

РАЗНОГЛУБИННЫЕ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ В ОФИОЛИТАХ СИХОТЭ-АЛИНЯ (Дальний Восток России)

А.И. Ханчук, С.В. Высоцкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Новые материалы по геологии, минералогии и геохимии кристаллических пород палеозойских офиолитовых ассоциаций Сихотэ-Алиня (южная часть Дальнего Востока России) позволяют реконструировать тектоническую обстановку их формирования. Среди кристаллических пород офиолитов присутствуют две породные ассоциации — перидотит-троктолитовая и перидотит-габброноритовая. Их основное отличие заключается в строении кумулятивной части разреза. В перидотит-троктолитовой ассоциации основание кумулятивной части разреза сложено преимущественно оливин-плагиоклазовыми породами (троктолитами, оливиновыми габбро), а в перидотит-габброноритовой — существенно пироксеновыми (пироксенитами, верлитами). Установлено, что в офиолитах присутствуют породы, кристаллизовавшиеся при разных давлениях: троктолиты — меньше 5 кбар, исходя из устойчивости парагенезиса оливина и плагиоклаза, герцинитовые габбронориты — 5—12 кбар и гранатовые габбро — более 12 кбар. При этом геохимически кристаллические породы образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофильных и легких редкоземельных элементов в более дифференцированных разновидностях. Спектры распределения редкоземельных элементов хорошо коррелируются с минеральным составом пород. Предполагается, что офиолиты Сихотэ-Алиня формировались в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма.

Офиолиты, высокобарные основные породы, мантийный плюм, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

DIFFERENT-DEPTH GABBRO–ULTRABASITE ASSOCIATIONS IN THE SIKHOTE-ALIN OPHIOLITES (Russian Far East)

A.I. Khanchuk and S.V. Vysotskii

Based on the new geological, mineralogical, and geochemical data on the crystalline rocks of the Paleozoic ophiolite associations in the Sikhote-Alin (Russian southern Far East), we have reconstructed the tectonic setting of their formation. Two ophiolite associations have been recognized: peridotite–troctolite and peridotite–gabbronorite, differing mainly in the structure of the cumulative part of their sections. In the peridotite–troctolite association, the base of the cumulative unit is formed mostly by olivine–plagioclase rocks (troctolites and olivine gabbro), and in the peridotite–gabbronorite association, by essentially pyroxene rocks (pyroxenites and wehrlites). We have established that the ophiolite rocks crystallized at different pressures: troctolites — <5 kbar (judging from the stability of the olivine–plagioclase paragenesis), hercynite gabbronorites — 5–12 kbar, and garnet gabbro — >12 kbar. The crystalline rocks form a single geochemical series, with the accumulation of lithophile elements and LREE in more differentiated varieties. The REE patterns of rocks are in good correlation with their mineral composition. We assume that the Sikhote-Alin ophiolites formed at the basement of an oceanic plateau growing as a result of the mantle plume intrusion.

Ophiolites, high-pressure basites, mantle plume, Sikhote-Alin, Russian Far East

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, офиолиты представляют собой фрагменты древней океанической коры (литосферы) в континентальных структурах. На ранних этапах развития концепции плитовой тектоники считалось, что все офиолиты образуются в результате спрединга только в одной тектонической обстановке — срединно-океанических хребтах.

Одним из первых на разнотипность офиолитов и, соответственно, тектонических обстановок их образования указал Н.Л. Добрецов [Добрецов, 1974; Dobretsov et al., 1994]. Для классификации офиолитов он использовал наряду со структурными признаками данные об их метаморфизме и геохимии пород. Близкую точку зрения высказал и японский ученый А. Миаширо [Miyashiro, 1975]. И хотя концеп-

ция разнотипности офиолитов неоднократно критиковалась [Hynes, 1975; Moores, 1975; Колман, 1979], дальнейшее развитие исследований в указанном направлении позволило выделить от двух—трех [Марков и др., 1977; Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Вулканические пояса..., 1984; Добрецов и др., 1986; Высоцкий, 1989, 1996] до шести—семи [Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985] типов офиолитов. Выделенные типы офиолитов несли в себе характеристики тех тектонических обстановок, в которых они образовались — океанических плит, островодужных систем, трансформных разломов и пр. Поэтому одной из задач статьи является реконструкция тектонической обстановки формирования палеозойской офиолитовой ассоциации Сихотэ-Алиня с использованием всех имеющихся на сегодняшний день данных.

В результате многолетнего геологического изучения Приморья в осевой зоне Сихотэ-Алиня была закартирована цепочка выходов ультрамафитов, габброидов и диабазов, ассоциирующихся с вулканогенно-кремнистой толщей палеозойского возраста [Геология..., 1969]. На первом этапе исследований базальты, залегающие в едином разрезе с кремнями, считались не связанными с ультрамафитами и габброидами, которые рассматривались как самостоятельный интрузивный комплекс более древнего (вплоть до протерозойского) возраста. Некоторые ученые рассматривали их как самостоятельные офиолитовые комплексы [Зимин, 1973; Вулканические пояса..., 1984; Мазарович, 1985]. Последующие исследования показали, что все эти породы представляют собой тектонически разобщенные фрагменты единой офиолитовой ассоциации [Голозубов, Мельников, 1986; Ханчук и др., 1989]. Было реконструировано несколько офиолитовых аллохтонов, в пределах которых сохранились относительно полные разрезы офиолитов [Ханчук и др., 1988]. Предполагалось, что офиолиты образовались в спрединговой зоне палеоокеана, а затем были перемещены в основание островодужного склона позднепалеозойской островной дуги. В то же время некоторые геохимические особенности состава офиолитов (например, повышенная щелочность и титанистость отдельных комплексов офиолитовой ассоциации) послужили основанием для предположения об их формировании не в условиях океанического спрединга, а в результате раскола континентальной коры [Щека, 1984]. Эти противоречия в интерпретации данных наводят на мысль, что состав офиолитов Приморья неоднороден и среди них могут присутствовать разнотипные ассоциации.

Проведенные исследования ультрамафит-габбровых пород офиолитов Сихотэ-Алиня показали, что среди них существуют ассоциации двух типов [Высоцкий, Оковитый, 1990; Vysotskiy, 1994; Ishiwatari et al., 2004]. Первый (перидотит-троктолитовый) по строению, минералогии и геохимии пород близок типичным офиолитам океанов и континентов. Второй назван перидотит-габброноритовым. Его особенность состоит в том, что, несмотря на одинаковые геохимические характеристики валовых составов пород с первым типом, минеральный состав пород резко отличается. Это позволяет предполагать специфические условия формирования массивов, отличающиеся от условий образования ультрамафит-габбровых ассоциаций типичных офиолитов. В данной статье приводятся результаты дальнейшего изучения этих двух типов ультрамафит-габбровых ассоциаций и модель их образования.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ОФИОЛИТОВ

Сихотэ-Алиньская горная область представляет собой орогенный пояс раннемелового (альбского) возраста, в фундаменте которого залегают террейны юрской и раннемеловых аккреционных призм, раннемелового турбидитового бассейна и островной дуги. Перекрывающие отложения представлены верхнемеловыми и кайнозойскими вулканогенно-осадочными отложениями [Геодинамика..., 2006].

Согласно современным представлениям, офиолиты Сихотэ-Алиня приурочены к верхнему структурному уровню юрской аккреционной призмы, который образован среднеюрскими турбидитово-олистоострововыми толщами с включениями пород палеоокеанической литосферы размером от первых сантиметров до многих километров [Ханчук и др., 1988, 1995; Кемкин, Ханчук, 1993; Кемкин, 2006, 2008; Голозубов, 2006].

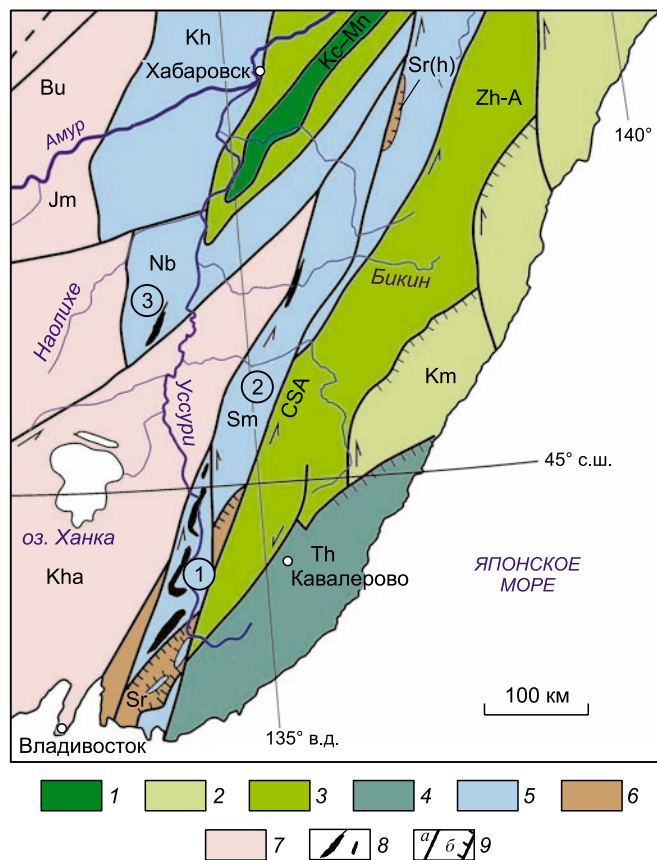
С юга на север выделяются три офиолитовых комплекса: калиновский, бикинский и дахэд-женьский (рис. 1).

Калиновский комплекс представлен серией относительно крупных габбро-гипербазитовых тектонических пластин, картирующихся на протяжении 200 км от с. Бреевка на юге до бассейна р. Откосная (рис. 2) на севере. По нашим данным, в пределах пластин сохранились фрагменты разрезов. Их нижняя часть сложена серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. Выше залегают плагиоклазовые дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты и оливинные габбронориты. Габброидная часть разреза представлена двупироксеновыми и клинопироксеновыми габбро.

