002; Кузьмичев, 2004].

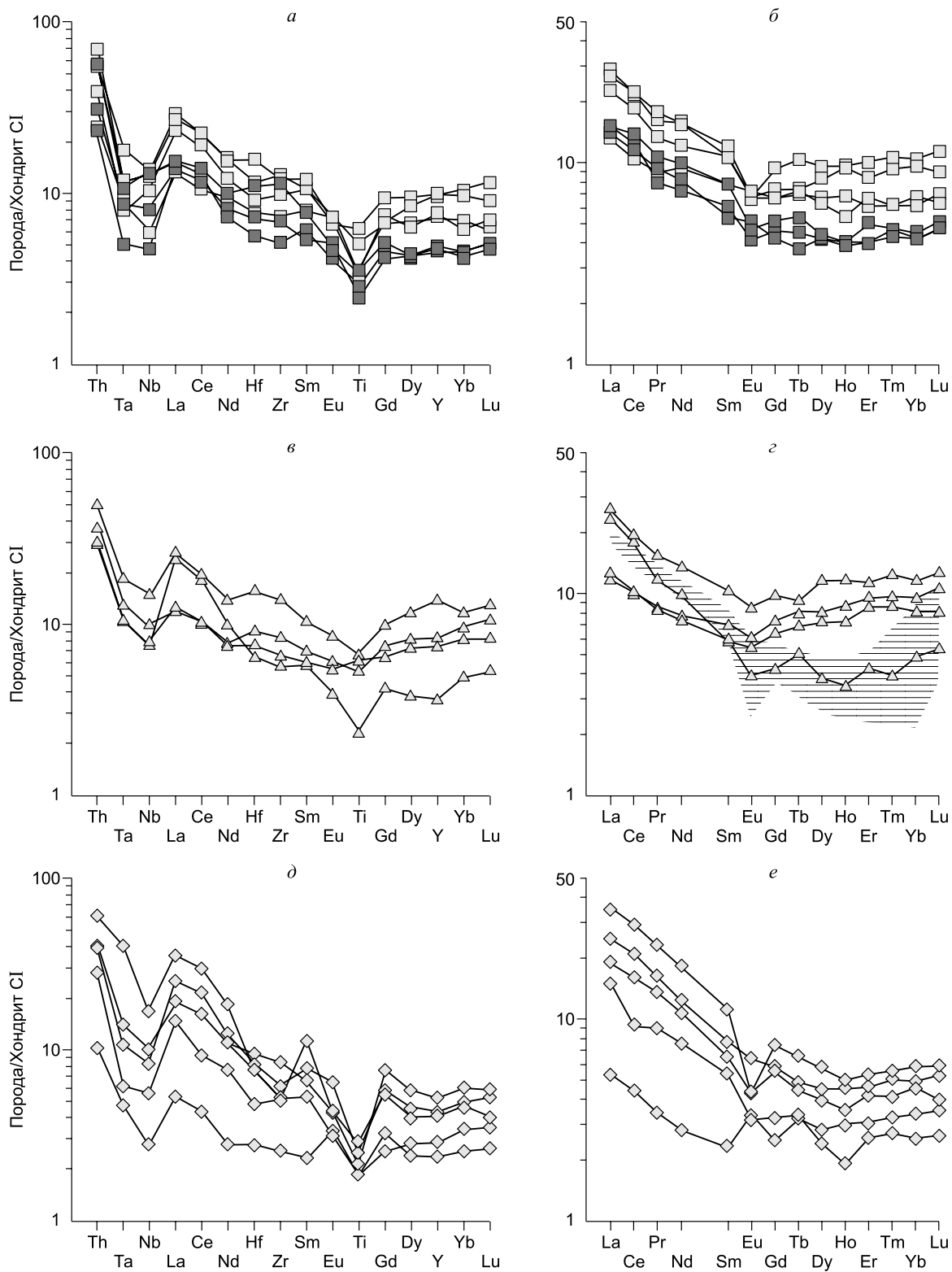
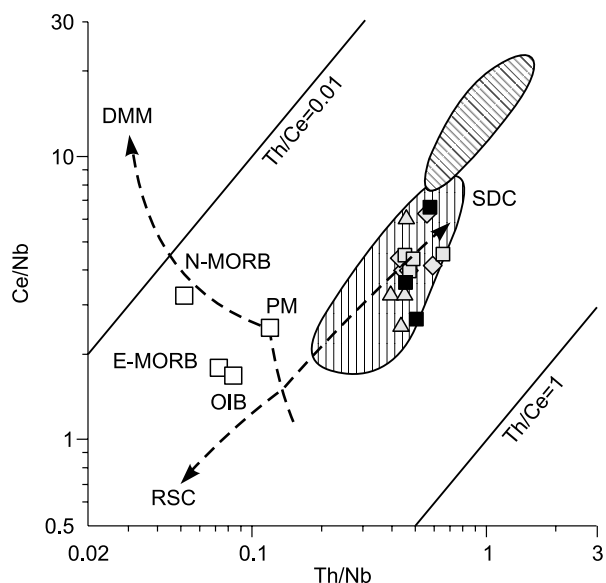


Рис. 6. Спектры нормированных содержаний редких (а, в, д) и редкоземельных (б, г, е) элементов в породах Дунжугурского разреза.

