

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ХРЕБТА СТЕЛМЕЙТ, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПАЦИФИКА, И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

© 2022 г. В. В. Шабькова^а, С. А. Силантьев^{а, *}, Е. А. Краснова^а, А. В. Жилкина^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: silantyev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 29.06.2021 г.

После доработки 15.09.2021 г.

Принята к публикации 01.10.2021 г.

Важным элементом в реконструкции картины геодинамической эволюции литосферы северо-западной акватории Тихого океана является хребет Стелмейт, расположенный непосредственно к югу от Алеутской островной дуги и протянувшийся с юго-востока на северо-запад почти параллельно Алеутскому глубоководному желобу. Коллекция образцов, имеющаяся в распоряжении авторов, включала породы, драгированные вдоль всего простирания хр. Стелмейт во время проведения 201-го и 249-го рейсов немецкого НИС “Зонне”. Предметом изучения служили перидотиты, габброиды, долериты и базальты, которые в полной мере характеризуют петрографическое разнообразие магматических пород, слагающих фрагменты хр. Стелмейт, расположенные вдоль его простирания на протяжении 500 километров. Цель настоящей работы заключалась в оценке геохимической и геодинамической природы источников магматизма, формирующих магматические комплексы хр. Стелмейт. Синтез представленных в работе данных о строении хр. Стелмейт и составе слагающих его пород позволил сформулировать ряд выводов, имеющих принципиальную важность для построения адекватной модели геодинамической эволюции северо-западной акватории Тихого океана: 1) мафит-ультрамафитовая ассоциация пород северо-западного сегмента хр. Стелмейт была образована на конвергентной границе литосферных плит; 2) в формировании магматических комплексов хр. Стелмейт принимали участие деплетированные и обогащенные источники; 3) в районе 170° в.д., в пределах хребта Стелмейт, располагается крупная разломная зона, к северо-западу от которой в строении магматических комплексов участвуют ультраосновные породы, отсутствующие к юго-востоку от нее; 4) на всем простирании хребта Стелмейт спорадически встречаются магматические породы, в образовании которых не участвовали мантийные резервуары океанического типа.

Ключевые слова: океаническая литосфера, зоны субдукции, офиолитовые комплексы, мантийный магматизм, метаморфизм, геодинамика, северо-западная Пацифика

DOI: 10.31857/S0016752522050119

ВВЕДЕНИЕ

Важным элементом в реконструкции картины геодинамической эволюции литосферы северо-западной акватории Тихого океана является хребет Стелмейт, расположенный непосредственно к югу от Алеутской островной дуги и ограниченный с запада северным окончанием вулканической цепи Императорских подводных гор, с севера Алеутским глубоководным желобом, с юга Императорским трогом и с востока разломной зоной Рэт. Хребет Стелмейт обладает морфологическими признаками, присущими типичным поперечным хребтам, расположенным в активных участках крупных трансформных разломов Мирового океана (например, Gasperini et al., 1997; Brunelli et al., 2006). Хребты этого класса, согласно (Kastens et al., 1998), представляют протяженные поднятия, про-

стирающиеся параллельно вмещающим их трансформным разломам. Следует заметить, что простирание хр. Стелмейт конформно не только ориентировке вмещающего его разлома, но и простиранию расположенных непосредственно к северу глубоководного Алеутского желоба и Алеутской островной дуги (рис. 1). В работе (Lonsdale, 1988) предполагается океаническая природа хр. Стелмейт, а его происхождение рассматривается как результат тектонического взброса блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома. Данные о составе пород, слагающих хр. Стелмейт, отсутствовали вплоть до 2009 года, когда удалось получить обширный каменный материал, поднятый при драгированиях, проведенных на нескольких сегментах хребта в 201-ом рейсе немецкого научно-исследователь-

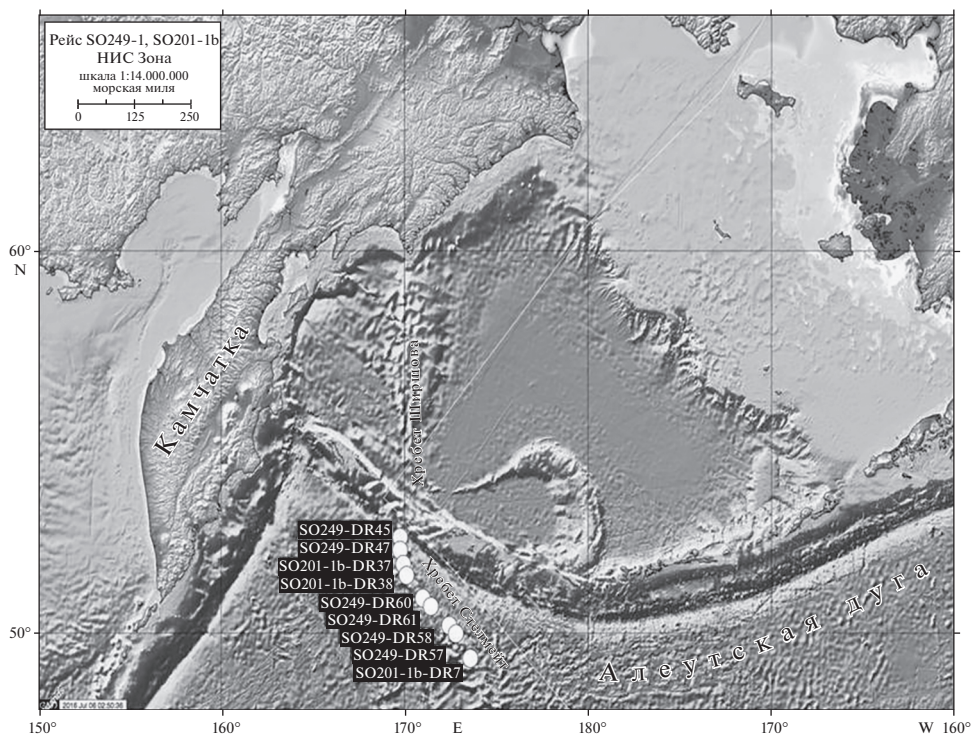


Рис. 1. Карта акватории северо-западной части Тихого океана с расположением станций драгирования НИС “Зонне”, на которых были получены изученные породы.

ского судна (НИС) “Зонне”. Позже (2016), в ходе 249-го рейса НИС “Зонне”, был опробован также северо-западный сегмент хр. Стелмейт, который погружается в Алеутский глубоководный желоб. В результате драгирований, проведенных в обоих этих рейсах, было установлено, что в строении хр. Стелмейт участвует ассоциация пород, типичная для океанических магматических комплексов и включающая серпентиниты, габбро, диориты и базальты. Изучение петролого-геохимических особенностей драгированных пород позволило прийти к выводу, что серпентиниты и габброиды хр. Стелмейт представлены преимущественно членами мафит-ультрамафитовой ассоциации кумулятивно-го происхождения (Силантьев и др., 2018). Представленные в работе (Силантьев и др., 2019) данные об изотопном составе стронция и неодима в плутонических и вулканических породах северо-западного сегмента хр. Стелмейт свидетельствуют о том, что в их происхождении участвуют гетерогенные в геохимическом отношении источники магматизма. В работе (Силантьев и др., 2021) было также установлено, что изотопный состав и характер распределения высоkozарядных редких элементов в амфиболитах, ассоциирующихся с породами мафит-ультрамафитовой ассоциации северо-западного сегмента хр. Стелмейт, позволяют предполагать, что протолит этих пород был представлен дериватом толеитового расплава, родительского для N-MORB. Характерная

ассоциация минералов и P - T -параметры метаморфизма амфиболитов хр. Стелмейт могут указывать на то, что они являются продуктом субдукционного метаморфизма.

Таким образом, результаты, полученные при изучении коллекции образцов, собранной в 201-ом и 249-ом рейсах НИС “Зонне”, свидетельствуют о том, что реальное строение, по крайней мере, северо-западного сегмента хр. Стелмейт не соответствует модельному образу, предполагающему его принадлежность к каноническому типу океанической литосферы. Коллекция, имеющаяся в распоряжении авторов, включала образцы, поднятые на девяти станциях драгирования, расположенных вдоль всего простирания хр. Стелмейт на протяжении около 500 км. Очевидно, что получение сведений о вариациях индикаторных петролого-геохимических параметров магматизма вдоль всего простирания хр. Стелмейт могут иметь принципиальную важность для построения адекватной модели геодинамической эволюции литосферы северо-западной Пацифики. Таким образом, главная цель настоящей работы заключалась в оценке геохимической и геодинамической природы источников магматизма, формирующих магматические комплексы хр. Стелмейт, являющегося важным геоструктурным элементом конвергентной границы плит северо-западной акватории Тихого океана.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследования послужила коллекция из 48 образцов, отобранная в ходе проведения 201-го и 249-го рейсов НИС “Зонне”. Различные плутонические и вулканические породы, в полной мере характеризуют петрографическое разнообразие магматических пород, слагающих сегменты хр. Стелмейт, расположенные вдоль его простирания с юго-востока на северо-запад (табл. 1). Данные о составе пород и породообразующих минералов для некоторых из изученных образцов ранее были приведены в работах (Силантьев и др., 2014, 2018, 2019, 2021; Краснова и др., 2013).

Изученные образцы представлены следующими петрографическими типами пород: серпентиниты (14 образцов), габбро (17 образцов), габбро-диориты (1 образец), диориты (2 образца), базальты (9 образцов), меланократовые милониты (3 образца), кристаллокластические брекчии по габброидам (1 образец) и амфиболиты (1 образец) (табл. 1). Ультраосновные породы хр. Стелмейт, представленные серпентинитами, обладают неоднородной текстурой и типичной петельчатой структурой (обр. So249-DR45-5,7, So201-DR37-3,4) или полосчатой текстурой и милонитовой структурой (обр. So249-DR45-1,2,4, So249-DR47-6,9). В серпентинитах станции So201-DR37 наблюдаются отчетливые признаки пластичных деформаций (Краснова и др., 2013). Кристаллокласты плагиоклаза и пироксена в ультраосновных милонитах погружены в тонко перетертую матрицу, состоящую преимущественно из серпентина. В подчиненном количестве в серпентинитах присутствуют также тальк, актинолит, хлорит и магнетит. Образец So201-DR38-7 представлен крупным фрагментом литокласта из тектонической брекчии, крупный блок которой был драгирован на станции So201-DR38 (Силантьев и др., 2014). Степень серпентинизации ультраосновных пород варьирует от 70 до 100%. Протолитом серпентинитов являются лерцолиты и дуниты (станция So201-DR37) или пироксениты (станции So249-DR45, So249-DR47). Габбро, драгированные в 249-ом рейсе НИС “Зонне”, представлены в различной степени катаклазированными породами, варьирующими в структурном плане от неизменных аллотриоморфнозернистых лейкократовых разновидностей (обр. DR45-14, DR47-1,2,3, DR58-9) и уралитизированных офитовых габбро (обр. DR47-5,18,20, DR57-5, DR58-5,6,7) до интенсивно тектонизированных габброидов с хорошо проявленными признаками синтетектонической перекристаллизации (обр. DR45-9, DR47-19). Габброиды сложены плагиоклазом, пироксеном и оливином, в различной степени замещенными вторичными актинолитом, хлоритом, и тальком. В изученной коллекции присутствуют также типичные милониты,