Хотя первичные взаимоотношения между отдельными частями офиолитовой ассоциации нарушены наложенными тектоническими процессами, наблюдения в отдельных крупных выходах позволили реконструировать первичный разрез [Ханчук и др., 1989]. Основание офиолитового разреза сложено

Рис. 1. Террейны Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и офиолитовые комплексы.

Цифры в кружках — комплексы: 1 — калиновский, 2 — бикинский, 3 — дахэдженьский. 1 — террейн раннемеловой (готерив-раннеальбской) аккреционной призмы (Кс-Мп — Киселевско-Маноминский); 2 — террейн раннемеловой (готерив-раннеальбской) островной дуги (Км — Кемский); 3 — террейн раннемелового турбидитового бассейна (Zh-A — Журавлевско-Амурский); 4 — террейн раннемеловой (неокомской) аккреционной призмы (Th — Таухинский); 5 — террейны юрской аккреционной призмы (Sm — Самаркинский, Nb — Наданьхада-Бикинский, Kh — Хабаровский); 6 — террейн палеозойской континентальной окраины, залегающей на юрской аккреционной призме (Sr — Сергеевский, Sr(h) — Хорский); 7 — домезозойский Буреино(Bu)-Цзямусы(Jm)-Ханкайский(Kha) супертеррейн; 8 — офиолиты; 9 — разломы: а — сдвиги, б — надвиги. CSA — Центральный Сихотэ-Алиньский.



тектонизированными серпентинизированными гарцбургитами, дунитами и лерцолитами. Выше расположен кумулятивный комплекс, в его состав входят плагиоклазовые дуниты и троктолиты, а также вебстериты, верлиты, клинопироксениты и оливиновые габбронориты. Еще выше расположены дупироксеновые, клинопироксеновые и амфиболовые габбро, которые в верхней своей части содержат жилы плагиогранитов. На габброидах с тектоническим контактом залегают базальтовая толща. В верхних базальтах сохранились реликты пиллоу со стекловатыми корками закалки. Особенностью химического состава базальтов является высокое содержание TiO_2 (до 4 мас. %) и железа. Базальты перекрываются осадочными породами, представленными гиалокластитам, эдафогенными образованиями, ленточными кремнями и известняками. Последние сформировались преимущественно за счет фораминиферных песков, типичных для океанических плато.

Возраст офиолитов может быть определен в интервале конец девона — начало карбона, так как в кремнях, непосредственно залегающих на массивных базальтах, найдены конодонты конца девона, а в известняках на контакте с пиллоу-базальтами — фораминиферы визейского яруса карбона.

В известняках выделены все последующие ярусы карбона и ранней перми. Следует подчеркнуть, что известняки произошли за счет преобразования фораминиферных песков, характерных для океанических плато, в отличие от описанных в Таухинском терреине одновозрастных «шапок» палеогайотов с типичными рифовыми фациями стадии атолла [Ханчук и др., 1989].

Бикинский комплекс. В северной части рассматриваемой зоны офиолитов, расположенной в среднем течении р. Бикин, относительно крупные выходы ультрамафит-габбровых пород образуют три разобщенных массива — Олонский, Сольдинский и Заломинский. В них более или менее полно представлены все петрографические различия перидотит-габброноритовой ассоциации офиолитов [Высоцкий, Оковитый, 1990]. Прочие выходы ультрамафит-габбровых пород в этом районе, по существу, являются мономиктовым (реже полимиктовым) меланжем и маркируют тектонические нарушения. В редких случаях встречаются отдельные выходы этих пород в виде небольших изометричных тел в составе вулканогенно-кремнисто-терригенных и терригенных толщ, где они, вероятно, являются олистолитами.

Все массивы входят в состав тектонических пластин, наклоненных к юго-востоку под углом 30—50°, и с вмещающими породами юрской аккреционной призмы имеют только тектонические контакты.

В строении массивов можно выделить три части разреза — ультрамафитовую, пироксенитовую и габбровую. Ультрамафитовая часть (основание массивов) состоит из чередующихся полос лерцолитов, гарцбургитов и вебстеритов, мощность которых варьирует от 1 см до 10 м. Здесь же встречаются единичные слои серпентинизированных дунитов мощностью не более 2 м. Чередующиеся слои не выдержаны по простиранию, часто развернуты и перемещены друг относительно друга, поэтому единого разреза наблюдать не удалось. Мощность генерализованных слоев колеблется в пределах 20—150 м при наибольшей наблюдаемой протяженности в 700 м.



Рис. 2. Офиолиты в структуре южной части Самаркинского террейна.

1 — юрские турбидит-олигостромовые породы Самаркинской аккреционной призмы; 2 — пермские, триасовые и позднеюрские кремни; 3 — офиолитовые габброиды и ультрабазиты; 4 — базальты и диабазы в ассоциации с кремнями и известняками; 5 — пермские песчаники; 6 — позднемеловые вулканы; 7 — позднемеловые граниты; 8 — юрские турбидиты; 9 — пермотриасовые мелководные (шельфовые) осадки; 10 — сергеевские габброиды и перекрывающие их пермотриасовые шельфовые осадки; 11 — элементы залегания; 12 — разломы (А — Арсеньевский, М — Меридиональный, С — Центральный Сихотэ-Алиньский), 13 — четвертичные осадочные отложения. На врезке показаны террейны: Bu-Kha — Буреино-Ханкайский, Sr — Сергеевский, Sm — Самаркинский, Th — Таухинский, Zh-A — Журавлевско-Амурский, Km — Кемский, Kc-Mn — Киселевско-Маноминский террейны.

Далее разрез наращивается полосчатой серией, состоящей из переслаивания вебстеритов и ортопироксенитов, с прослоями дунитов, лерцолитов и гарцбургитов, а также плагиоклазовых перидотитов в верхней части. Мощность этой части разреза достигает 300 м при наблюдавшейся протяженности в 1100 м.

Верхняя часть разреза сложена полосчатыми герцинитовыми габброноритами. Полосчатость обусловлена послышной концентрацией плагиоклаза и пироксена, которые образуют слои мощностью от 2—3 мм до 1 м. Максимальная мощность габброидов достигает 800 м.

Дахэдженьский комплекс образуют разнообразные пластины серпентинов, габброидов и базальтов. На базальтах иногда залегают известняки верхнего карбона—нижней перми. Ультрабазит-габбровая часть офиолитов, по нашим данным, представлена перидотит-габброноритовой ассоциацией, типичной для калиновских и бикинских офиолитов. Сходство подчеркивается присутствием в габброноритах зеленой алюмошпинели и коричневой роговой обманки.

МИНЕРАЛОГИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди кристаллических пород офиолитов можно выделить две породные ассоциации, условно названные перидотит-троктолитовой и перидотит-габброноритовой. Их основным отличием является различие в строении кумулятивной части разреза. В перидотит-троктолитовой ассоциации основание кумулятивной части разреза сложено преимущественно оливин-плагиоклазовыми породами (троктолитами, оливиновыми габбро), а в перидотит-габброноритовой — существенно пироксеновыми (пироксениты, верлиты).

Перидотит-троктолитовая ассоциация. Ее породы обычно содержат минералы нескольких генераций, среди которых удается выделить первичный (магматический) и вторичный (метаморфический) парагенезисы.

Аноперидотитовые серпентиниты образовались по гарцбургитам и, вероятно, частично по дунитам. Первичные минералы в серпентинитах сохраняются редко, хотя в некоторых образцах отмечается присутствие реликтов оливина, пироксенов и шпинели. Однако не исключено, что в некоторых случаях оливин — вторичный минерал, образовавшийся при дегидратации серпентина. На это указывают, в частности, как характер выделения кристаллов (агрегаты изометричных зерен, формирующих гломеропорфиновые сростки петельчатой формы в серпентине), так и резкие вариации состава от кристалла к кристаллу (табл. 1). Железистость оливинов варьирует в интервале 7—9 %, что находится в пределах колебаний железистости первичных оливинов из альпинотипных перидотитов. Однако для последних не характерны такие резкие колебания железистости и высокие содержания примесей.

Наименее измененной обычно является хромистая шпинель. По составу (см. табл. 1) она является типичным хромпикотитом и близка шпинелям альпинотипных перидотитов (рис. 3).

Плагиоклазовые перидотиты содержат 75—80 % серпентинизированного оливина ($f = 12—12.3$ %), 5—7 % пироксенов, 13—15 % основного плагиоклаза, замещенного гроссуляром и гидрогрос-

Таблица 1. Химический состав минералов аноперидотитовых серпентинитов перидотит-троктолитовой ассоциации

Компонент	Апогарцбургитовый серпентинит						Аноперидотитовый плагиоклаз-содержащий серпентинит				
	Оливин			Шпинель							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂ , мас. %	40.89	41.06	40.68	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	0.07	0.13	0.16	0.19	0.33	0.33	0.41	0.30
Al ₂ O ₃	0.25	0.00	0.05	30.18	26.32	27.39	24.31	24.85	27.80	22.40	28.74
Cr ₂ O ₃	—	—	—	34.82	35.61	34.86	34.77	33.24	30.41	35.99	29.82
Fe ₂ O ₃	—	—	—	4.13	8.44	7.26	10.35	9.91	9.29	10.12	9.59
FeO	7.95	6.93	8.61	18.07	17.62	19.29	20.92	25.09	24.40	22.50	21.81
MnO	0.12	0.50	0.19	0.36	0.43	0.39	0.48	0.33	0.29	1.22	1.00
MgO	50.85	51.03	49.71	11.39	12.00	11.04	9.64	7.23	7.90	8.07	9.20
CaO	0.02	0.02	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.08	99.54	99.26	100.02	100.55	100.39	100.66	100.98	100.42	100.62	100.46
f , %	8.0	7.1	8.8	52.9	54.1	56.7	63.8	72.5	69.9	68.7	65.0

Примечание. 1—3 — реликты оливина в серпентине; 4, 5 — ядра кристаллов; 6 — кайма крупного кристалла; 7 — ядро мелкого кристалла; 8, 10 — ядра; 9, 11 — каймы соответствующих кристаллов. Здесь и далее $f = \frac{100 \cdot Fe_{обм}}{Fe_{обм} + Mg}$, мол. %.