а, б — базальты, андезиты (серые квадраты) и бониниты (черные квадраты); в, г — диабазы (штриховкой показано поле составов бонинитовых диабазов, по [Khain et al., 2002]); д, е — габброиды. Содержания нормированы на хондрит CI, по [Sun, McDonough, 1989].

Рис. 7. Диаграмма Ce/Nb—Th/Nb для пород Дунжугурского разреза.

DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Штриховыми линиями показаны траектории изменения состава выплавки и реститов при двустадийном плавлении примитивной мантии, по [Saunders et al., 1988]. Точки составов N-MORB, E-MORB и OIB показаны по [Sun, McDonough, 1989]. Поля составов вулканических и гипабиссальных пород разреза Тетфорд Майнс показаны по [Page et al., 2009]: косая штриховка — толеитовая серия, прямая — бонинитовая серия. Усл. обозн. см. на рис. 5.



Существенные вариации суммы щелочей (от 0.2 до 6.0 мас. %) не отражают первичный состав пород, а обусловлены разной степенью аллохимических метаморфических преобразований (см. выше). В процессах, близких спилитизации, характерных для подводного океанического вулканизма, максимально изменяются концентрации кремнезема, щелочных и щелочно-земельных элементов. В этом случае больше информации о генезисе пород можно получить из анализа концентраций редкоземельных и высокозарядных элементов, малоподвижных при относительно низкотемпературных метасоматических процессах.

Породы Дунжугурского разреза характеризуются фракционированными распределениями содержаний редкоземельных элементов с обогащением легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым: $(La/Yb)_n = 1.25—6$, $(La/Sm)_n = 1.7—4.1$ (рис. 6). Отчетливо проявлена и V-образная форма распределения содержаний РЗЭ, типичная для большинства бонинитов (см. рис. 6). На мультиэлементных диаграммах обращает на себя внимание тантал-ниобиевый минимум $(Nb_n/\sqrt{(Th_n \cdot La_n)}) = 0.25—0.48$, что обычно интерпретируется как участие в расплавах субдукционной компоненты. Отчетливый минимум также наблюдается для титана. На диаграмме Th/Nb—Ce/Nb (рис. 7) фигуративные точки всех пород лежат вблизи линии надсубдукционных выплавки при степени плавления модельного источника 2—10 %, что также может свидетельствовать об участии в расплавах субдукционной компоненты.

Следует отметить, что при значительных вариациях содержаний в породах редкоземельных и высокозарядных элементов основные их отношения изменяются незначительно, а поля фигуративных точек плутонических, гипабиссальных и вулканических пород на диаграммах (рис. 8) перекрываются. Это может свидетельствовать в пользу комагматичности всех членов разреза. Содержание элемента в породе зависит от его концентрации в расплаве, количества вкрапленников в породе и коэффициента распре-

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород дунжугурского офиолитового комплекса, Восточный Саян

№ п/п	№ образца	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм}}$)*	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$
		мкг/г					
1	Б-1/1	0.758	5.00	0.0917	0.511885 ± 9	-1.0	1578
2	Б-1/3	2.04	10.07	0.1227	0.512129 ± 8	-0.3	1707
3	Б-1/5	1.403	6.98	0.1214	0.512113 ± 7	-0.4	1709
4	Б-2/2	1.063	3.73	0.1712	0.512517 ± 8	1.0	—
5	Б-2/5	1.187	3.90	0.1838	0.512610 ± 8	1.1	—
6	Б-2/3	0.456	1.624	0.1689	0.512494 ± 11	0.8	—
7	Б-3/3	3.68	13.99	0.1589	0.512530 ± 5	2.8	—
8	Б-3/4	2.85	10.29	0.1671	0.512510 ± 6	1.4	—
9	SK-206A	0.730	3.51	0.1256	0.512113 ± 4	-1.0	1791
10	SK-206Г	0.996	3.62	0.1663	0.512468 ± 12	0.6	—
11	SK-210A	1.098	5.52	0.1202	0.512140 ± 10	0.3	1644
12	SK-213A	1.295	5.91	0.1323	0.512174 ± 8	-0.6	1825

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ рассчитаны на возраст 1020 млн лет [Khain et al., 2002].