представленные меланократовыми породами, характеризующиеся наиболее высокой степенью перекристаллизации и интенсивным катаклизмом: образцы DR45-4, DR47-17 и DR47-14. В первых двух из указанных образцов деформационное воздействие проявлено в перекристаллизации и бластезе слагающих эти породы плагиоклаза, клинопироксена и оливина, приводящей к образованию милонитовой матрицы, в которую погружены редкие реликты крупных зерен плагиоклаза с характерным изгибанием плоскостей спайности (рис. 2а, 2б). Милонит, представленный образцом DR47-14, состоит из тонкоперетертого микрогранобластового субстрата с редкими жилками, выполненными хризотилом. Порода сложена преимущественно серпентином и редкими пироксеном, оливином и плагиоклазом (рис. 2в). Все три образца были драгированы на северо-западном окончании хр. Стелмейт на станции So249-DR45 и расположенной в 18.5 км к ЮЮЗ от нее станции So249-DR47. Габбро-диориты (ст. So201-DR7, обр. DR7-12), обладающие габбро-офитовой структурой, и диориты (ст. So201-DR7, обр. DR7-10,11) состоят из пироксена, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и вторичных актинолита, хлорита, сфена и эпидота, а также скаполита (в обр. DR7-11) (Силантьев и др., 2014). Вулканические породы хребта Стелмейт представлены базальтами и диабазами. Неизменные базальты (обр. DR45-21,22), драгированные на станции So245-DR45, имеют интерсервальную структуру и сложены клинопироксеном, плагиоклазом и шпинелью. Образец DR47-24 представлен пикритовым базальтом, крупные кристаллы оливина, плагиоклаза и шпинели которого вместе с основной массой, сложенной плагиоклазом и клинопироксеном, образуют порфиновую структуру (Силантьев и др., 2019). Диабазы (обр. DR45-15,16,28, DR47-21, DR57-6, DR58-10), состоящие из актинолита, эпидота, хлорита, ильменита и магнетита, в различной степени сохранили следы долеритовой структуры. Амфиболиты, драгированные на станции So249-DR45 (обр. DR45-30), имеют гетеробластовую граноматобластовую структуру и характерную сланцеватую текстуру (Силантьев и др., 2021). Эти породы сложены сине-зеленым амфиболом, плагиоклазом и эпидотом. Образец литокластической брекчии (обр. DR60-4) состоит из крупных литокластов габброидов, сложенных уралитизированным пироксеном, сосюритизированным плагиоклазом и магнетитом, основная масса породы состоит из перекристаллизованных плагиоклаза и пироксена.

Анализ концентраций главных элементов в изученных образцах выполнен методом рентгенофлуоресцентного анализа на вакуумном спектрометре последовательного действия модели Axios со сканирующим каналом AXIOS Advanced в ГЕОХИ РАН Т.Г.Кузьминой. Содержание РЗЭ и

Таблица 1. Распределение петрографических типов пород по станциям драгирования 201-го (2009г.) и 249-го (2016 г.) рейсов НИС “Зонне”

Станция	Координаты	Глубина, метры	Ультраосновные породы	Габбро и диориты	Милониты	Базальты и долериты	Другие породы
So201-DR7	50°3' с.ш., 174°22' в.д.	3340–2780	–	DR7-10 ³ , DR7-11 ³ , DR7-12 ³	–	–	–
So249-DR57	50°65' с.ш., 172°74' в.д.	4054–3657	–	DR57-5	–	DR57-6	–
So249-DR58	50°88' с.ш., 172°27' в.д.	4453–3930	–	DR58-5A, DR58-5B, DR58-5C, DR58-6, DR58-7, DR58-9	–	DR58-10	–
So249-DR61	51°42' с.ш., 171°27' в.д.	3071–2508	–	DR61-11	–	–	–
So249-DR60	51°46' с.ш., 171°22' в.д.	3836–3230	–	–	–	–	DR60-4 (брекчи- рованное габбро)
So201-DR38	51°93' с.ш., 170°27' в.д.	4263–3979	DR38-7 ³	–	–	–	–
So201-DR37	51°27' с.ш., 169°8' в.д.	4360–3955	DR37-3 ⁴ , DR37-4 ⁴ , DR37-9 ⁴ , DR37-14 ⁴	–	–	–	–
So249-DR47	52°47' с.ш., 169°65' в.д.	3429–3050	DR47-6 ¹ , DR47-9 ¹ , DR47-10, DR47-11, DR47-12	DR47-1 ¹ , DR47-2 ¹ , DR47-3, DR47-5, DR47-18, DR47-19, DR47-20 ¹	DR47-14, DR47-17 ¹	DR47-21 ¹ , DR47-24 ¹	–
So249-DR45	52°65' с.ш., 169°68' в.д.	5263–4726	DR45-1 ¹ , DR45-2 ¹ , DR45-5 ¹ , DR45-7	DR45-9 ¹ , DR45-14 ¹	DR45-4	DR45-15, DR45-16, DR45-21, DR45-22 ¹ , DR45-28 ¹	DR45-30 ² (амфи- болит)

Примечание. 1 – данные ранее были опубликованы в (Силантьев и др., 2019); 2 – в (Силантьев и др., 2021); 3 – в (Силантьев и др., 2014); 4 – в (Краснова и др., 2013).

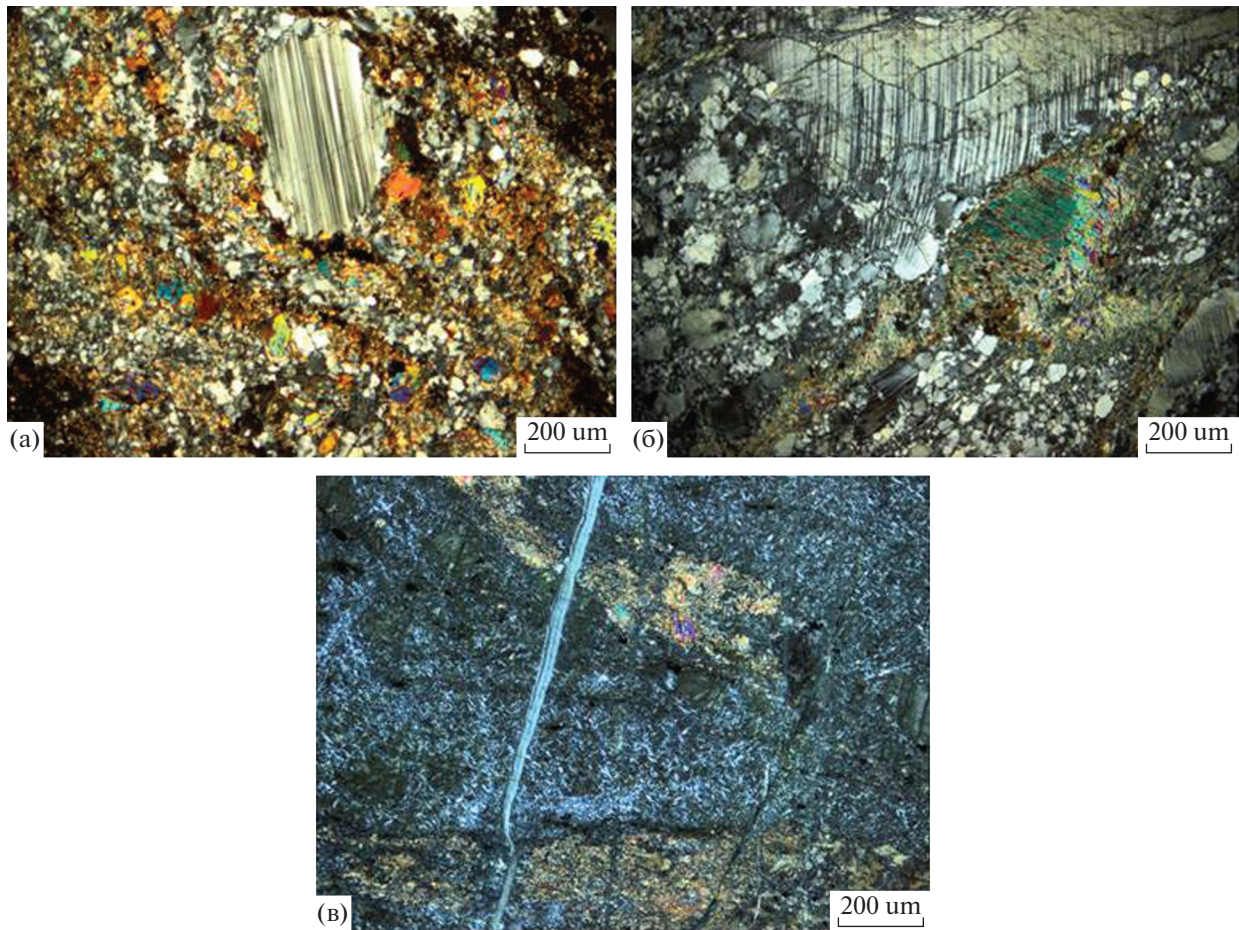


Рис. 2. Микрофотографии в поляризованном свете прозрачных шлифов милонитов хр. Стелмейт – обр. DR45-4 (а), DR47-17 (б), DR47-14 (в) .

некоторых сильно несовместимых элементов определялось по методике кислотной минерализации геологических образцов в открытой системе. Детальное описание этой методики приведено в работе (Силантьев и др., 2018). Исследования Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по стандартной методике. Для определения концентраций рубидия, стронция, самария и неодима применяли метод изотопного разбавления с использованием смешанных трасеров. Измерения проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектретре Triton.

СОДЕРЖАНИЕ ГЛАВНЫХ И НЕСОВМЕСТИМЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИЗУЧЕННЫХ ПОРОДАХ

Данные о содержании главных и несовместимых элементов в вулканических и плутонических породах хр. Стелмейт приведены в табл. 2. Классификационная диаграмма вулканических пород в координатах кремнезема и суммы щелочей (Cox et al., 1979)

демонстрирует, что изученные образцы базальтов и диабазов, по содержанию кремнезема и суммы щелочей относятся к типичным пикро-базальтам и базальтам (рис. 3а). Пикро-базальты, представленные образцами DR47-24, DR45-22, характеризуются хорошей сохранностью и не обнаруживают следов метаморфических преобразований, в то время как диабаз, отнесенный к той же группе (DR57-6), судя по его минеральному составу испытал перекристаллизацию в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В поле состава базальтов попадают как точки составов образцов неизмененных пород (обр. DR45-21), так и диабазов (обр. DR45-15,16,28, DR47-21, DR58-10). Габбро по содержанию главных элементов соответствуют полю составов габброидов плутонических комплексов срединно-океанических хребтов (Miyashiro, Shido, 1980; Wilson, 1989). По геохимической классификации океанических габброидов, предложенной в (Miyashiro, Shido, 1980), составы этих образцов соответствуют габбро ранней и средней стадии эволюции магматического расплава родительского для MORB (рис. 3б). На ри-