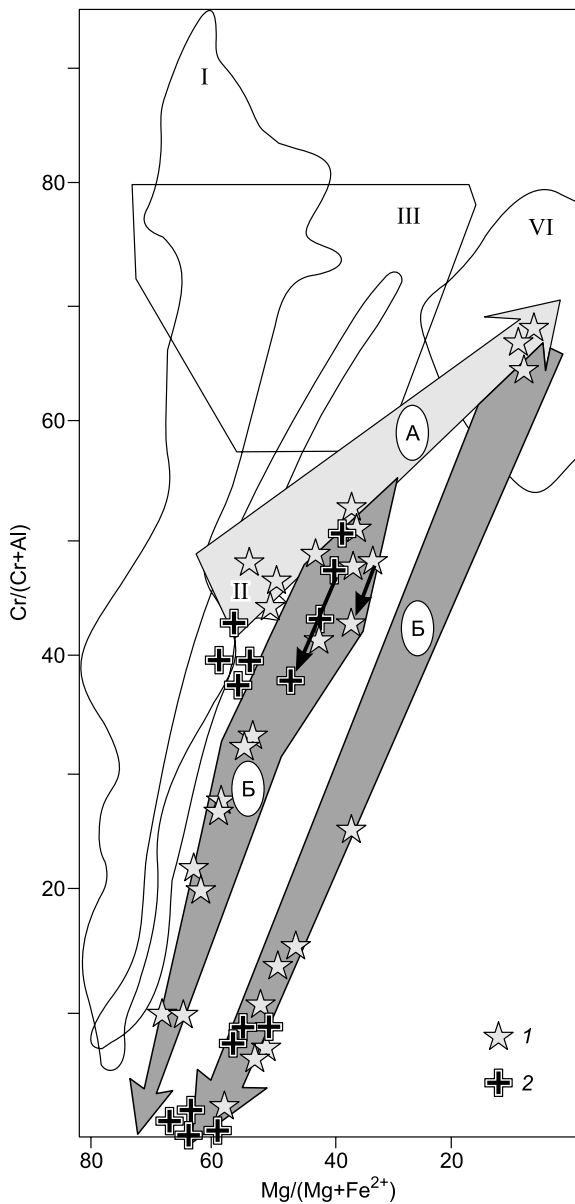


Рис. 3. Изменение состава шпинелей в координатах $X_{Cr}-X_{Mg}$.

1 — шпинели из пород перидотит-габброноритовой ассоциации; 2 — шпинели из пород перидотит-троктолитовой ассоциации. Поля I—III, по [Dick, Bullen, 1984], — альпинотипные перидотиты (I), альпийские перидотиты (II), расслоенные интрузии (III); IV — габброиды офиолитов внешней зоны дуги Тонга [Высоцкий, 1989]. Тонкими стрелками показано изменение состава зональных шпинелей от ядра к краю. А — тренд изменения состава шпинелей при оливин-плагиоклазовом фракционировании в породах перидотит-троктолитовой ассоциации; Б — тренды изменения состава шпинелей в породах той же ассоциации при реакционных взаимоотношениях между оливином и плагиоклазом.

суляровым соссюритом, а также 1.5—2.0 % глиноземистой шпинели переменного состава, замещаемой магнетитом и корундом. Состав минералов приведен в табл. 2. В тектонических зонах плагиоклазовые перидотиты превращены в серпентин-карбонатную породу, однако в них сохраняются реликты шпинели с первичным магматогенным ядром и метаморфогенными каймами.

Первичный состав шпинели (ядерная часть) соответствует шпинелям классических плагиоклазовых перидотитов из офиолитовых комплексов, и на диаграмме (см. рис. 3) они попадают на тренд оливин-плагиоклазового фракционирования. Ядра шпинелей окружены метаморфогенными каймами, в которых резко увеличивается магнезиальность и падает хромистость, что связано с перераспределением железа и хрома между шпинелью и окружающей средой в условиях позднемагматического преобразования. В силикатных минералах на этом этапе происходило образование реакционных кайм на границе плагиоклаза и оливина. Эти каймы обычно состоят из орто- и клинопироксенов с примесью высокоглиноземистой роговой обманки и буро-зеленой шпинели переменного состава.

Троктолиты содержат 50—70 % основного плагиоклаза (76—80 % An), 20—25 % оливина ($f = 19.7-20.0$ %), 5—10 % пироксенов, 5—7 % амфибола и до

1 % шпинели. Троктолиты — наиболее сложные породы, содержащие несколько парагенезисов минералов. К первому, высокотемпературному магматическому парагенезису, можно отнести большинство крупных кристаллов плагиоклаза, весь оливин и единичные кристаллы шпинели, законсервированной в плагиоклазе. Эта шпинель наиболее железистая и хромистая (табл. 3), на диаграмме (см. рис. 3) попадает на тренд оливин-плагиоклазового фракционирования. Не исключено, что часть пироксенов также образовалась на первой стадии становления породы, но идентифицировать их пока не представляется возможным.

Второй парагенезис минералов образовался в результате реакции между оливином и плагиоклазом. Обычно оливин окружен каемками, состоящими из орто- и клинопироксенов, высокоглиноземистого амфибола и глиноземистой шпинели. Все эти минералы и образуют второй парагенезис. Кроме того, в породе присутствуют участки «графического» прорастания, состоящие из зеленой шпинели, оливина, плагиоклаза, пироксенов и роговой обманки. На таких участках плагиоклаз более основной (84 % An), оливин и ортопироксен наиболее железистые, а клинопироксен наиболее магнезиальный. Шпинель в графических сростках самая глиноземистая. Все минералы внутри таких участков также относятся ко второму парагенезису.

Наконец, третий парагенезис образован низкотемпературными вторичными минералами — серпентином и магнетитом по оливину, серицитом по плагиоклазу, корундом по герциниту и т.п.

Кроме описанных пород в этой же ассоциации присутствуют лейкократовые оливиновые габбро, габбронориты и клинопироксеновые габбро. Для оливиновых габбро характерны те же особенности

Таблица 2. Химический состав минералов плагиоклазового лерцолита перидотит-троктолитовой ассоциации

Компонент	Оливин		Ортопироксен		Клинопироксен			Амфибол	Гроссуляр	Шпинель		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	40.04	40.44	55.73	55.80	53.01	52.10	53.05	42.22	38.99	—	—	—
TiO ₂	—	—	0.04	0.04	0.12	0.59	0.36	1.68	—	0.73	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	0.06	0.03	3.51	3.10	3.58	4.49	4.19	14.96	23.38	36.74	43.50	55.35
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.30	0.28	0.28	0.88	0.70	1.33	—	26.99	22.49	10.46
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.43	2.94	3.12
FeO	11.88	11.52	7.86	7.47	2.92	3.56	4.04	6.88	0.15	18.89	16.84	13.91
MnO	0.20	0.17	0.21	0.21	0.10	0.12	0.10	0.08	0.06	0.55	0.27	0.19
MgO	47.49	47.50	32.16	32.72	16.64	15.83	15.89	17.37	0.00	12.39	14.43	17.53
CaO	—	—	0.66	0.61	23.68	22.32	21.85	10.09	37.03	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0.01	0.01	0.55	0.49	0.63	3.51	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	—	—	—	—
NiO	0.24	0.25	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.06	—	—	0.19	0.30
Сумма	100.31	99.96	100.52	100.29	100.90	100.39	100.84	98.37	99.62	99.72	100.59	100.56

Примечание. 1—6, 8 — центр кристаллов, 7 — край одного кристалла, 9 — гроссуляр по плагиоклазу, 10 — шпинель в гроссуляре, 11 — межзерновая шпинель среди оливинов, 12 — межзерновая шпинель среди пироксенов.

Таблица 3. Химический состав минералов лейкократового троктолита перидотит-троктолитовой ассоциации

Компонент	Первый парагенезис						Второй парагенезис					
	Оливин		Плагиоклаз			Шпинель	Ортопироксен		Мп	Амфибол	Шпинель	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂ , мас. %	39.04	39.26	48.59	48.49	47.62	—	53.49	53.51	50.14	41.79	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	5.93	0.06	0.01	0.14	1.02	0.13	0.00
Al ₂ O ₃	0.03	0.03	33.01	33.18	33.40	6.75	3.78	3.69	5.11	15.20	47.59	62.48
Cr ₂ O ₂	0.00	0.04	—	—	—	17.35	0.27	0.23	0.27	0.41	13.65	1.29
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	34.87	—	—	—	—	5.37	2.36
FeO	18.30	18.50	0.08	0.08	0.06	35.55	11.77	12.10	5.45	7.94	22.75	16.98
MnO	0.36	0.35	0.01	0.02	0.01	0.63	0.31	0.30	0.16	0.11	0.34	0.18
MgO	41.86	41.96	0.01	0.00	0.01	1.75	29.61	30.41	15.73	16.40	11.12	16.03
CaO	—	—	16.52	16.35	15.76	—	0.60	0.62	22.13	11.62	—	—
Na ₂ O	—	—	2.61	2.21	2.71	—	0.06	0.04	0.72	3.42	—	—
K ₂ O	—	—	0.04	0.03	0.04	—	0.01	0.02	0.02	0.35	—	—
NiO	0.12	0.12	—	—	—	—	0.03	0.03	0.03	0.04	—	—
Сумма	99.71	100.26	100.87	100.36	99.61	102.82	99.99	100.96	99.90	98.30	100.95	99.32

Примечание. 1—5 — центр кристалла, 6 — шпинель в плагиоклазе, 7—12 — минералы реакционных зон на границе оливина и плагиоклаза. Мп — моноклинный пироксен.