* Погрешности измерений соответствуют последним значащим цифрам.

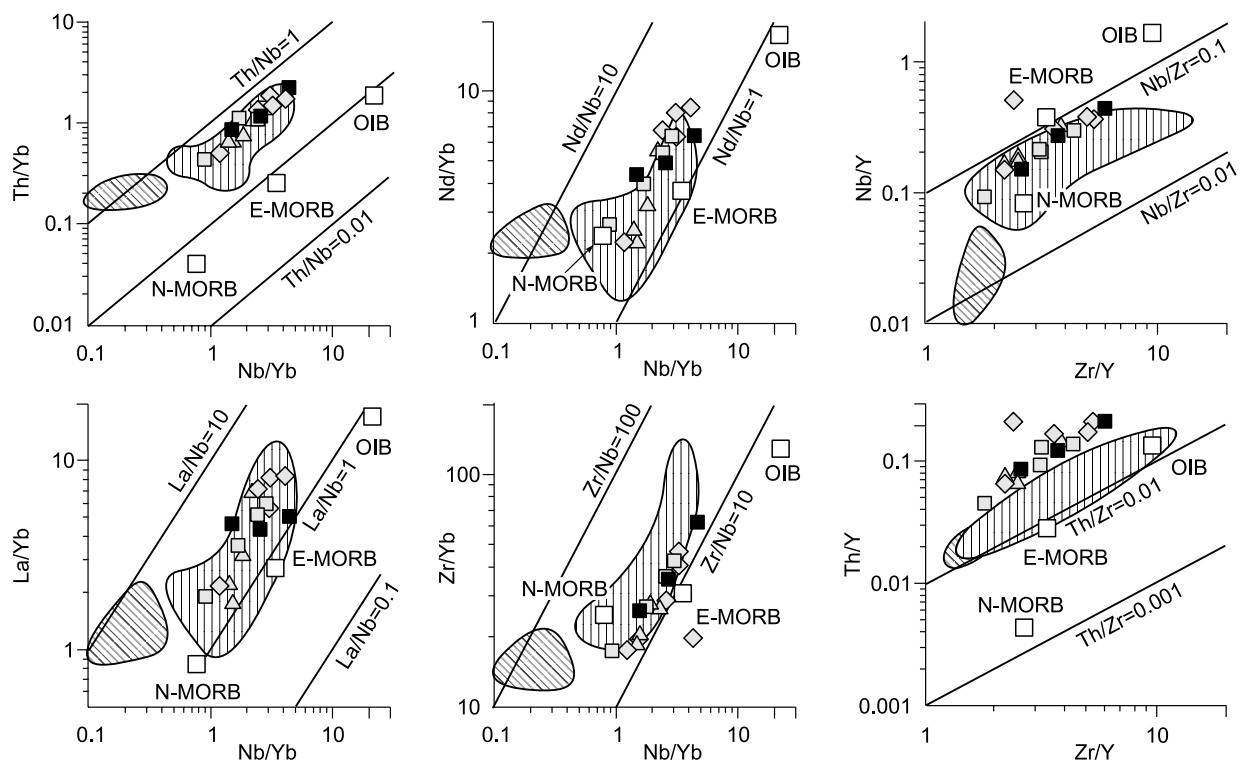


Рис. 8. Диаграммы отношений некоторых редкоземельных и высокозарядных элементов в породах Дунжугурского разреза.

Пояснения см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.

деления этого элемента между кристаллами и расплавом. При этом количество элемента в кумулятивной породе может существенно отличаться от его содержания в расплаве, из которого эта порода образуется, за счет значительного числа в породе кристаллов. Однако отношение концентраций двух несовместимых элементов зависит главным образом от отношения их содержаний в расплаве и мало зависит от количества расплава в породе на момент ее образования. Тогда различия отношений несовместимых элементов могут служить для опровержения или, как в случае Дунжугурского разреза, обоснования гипотезы о геохимическом родстве всех вулканических, габбиссальных и плутонических пород.

По отношениям редкоземельных и высокозарядных элементов породы Дунжугурского разреза близки породам бонинитового ряда офиолитов Тетфорд Майнс [Page et al., 2009] (см. рис. 7, 8), что может отражать близкие геохимические условия выплавления бонинитовых магм в этих двух магматических областях. Как было отмечено выше, эти офиолиты также относятся к четвертому типу бонинитов в офиолитовых комплексах. Хотя отмечаются и некоторые отличия, в частности, породы Дунжугурского разреза характеризуются пониженными концентрациями циркония относительно других высокозарядных элементов, особенно тория. Это может отражать особенность субстрата, из которого выплавились магмы, сформировавшие офиолиты Восточного Саяна.