Таблица 2. Содержание главных и редких элементов в породах хр. Стелмейт

Компонент	DR45-1	DR45-2	DR45-4	DR45-5	DR45-7	DR45-9	DR45-14	DR45-30	DR47-1	DR47-2	DR47-3	DR47-5	DR47-6
SiO ₂	39.00	41.60	39.89	40.70	35.68	43.18	47.85	48.19	49.33	49.21	50.74	51.67	42.70
TiO ₂	0.06	0.08	0.85	0.06	0.06	1.14	0.59	1.04	0.20	0.42	0.60	0.43	0.02
Al ₂ O ₃	1.47	3.73	11.63	1.84	2.31	15.61	20.22	13.30	23.38	18.57	18.10	15.07	2.01
FeO*	9.38	11.75	12.81	9.31	14.38	10.58	7.88	12.01	5.87	6.40	6.46	5.71	7.61
MnO	0.54	0.19	0.21	0.15	0.19	1.13	0.15	0.27	0.07	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	32.10	24.17	17.80	31.34	31.31	9.24	4.37	8.43	2.32	6.12	7.69	10.67	35.42
CaO	0.55	3.04	7.14	1.51	1.57	8.66	13.08	12.13	11.92	13.57	11.36	12.79	2.00
Na ₂ O	1.30	1.62	1.57	1.41	0.84	3.83	3.07	2.09	4.20	3.22	2.80	2.24	1.30
K ₂ O	0.15	0.25	0.23	0.13	0.14	0.31	0.29	0.09	0.22	0.12	0.13	0.13	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.08	0.17	0.04	0.10	0.18	0.06	0.07	0.09	0.06	0.06	0.03	0.01
ППП	14.40	11.70	5.93	11.78	11.48	4.81	1.46	0.87	1.66	1.38	1.47	0.39	7.17
Сумма	98.99	98.21	98.23	98.27	98.07	98.67	99.02	98.49	99.26	99.18	99.51	99.24	98.39
Cr	3171	5276	1735	3901	3016	208.4	68.40	414.6	38.31	141.7	84.70	279.3	3792
Ni	949	1518	537	1692	1456	271.7	40.61	59.4	122.3	108.3	72.0	61.58	2388
Cs	0.07	0.10	0.09	0.04	0.05	1.62	0.16	0.01	0.01	nd	0.01	0.02	0.01
Rb	1.79	3.00	2.51	1.18	1.61	5.76	3.40	1.75	0.32	nd	0.64	0.78	0.31
Sc	9.15	18.35	22.57	13.00	15.35	34.42	39.66	39.85	41.63	nd	19.11	37.00	10.60
La	6.10	0.52	3.01	0.56	0.87	10.88	0.73	1.99	0.08	nd	1.39	0.52	0.07
Ce	24.97	0.29	6.58	0.61	1.38	51.60	2.37	5.48	0.28	nd	3.68	1.60	0.17
Pr	1.68	0.13	1.14	0.16	0.27	3.83	0.44	0.93	0.06	nd	0.58	0.31	0.02
Nd	7.24	0.67	6.07	0.78	1.31	18.27	2.70	5.35	0.43	nd	2.95	2.00	0.08
Sm	1.72	0.24	1.95	0.22	0.39	5.24	1.09	2.07	0.21	nd	0.93	0.86	0.02
Eu	0.42	0.09	0.74	0.07	0.13	1.64	0.54	0.86	0.06	nd	0.62	0.55	0.03
Gd	1.96	0.37	2.73	0.31	0.57	6.09	1.48	3.37	0.24	nd	1.33	1.35	0.05
Tb	0.29	0.08	0.47	0.06	0.10	1.03	0.29	0.62	0.05	nd	0.23	0.24	0.01
Dy	1.62	0.62	3.08	0.42	0.72	6.25	1.96	4.11	0.29	nd	1.47	1.64	0.13
Y	4.68	3.40	16.66	2.15	4.04	28.28	9.69	21.76	1.04	nd	7.13	8.70	0.80
Ho	0.30	0.14	0.66	0.09	0.17	1.23	0.42	0.89	0.05	nd	0.31	0.35	0.03
Er	0.86	0.47	1.93	0.30	0.52	3.60	1.26	2.59	0.14	nd	0.91	1.00	0.12
Tm	0.12	0.07	0.28	0.04	0.08	0.50	0.18	0.37	0.02	nd	0.12	0.14	0.02
Yb	0.83	0.54	1.87	0.36	0.60	3.35	1.23	2.37	0.12	nd	0.83	0.90	0.15
Lu	0.12	0.08	0.28	0.05	0.10	0.48	0.18	0.36	0.02	nd	0.13	0.14	0.03
(La/Sm) _{cn}	2.23	1.36	0.97	1.60	1.40	1.31	0.42	0.61	0.24	nd	0.94	0.38	2.20

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	DR47- 9	DR47- 10	DR47- 11	DR47- 12	DR47- 14	DR47- 17	DR47- 18	DR47- 19	DR47- 20	DR57- 5	DR58- 5A	DR58- 5B	DR58- 5C
SiO ₂	41.70	43.37	39.02	39.07	38.11	31.91	47.77	50.74	48.51	51.60	47.53	46.11	46.67
TiO ₂	0.02	0.03	0.08	0.24	0.77	0.22	0.52	0.55	0.20	0.52	0.34	0.26	0.30
Al ₂ O ₃	1.68	2.27	3.17	5.96	10.25	19.12	19.18	15.25	22.44	15.44	16.89	18.97	16.38
FeO*	7.72	7.38	6.92	7.28	8.51	4.27	5.23	6.25	4.84	5.79	6.62	5.69	6.80
MnO	0.11	0.10	0.10	0.12	0.14	0.08	0.09	0.13	0.06	0.14	0.12	0.10	0.21
MgO	37.61	33.42	35.92	31.75	24.97	23.43	10.62	9.19	7.01	9.94	12.15	12.10	13.15
CaO	1.84	1.55	0.94	1.86	6.06	5.01	8.26	12.23	10.50	11.30	10.13	10.32	9.68
Na ₂ O	1.25	0.44	0.15	0.21	0.19	1.83	3.59	3.03	3.92	2.15	1.77	1.75	1.68
K ₂ O	0.03	0.09	0.01	0.02	0.00	0.04	0.26	0.16	0.34	0.34	0.14	0.05	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.03	0.07	0.05	0.05	0.05
ППП	5.51	10.38	12.88	12.25	9.70	13.10	3.74	1.57	1.96	2.61	3.63	3.76	4.06
Сумма	97.48	99.05	99.22	98.79	98.75	99.05	99.29	99.13	99.81	97.29	95.74	95.40	95.16
Cr	3792	2466	nd	1973	1424	73.28	372.1	476.5	57.24	243.3	184.6	138.3	165.9
Ni	2093	2536	nd	1652	911	281.9	177.2	49.62	113.0	110.8	201.6	204.3	249.6
Cs	nd	0.06	0.04	0.06	0.01	nd	0.32	0.01	0.03	0.18	0.05	0.02	0.07
Rb	nd	1.46	0.54	0.54	0.23	nd	1.59	0.69	1.44	2.75	1.06	0.50	1.78
Sc	nd	11.23	13.46	15.65	26.21	nd	14.99	36.98	10.41	38.96	22.85	16.04	22.23
La	nd	0.07	0.07	0.28	0.94	nd	0.89	1.36	0.57	1.14	2.11	0.49	1.49
Ce	nd	0.20	0.20	1.04	3.68	nd	2.69	4.48	1.11	3.22	6.15	1.44	4.88
Pr	nd	0.02	0.04	0.19	0.74	nd	0.46	0.81	0.22	0.61	0.95	0.25	0.63
Nd	nd	0.10	0.21	1.11	4.35	nd	2.55	4.65	1.12	3.28	4.52	1.39	3.03
Sm	nd	0.04	0.09	0.43	1.60	nd	0.86	1.78	0.34	1.27	1.51	0.53	1.06
Eu	nd	0.03	0.07	0.19	0.61	nd	0.39	1.07	0.49	0.58	0.57	0.39	0.52
Gd	nd	0.09	0.17	0.69	2.38	nd	1.25	2.73	0.42	1.74	1.93	0.77	1.34
Tb	nd	0.02	0.03	0.13	0.42	nd	0.22	0.48	0.07	0.35	0.37	0.14	0.25
Dy	nd	0.15	0.27	0.83	2.72	nd	1.38	3.18	0.47	2.29	2.46	0.97	1.70
Y	nd	0.95	1.53	4.62	14.41	nd	7.27	15.40	2.24	11.76	13.08	4.89	8.26
Ho	nd	0.04	0.06	0.18	0.58	nd	0.29	0.68	0.10	0.48	0.52	0.20	0.35
Er	nd	0.13	0.21	0.55	1.71	nd	0.83	1.93	0.28	1.46	1.57	0.61	1.04
Tm	nd	0.02	0.03	0.08	0.25	nd	0.12	0.28	0.04	0.20	0.23	0.08	0.15
Yb	nd	0.16	0.24	0.53	1.61	nd	0.74	1.74	0.25	1.31	1.54	0.54	1.01
Lu	nd	0.03	0.04	0.08	0.25	nd	0.11	0.27	0.04	0.19	0.22	0.08	0.14
(La/Sm) _{cn}	nd	1.10	0.49	0.41	0.37	nd	0.65	0.48	1.06	0.57	0.88	0.58	0.89

Таблица 2. Продолжение

Компо- ненты	DR58- 6	DR58- 7	DR58- 9	DR60- 4	DR61- 11	DR7- 10	DR7- 11	DR7- 12	DR38- 7	DR37- 3	DR37- 4	DR37- 9	DR37- 14
SiO ₂	49.56	50.53	47.82	48.20	49.65	56.20	58.20	58.50	38.80	85.60	71.10	41.30	39.30
TiO ₂	0.32	0.42	1.12	1.42	0.39	0.70	0.72	0.86	0.02	0.07	0.05	0.05	<0.01
Al ₂ O ₃	15.26	13.91	15.31	12.73	13.75	17.38	15.88	17.01	1.16	0.13	0.48	2.36	2.07
FeO*	5.63	6.09	8.80	9.48	4.43	3.29	2.61	6.02	8.61	4.85	8.50	10.17	9.43
MnO	0.11	0.12	0.15	0.52	0.15	0.10	0.10	0.12	0.08	0.05	0.23	0.75	0.21
MgO	12.96	12.22	10.68	9.71	11.47	4.57	4.17	4.60	36.59	4.56	10.24	27.64	31.32
CaO	10.05	12.05	10.65	8.69	9.34	8.51	7.91	6.55	0.03	0.03	0.06	2.21	1.15
Na ₂ O	2.16	1.73	1.85	2.07	3.35	4.05	5.02	3.10	0.09	0.09	0.13	0.42	0.33
K ₂ O	0.31	0.18	0.25	0.34	1.47	3.82	3.51	1.14	0.03	0.08	0.07	0.15	0.11
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.13	0.14	0.20	0.14	0.15	0.17	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03
ППП	3.08	2.02	2.53	5.49	5.2	0.07	0.04	0.04	13.59	3.45	7.05	13.79	15.24
Сумма	96.42	97.30	96.76	93.30	94.21	98.83	98.31	98.11	99.01	99.44	98.94	100.01	100.27
Cr	141.9	430.2	260.2	246.9	681.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	112.2	123.8	200.7	120.0	249.8	13.63	10.44	9.11	nd	nd	nd	nd	nd
Cs	0.11	0.19	0.06	0.27	1.87	1.03	1.16	2.53	nd	0.22	0.04	0.03	0.01
Rb	2.10	1.73	1.69	4.91	12.49	126.44	100.01	33.92	nd	3.69	1.40	2.17	1.36
Sc	38.29	46.20	32.76	44.05	37.96	15.49	13.24	20.39	nd	3.20	4.30	13.20	10.80
La	0.59	0.83	2.54	4.62	3.57	31.12	37.71	12.59	nd	0.11	0.29	1.04	0.37
Ce	1.89	1.72	8.21	10.25	6.82	77.40	102.66	27.32	nd	0.06	0.30	0.15	0.03
Pr	0.28	0.40	1.25	1.83	1.15	9.34	12.40	3.43	nd	0.01	0.07	0.22	0.09
Nd	1.57	2.30	6.49	9.10	5.41	36.38	47.79	15.06	nd	0.04	0.33	1.01	0.40
Sm	0.66	0.98	2.34	3.11	1.73	7.28	9.91	3.45	nd	<0.013	0.07	0.27	0.12
Eu	0.38	0.49	0.88	1.15	0.59	1.26	1.03	1.25	nd	<0.003	0.03	0.08	0.04
Gd	0.99	1.41	3.14	3.95	2.12	6.95	9.18	3.43	nd	<0.01	0.10	0.33	0.16
Tb	0.20	0.29	0.61	0.77	0.38	1.15	1.54	0.61	nd	<0.002	0.02	0.07	0.03
Dy	1.39	1.99	3.99	5.05	2.40	6.63	8.87	3.47	nd	0.01	0.11	0.44	0.25
Y	6.98	10.18	20.37	25.50	12.29	31.57	44.48	17.82	nd	0.12	0.60	2.61	1.62
Ho	0.29	0.41	0.84	1.03	0.49	1.24	1.74	0.71	nd	0.01	0.02	0.10	0.06
Er	0.91	1.23	2.43	3.14	1.41	3.49	4.93	1.96	nd	0.01	0.07	0.31	0.19
Tm	0.13	0.16	0.33	0.43	0.19	0.49	0.70	0.28	nd	0.004	0.01	0.05	0.03
Yb	0.86	1.15	2.24	2.87	1.29	2.84	4.26	1.80	nd	0.02	0.09	0.37	0.23
Lu	0.13	0.17	0.32	0.41	0.20	0.38	0.54	0.24	nd	0.004	0.02	0.06	0.04
(La/Sm) _{cn}	0.56	0.54	0.68	0.93	1.30	4.14	3.68	3.54	nd	nd	2.19	2.51	1.97