минерального состава, что и для лейкократовых троктолитов, только количественные минеральные соотношения сдвинуты в сторону большего количества плагиоклаза. Габбронориты и габбро, как правило, сильно изменены, превращены в амфиболовые габбро или габбро-амфиболиты и сохранили только реликты первичных минералов.

Перидотит-габброноритовая ассоциация. Породы этой ассоциации характеризуются полосчато-линзовидными, линейно-параллельными, гнейсовидными (особенно в габброноритах) текстурами. Сквозными минералами для большинства пород являются моноклинные и ромбические пироксены, а также глиноземистая зеленая шпинель (герцинит). Последний во всех породах присутствует либо как аксессуар, либо как породообразующий минерал; не обнаружен он только в перидотитах. Для перидотитов характерно присутствие высокотемпературных пластических деформаций, которые проявляются в изгибании плоскостей спайности пироксенов и появлении тонких полос сброса. Кроме того, некоторые минералы характеризуются волнистым мозаичным погасанием, а в отдельных образцах устанавливается линейно-параллельная ориентировка минералов, вероятно, связанная с высокотемпературной перекристаллизацией.

Дуниты обычно интенсивно серпентинизированы. Наименее измененные образцы характеризуются петельчатой структурой, на фоне которой иногда просматривается реликтовая панидиоморфно-зернистая. Первичная порода содержала 94—96 % оливина, 3—4 % пироксенов и 1—3 % хромистой шпинели, которая часто сохраняется даже в полностью серпентинизированных разностях. Как видно из табл. 4, для минералов дунитов типична максимальная магнезиальность. Железистость пироксенов колеблется в пределах 6.4—7.0 %, оливина — 9.6—10.0 %, что близко к железистости соответствующих минералов альпинотипных перидотитов. Об этом же свидетельствует и состав шпинелей, которые по соотношению хромистости и магнезиальности (см. рис. 3) попадают в поле альпинотипных перидотитов.

Шпинелевые лерцолиты содержат до 30 % пироксена, 1.0—1.5 % хромистой шпинели и 68—75 % серпентинизированного оливина. Диопсид в лерцолитах более железистый ($f = 7.4—9.2$ %), менее глиноземистый и хромистый, чем в дунитах. Состав оливина определить не удалось, так как он весь серпентинизирован. Хромистая шпинель более железистая и хромистая по сравнению со шпинелью дунитов. Для шпинели лерцолита хорошо просматривается эволюция состава в сторону увеличения магнезиальности с уменьшением хромистости. Стартовые составы шпинелей аналогичны составам шпинелей из плагиоклазовых лерцолитов (см. рис. 3) перидотит-троктолитовой ассоциации, однако плагиоклаз в описываемых породах не отмечается.

Оливиновые вебстериты содержат переменное количество пироксенов и оливина и образуют переходную группу пород от лерцолитов к габброноритам. Оливин в вебстеритах наиболее железистый ($f = 18.2—18.3$ %), содержит низкие концентрации никеля (см. табл. 4). Обычно он группируется в тонкие линзовидные полосы и прослои мощностью 1—2 мм. Иногда вокруг оливина наблюдаются узкие прерывистые оторочки из пироксенов и буро-зеленой шпинели.

Ортопироксен (бронзит) в крупных кристаллах в основной массе породы более глиноземистый, хромистый и железистый, чем мелкие выделения в оторочках вокруг оливина. Аналогичные закономерности отмечаются и для клинопироксенов (табл. 5). В отношении кальциевости орто- и клинопироксены ведут себя прямо противоположно. В ортопироксенах отмечается уменьшение, а в клинопироксенах — увеличение концентраций кальция при переходе от крупных кристаллов основной массы к мелким выделениям в оторочках (рис. 4). Вероятно, это связано с ростом последних в условиях более низкой температуры.

Шпинель в вебстеритах характеризуется высокой глиноземистостью и низкой хромистостью, причем в оторочках она наиболее глиноземистая и магнезиальная. Некоторые кристаллы шпинели зональны и от ядра к краю наблюдается падение хромистости и увеличение магнезиальности.

Герцинитовые габбронориты слагают большую часть массивов. По соотношению меланократовых и лейкократовых компонентов среди них встречаются все переходы — от практически бесполовошпатовых пироксенитов до почти мономинеральных плагиоклазитов, часто чередующихся между собой.

Плагиоклаз в проанализированных образцах (см. табл. 5) представлен лабрадор-битовнитом, содержащим 69—75 % An. Некоторые кристаллы зональны, причем зональность обратная, с увеличением кальциевости от ядра к краю. Чаще зональность устанавливается в мелких зернах — более основной плагиоклаз узкой каемкой обрастает кислое однородное ядро.

Ортопироксен представлен гиперстеном с относительно постоянной железистостью ($f = 19.2 \pm 0.1$ %), но переменными концентрациями ряда других элементов. Хорошо выявляется зональность по кальцию, причем содержание CaO уменьшается в направлении от ядра к краю, что свидетельствует о росте кристаллов в условиях понижающейся температуры. Параллельно происходит уменьшение концентраций хрома и глинозема. По железистости гиперстен габброноритов

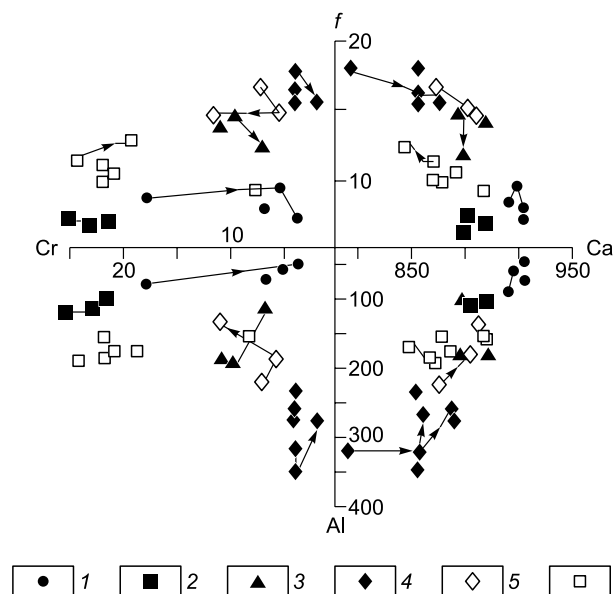


Рис. 4. Вариации состава клинопироксенов в породах офиолитовых ассоциаций.

1—4 — перидотит-габброноритовая ассоциация: дунит (1), лерцолит (2), вебстерит (3), габбронорит (4); 5, 6 — перидотит-троктолитовая ассоциация: плагиоклазовый лерцолит (5), троктолит (6). Тонкими стрелками показаны изменения состава зональных пироксенов от ядра к краю. Cr, Al, Ca — ф.ед.×1000, f — мол. %.

Таблица 4. Химический состав минералов ультраосновных пород перидотит-габброноритовой ассоциации

Компонент	Диоксидсодержащий дунит (Заломинский массив)							
	Оливин		Клинопироксен		Шпинель			
			Центр	Край		В оливине	Центр	Край
SiO ₂ , мас. %	40.73	40.80	53.59	52.74	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	0.14	0.12	0.25	0.32	0.27	0.23
Al ₂ O ₃	0.04	0.01	2.95	2.93	34.93	32.73	33.69	31.67
Cr ₂ O ₃	—	—	0.96	0.89	33.05	31.88	32.61	35.12
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	1.08	4.28	3.27	3.86
FeO	9.43	9.69	2.29	2.13	17.44	18.51	16.54	16.96
MnO	0.16	0.15	0.09	0.09	0.27	0.32	0.31	0.32
MgO	49.06	48.95	17.08	17.60	13.60	12.23	13.60	13.34
CaO	0.02	0.01	23.40	23.13	—	—	—	—
Na ₂ O	—	—	0.29	0.16	—	—	—	—
NiO	0.40	0.40	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.83	100.01	100.78	99.79	100.18	100.28	100.29	101.50

Компонент	Оливиновый вебстерит (Олонский массив)							
	Оливин	Ортопироксен		Клинопироксен			Шпинель	
				Центр	Край		Центр	Край
SiO ₂ , мас. %	39.66	54.72	53.90	51.96	53.67	51.31	—	—
TiO ₂	—	0.00	0.00	0.11	0.07	0.20	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	—	2.93	4.52	4.53	2.76	4.39	53.50	55.39
Cr ₂ O ₃	—	0.11	0.33	0.35	0.24	0.39	7.82	7.09
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	5.01	4.30
FeO	17.19	11.48	10.99	4.65	4.19	4.34	19.26	19.14
MnO	0.20	0.17	0.17	0.08	0.07	0.10	0.15	0.15
MgO	43.25	31.49	29.32	15.56	16.77	14.93	13.59	14.04
CaO	0.02	0.42	0.73	22.96	23.23	23.19	—	—
Na ₂ O	—	0.00	0.00	0.38	0.25	0.35	—	—
NiO	0.18	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.50	101.32	99.96	100.59	101.26	99.20	99.34	100.12

Компонент	Аполерцолитовый серпентинит (Олонский массив)							
	Клинопироксен			Шпинель				
	Центр	Край	Центр	Центр	Край	Центр	Край	
SiO ₂ , мас. %	53.61	54.24	53.81	—	—	—	—	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.07	0.08	0.15	0.17	
Al ₂ O ₃	1.97	1.31	1.21	26.03	31.98	25.53	29.03	
Cr ₂ O ₃	0.61	0.18	0.13	34.45	29.16	37.06	32.56	
Fe ₂ O ₃	—	—	—	7.56	7.69	6.74	6.99	
FeO	2.74	2.99	2.49	22.46	20.58	23.18	22.53	
MnO	0.05	0.04	0.02	0.39	0.35	0.41	0.39	
MgO	16.54	16.62	17.44	8.59	10.67	8.53	9.18	
CaO	24.13	24.32	24.37	—	—	—	—	
Na ₂ O	0.06	0.18	0.19	—	—	—	—	
Сумма	99.71	99.88	99.66	99.54	100.51	101.59	100.86	

близок гиперстенам лейкократовых троктолитов перидотит-троктолитовой ассоциации, но отличается от них более высокой глиноземистостью и кальциевостью при низкой хромистости.