Nd изотопная систематика пород дунжугурского офиолитового комплекса. Sm-Nd изотопные исследования всех типовых пород дунжугурского офиолитового комплекса выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Полученные результаты представлены в табл. 3. Для выделения Sm и Nd использована методика, описанная в [Котов и др., 1995]. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Средневзвешенное значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило 0.511844 ± 10 ($n = 12$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ — $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR, по [Jacobsen, Wasserburg, 1984], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Рис. 9. Корреляция $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в базитах Дунжугурского участка.

Все изученные породы характеризуются слабоотрицательными и положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в узком интервале от -1.0 до $+1.5$ и позднепалеопротерозойскими Nd модельными возрастными $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.8\text{—}1.6$ млрд лет (см. табл. 3), значительно превосходящими принятый возраст кристаллизации плагиогранитов 1020 млн лет. Более высокой положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 2.8$ отличается дайка умеренно титанистых долеритов, секущая базальты офиолитового комплекса, что может быть связано с их формированием в ходе раскрытия задугового бассейна в комплементарной системе внутриокеаническая островная дуга — задуговый бассейн и участием плюмового источника.

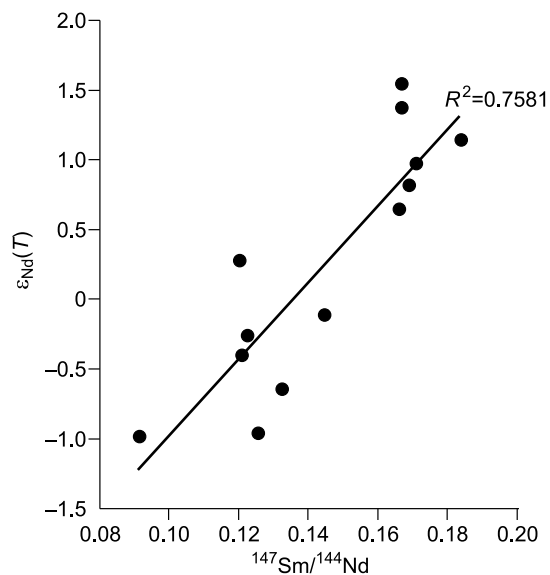
Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ пород офиолитового комплекса не зависят ни от их состава, ни от геологического положения. Возможной причиной формирования пород дунжугурского офиолитового комплекса с такими низкими относительно деплетированной мантии ($\epsilon_{\text{Nd}}(1020) = +7.8$) величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ может быть участие обогащенного (плюмового) источника. Однако такому предположению противоречат геохимические особенности пород — наличие отрицательных Nb-Ta аномалий (см. рис. 6) и положение пород вблизи линии надсубдукционных выделок (см. рис. 7). Можно предполагать, что формирование расплавов пород дунжугурского офиолитового комплекса происходило посредством частичного плавления верхней мантии, измененной расплавами и флюидами, продуцированными при плавлении субдуцирующей океанической плиты, в состав которой входили осадочные породы с древними коровыми Nd изотопными характеристиками. В качестве такого материала могли выступать осадки, образованные в результате эрозии архейских тоналит-трондьемитовых гнейсов Гарганской глыбы с возрастом 2700 ± 15 млн лет [Анисимова и др., 2009]. По данным авторов, им свойственны Nd модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0\text{—}2.9$ млрд лет и величины $\epsilon_{\text{Nd}}(1020)$ от -20.7 до -28.0 . Даже незначительная добавка такого материала в зону субдукции и последующее ее плавление могли привести к значительному изменению Nd изотопного состава образующихся расплавов. Бониниты в офиолитовых комплексах характеризуются пониженными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (от 0 до +7), однако отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ еще не отмечались. Следует также отметить, что устанавливается положительная корреляция (коэффициент корреляции $R^2 = 0.76$) между величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ изученных пород и отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в них (рис. 9), что может свидетельствовать об устойчивости Sm-Nd изотопной системы в ходе наложенных преобразований [Pe-Piper et al., 2004].

В целом же можно отметить, что офиолиты Юго-Восточного Саяна имеют отчетливую надсубдукционную геохимическую специфику, но в то же время обладают всеми признаками формирования в условиях спрединга. Только силлы в перекрывающей турбидитовой толще (см. табл. 1) можно рассматривать в качестве продуктов развития задугового бассейна. Принимая во внимание факт присутствия бонинитовых вулканитов в турбидитах, можно считать, что процесс формирования задугового бассейна не был значительно оторван во времени от процесса надсубдукционного офиолитогенеза.