Таблица 2. Окончание

Компонент	DR45-15	DR45-16	DR45-21	DR45-22	DR45-28	DR47-21	DR47-24	DR57-6	DR58-10
SiO ₂	48.57	45.87	45.84	43.27	47.78	47.23	43.25	43.04	49.21
TiO ₂	2.20	1.04	1.00	1.05	1.89	0.51	0.96	1.11	1.29
Al ₂ O ₃	15.24	16.06	15.85	13.57	12.70	16.11	14.59	13.46	13.15
FeO*	11.88	9.43	8.94	9.35	11.04	9.59	7.74	9.01	8.95
MnO	0.21	0.17	0.15	0.53	0.52	0.31	0.14	0.35	0.19
MgO	7.28	10.07	11.19	14.54	9.46	9.26	15.87	12.51	9.88
CaO	9.31	11.13	10.38	8.28	9.06	10.75	10.37	7.48	8.44
Na ₂ O	3.38	2.07	2.16	2.70	3.56	3.10	2.39	1.85	2.44
K ₂ O	0.28	0.07	0.11	0.33	0.38	0.18	0.07	0.54	1.11
P ₂ O ₅	0.21	0.06	0.07	0.08	0.19	0.05	0.05	0.12	0.16
ППП	0.00	2.75	2.96	5.05	2.02	1.62	3.44	9.84	4.08
Сумма	98.55	98.71	98.65	98.75	98.60	98.71	98.87	99.31	98.89
Cr	138.2	428.2	455.5	362.2	206.2	103.4	286.0	247.7	270.9
Ni	67.43	160.0	182.0	336.8	149.3	80.15	243.5	158.7	133.0
Cs	0.61	0.35	0.15	0.55	0.53	0.12	0.02	1.32	0.50
Rb	5.39	1.27	1.69	5.50	3.20	1.60	0.40	8.18	8.21
Sc	40.46	30.25	31.89	nd	nd	nd	nd	40.64	36.64
La	5.37	1.01	1.02	4.70	8.00	2.40	0.77	5.98	4.09
Ce	16.34	4.54	4.59	19.00	26.00	6.80	3.30	20.00	11.91
Pr	2.72	0.96	0.99	2.00	3.10	0.86	0.71	2.15	1.89
Nd	14.87	6.07	6.23	10.40	16.00	4.50	4.80	9.93	9.39
Sm	4.83	2.34	2.36	3.20	4.90	1.40	2.00	3.23	3.25
Eu	1.68	0.97	0.97	1.10	1.60	0.51	0.82	1.03	1.09
Gd	6.56	3.55	3.41	4.00	6.30	1.80	2.90	3.86	4.14
Tb	1.14	0.62	0.60	0.70	1.10	0.31	0.52	0.68	0.75
Dy	7.12	4.06	3.90	4.40	6.70	2.00	3.50	4.20	4.80
Y	36.77	21.24	21.11	21.00	34.00	10.00	18.00	18.72	24.36
Ho	1.48	0.87	0.84	0.93	1.40	0.41	0.74	0.83	0.98
Er	4.15	2.55	2.44	2.70	4.00	1.20	2.20	2.36	2.86
Tm	0.58	0.37	0.35	0.40	0.56	0.18	0.31	0.32	0.40
Yb	3.61	2.42	2.29	2.60	3.70	1.20	2.00	2.01	2.64
Lu	0.54	0.37	0.34	0.39	0.52	0.18	0.30	0.27	0.38
(La/Sm) _{cn}	0.70	0.27	0.27	0.92	1.03	1.08	0.24	1.17	0.79

Примечание. nd – элемент не определялся; FeO* – все железо как FeO. Оксиды приведены в мас. %, редкие элементы – в г/т.; Данные о составе пород для образцов, драгированных на станциях So201-DR7,37,38 и So249-DR45,47 приведены согласно работам (Силантьев и др., 2014, 2018, 2019, 2021; Краснова и др., 2013).

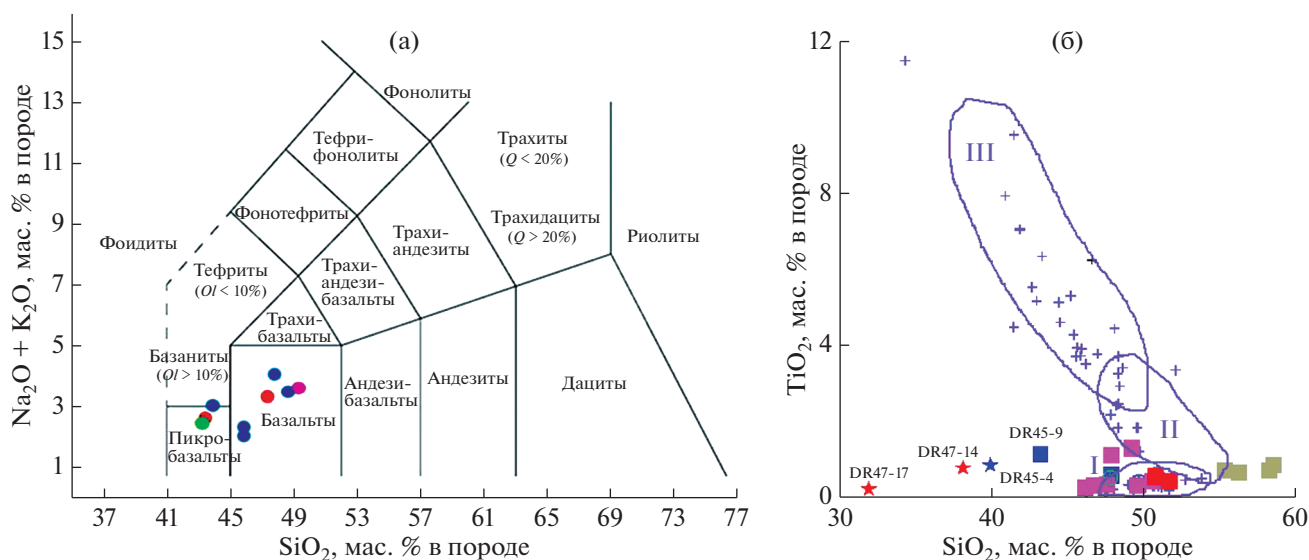


Рис. 3. Вариации содержания кремнезема и щелочных компонентов в вулканических породах по (Cox et al., 1979) (а). (б) – Вариации содержания TiO₂ и SiO₂ в изученных габброидах и милонитах. Поля составов габбро ранней, средней и поздней стадий приведены по (Miyashiro, Shido, 1980). Синими крестиками показаны составы габбро из внутренних океанических комплексов САХ. Синим цветом отмечены породы, отобранные на станции драгирования So249-DR45, красным – So249-DR47, желтым – So201-DR37, фиолетовым – So201-DR38, голубым – So249-DR60, оранжевым – So249-DR61, розовым – So249-DR58, зеленым – So249-DR57, болотным – So201-DR7. Ромбами обозначены ультраосновные породы, квадратами – габбро и диориты, кружками – базальты и диабазы, звездочками – милониты.

сунке 3б особняком располагаются точки состава трех образцов меланократовых милонитов: DR45-4 (MgO = 17.80 мас. %). DR47-17 (MgO = 23.43 мас. %) и DR47-14 (MgO = 24.97 мас. %), а также габбро-диоритов (обр. DR7-12) и диоритов (обр. DR7-10, 11): MgO = 4.60; 4.57; 4.17 мас. % соответственно. Очевидно, протолит этих пород отличался от типичных габброидов внутренних океанических комплексов и не связан с продуктами фракционной кристаллизации толеитового расплава. Отклоняется от поля состава “габбро ранней стадии” также состав габброида, представленного образцом DR45-9 и который, как будет показано ниже, не связан с эволюцией магматического расплава родительского для N-MORB.

В координатах АФМ большинство составов изученных габбро соответствуют полю состава габброидов срединно-океанических хребтов (рис. 4а). Габбро-диориты и диориты, драгированные на станции So201-DR7, попадают в поле состава океанических плагиогранитов (ОПГ). Следует заметить, что хотя изученные габбро-диориты (обр. DR7-12) и диориты (обр. DR7-10, 11), как и океанические плагиограниты, обнаруживают обогащенность легкими редкоземельными элементами, эти породы характеризуются существенно более высокими содержаниями калия и литофильных элементов: K₂O = 1.14–3.82 мас. %, Ва = 405–674 г/т, Sr = 282–551 г/т. Наблюдаемая в них ковариация содержаний калия и величины отношения Sm/Nd, как уже отмечалось в (Силан-

тьев и др., 2014), кардинально отличается от характерной для ОПГ (рис. 4б). Как следует из рис. 4б, точки состава изученных диоритов близки к составу континентальной коры, приведенному по (Rudnik, 2003). В тех же координатах точки состава типичных ОПГ располагаются вдоль тренда, характерного для продуктов высокотемпературной перекристаллизации (гидротермального анатексиса) океанических габброидов при участии водно-солевого флюида морского происхождения.

По характеру распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, плутонические и вулканические породы хр. Стелмейт соответствуют производным дифференциации как деплетированных, так и обогащенных расплавов (рис. 5). Образцы, драгированные на станциях So249-DR45, So249-DR47, So249-DR58 и So249-DR57, преимущественно являются представителями обедненных расплавов (обр. DR45-2, 5, 7; DR47-6, 10, 11, 12, 14; DR45-14; DR47-1, 5, 19; DR47-24; DR45-16, 21; DR57-5; DR58-5A-C, 6, 9, 10). Наряду с этим, среди изученных образцов присутствуют ультрамафиты (обр. DR45-1), габбро (DR45-9; DR61-11), а также вулканические и субвулканические породы (DR45-22, 28; DR47-21; DR57-6), обнаруживающие очевидные признаки связи с обогащенными магматическим расплавами. Как уже было отмечено выше, в диабазах первичная (долеритовая) структура лишь слабо угадывается, а минеральный состав этих пород подразумевает их интенсивную перекристаллизацию. Однако, состав