Клинопироксен так же, как и гиперстен, обладает ярко выраженной зональностью, связанной с падением температуры в процессе формирования кристалла. От ядра к краю в клинопироксенах падают железистость и содержания глинозема и хрома. В то же время резко растет концентрация кальция (см.

Таблица 5.

Химический состав минералов герцинитовых габброноритов перидотит-габброноритовой ассоциации

Компонент	Плагиоклаз			Ортопироксен			Клинопироксен				Амфибол	Шпинель	
	Ядро	Край		Ядро	Край		Ядро	Край	Ядро	Край			
SiO ₂ , мас. %	49.52	48.38	48.89	52.26	52.38	52.18	50.68	50.84	50.25	51.15	42.43	—	—
TiO ₂	0.02	0.03	—	0.14	0.11	0.03	0.35	0.43	0.23	0.29	1.75	0.02	0.08
Al ₂ O ₃	31.40	32.32	33.23	6.33	5.84	6.58	7.44	6.02	7.92	6.59	14.24	62.42	62.80
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.11	0.09	0.05	0.14	0.15	0.12	0.08	0.43	1.61	0.43
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.63	2.81
FeO	0.06	0.13	0.09	11.68	12.11	12.03	5.62	4.62	5.01	4.66	7.28	17.00	15.58
MnO	0.01	0.03	0.00	0.21	0.22	0.22	0.13	0.12	0.14	0.16	0.09	0.15	0.18
MgO	0.00	0.00	0.01	27.34	28.44	28.63	14.62	14.29	13.17	14.32	16.15	16.08	16.89
CaO	14.45	15.11	15.66	1.01	0.73	0.80	20.21	22.49	21.62	21.97	13.57	—	—
Na ₂ O	3.53	3.10	0.06	0.08	0.08	0.01	0.83	0.46	0.01	0.02	3.02	—	—
K ₂ O	0.02	0.02	0.06	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.19	—	—
NiO	—	—	—	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.19	—
Сумма	99.02	99.12	100.76	99.23	100.04	100.63	100.06	99.46	99.36	100.12	99.21	100.09	98.78
f, % (An)	(69)	(73)	(75)	19.3	19.3	19.1	17.7	15.3	17.6	15.4	20.2	40.3	37.4

рис. 4). По основным химическим параметрам пироксены габброноритов близки к пироксенам основных гранулитов зверевской серии Станового хребта [Панченко, 1985]. Характерной особенностью пироксенов (и амфиболов, см. табл. 5) является высокое содержание глинозема.

Шпинель относится к типичным герцинитам и обладает высокими содержаниями глинозема при низких концентрациях хрома. По составу она близка шпинели структур распада из лейкократовых троктолитов перидотит-троктолитовой ассоциации и на рис. 4 расположена рядом с нею.

Гранатовые габбро были обнаружены в западной части Бреевского аллохтона [Ханчук, Панченко, 1991], на водоразделе ручьев Береза и Березовый (42°52'30 с.ш., 133°40'30 в.д.). Слой габбро залегает на пироксенитах, но контакт не обнажен. Для габбро характерна полосчатость, которая, с одной стороны, определяется постепенными переходами меланократовых и лейкократовых габбро, а с другой — закономерным распределением кристаллов плагиоклаза и пироксена. В габбро наблюдаются пегматоидные жилки толщиной до 10 см с крупными (до 10 мм в поперечнике) зернами граната и клинопироксена.

Габбро состоят из граната (до 30 %), плагиоклаза (50—70 %) и клинопироксена. Зеленая роговая обманка замещает пироксен и гранат. Габбро подверглись гидротермальным изменениям с образованием эпидота, хлорита, альбита, мусковита, пренита. Таблитчатый плагиоклаз практически полностью сосюртитизирован. Клинопироксен и гранат сохранились хорошо. Для пироксена типичны идиоморфные зерна. Гранат образует как мелкие гипидиоморфные зерна, окруженные пироксеном или пироксеном и плагиоклазом, так и крупные ксеноморфные кристаллы с включениями пироксена и плагиоклаза.

Таблица 6. Состав минералов гранатового габбро Бреевского массива

Компонент	Гранат	Клинопироксен	Плагиоклаз	Амфибол
SiO ₂ , мас. %	39.93	49.57	51.14	46.03
TiO ₂	0.02	1.18	—	1.03
Al ₂ O ₃	22.93	7.41	23.15	13.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.41	—	0.04
FeO	18.27	7.88	0.48	12.25
MnO	0.42	0.18	—	0.12
MgO	13.29	11.60	—	13.62
CaO	5.69	21.34	8.11	10.52
Na ₂ O	—	0.79	7.56	1.38
K ₂ O	—	0.11	0.14	0.04
Сумма	100.55	100.48	100.58	98.42
f, %	43.14	27.59	36.94	33.54

Зеленая роговая обманка развивается как вторичный минерал, замещая пироксен и гранат. Состав минералов приведен в табл. 6.

Вулканыты, тектонически ассоциирующие с габброидами и ультрабазитами, представлены исключительно базальтоидами [Щека, 1984; Ханчук и др., 1988, 1989; Высоцкий, 1996; Симаненко и др., 2009]. Среди них выделяются два петрохимических типа — океанические толеиты и базальты океанических островов (рис. 5). Первые ассоциируют с кремнями, вторые — чаще всего с известняками.

Океанические толеиты характеризуются афировыми, часто вариолитовыми структурами, редкими порфиловыми вкрапленниками (преобладают измененные оливин и пироксен) и слабой пористостью. Довольно часто встречаются реликты корок закалки, типичные для пиллоу-лав. Раскристаллизованные разновидности — диабазы (комплекс параллельных даек?) обычно обогащены лейкоксенизированным титано-

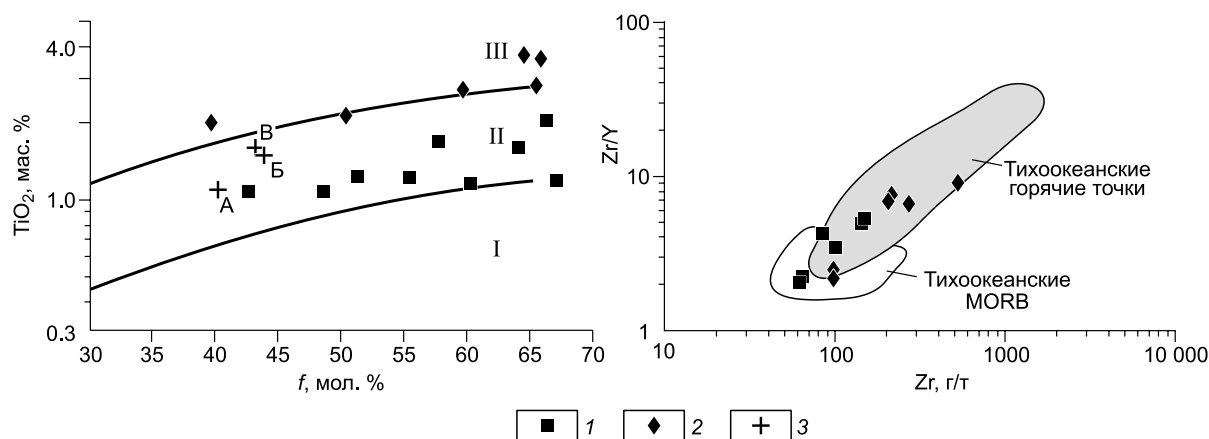


Рис. 5. Дискриминантные диаграммы для офиолитовых базальтов Сихотэ-Алиня.

1 — базальты, ассоциирующие с кремнями (океанические толеиты), 2 — базальты, ассоциирующие с известняками (базальты океанических островов), 3 — точки средних базальтов *N*-типа (А, Б — по [Viereck et al., 1989]; В — по [Condie, 1985]). Поля: I — островодужные базальты, II — абиссальные толеиты, III — щелочные базальты океанических островов и плато.

магнетитом, что свидетельствует об их первично повышенной железистости. Базальты и диабазы подверглись интенсивному катаклазу и зеленосланцевому метаморфизму. Плаггиоклазы интенсивно альбитизированы и хлоритизированы, пироксены и стекло замещены хлорит-карбонатным агрегатом или эпидотом, титаномagnetит — лейкоксеном. Реликты первичных минералов определить не удалось.

Толеиты океанических островов и плато характеризуются афировыми или порфировыми структурами, часто содержат порфировые вкрапленники и обычно обильно пористы. Они тоже довольно сильно изменены, однако в некоторых образцах удается наблюдать реликты первичного клинопироксена. Обычно клинопироксен представлен умеренно титанистым ($\text{TiO}_2 = 0.80\text{—}1.25$ мас. %) и глиноземистым ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.2\text{—}3.6$ мас. %) авгитом ($f = 36\text{—}43$ %). Как было отмечено ранее [Симаненко и др., 2009], эти базальты бедны когерентными элементами (Sc, Ni, Co, Cr — первые десятки мкг/г и V = 290—340 мкг/г) и Sr (100—190 мкг/г) и богаты Rb, Ba и высоконеккогерентными высокозарядными элементами — HFSE (Ta, Nb, LREE, Nd, Hf, Zr). Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, имеют отрицательный наклон и подобны спектру базальтов океанических островов и плато (OIB), располагаясь немного выше него.

ГЕОХИМИЯ

По петрохимическим особенностям (табл. 7) обе ассоциации образуют единую серию. Для них типичен толеитовый тренд дифференциации, высокая магниальность и обогащенность никелем, хромом при низких концентрациях титана и щелочей. На диаграмме AFM (рис. 6) породы обеих ассоциаций занимают поля кумулятов и верхних габбро классических офиолитов мира.