ОБСУЖДЕНИЕ

Петрологическая уникальность пород бонинитовой серии состоит в том, что для их генезиса требуется сочетание различных факторов, которое может реализовываться только в определенных и очень ограниченных по месту локализации геодинамических обстановках. Последние требуют возникновения благоприятных предпосылок для малоглубинного плавления реститового (гарцбургитового) перидотита, что возможно лишь при условии притока аномально высокого теплового потока с одновременной инфильтрацией водного флюида в предварительно деплетированный мантийный источник бонинитовых расплавов [Crawford et al., 1989; Falloon, Danyushevsky, 2000].

Многочисленные исследования современных проявлений бонинитового вулканизма показали, что они локализованы только в зонах внутриокеанической плитовой конвергенции и нет ни одного доказанного примера, свидетельствующего об иных геодинамических обстановках их формирования. Действительно, высокая водонасыщенность бонинитовых расплавов предполагает их размещение над зонами погружающихся в мантию и испытывающих дегидратацию слэбов океанической литосферы. Установ-



лено, что в современных интраокеанических островных дугах, таких как Идзу-Бонин-Марианская и Тонга-Кермадекская, вулканиты бонинитовой серии наращивают перидотит-габбро-метавулканические разрезы преддуговых склонов, маркируя процессы начала возникновения и дальнейшего роста островодужных построек [Stern, 2004].

Отчетливые параллели такого рода внутриокеанических разрезов с офиолитовыми комплексами в складчатых поясах на континентах послужили основанием для выделения отдельной группы офиолитов, получившей определение офиолитов супрасубдукционных зон (ССЗ) [Pearce, 1982, 2003; Pearce et al., 1984]. Введение этого термина позволило пересмотреть раннюю концепцию офиолитов как океанической коры геологического прошлого и выяснить, что большинство офиолитовых массивов, включая наиболее крупные и известные, такие как офиолиты Омана, Троодоса или Урала, принадлежат к типу офиолитов супрасубдукционных зон. Говоря другими словами, большинство офиолитов мира маркируют формации не древних срединно-океанических хребтов, а палеозоны спрединга в надсубдукционных обстановках на границах океанических плит геологического прошлого.

Бониниты, или в более широком смысле вулканиты бонинитовой серии, составляют не самую значительную часть разрезов офиолитов ССЗ, но тем не менее петрологическая и формационная уникальность делает их индикаторными породами для реставрации палеогеодинамики зон конвергенции океанических плит в геологической истории. Во многих случаях сильной тектонической фрагментации полных офиолитовых разрезов, когда не сохраняются прямые свидетельства обстановок растяжения, такие как комплексы параллельных даек, бониниты зачастую остаются единственным индикатором такого рода обстановок. Вследствие этого геодинамические модели генерации бонинитов, разработанные на примерах современных обстановок, представляют особый интерес. Полный их обзор приведен в работе [Щипанский, 2008]. Здесь же мы выделим главные геодинамические причины, с которыми связывается локализация бонинитового вулканизма.

Одной из самых ранних моделей происхождения бонинитов является модель субдукции активно-го спредингового центра, с которым связывается возможность растяжения надсубдукционной литосферы и приток горячего астеносферного материала через «окно» в погружающемся слэбе [Crawford et al., 1989]. Однако наиболее молодые из известных бониниты преддуговой области Тонга с возрастом 2.0—1.4 млн лет не показывают их возможной связи с каким-либо активным спрединговым центром океанического ложа Юго-Западной Пацифики. К тому же имеющиеся детальные реконструкции палеогеновой кинематики плит Пацифики также не дают оснований для предположений о существовании активных срединно-океанических хребтов в эоцене вблизи района Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы, где в это время формировались бонинитовые расплавы.

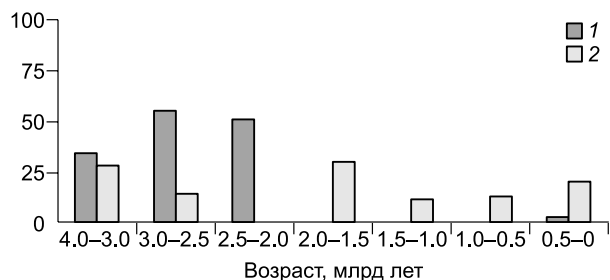
Новые идеи в понимании генезиса бонинитов были связаны с постановкой фундаментального вопроса геодинамики — как и где возникают зоны субдукции? Он был во многом обусловлен тем, что проявления бонинитового магматизма связаны с самыми начальными стадиями возникновения энсиматических островных дуг [Stern, Bloomer, 1992; Stern, 2004]. С физической точки зрения главным условием для начала субдукции является необходимость возникновения гравитационной нестабильности на границе двух литосферных плит. Понятно, что это условие может выполняться в случае, когда в соприкосновение приходят плиты с разными термальными характеристиками, что теоретически должно происходить при совмещении плит разного возраста: древней и холодной с молодой и горячей.