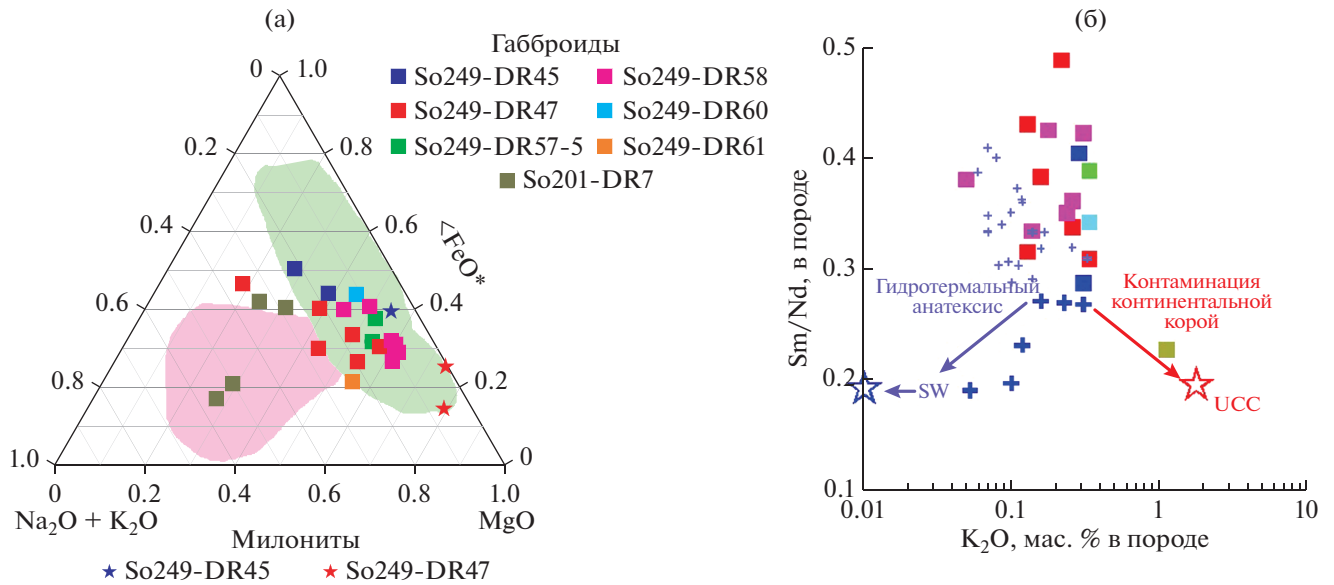


Рис. 4. (а) – Вариации составов изученных габброидов в координатах AFM. Составы габброидов срединно-океанических хребтов выделены голубым полем, океанические плагииграниты (ОПГ) – розовым (приведены по – Силантьев и др., 2014). Все железо представлено как FeO^* . (б) – Вариации содержания K_2O и величины отношения Sm/Nd в изученных габбро, габбро-диоритах и диоритах (приводится как в (Силантьев и др., 2014)). Состав габброидов из plutonic complexes САХ показан мелкими синими крестиками. Точка состава континентальной коры (UCC) обозначена красной звездочкой по (Rudnik, Gao, 2003), SW – состав морской воды по (Piergras, Wasserburg, 1987; Tachikawa et al., 2003).

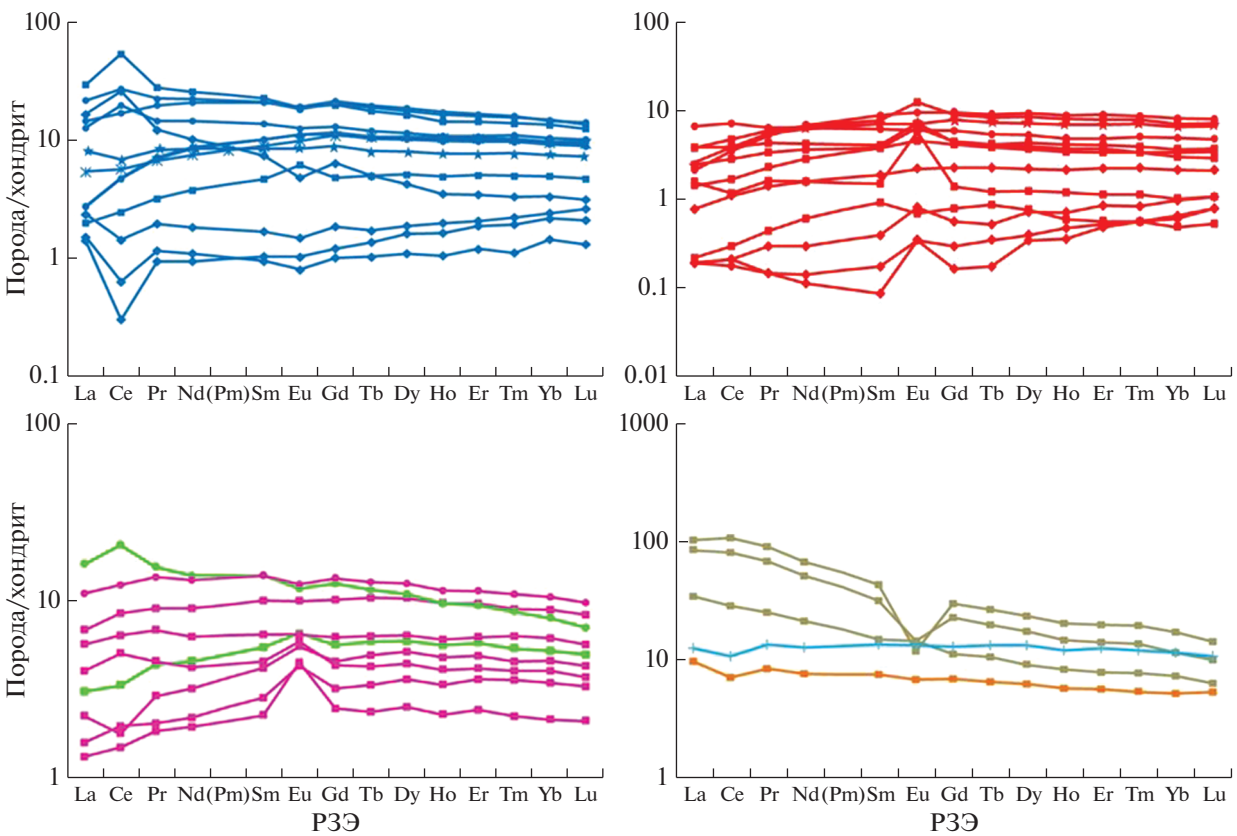


Рис. 5. Характер распределения нормализованных к хондриту (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ в изученных породах хребта Стелмейт. Астериски – амфиболиты, крестики – брекчии. Остальные условные обозначения как на рис. 3.

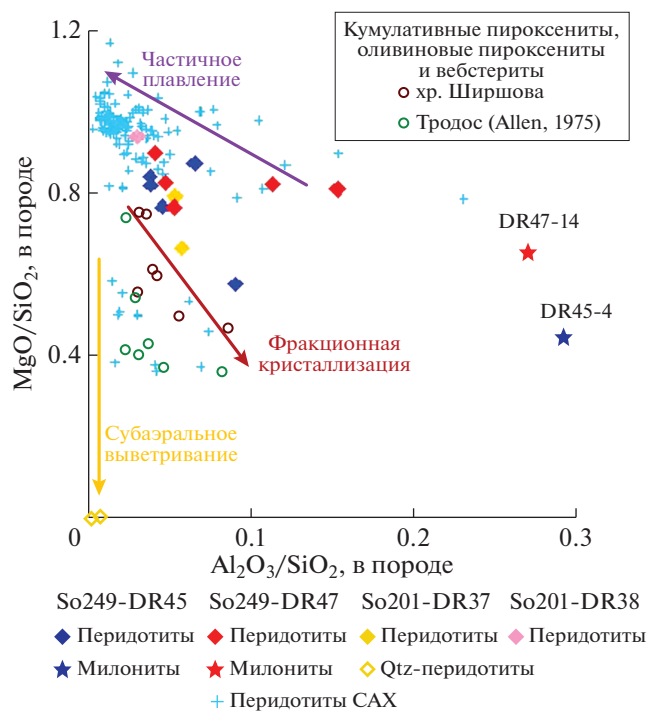


Рис. 6. Характер вариаций параметров $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и MgO/SiO_2 в изученных серпентинитах и ультраосновных милонитах хр. Стелмейт. Приведены также составы пироксенов, оливиновых пироксенов и вебстеритов из мафит-ультрамафитовых ассоциаций офиолитовых комплексов (Тродос, Кипр по (Allen, 1975)) и задуговых бассейнов (хр. Ширишова (Силантьев и др., 2018)). Состав силифицированных перидотитов ст. So209-Dr37 приведен по (Силантьев и др., 2012).

базальта, представленного обр. DR45-22 и не обнаруживающего следов метаморфических преобразований, характеризуется обогащенным спектром распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту, схожим со спектром, установленным в образце диабазы DR45-28, который был драгирован на той же станции. Спектры распределения РЗЭ в габбро, габбро-диоритах и диоритах юго-восточного окончания хр. Стелмейт (ст. So249-DR61, So201-DR7), в свою очередь, демонстрируют ярко-выраженную обогащенность легкими редкими землями. Положительная цериевая аномалия, наблюдаемая в серпентините (DR45-1), катаклазированном габбро (обр. DR45-9), и диабазах (обр. DR45-28, DR57-6) отражает эффект окисления трехвалентного церия до четырехвалентного состояния, сопровождающее низкотемпературное взаимодействие протолита этих пород с морской водой (например, German et al., 1991). В некоторых образцах ультраосновных пород (обр. DR45-6, 11), габбро (обр. DR47-19, 20) и габбро-диоритов (обр. DR7-10, 11) проявлена европиевая аномалия, отражающая специфику поведения плагиоклаза в магматической системе. Амфиболиты ст. So249-DR45, де-

монстрируют картину распределения нормированных к хондриту содержаний РЗЭ, близкую к наблюдаемой в типичных производных эволюции деплетированных расплавов, родительских для N-MORB.

Ультраосновные породы, представленные в изученной коллекции серпентинитами, судя по характеру вариаций свойственных им величин отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и MgO/SiO_2 , могут быть подразделены на три группы (рис. 6). К одной из них относятся серпентиниты, протолитом которых скорее всего являлись слабо- и умеренно деплетированные мантийные реститы (So249-DR45-1,5,6,7; So249-DR47-6,9,10; So201-DR37-14; So201-DR38-7). Очевидно, к этой же группе относятся образцы So249-DR47-12 и So249-DR47-13, повышенные значения отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, которые, возможно, свидетельствуют о том, что протолит этих пород был представлен плагиоклазовыми перидотитами. Другая группа включает породы, первичный субстрат которых, возможно, относился к продуктам фракционной кристаллизации или был связан с мантийным реститогенными перидотитами, испытавшими взаимодействие с магматическим расплавом (So249-DR45-2; So201-DR37-9). При этом следует заметить, что пониженная величина отношения MgO/SiO_2 в абиссальных перидотитах может быть обусловлена не только процессом фракционной кристаллизации, но и серпентинизацией протолита этих пород. Образцы So201-DR37-3 и So201-DR37-4, характеризующиеся исключительно низкими значениями величины отношения MgO/SiO_2 (0.05 и 0.14, соответственно), представлены силифицированными аподунитовыми серпентинитами, которые, согласно данным, приведенным в (Силантьев и др., 2012), испытали низкотемпературное выветривание в субаэральных условиях. На рис. 6 обозначены три главных геохимических тренда, определяемых процессами, ответственными за эволюцию состава ультрамафитов хр. Стелмейт. Точки состава высокомагнезиальных милонитов занимают правое поле диаграммы, приведенной на рис. 6, что связано с характерными для этих пород высокими значениями величины отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$. Это отражает специфику их минерального и химического состава, диктуемую очевидным участием в строении этих пород, образованных за счет катаклаза, вещества ультрамафитов и габброидов, ассоциирующих с ними на станциях драгирования So249DR45 и So249DR47. Очевидно, параметры химического состава изученных милонитов определяются механической смесью вещества ультраосновных пород и габброидов, вовлеченных в процесс тектонической деформации корового субстрата. Рисунок 7 наглядно подтверждает это допущение.