Анализ микроэлементного состава пород показал, что кристаллические породы образуют единую серию, характеризующуюся накоплением литофиль-

Рис. 6. Кристаллические породы офиолитовых ассоциаций на диаграмме AFM.

1 — перидотит-габброноритовая ассоциация, 2 — перидотит-троктолитовая ассоциация. Поля I—V, по [Колман, 1979; Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985]: I — ультрабазиты (реститы), II — кумуляты и «нижние» габбро, III — «верхние» габбро и дайковый комплекс, IV — океанические толеиты, V — марианит-бонинитовая и островодужная серии. Тренды дифференциации: *a* — Скергаарда, *б* — Тингмули, *в* — известково-щелочных вулканитов Каскадных гор.

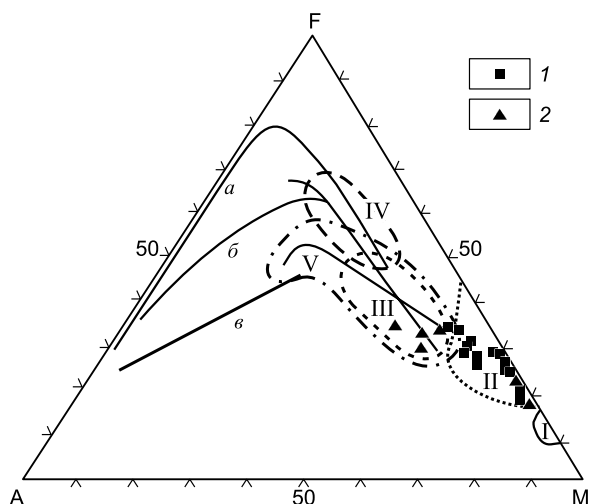


Таблица 7. Химический состав кристаллических пород офиолитовых ассоциаций Приморья

Компонент	Перидотит-габброногритовая ассоциация										Перидотит-грантолитовая ассоциация					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	1112-10	B-537/4	B-530/1	B-532/5	B-571	B-574/1	B-568/1в	B-559	B-563/6	B-563/7	B-563/2	B-558/1	B-558/6	B-564/1	B-556	B-557/1
SiO ₂ , мас. %	36.26	38.45	44.80	48.10	37.84	39.40	44.68	49.78	47.75	48.74	49.84	48.70	46.35	49.50	49.45	54.30
TiO ₂	0.06	0.17	0.09	0.24	0.64	0.02	0.95	1.11	0.32	0.29	0.30	1.08	0.93	1.06	1.53	1.06
Al ₂ O ₃	1.02	1.04	20.95	19.76	8.08	19.30	19.65	19.85	3.65	4.10	3.74	16.96	21.00	20.00	21.70	18.00
Fe ₂ O ₃	7.24	8.74	4.08	2.02	7.67	8.40	5.06	4.32	5.52	4.31	4.33	4.06	7.00	5.38	4.28	5.70
Cr ₂ O ₃	0.36	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	0.51	0.44	0.34	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
FeO	2.13	2.60	1.86	2.40	7.04	1.07	6.88	4.92	2.50	3.69	3.16	5.40	3.20	3.91	4.62	1.78
MnO	0.24	0.14	0.07	0.09	0.19	0.11	0.19	0.17	0.14	0.16	0.16	0.18	0.16	0.17	0.14	0.11
MgO	38.98	35.06	12.96	8.57	25.32	14.82	8.43	4.78	18.50	18.26	18.12	8.51	6.30	4.83	2.82	4.03
CaO	1.11	1.17	11.43	13.07	5.09	9.03	11.45	9.41	17.33	16.44	16.49	8.17	11.25	9.60	8.80	6.34
NiO	0.17	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	0.08	0.05	0.05	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.	He ан.
Na ₂ O	0.08	0.20	0.98	1.67	0.64	0.58	1.20	3.33	0.34	0.39	0.39	3.08	2.43	3.55	4.05	3.22
K ₂ O	0.10	0.02	0.15	0.91	0.17	0.47	0.11	0.52	0.01	0.11	0.18	0.90	0.28	0.38	0.35	1.58
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.03	0.01	0.04	0.07	0.05	0.25	0.04	0.03	0.01	0.14	0.14	0.24	0.46	0.35
H ₂ O-	0.42	0.40	0.28	0.28	0.34	0.13	0.12	0.11	0.09	0.19	0.23	0.12	He ан.	0.07	0.09	0.11
П.п.л.	11.58	11.77	2.06	2.94	6.55	6.36	1.15	1.29	2.94	2.76	2.74	2.81	0.90	1.14	1.85	2.98
Сумма	99.80	99.78	99.74	100.24	99.61	99.76	99.92	99.84	99.72	99.96	100.08	100.11	99.94	99.83	100.14	99.56
f, %	11.07	14.34	19.3	22.3	23.59	24.63	43.20	50.82	18.46	18.86	17.93	37.37	45.82	50.40	62.75	49.03
Be, г/т	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	1.57	0.84	1.27	0.81	2.22
Sc	6.5	23.3	13	53	27.4	3.1	29.6	26.5	60.3	60.6	61	32.3	34	30.3	16.7	16.8
V	36.83	92.11	49	63	221.1	24.09	506.9	296.66	277.5	278.4	282.5	235.01	341.06	206.11	207.61	183.61
Cr	4173	1176	200	120	432.8	416.9	120.5	67.79	4208	3453	2677	1236	189.2	58.14	10.82	99.09
Co	152.4	154.1	71	26	122.2	73.68	49.87	32.14	73.93	74.23	66.68	44.63	33.82	27.12	21.90	22.17
Ni	3239	1332	190	64	407.2	186.2	37.01	41.78	717.2	867.7	950.2	196.48	11.59	18.34	5.56	72.48
Cu	26.43	44.73	17	92	22.18	8.20	2.21	12.83	238.1	193.1	533.7	7.70	5.85	37.28	65.83	21.75
Zn	70.5	49.3	52	33	89.9	51.8	78.3	93.6	44.2	39.9	41.7	113.2	97.2	104.8	75	93.8
Ga	1.39	1.51	He ан.	He ан.	5.63	10.04	17.53	22.41	4.23	4.41	4.07	21.42	21.40	20.64	21.14	21.16
Rb	0.66	0.29	»	»	1.13	4.86	0.88	3.12	0.40	0.87	0.67	2.99	1.10	2.73	3.02	36.57
Sr	5.4	4.2	»	»	145	752.4	684.8	785	30.3	36.4	37.9	581.2	652	705.9	1183	940.4
Y	0.429	2.27	Н.п.о.	14	5.50	0.876	5.11	20.44	6.00	6.36	6.20	49.88	22.44	15.77	12.93	16.09
Zr	1.89	3.19	28	45	5.32	2.45	7.14	120.3	4.62	5.56	5.90	607.8	76.78	29.63	16.61	189.7

Nb	0.290	0.086	He ан.	0.482	0.13	0.390	5.53	0.050	0.152	0.18	10.64	3.83	4.39	3.11	12.45
Mo	0.062	0.105	»	0.073	0.046	0.063	0.07	0.051	0.20	0.055	0.15	-0.10	0.28	0.17	0.22
Cd	0.116	0.025	»	0.147	0.048	0.143	0.14	0.158	0.137	0.15	0.48	0.13	-0.06	0.00	0.11
Sn	0.13	0.42	»	0.11	0.20	0.09	0.44	0.01	0.17	0.08	1.32	0.48	0.28	0.19	1.27
Cs	0.038	0.007	»	0.499	0.144	0.062	1.10	1.041	1.117	3.965	0.27	0.26	1.03	0.19	0.10
Ba	4.65	2.40	»	30.20	254.0	33.96	264.0	13.77	21.45	5.89	432.4	94.64	138.0	215.0	594.1
La	0.290	0.111	»	1.04	0.526	1.12	12.01	0.799	0.602	0.604	17.03	8.77	10.81	9.83	28.69
Ce	0.594	0.391	»	2.52	1.10	2.86	27.70	1.53	1.79	1.90	47.43	23.34	22.42	23.09	56.43
Pr	0.073	0.078	»	0.409	0.152	0.481	4.04	0.380	0.359	0.367	7.18	3.69	3.05	3.23	6.49
Nd	0.284	0.488	»	2.119	0.656	2.502	17.42	2.131	2.122	2.124	34.15	15.92	12.37	14.64	24.47
Sm	0.064	0.216	»	0.711	0.155	0.768	3.96	0.775	0.794	0.778	8.29	3.99	2.85	3.20	5.23
Eu	0.018	0.089	»	0.320	0.101	0.358	1.36	0.303	0.298	0.303	1.48	1.22	1.51	1.36	1.40
Gd	0.071	0.338	»	0.984	0.158	0.932	3.88	1.052	1.085	1.074	7.48	3.71	3.31	3.36	4.59
Tb	0.012	0.063	»	0.164	0.026	0.151	0.494	0.182	0.194	0.186	1.25	0.566	0.356	0.401	0.515
Dy	0.077	0.413	»	1.013	0.153	0.919	3.03	1.144	1.246	1.167	7.19	2.97	2.40	1.88	2.71
Ho	0.016	0.090	»	0.212	0.031	0.190	0.586	0.246	0.265	0.247	1.520	0.669	0.513	0.356	0.522
Er	0.047	0.256	»	0.581	0.095	0.535	2.10	0.680	0.730	0.697	4.64	2.05	1.64	1.37	1.30
Tm	0.007	0.035	»	0.076	0.013	0.073	0.280	0.094	0.096	0.096	0.657	0.294	0.184	0.123	0.180
Yb	0.055	0.228	»	0.471	0.085	0.477	1.518	0.574	0.622	0.593	3.787	2.099	1.243	0.891	1.198
Lu	0.010	0.034	»	0.068	0.014	0.073	0.230	0.082	0.088	0.086	0.515	0.263	0.177	0.104	0.174
Hf	0.05	0.108	»	0.199	0.071	0.259	2.13	0.213	0.250	0.244	9.25	1.93	0.666	0.358	3.15
Ta	0.011	0.001	»	0.018	0.001	0.016	0.181	0.010	0.005	0.005	0.223	0.083	0.114	0.082	0.468
W	0.056	1.608	»	0.064	0.036	0.036	0.038	0.076	0.186	0.059	Н.п.о.	0.411	0.218	0.040	0.887
Pb	6.08	0.511	»	5.61	3.38	4.10	4.08	2.23	1.24	1.37	2.01	1.98	4.44	2.05	13.73
Th	0.050	0.011	»	0.083	0.034	0.057	0.035	0.018	0.026	0.043	0.074	0.041	0.105	0.090	3.04
U	0.013	0.004	»	0.025	0.008	0.013	0.020	0.015	0.010	0.012	0.081	0.023	0.063	0.013	0.601