Более древняя океаническая кора с одной стороны разлома в конечном счете становится гравитационно-нестабильной и начинает опускаться, погружаясь вначале вертикально без существенной горизонтальной компоненты. Согласно этой модели, инициация процесса погружения плиты должна была вызвать растяжение в перекрывающей плите, апвеллинг частично деплетированной мантии и затем катастрофическое плавление этой мантии как результат декомпрессии с инфильтрацией водного флюида из слэба. Впоследствии вектор погружения слэба приобретает горизонтальную составляющую, что приводит к остановке декомпрессии, а следовательно, и к прекращению плавления очень деплетированной мантии. Таким образом, начинается установление режима стационарной субдукции с генерацией нормальных островодужных толеитовых и известково-щелочных вулканических серий [Stern, 2004].

Единственным существенным допущением в этой модели, получившей название «субдукционные зоны индуцированного заложения» (induced nucleation subduction zones), являлась спорная возможность соприкосновения океанических плит разного возраста по границам протяженных трансформных разломов. Однако механизм возникновения гравитационного коллапса океанической литосферы мог иметь и другую природу.

Плотностные неоднородности в океанической литосфере, достаточные для разрыва ее сплошности, естественным образом должны возникать на границах нормальной океанической литосферы и углощенной океанической литосферы плюмовой природы, т. е. океанических плато или трассеров воздействия горячих точек — асейсмических хребтов или симаунтов [Niu et al., 2003]. Действительно, как показывает пример локализации бонинитов Тонга, они приурочены к пересечению асейсмического

Рис. 10. Соотношения объемов коматиитового (1) и бонинитового (2) магматизма в процентах от общего объема мафит-ультрамафитовых ассоциаций в истории Земли [Furnes et al., 2014].



хребта Луизивильской горячей точки и палеожелоба дуги Тонга-Кермадек [Turner, Hawkesworth, 1997]. Существуют также данные о том, что начальная стадия развития Идзу-Бонин-Марианской дуги была сопряжена с внедрением мантийного плюма Манус [Macpherson, Hall, 2001]. Кроме того, изотопно-геохимические данные по вулканитам бонинитовой серии показывают наличие в них изотопных и геохимических меток обогащенных мантийно-плюмовых производных [Sobolev, Danyushevsky, 1994; Портнягин и др., 1996; Taylor, Nesbitt, 1998]. Вовлеченность в петрогенезис бонинитов мантийно-плюмовой литосферы также позволяет снять вопрос об аномально высоких температурах для начала малоглубинного плавления деплетированной и, следовательно, тугоплавкой гацбургитовой мантии, которые могут быть обеспечены подъемом глубинного вещества горячих мантийных плюмов [Falloo, Danyushevsky, 2000].

Если это так, то хорошим тестом для проверки такой модели может служить Архейский эон развития Земли, когда верхняя мантия была на 150—200 °С горячее современной [Herzberg et al., 2010]. В этом случае при развитии субдукционных процессов должны были формироваться вулканиты бонинитовой серии в заметных объемах. Со времени первых находок бонинитов в архейских зеленокаменных поясах [Fan, Kerrich, 1997; Щипанский и др., 1999] количество сообщений об обнаружении архейских метавулканитов бонинитовой серии возросло многократно. Это хорошо иллюстрируется гистограммой распределения бонинитового и коматиитового вулканизма во времени, заимствованной нами из недавней сводки (рис. 10) [Furnes et al., 2014]. Как можно видеть, объем бонинитового вулканизма в архейских зеленокаменных поясах значительно возрос и нельзя исключить, что вскоре он достигнет объемов коматиитового вулканизма, который общепринято ассоциируется с мантийными плюмами. Так или иначе полученная на сегодняшний день картина свидетельствует о том, что плейт-тектоническая эволюция Земли имеет корни, простирающиеся к началу ее геологической истории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время практически не вызывает сомнения несоответствие большинства базитовых образований офиолитовых комплексов мира срединно-океаническим базальтам. Еще в начале 70-х годов прошлого столетия отмеченный парадокс надсубдукционных геохимических характеристик наиболее представительных и изученных офиолитовых комплексов [Miyashiro, 1973], формирование которых однозначно осуществлялось в условиях спрединга (новообразования коры океанического типа), послужил основанием выделения специфических супрасубдукционных внутриокеанических обстановок [Reagse et al., 1984]. Бониниты являются наиболее яркими индикаторами таких обстановок. Причем все меньше становится офиолитов, в которых нет бонинитов, а, возможно, в будущем офиолиты MOR типа останутся в качестве единичных и уникальных примеров. Характер проявления бонинитов в офиолитовых комплексах предполагает несколько вариантов эволюции внутриокеанических систем, включающих выплавление и внедрение бонинитовых расплавов в преддуговых, интрадуговых и задуговых обстановках. Существующие в настоящий момент модели [Cameron et al., 1979; Crawford et al., 1989; Щипанский, 2008] сталкиваются с рядом противоречий, возможно, обусловленных тем, что нет единого механизма их образования, а обозначенные выше типы бонинитов будут отвечать разным моделям. Ясно только одно: для бонинитового петрогенезиса необходима внутриокеаническая субдукция, а соответственно, наличие крупного океана, других следов которого в складчатых системах разного возраста не сохранилось.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеев А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов (материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2—4 июня 2009 г., Санкт-Петербург). Т. 1. СПб., ИП Каталкина, 2009, с. 34—35.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Игнатовича. Новосибирск, Наука, 1988, 192 с.