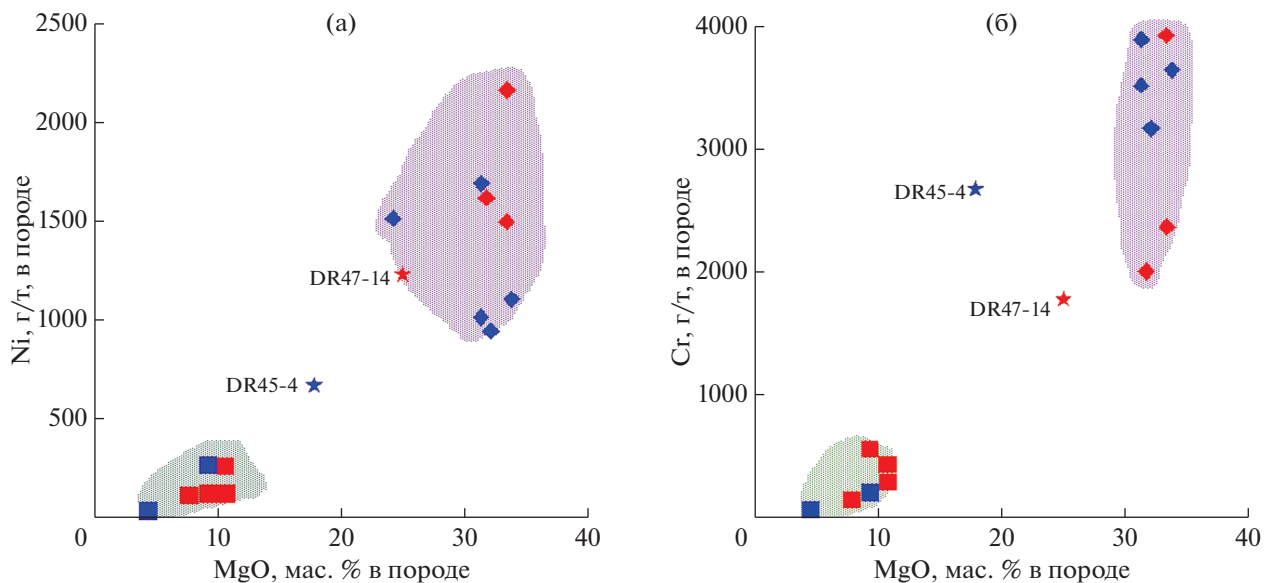


Рис. 7. Характер ковариаций содержания MgO и Ni (а); а также MgO и Cr (б) в габброидах, ультрамафитах и милонитах хр. Стелмейт.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd

Изотопный состав стронция и неодима был определен в 48 образцах, соответствующих всему петрографическому спектру пород хр. Стелмейт (табл. 3). Характер вариаций изотопных отношений стронция и неодима в изученных породах указывает на существование трех главных групп магматических пород, участвующих в строении хр. Стелмейт (рис. 8). К первой относятся образцы габброидов (ст. So249-DR47, So201-DR57, 58), базальтов (DR45-15, 16, 21, 28, DR58-10), милонитов (DR45-4), брекчированных габброидов (DR60-4) и амфиболитов (DR45-30). Эти породы обнаруживают изотопно-геохимическую связь с деплетированным источником, соответствующим мантийному резервуару, продуцирующему MORB. С другой стороны, отдельные образцы вулканических и plutonic пород, отобранных на тех же станциях, обладают геохимическими признаками островодужного происхождения и в отношении изотопного состава Nd соответствуют типичным вулканитам Алеутской дуги, составы которых приведены в (Костицын, 2004). Вторая группа образцов, включает серпентиниты, габбро, базальты и милониты, драгированные на станциях So249-47 и So249-45, которые при высоких и умеренно низких значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (>0.5129) обнаруживают высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.704). К третьей группе относятся образцы серпентинитов, габбро, габбро-диоритов и базальтов, которым свойственны высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.704) и очень низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (<0.5129). В этой группе выделяются образцы силифицированных серпентинитов станции So201-37 и серпентиниты станции So249-45, представленные

образцом DR45-1, в которых $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ составляет 0.5125. Изотопный состав стронция является чутким индикатором степени изменения пород океанического фундамента при его взаимодей-

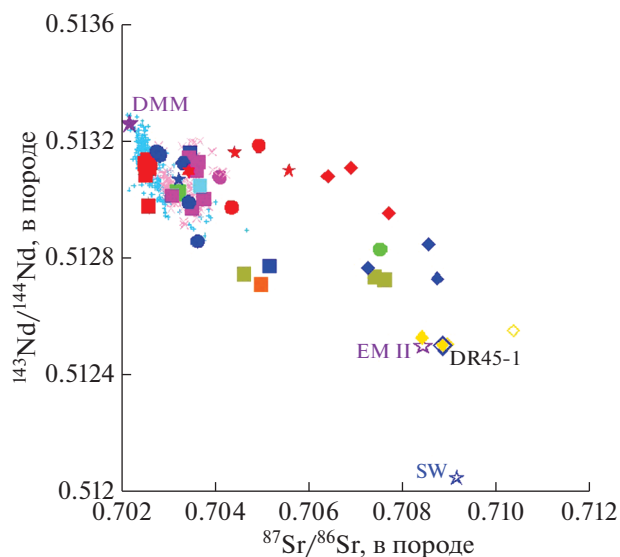


Рис. 8. Вариации изотопного состава стронция и неодима в изученных породах. Темно-сиреневой звездочкой обозначен состав деплетированного мантийного источника по (Workman, Hart, 2005); не залитой темно-сиреневой звездочкой – состав мантийного резервуара EM II по (Hanyu, Nakamura, 2000; Jackson, Dasgupta, 2008). Не залитая синяя звездочка – морская вода по (Piepgras, Wasserburg, 1987; Tachikawa et al., 2003). Голубые мелкие крестики – базальты Восточно-Тихоокеанского Поднятия, розовые косые крестики – островодужные базальты Алеутской островной дуги по (Костицын, 2004). Не залитый крупный синий ромб – обр. DR45-1. Остальные условные обозначения, как на рис. 3 и 4.

Таблица 3. Результаты исследования Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем в породах хребта Стелмейт

Образец	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	± 2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± 2σ	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	εNd (T)
DR45-1	1.73	36.90	0.1354	0.0004	0.708860	0.000006	1.59	6.79	0.14191	0.00001	0.512502	0.000006	-2.2
DR45-2	3.32	19.51	0.4925	0.0002	0.707276	0.000009	0.25	0.70	0.21457	0.00001	0.512768	0.000008	2.4
DR45-4	2.6	105.4	0.0725	0.0000	0.703237	0.000007	1.9	6.0	0.19367	0.00001	0.513072	0.000002	8.5
DR45-5	1.22	8.24	0.4298	0.0002	0.708760	0.000010	0.20	0.69	0.17300	0.00002	0.512733	0.000006	2.0
DR45-7	1.8	14.8	0.3520	0.0002	0.708568	0.000004	0.4	1.3	0.17429	0.00001	0.512849	0.000012	4.3
DR45-9	5.64	129.78	0.1258	0.0001	0.705180	0.000003	5.14	17.65	0.17608	0.00009	0.512775	0.000004	2.8
DR45-14	4.26	254.49	0.0485	0.0000	0.703493	0.000004	1.08	2.68	0.24442	0.00003	0.513163	0.000019	9.9
DR45-15	5.7	205.7	0.0796	0.0001	0.703336	0.000008	4.8	15.0	0.19328	0.00001	0.513127	0.000002	9.6
DR45-16	1.5	99.9	0.0426	0.0000	0.702842	0.000010	2.4	6.2	0.23180	0.00001	0.513155	0.000002	9.8
DR45-21	1.7	123.9	0.0407	0.0000	0.702772	0.000006	2.3	6.2	0.22632	0.00001	0.513167	0.000003	10.1
DR45-22	6.08	182.37	0.0963	0.0001	0.703643	0.000004	3.17	10.43	0.18360	0.00001	0.512859	0.000009	4.4
DR45-28	3.46	175.25	0.0571	0.0000	0.703454	0.000006	5.01	16.66	0.18173	0.00003	0.512993	0.000016	7.0
DR45-30	2.0	76.6	0.0763	0.0000	0.703452	0.000003	2.1	5.5	0.23298	0.00001	0.513100	0.000006	8.7
DR47-1	1.74	294.57	0.0171	0.0000	0.702614	0.000010	0.49	1.75	0.16896	0.00002	0.513108	0.000015	9.4
DR47-2	1.78	224.53	0.0230	0.0000	0.702626	0.000004	0.93	2.32	0.24188	0.00006	0.513126	0.000009	9.2
DR47-3	1.3	227.8	0.0167	0.0000	0.702541	0.000004	1.1	3.5	0.18828	0.00006	0.513088	0.000014	8.8
DR47-5	0.8	201.6	0.0118	0.0000	0.702577	0.000005	0.8	2.1	0.24213	0.00001	0.512981	0.000006	6.3
DR47-6	0.27	6.32	0.1234	0.0002	0.706858	0.000004	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
DR47-9	0.09	2.51	0.1077	0.0004	0.704197	0.000017	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
DR47-10	1.7	12.5	0.4019	0.0001	0.707710	0.000005	0.03	0.1	0.20033	0.00005	0.512957	0.000017	6.2
DR47-11	0.6	5.6	0.2927	0.0001	0.706911	0.000006	0.1	0.2	0.24335	0.00002	0.513112	0.000013	8.9
DR47-12	0.6	8.2	0.2027	0.0001	0.706412	0.000007	0.4	1.0	0.24000	0.00002	0.513083	0.000005	8.3
DR47-14	0.2	16.5	0.0435	0.0001	0.704437	0.000012	1.6	4.3	0.22183	0.00001	0.513162	0.000003	10.0
DR47-17	0.30	481.97	0.0018	0.0000	0.705582	0.000004	0.65	2.54	0.15386	0.00001	0.513102	0.000009	9.4

Таблица 3. Окончание

Образец	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	± 2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± 2σ	Sm, г/г	Nd, г/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	± 2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	± 2σ	εNd (T)
DR47-18	2.0	304.9	0.0185	0.0000	0.702612	0.000004	1.0	2.8	0.20562	0.00000	0.513127	0.000005	9.5
DR47-19	0.9	289.4	0.0085	0.0000	0.702567	0.000005	1.8	4.7	0.23053	0.00001	0.513140	0.000004	9.5
DR47-20	1.67	288.14	0.0167	0.0000	0.702525	0.000006	0.31	1.04	0.18210	0.00002	0.513125	0.000017	9.6
DR47-21	1.78	269.28	0.0191	0.0001	0.704368	0.000008	1.38	4.41	0.18955	0.00001	0.512976	0.000012	6.6
DR47-24	0.47	234.46	0.0058	0.0000	0.704948	0.000005	1.88	4.58	0.24830	0.00001	0.513187	0.000008	10.3
DR57-5	3	122	0.0705	0.0001	0.703205	0.000007	1.2	3.3	0.22289	0.00008	0.513026	0.000006	7.4
DR57-6	9	29	0.8875	0.0008	0.708319	0.000007	3.0	10.1	0.18106	0.00001	0.512832	0.000010	3.9
DR58-5A	1	171	0.0195	0.0000	0.703657	0.000004	1.4	4.2	0.19370	0.00001	0.513132	0.000006	9.7
DR58-5B	1	171	0.0098	0.0000	0.703465	0.000005	0.5	1.4	0.21851	0.00001	0.513144	0.000012	9.7
DR58-5C	2	145	0.0365	0.0001	0.703521	0.000007	1.0	3.0	0.19373	0.00002	0.512974	0.000012	6.6
DR58-6	2	156	0.0418	0.0001	0.703776	0.000005	0.6	1.5	0.24123	0.00001	0.513004	0.000007	6.8
DR58-7	2	119	0.0437	0.0001	0.703089	0.000005	0.9	2.3	0.24097	0.00003	0.513016	0.000013	7.0
DR58-9	2	138	0.0377	0.0001	0.703613	0.000004	2.4	7.0	0.20442	0.00001	0.513100	0.000006	9.0
DR58-10	9	127	0.1984	0.0001	0.704118	0.000006	3.1	9.5	0.19412	0.00001	0.513080	0.000003	8.6
DR60-4	5	127	0.1163	0.0001	0.703690	0.000010	2.9	9.0	0.19584	0.00001	0.513049	0.000005	8.0
DR61-11	13	69	0.5444	0.0007	0.704989	0.000006	1.6	5.4	0.17781	0.00001	0.512711	0.000005	1.6
DR7-10	98	414	0.6885	0.0006	0.707411	0.000005	6.3	29.8	0.12882	0.00000	0.512736	0.000008	2.5
DR7-11	89	358	0.7183	0.0011	0.707633	0.000007	7.7	37.7	0.12295	0.00000	0.512729	0.000005	2.4
DR7-12	34	280	0.3468	0.0002	0.704629	0.000006	2.9	12.6	0.13983	0.00001	0.512748	0.000008	2.6
DR38-7	101	242	1.2068	0.0010	0.707777	0.000005	2.4	10.5	0.13732	0.00001	0.512437	0.000008	-3.5
DR37-3	2.8	2.8	2.9281	0.0029	0.710365	0.000003	0.02	0.1	0.2198	0.00001	0.512554	0.000012	-1.9
DR37-4	1.2	7.2	0.5051	0.0005	0.708962	0.000003	0.1	0.3	0.1686	0.00001	0.512505	0.000003	-2.4
DR37-9	2.0	15.1	0.3849	0.0003	0.708874	0.000002	0.3	1.1	0.1649	0.00000	0.512504	0.000004	-2.4
DR37-14	1.4	9.4	0.4170	0.0004	0.708428	0.000003	0.2	0.5	0.1743	0.00001	0.512529	0.000008	-2.0