Примечание. 1 — лерцолит, 2 — аполерцолитовый серпентинит, 3, 4 — герцинитовые габбронориты, 5 — платиолазовый верлит, 6 — меланократовый троктолит, 7, 8 — габбронориты, 9—11 — пироксениты, 12—15 — пироксен-амфиболовые габбро, 16 — диабаз. Не ан. — не анализировалось, Н.п.о. — ниже предела обнаружения. Определение содержания элементов выполнено в лаборатории аналитической химии Центра коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН. Оксиды определялись классическим химическим способом, аналитик С.П. Баталова; концентрации микроэлементов — методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометрах Agilent 7700 (определение REE) и Agilent 7500 (остальные элементы), аналитики М.Г. Блохин, Д.С. Остапенко, Ю.М. Иванова, Н.В. Зарубина.

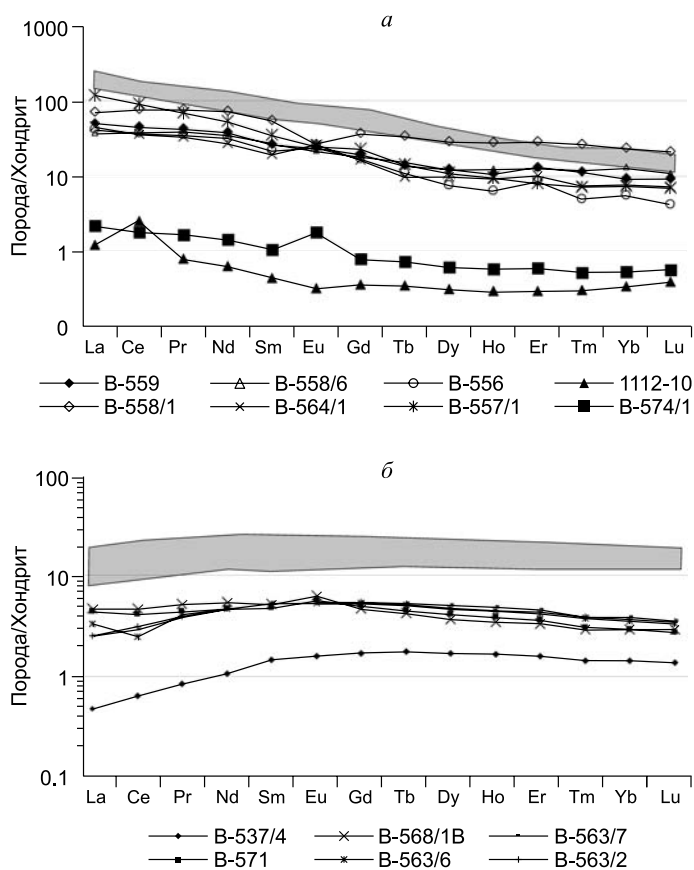


Рис. 7. Нормированные к хондриту концентрации редкоземельных элементов в офиолитах Приморья.

a — концентрации элементов в габброидах, троктолитах и дунитах, *б* — в пироксенитах и лерцолите. Составы пород см. в табл. 7. Выделены поля базальтов, по [Симаненко и др., 2009].

ных и легких редкоземельных элементов в более дифференцированных породах. Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, хорошо коррелируются с минеральным составом.

В ультрабазитах общий уровень концентрации REE примерно соответствует хондриту (рис. 7, *a*). Однако наклон кривых разный. В дуните и меланократовом троктолите наблюдается обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых, что, вероятно, связано с фракционированием плагиоклаза. Дополнительным подтверждением этого предположения могут служить европиевые аномалии — отрицательная в дуните и положительная в троктолите. В лерцолите, так же как и в пироксенитах и верлитах (см. рис. 7, *б*), наблюдается незначительное обогащение средними REE

относительно тяжелых и легких элементов. В то же время общий уровень концентрации REE в этих породах в 3—4 раза выше, чем в хондрите. По некоторым представлениям [Леснов, 2007], пироксениты и вебстериты являются гибридными породами, образовавшимися в результате взаимодействия базальтоидных расплавов с ультрамафитовыми реститами. Эта точка зрения в офиолитах Приморья подтверждается характером распределения REE в базальтах, ассоциирующих с кремнями (см. рис. 7, *б*). Хотя уровень концентрации REE в базальтах выше, характер распределения элементов и наклон кривой близки. Сами базальты по микроэлементному составу наиболее близки океаническим толеитам [Симаненко и др., 2009].

В то же время поведение REE в габброидах обладает своей спецификой. Для них типичны высокие концентрации REE, преобладание легких REE над тяжелыми и отсутствие ярко выраженных аномалий. По характеру распределения элементов и уровню их концентраций спектр REE габброидов совпадает со спектром каменноугольно-пермских базальтов Приморья, ассоциирующих с известняками. Графики распределения REE пород имеют отрицательный наклон (см. рис. 7, *a*) и подобны спектру базальтов океанических островов (ОИВ). Последние обладают геохимическими свойствами внутриплитных базальтов океанических островов и подводных гор, связанных с плюмовым мантийным источником.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные позволяют предположить, что кристаллические породы офиолитов Приморья образовались в специфических *P-T*-условиях. Их реконструкция на основе двупироксеновых минералогических термобарометров [Lindsly, 1983; Gasparik, 1984] показывает, что породы перидотит-габброноритовой ассоциации образовались при более высоких температурах и давлениях, чем породы перидотит-троктолитовой (рис. 8).

Так, для ядерных частей зональных пироксенов из герцинитового габбронорита получена температура кристаллизации порядка 1200 °С, наиболее высокотемпературные пироксены из плагиоклазовых лерцолитов дают температуры на 100 °С меньше. Закономерное изменение составов зональных пироксенов в габброноритах хорошо объясняется падением температуры в процессе становления породы, причем интервал изменения температуры не менее 100 °С. Из рис. 8 видно, что краевые части зональных пироксенов габброноритов образовались при температуре 1100 ± 50 °С, т. е. в том же интервале, что и основная (высокотемпературная) масса пироксенов плагиоклазовых лерцолитов и троктолитов.

В то же время наиболее низкотемпературные пироксены плагиоклазовых лерцолитов и троктолитов формировались при температурах 1000—900 °С, т. е. если относительный интервал кристаллизации пироксенов в обеих группах пород примерно один и тот же (порядка 200 °С), то начальные и конечные температуры образования пироксенов в герцинитовых габброноритах выше, чем в троктолитах и плагиоклазовых лерцолитах. Этот факт находит свое объяснение в том случае, если предположить, что перидотит-габброноритовая ассоциация формировалась при более высоких давлениях, чем перидотит-троктолитовая.

Проверка этого предположения с помощью дупироксенового термобарометра Т. Гаспарика [Gasparik, 1984] показала (см. рис. 8, врезка), что герцинитовые габбронориты формировались при 1200—1000 °С и 8—10 кбар, в то время как троктолиты и плагиоклазовые лерцолиты образовались при 1100—900 °С и 5—7 кбар.

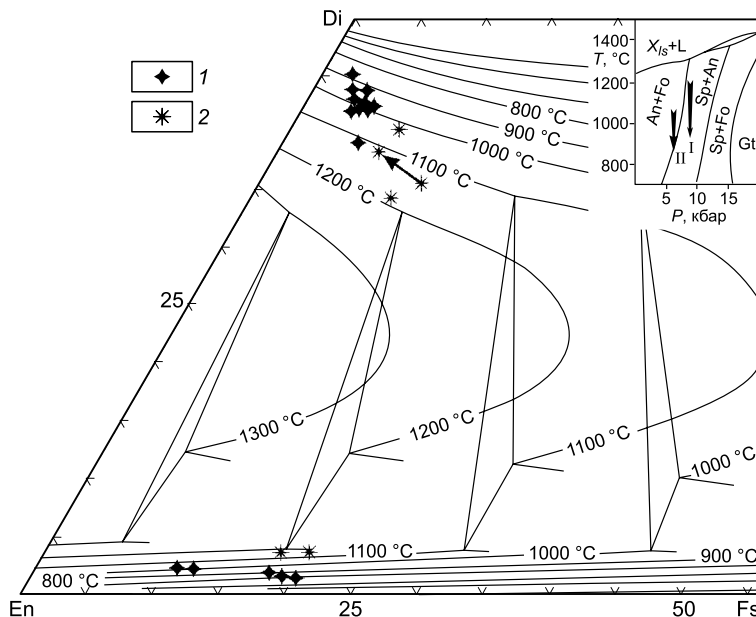
Следует отметить, что полученные абсолютные значения давлений, вероятно, несколько завышены, поскольку использованный термобарометр создан для магнезиальных систем. В нашем случае пироксены содержат значительное количество железа, присутствие которого, как известно, сдвигает реакции в сторону более низких давлений. Однако если абсолютные значения и могут быть завышены, то относительная величина разности давлений остается. Именно эта разница в давлении и объясняет, почему близкие по валовому составу породы так различаются по минералогии. Формирование плагиоклазовых перидотитов и троктолитов (как, видимо, и всей ассоциации в целом) в основном протекало в поле устойчивости минеральной пары оливин—плагиоклаз, вдоль границы с областью устойчивости ассоциации ортопироксен + клинопироксен + шпинель в изобарических условиях. На последних этапах падение температуры до 900 °С при постоянном давлении привело к тому, что тренд кристаллизации пород, вероятно, пересек инвариантную кривую и ассоциация оливин + плагиоклаз стала неравновесной. В результате на границе оливина и плагиоклаза образовались реакционные каемки из двух пироксенов и зеленой шпинели переменного состава. Поскольку этот эпизод в становлении пород был относительно кратковременным, полной перекристаллизации и выравнивания составов минералов не произошло, а на изменение состава отдельных минералов указывает тренд реакции.