- Геология** и рудоносность Восточного Саяна / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Игнатовича. Новосибирск, Наука, 1989, 126 с.
- Добрецов Н.Л.** О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39—50.
- Добрецов Н.Л., Кебезинская В.В.** Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983, с. 107—113.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Склярёв Е.В.** Офиолиты и олистохромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск, Наука, 1985, с. 34—59.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Склярёв Е.В., Медведев В.Н.** Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1986 (12), с. 29—35.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А.** Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 99—110.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.
- Петрографический кодекс** России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
- Портнягин М.В., Макарян Р., Шминке Х.-У.** Геохимическое разнообразие бонинитовых магм по данным изучения магматических включений в высокомагнезиальном оливине из лав Юго-Западного Кипра // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 250—265.
- 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—189.
- Склярёв Е.В., Добрецов Н.Л.** Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика, 1987 (2), с. 3—14.
- Щипанский А.А.** Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., Изд-во ЛИК, 2008, 560 с.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.В., Бибикина Е.В.** Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии — архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? // ДАН, 1999, т. 365, № 6, с. 817—820.
- Angerer T., Kerrich R., Haggemann S.G.** Geochemistry of a komatiitic, boninitic, and tholeiitic basalt association in the Mesoarchean Koolyanobbing greenstone belt, Southern Cross Domain, Yilgarn craton: Implications for mantle source and geodynamic settings of banded iron formation // Precam. Res., 2013, v. 224, p. 110—128.
- Bédard J.H.** Petrogenesis of boninites from the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland, Canada: Identification of subducted source components // J. Petrol., 1999, v. 40, p. 1853—1889.
- Bédard J.H., Lanzière K., Tremblay K., Sangster A.** Evidence for forearc sea-floor spreading from the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: oceanic crust of boninitic affinity // Tectonophysics, 1998, v. 284, p. 233—245.
- Bédard J.H., Pagé P., Bécu V., Schroetter J.-M., Tremblay A.** Overview of the geology and Cr-PGE potential of the Southern Québec Ophiolite Belt // Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods / Ed. W.D. Goodfellow. Geol. Ass. Can. Mineral Deposits Division, 2007, Spec. Publ. № 5, p. 433—448.
- Boily M., Dion C.** Geochemistry of boninite-type volcanic rocks in the Frotet-Evand greenstone belt, Opatica subprovince, Quebec: implications for the evolution of Archaean greenstone belts // Precam. Res., 2002, v. 115, p. 349—371.
- Bortolotti V., Marroni M., Pandolfi L., Principi G., Saccani E.** Interaction between mid-ocean ridge and subduction magmatism in Albanian ophiolites // J. Geol., 2002, v. 110, p. 561—576.
- Cameron W.E.** Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus // Contr. Miner. Petrol., 1985, v. 89, p. 239—255.
- Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J.** Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // Nature, 1979, v. 280, p. 550—553.

- Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A.** Boninite petrogenesis: Chemical and Nd-Sr isotopic constrains // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 65, p. 75—89.
- Crawford A.J., Cameron W.E.** Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria // *Contr. Miner. Petrol.*, 1985, v. 91, p. 93—104.
- Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H.** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // *Boninites* / Ed. A.J. Crawford. London, Unwin Hyman, 1989, p. 2—44.
- Dann J.C.** Early Proterozoic ophiolite, central Arizona // *Geology*, 1991, v. 19, p. 590—593.
- Dobretsov N.L., Sharaskin A.Y., Sobolev N.V.** Marianites; the clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with ophiolite assemblage of Mariana Trench // *Ophiolites. Proc. Intern. ophiolite symposium. Nicosia, Cyprus*, 1980, p. 473—479.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V.** Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: Implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 257—283.
- Fan J., Kerrich R.** Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: a heterogeneous mantle plume-convergent margin environment // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 4723—4724.
- Flower M.F.J., Levine H.M.** Petrogenesis of a tholeiite-boninite sequence from Ayios Mamas, Troodos ophiolite: evidence for splitting of a volcanic arc? // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 97, p. 509—524.
- Furnes H., de Wit M., Dilek Y.** Four billion years of ophiolites reveal secular trends in oceanic crust formation // *Geosci. Frontiers*, 2014, v. 5, p. 571—603.
- Godard M., Dautria J.-M., Perrin M.** Geochemical variability of the Oman ophiolite lavas: Relationship with special distribution and paleomagnetic direction // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4, doi: 10.1029/2002GC000452.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Harper G.D.** The Josephine Ophiolite, northwestern California // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, p. 1009—1026.
- Harper G.D.** Tectonic implications of boninite, arc tholeiite, and MORB magma types in the Josephine Ophiolite, California-Oregon // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2003, v. 218, p. 207—230.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S.** Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // *Geology*, 2002, v. 30, p. 899—902.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1984, v. 67, p. 137—150.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.** The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 199, p. 311—325.
- Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *J. Petrol.*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zanettin B.** Classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell Scientific, 1989, 196 p.
- Macpherson C.G., Hall R.** Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 186, p. 215—230.
- Meffre S.** Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia // *Tectonics*, 1996, v. 15, № 1, p. 67—83.
- Middlemost E.A.K.** Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth Sci. Rev.*, 1994, v. 37, № 3—4, p. 215—224
- Miyashiro A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 218—224.
- Niu Y., O'Hara M.J., Pearce J.A.** Initiation of subduction zones as a consequence of lateral compositional buoyancy contrast within the lithosphere: A petrological perspective // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 851—866.
- Pagé P., Bédard J.H., Tremblay A.** Geochemical variations in a depleted fore-arc mantle: The Ordovician Thetford Mines Ophiolite // *Lithos*, 2009, v. 113, № 1—2, p. 21—47.

- Pearce J.A.** Trace element characteristics of lavas from distinctive plate boundaries // *Andesites* / Ed. J. Thorpe. New York, John Wiley, 1982, p. 525—548.
- Pearce J.A.** Subduction zone ophiolites // *Ophiolite concept and the evolution of geological thought* / Eds. Y. Dylek, S. Newcomb. GSA, Spec. Pap., 2003, v. 373, p. 269—294.
- Pearce J.A., Robinson P.T.** The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18, № 2, p. 60—81.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1984, v. 16, p. 74—94.
- Pe-Piper G., Tsikouras B., Hatzipanagiotou K.** Evolution of boninites and island-arc tholeiites in the Pindos Ophiolite, Greece // *Geol. Mag.*, 2004, v. 141, № 4, p. 455—469.
- Phillips-Lander C.M., Dilek Y.** Structural architecture of the sheeted dike complex and extensional tectonics of the Jurassic Mirdita ophiolite, Albania // *Lithos*, 2009, v. 108, p. 192—206.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 1988, p. 415—445.
- Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Bibikova E.V., Babarina I.I., Krylov K.A., Konilov A.N., Slabunov A.I., Bogina M.M.** 2.8 Ga boninite-hosting partial suprasubduction zone ophiolite sequences from the North Karelian greenstone belt, NE Baltic Shield, Russia // *Precambrian ophiolites and related rocks* / Ed. T. Kusky. Amsterdam, Elsevier, 2004, p. 424—486.
- Shervais J.W.** Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2001, v. 2, pap. n. 2000GS000080.
- Sklyarov E.V., Simonov V.A., Buslov M.M.** Ophiolites of the Southern Siberia and Northern Mongolia // *Reconstruction of the Paleo-Asian ocean*. Netherlands, VCP International Science Publishers, 1994, p. 85—98.
- 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.
- Stern R.J.** Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 226, p. 275—292.
- Stern R.J., Bloomer S.H.** Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1992, v. 104, p. 1621—1636.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42, Blackwell Scientific, London, 1989, p. 313—345.
- Taylor R.N., Nesbitt R.W.** Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 164, p. 79—98.
- Turner S., Hawkesworth C.** Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry // *Nature*, 1997, v. 389, p. 568—573.
- Wallin T.E., Metcalf R.V.** Supra-subduction zone ophiolite formed in an extensional forearc: Trinity Terrane, Klamath Mountains, California // *J. Geol.*, 1998, v. 106, p. 591—608.
- Xia X., Song S., Niu Y.** Tholeiite—boninite terrane in the North Qilian suture zone: Implications for subduction initiation and back-arc basin development // *Chem. Geol.*, 2012, v. 328, p. 259—277.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I.** The Khan-Taishir ophiolitic complex, origin and comparison with other ophiolitic complexes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 67, p. 95—109.

*Поступила в редакцию
19 июня 2015 г.*