Примечание. nd — элемент и их изотопные отношения не определялись из-за очень низких концентраций; εNd (T) был рассчитан на возраст, составляющий 62.5 млн лет, приведенный в (Краснова, 2014).

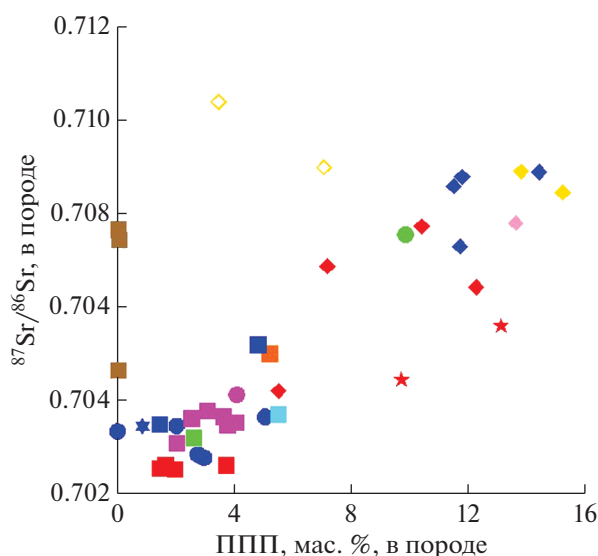


Рис. 9. Корреляция величин изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ППП в изученных породах. Условные обозначения как на рис. 3.

ствии с морской водой и ее гидротермальными дериватами. Поскольку большая часть проанализированных пород обнаруживает признаки метаморфического преобразования: уралитизация в базальтах и габбро, серпентинизация и силисификация в ультраосновных породах, широкий диапазон вариаций величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных образцах на рис. 8 на первый взгляд является отражением степени изменения пород.

Справедливость этого заключения иллюстрирует рис. 9, на котором отчетливо проявлена положительная корреляция между изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и потерями при прокаливании (ППП) образцов при процедуре их подготовки к рентгено-флуоресцентному анализу. Рис. 9 позволяет также судить о характере взаимосвязи между величиной изотопных отношений стронция и содержанием MgO в протолите породы, которая подвергалась гидратации. Очевидно, что перидотиты, являясь наиболее магнезиальными породами океанического фундамента, обнаруживают высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, достигающие нередко значения, характерного для морской воды. В изученных базальтах и габброидах, как видно из рис. 9, эта тенденция проявлена не столь резко, как в ультраосновных породах. Ранее, в (Verma, 1992), было показано, что подводное выветривание MORB приводит лишь к незначительному увеличению в них величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и слабому уменьшению значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Следует заметить, что, судя по данным, приведенным на рис. 9, изотопные метки стронция габбро-диоритов и диоритов ст. So201-DR7, скорее всего, соответствуют таковым в протолите этих пород. Су-

ществующие данные позволяют предполагать, что метаморфизм изверженных пород основного состава в широком диапазоне P - T -условий не сопровождается заметным привнесением-выносом большинства редких элементов (в том числе РЗЭ) (Bartley, 1986; Ghatak et al., 2012; Xiao et al., 2013). Таким образом, есть основания считать, что величина отношения $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ в базальтах, диабазах и габбро из изученной коллекции, являясь индикатором степени обогащенности родительских для них расплавов, не испытала существенного изменения при метаморфизме этих пород, протекавшем, как это следует из их минерального состава, преимущественно в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Имея в виду все вышесказанное, можно полагать, что характер вариаций величин $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на рис. 10 отражает, преимущественно, разнообразие геохимических параметров протолита изученных базальтов, диабазов и габбро. В тех же образцах установлена обратная корреляция между величиной $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ и изотопным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 10б).

Изученные серпентиниты, в отличие от пород основного состава, не обнаруживают признаков корреляции между характерными для них значениями $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это связано с гораздо более резким увеличением изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в зависимости от степени серпентинизации протолита ультраосновного состава. Однако, отчетливая отрицательная корреляция намечается между $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 11). Рис. 11 демонстрирует возможное присутствие среди изученных образцов ультраосновных пород, протолит которых характеризовался различной степенью деплетированности. Обращает на себя внимание сходство использованных на рис. 11 параметров состава образца DR45-1 и образцов силисифицированных в субэральных условиях серпентинитов со станции So201-DR37. Серпентинит, представленный этим образцом, обнаруживает также аномально высокое для абиссальных перидотитов содержание Nd: 7.24 г/т.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА СТЕЛМЕЙТ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Приведенные выше данные о геохимических особенностях пород, относящихся к магматическим комплексам, участвующим в строении различных сегментов хр. Стелмейт на протяжении всего его простираения с ВЮВ на ЗСЗ, позволяют предпринять попытку реконструкции геохимической природы источников магматизма и геодинамических режимов, определивших строение литосферы рассматриваемой акватории Тихого оке-

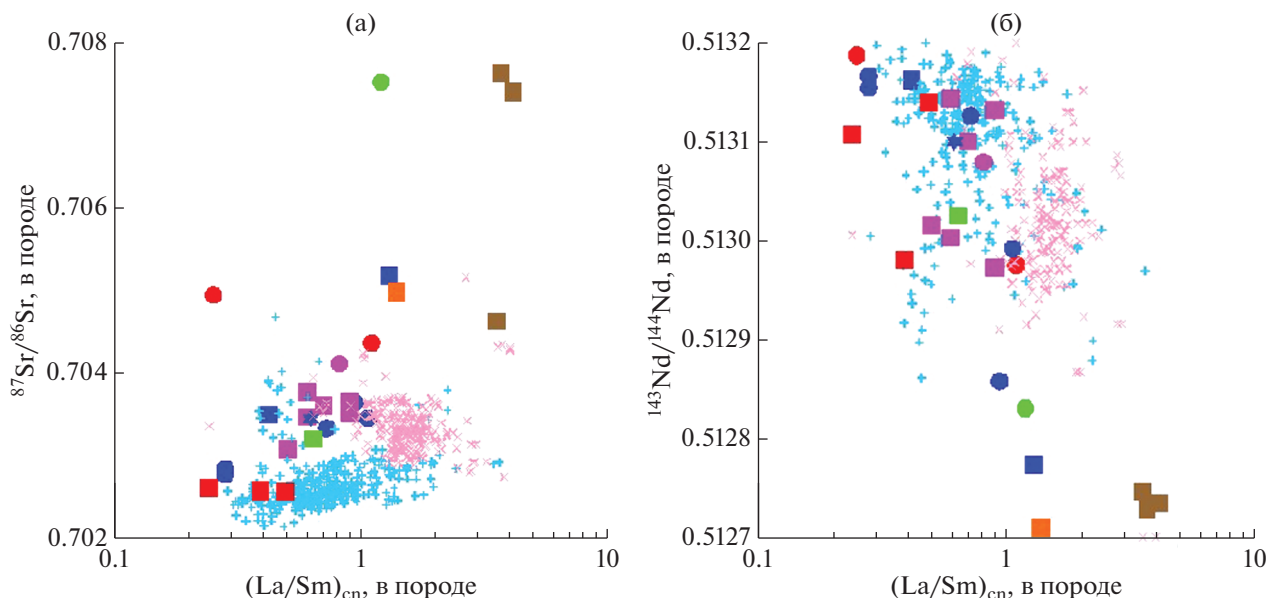


Рис. 10. Ковариации между величиной отношения $(La/Sm)_{cn}$ и изотопным составом стронция (а) и неодима (б) в изученных базальтах, диабазах и габбро хр. Стелмейт. Шестиконечной залитой синим звездочкой обозначен состав амфиболита станции So249-DR45. Голубые мелкие крестики – базальты Восточно-Тихоокеанского Поднятия, розовые косые крестики – островодужные базальты Алеутской островной дуги по (Костицын, 2004). Другие обозначения как на рис. 3 и 4.

ана. На основании полученных данных можно представить следующий субдолготный профиль, описывающий картину распределения изотопно-геохимических параметров источников магматизма, ответственных за формирование plutonic и вулканических пород, слагающих хр. Стелмейт вдоль его простирания на расстоянии около 500 км (рис. 12). Данные, приведенные на рис. 12а, свидетельствуют о том, что, судя по результатам драгирований, проведенных в 201-ом и 249-ом рейсах НИС “Зонне”, породы ультраосновного состава, ассоциирующие с габбро, диабазами и базальтами, распространены только в его северо-западной части, ограниченной с юго-востока примерно на $170^{\circ}30'$ в.д. В то же время, к юго-востоку от этой условной границы серпентиниты не были обнаружены, но распространены plutonic породы основного состава и продукты вулканизма. Как уже было отмечено выше, среди изученных серпентинитов северо-западного сегмента хр. Стелмейт на станциях драгирования So249-DR45, So201-DR37 и So201-DR38 присутствуют породы, характеризующиеся очень низкими изотопными отношениями неодима (рис 12б). Величина $^{143}Nd/^{144}Nd$ в абиссальных перидотитах, гидратированных при очень высоком значении отношения вода/порода ($W/R \geq 10000$) согласно (Snow, Reisberg, 1995; Delacour et al., 2008), может достигать очень низких значений, сопоставимых с полученными в настоящей работе. Этот эффект, по мнению А. Делакур с коллегами

(Delacour et al., 2008), отражает длительное экспонирование абиссальных перидотитов на поверхности океанического дна. В образцах серпентинитов, драгированных на ст. So201-37 величина $^{143}Nd/^{144}Nd$ составляет 0.51241, близкие значения

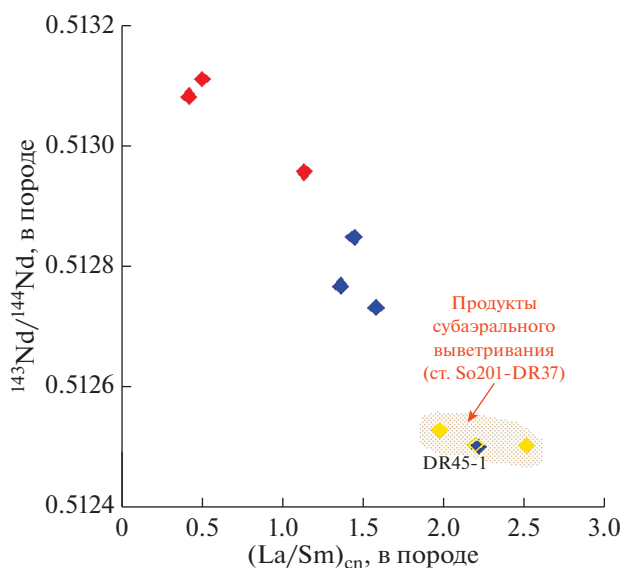


Рис. 11. Ковариации между изотопным составом неодима и величиной отношения $(La/Sm)_{cn}$ в серпентинитах хр. Стелмейт. Оранжевым крапом показано поле составов силицифицированных серпентинитов ст. So201-DR37. Обозначения как на рис. 8.