В то же время перидотит-габброноритовая ассоциация изначально формировалась при более высоких давлениях, когда пара оливин + плагиоклаз неравновесна, а устойчивой является ассоциация ортопироксен + клинопироксен + шпинель. В результате место оливин-плагиоклазовых пород заняли дупироксен-шпинелевые, дупироксен-плагиоклаз-шпинелевые или дупироксен-оливин-шпинелевые разности, которые кристаллизовались не только при более высоких давлениях, но и при более высоких температурах.

К аналогичным выводам приводит и анализ условий образования гранатового габбро. Для пироксена гранатового габбро характерно высокое содержание Al_2O_3 (7—9 %). По соотношению $Al^{(IV)}/Al^{(VI)}$ он попадает в поле клинопироксенов, гранулитов и мантийных включений в базальтах [De Bari, Coleman, 1989]. Гранат отличается высокой магнезиальностью и содержит 47—49 % пиропового компонента. Такой же состав граната и в пегматоидных жилах. Температура кристаллизации по геотермометру Д. Эллиса и Д. Грина [Ellis, Green, 1979] составляет 1104 °С, а по геотермометру Р. Пауэлла [Powell, 1985] — 1100 °С. Давление по геобарометру О.В. Авченко [1990] оценивается в 16 кбар. Возможно, что величина давления завышена, но она не меньше 12 кбар, если судить по фазовой диаграмме СМА Т. Гаспарика [Gasparik, 1984]. Следует отметить, что магнезиальность граната в габбро на 10 % выше, чем наиболее магнезиаль-

Рис. 8. P-T-параметры образования ультрабазит-габбровых пород офиолитов Приморья.

1 — перидотит-троктолитовая ассоциация, 2 — перидотит-габброноритовая ассоциация. На врезке — An — анортит, Fo — форстерит, Sp — шпинель, Gt — гранат, $X_{ls} + L$ — поле расплава. Стрелками показаны тренды кристаллизации пород перидотит-троктолитовой (I) и перидотит-габброноритовой (II) ассоциаций. Диаграмма для давления 5 кбар.



ного, из известных в мире граната чогарских гранулитовых метабазитов, описанных О.В. Авченко [1990].

Таким образом, среди кристаллических пород офиолитов Приморья присутствуют породы, кристаллизовавшиеся при разных давлениях: троктолиты — меньше 5 кбар, исходя из устойчивости парагенезиса оливина и плагиоклаза, герцинитовые габбронориты — 5—12 кбар и гранатовые габбро — более 12 кбар, судя по составу граната и клинопироксена. Вероятно, герцинитовые габбронориты фиксируют переход от малоглубинной ультрабазит-троктолитовой к более глубокой ультрабазит-габбровой ассоциации офиолитов. Следует отметить, что наблюдаемые в троктолитах реакционные пироксен-шпинелевые каймы вокруг оливина могут интерпретироваться как следствие повышения давления при кристаллизации пород.

Рассмотрим возможные объяснения сочетания в офиолитах Приморья ультрабазит-габбровых ассоциаций различных давлений.

Глубинный перидотит-габбровый (но без троктолитов) комплекс Тоншина известен на Аляске. В нем, по данным С. Де Бари и Р. Колмана [De Bari, Coleman, 1989], присутствует гранатовый габбронорит с паргаситом и алюмошпинелью. Содержание пиропового компонента в гранате до 35 %. Предполагается, что габбро формировались при повышающемся давлении до 10.5 и более кбар в основании островной дуги Талкетна.

Как уже отмечалось, в составе офиолитового комплекса Приморья присутствуют как океанические толеиты, так и высокотитанистые (до 4 % TiO_2) базальты. Кроме того, позднее роговообманковое габбро и пегматиты были обогащены титаном и железом, что указывает на толеитовый тренд дифференциации. Мы полагаем, что офиолиты Сихотэ-Алиня формировались в основании океанического плато, рост которого был обусловлен внедрением мантийного плюма. В результате крупномасштабного извержения базальтов резко увеличилась мощность земной коры и, как следствие, повысилось давление в магматических камерах на границе кора—мантия. Поэтому малоглубинная перидотит-троктолитовая ассоциация начальных стадий развития плато сменилась более глубокой — перидотит-габброидной.

Из приведенных материалов следует:

1. Кристаллические породы основного—ультраосновного состава сформировались в результате кристаллизации магматического расплава, аналогичного магмам современных плюмов. Они представляют собой расслоенные магматические тела, в которых достаточно четко выделяются три макрослоя — ультрамафитовый (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты), переходный (троктолиты или пироксениты) и базитовый (габброиды). В дальнейшем они были выведены на поверхность и фрагментированы в твердом состоянии в результате последующих тектонических процессов.

2. Палеозойские офиолиты Сихотэ-Алиня представляют собой аналоги магматических комплексов современных океанов. Различия в минералогии связаны с особыми физико-химическими условиями, существовавшими в период становления пород, и отражают плюмовую палеотектоническую обстановку. Эта особенность связана с существованием магматических камер, в которых сходные в геохимическом отношении расплавы кристаллизовались при различных давлениях и температурах.

ЛИТЕРАТУРА

Авченко О.В. Минеральное равновесие в метаморфических породах и проблемы геотермобарометрии. М., Наука, 1990, 182 с.

Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Под ред. А.Д. Щеглова, И.З. Бурьяновой, Н.П. Васильковского, И.Н. Говорова, С.А. Щеки. М., Наука, 1984, 504 с.

Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток, Изд-во ДВО АН СССР, 1989, 196 с.

Высоцкий С.В. Офиолитовые и бонинит-офиолитовые ассоциации островодужных систем Западной Пацифики: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., МГУ, 1996, 62 с.

Высоцкий С.В., Оковитый В.Н. Офиолиты Северного Приморья: петрология ультрабазит-габбровой ассоциации // Тихоокеанская геология, 1990, № 5, с. 76—87.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток, Дальнаука, 2006, 982 с.

Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1 / Под ред. И.И. Берсенева, Н.А. Беляевского, Л.А. Неволлина. М., Недра, 1969, 696 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток, Дальнаука, 2006, 239 с.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986, 160 с.

- Добрецов Н.Л.** Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1383—1386.
- Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В., Медведев В.Н.** Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика, 1986 (12), с. 29—35.
- Зимин С.С.** Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., Наука, 1973, 252 с.
- Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М., Наука, 2006, 258 с.
- Кемкин И.В.** Строение террейнов юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алинь-Приамурского региона и юрская геодинамическая эволюция восточной окраины Азии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (10), с. 1003—1017.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И.** Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология, 1993, № 5, с. 31—42.
- Колман Р.Г.** Офиолиты М., Мир, 1979, 262 с.
- Леснов Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Т. 1. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2007, 404 с.
- Мазарович А.О.** Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М., Наука, 1985, 250 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я.** Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника, 1977, № 6, с. 15—31.
- Панченко И.В.** Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1985, 152 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) /** Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1977, 221 с.
- Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии /** Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1985, 200 с.
- Симаненко В.П., Филиппов А.Н., Чащин А.А.** Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2009, т. 3, № 3, с. 23—37.
- Ханчук А.И., Панченко И.В.** Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 4, с. 800—803.
- Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток, 1988, с. 56 (Препринт/ДВНЦ ДВО АН СССР).
- Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В.** Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., Наука, 1989, с. 218—254.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г.** Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток, Дальнаука, 1995, 66 с.
- Щека С.А.** Типы поясов // Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения. М., Наука, 1984, с. 45.
- Condie K.C.** Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution // J. Petrol., 1985, v. 26, № 3, p. 545—563.
- De Bari M.S., Coleman R.G.** Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska // J. Geophys. Res., 1989, v. 94, № B4, p. 4373—4391.
- Dick H.J.B., Bullen T.** Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contr. Mineral. Petrol., 1984, v. 86, p. 54—76.
- Dobretsov N.L., Watanabe T., Natal'in B., Miyashita S.** Comparison of ophiolites and blueschists of Sakhalin and Hokkaido // Ophioliti, 1994, v. 19, p. 157—176.
- Ellis D.J., Green D.H.** An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contr. Miner. Petrol., 1979, v. 71, № 1, p. 13—22.
- Gasparik T.** Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // Contr. Miner. Petrol., 1984, v. 87, № 1, p. 87—97.
- Hynes A.** Comment on the «Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc» by A. Miyashiro // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, p. 213—216.
- Ishiwatari A., Sokolov S.D., Vysotskiy S.V.** Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite // Geol. Soc. Spec. Publ., 2004, v. 218, p. 597—617.
- Lindsly D.H.** Pyroxene thermometry // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 477—493.
- Miyashiro A.** Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol., 1975, v. 83, p. 249—291.

Moore E.M. Discussion of «Origin of Troodos and other ophiolites: A reply to Hynes» by Akiho Miyashiro // Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, p. 223—226.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet–clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorph. Geol., 1985, v. 3, p. 231—243.

Viereck L.G., Flower M.F.J., Hertogen J., Schmincke H.-U., Jenner G.A. The genesis and significance of N-MORB sub-types // Contr. Miner. Petrol., 1989, v. 102, № 1, p. 112—126.

Vysotskiy S.V. High- and low-pressure cumulates of Paleozoic ophiolites in Primorye, Eastern Russia // Circum-Pacific Ophiolites: Proceedings of the Ophiolite Symposium of the 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 24 August—3 September, 1992. VSP Publishers, 1994, p. 145—162.

*Поступила в редакцию
29 мая 2015 г.*