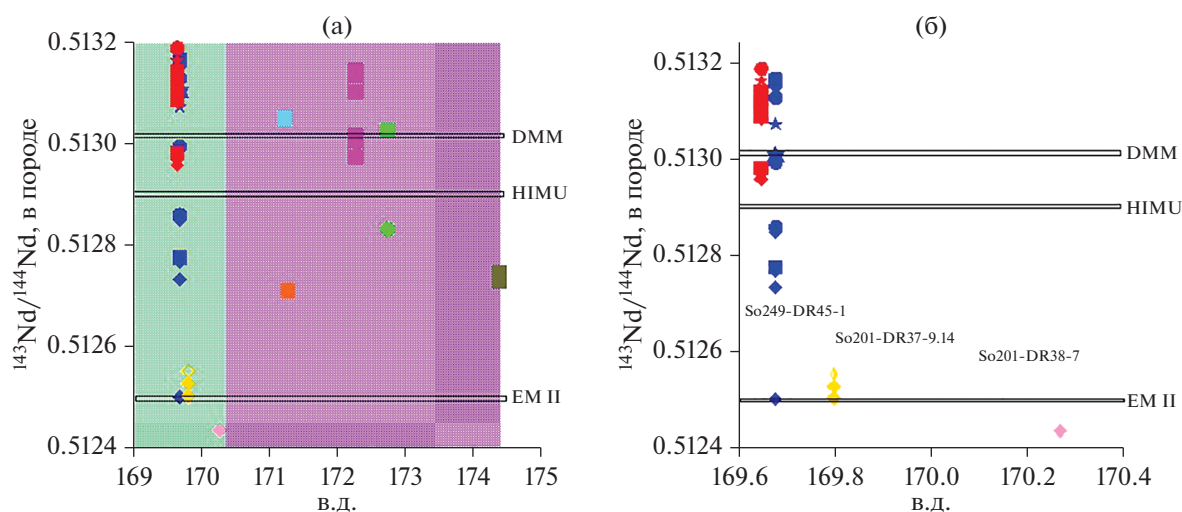


Рис. 12. Характер распределения величины изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных породах вдоль всего простираения хр. Стелмейт (а) и в породах, драгированных в его северо-западном секторе (б). Зеленым крапом обозначена северо-западная часть хр. Стелмейт, где среди драгированных пород преобладают ультрамафиты; сиреневым крапом показана центральная и юго-восточная области хр. Стелмейт, в которых ультрамафиты среди драгированных пород отсутствуют. EM II приведена по (Нануи, Nakamura, 2000; Jackson, Dasgupta, 2008), DMM и HIMU – по (Workman, Hart, 2005; Jackson et al., 2008). Условные обозначения те же, что на рис. 3 и 4.

изотопного отношения Nd имеет образец DR45-1, драгированный на ст. So240-45: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51250$. Следует заметить, что аполерцолитовые серпентиниты со станции So201-DR37 ассоциируют с силифицированными аподунитовыми серпентинитами, являющимися продуктами субаэрального выветривания. Образцы серпентинитов ст. So201-DR37, изученные в работе (Краснова, 2014), характеризуются также сильно радиогенными изотопными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а один из них (So201-DR37-14) имеет аномально высокие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Полученные для тех же образцов серпентинитов изотопные характеристики кислорода превышают типичные значения $d^{18}\text{O}$ для океанических серпентинитов и близки по значениям к осадкам (Краснова, 2014). Примечательно, что величина $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в этих образцах характеризуется строго отрицательной корреляцией с величиной $d^{18}\text{O}$ в породе. Наиболее правдоподобным объяснением этого является воздействие на ультраосновной субстрат метеорных вод при субаэральном выветривании. Протолитом аполерцолитовых серпентинитов ст. So201-DR37 по (Краснова, 2014), являлся мантийный субстрат с изотопными характеристиками DMM, который испытал частичное плавление, возможно, под влиянием Гавайского мантийного плюма. Наблюдаемый на рис. 8 резкий сдвиг изотопного состава Nd в аполерцолитовых серпентинитах ст. So201-37 и в обр. DR45-1 от точки состава DMM в свете приведенных выше данных должен отражать эффект серпентинизации протолита этих пород при высоких значениях отношения

W/R (вода/порода). В этой связи необходимо заметить, что помимо других признаков, несомненно, отражающих геохимические эффекты серпентинизации (высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ППП), образец DR45-1 характеризуется особенностями состава, которые не могут быть объяснены влиянием этого процесса. К таким особенностям относятся очень высокое содержание Nd и высокое значение параметра $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}}$, резко отличающие этот образец от других образцов серпентинитов, драгированных в северо-западном сегменте хр. Стелмейт. Таким образом, возникает проблема, связанная с возможным присутствием в рассматриваемом районе хр. Стелмейт ультраосновных пород, изотопно-геохимические параметры которых соответствуют таковым или в древнем коровом субстрате, или в мантийном резервуаре типа EM II, изотопный облик которого определяет, по (Kimura et al., 2007), вещество кристаллического фундамента и осадков субдущуемого литосферного слэба. Однако, образец DR45-1 – не единственный представитель пород, драгированных на хр. Стелмейт, петрографические и геохимические особенности которых позволяют рассматривать их как чужеродные для океанической коры образования. На станции So201-DR38, расположенной к юго-востоку от ст. So249-DR45, была драгирована крупная глыба тектонической брекчии. Породы, фрагменты которых в виде литокластов включены в матрицу этой брекчии, представлены преимущественно серпентинитами (в том числе, изученным в настоящей работе обр. So201-DR38-7), долеритами и базальтами. Кроме перечисленных типов пород, среди лито-

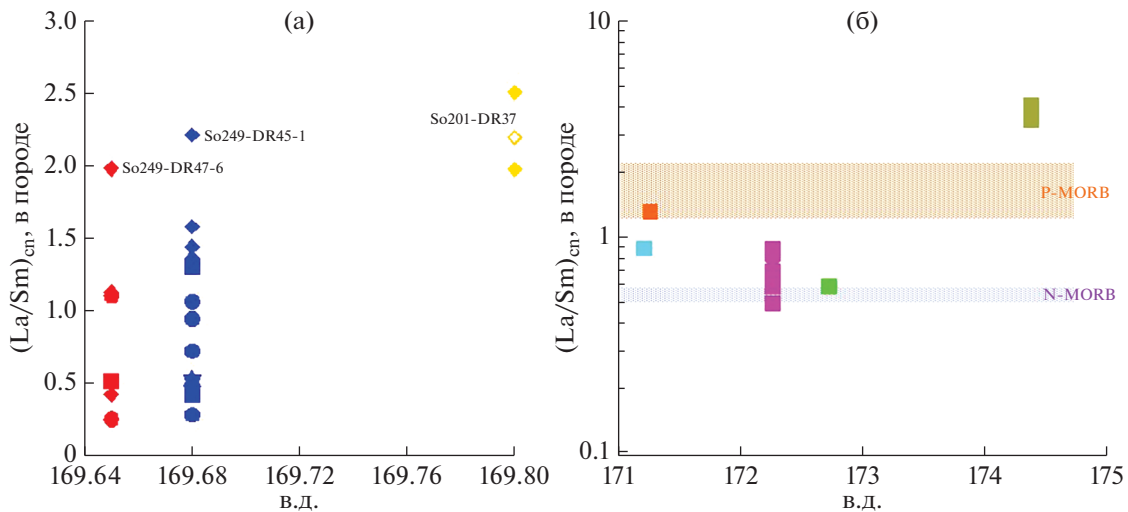


Рис. 13. Характер распределения величины отношения $(La/Sm)_{cn}$ в изученных породах вдоль простирания северо-западного (а) и юго-восточного сегментов хр. Стелмейт. Интервалы значений $(La/Sm)_{cn}$ для N-MORB и P-MORB приведены по (Wilson, 1989).

кластов встречен фрагмент двуслюдяного сланца, сложенного флогопитом, мусковитом, плагиоклазом и кордиеритом. Подобные метапелиты не характерны для океанической коры и остается открытым вопрос о том, как фрагмент этого двуслюдяного сланца попал в тектоническую брекчию, большая часть литокластов которой представлена породами мафит-ультрамафитовой ассоциации. На самой юго-восточной из рассмотренных станций драгирования — станции So201-DR7 подняты габбро-диориты и диориты (обр. So201-DR7-10,11,12), минеральный состав которых также как геохимические особенности, не позволяют относить их к продуктам магматизма океанических зон спрединга. Таким образом, на всем простирании хребта Стелмейт спорадически встречаются породы, в образовании которых не участвовали мантийные резервуары океанического типа. Вместе с тем, имея в виду критическое значение для геодинамических построений находок на хребте Стелмейт пород, чужеродных океанической литосфере, следует помнить о возможности их ледового транспорта в северо-западную акваторию Тихого океана. Например, в работе (Полякова, 2007) указывается, что в январе-апреле плавучие льды из Охотского моря дрейфуют в северо-западную часть Тихого океана, а льды Берингова моря движутся на юго-запад вдоль восточного побережья п-ова Камчатка. Однако, следует заметить, что фрагменты пород с приведенными выше аномальными изотопно-геохимическими и петрографическими особенностями не обнаруживают морфологических признаков, характерных для продуктов ледового транспорта.

Ранее в (Силантьев и др., 2018) было предположено, что большая часть ультраосновных пород,

драгированных на станциях So249-DR45 и So249-DR47, судя по их минералогическим и геохимическим особенностям, представлена серпентинизированными ультраосновными кумулатами, близкими к членам мафит-ультрамафитовой ассоциации урало-аляскинского типа. Новые изотопно-геохимические данные, приведенные в настоящей работе, свидетельствуют в пользу этого предположения. В петрографическом отношении ультраосновные породы северо-западного сегмента хр. Стелмейт близки к ксенолитам габбро, верлитов, клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов, выносимым к поверхности вулканическими породами Алеутской островной дуги (например, на о-ве Адак (Nadin et al., 2014)).

На указанных выше станциях, с породами ультраосновного состава ассоциируют габбро, базальты и измененные долериты. Результаты сопоставления изотопно-геохимических характеристик этих пород дают основание полагать, что в северо-западном сегменте хр. Стелмейт присутствуют две, контрастные в геохимическом отношении, мафит-ультрамафитовые ассоциации. Одна из них, представленная обр. DR45-28, DR45-22 (базальты) и DR45-9 (габбро), относится к производным магматизма, ответственного за образование обогащенных базальтоидов семейства OIB. Ко второй группе относятся вулканические и плутонические породы, связанные с источником магматизма, генерирующего деплетированные толеитовые расплавы (обр. DR45-14; DR47-1, 2,18,19,20 — габбро; DR47-21, DR47-24 — базальты) (рис. 13а). Как было показано в (Силантьев и др., 2019), в некоторых из изученных образцов базальтоидов хр. Стелмейт наблюдается отрицательная аномалия нормированного к хон-

дрию содержания Nb и положительная Ba, U, и Sr, что позволяет относить эти породы к продуктам субдукционного (островодужного) магматизма.

Судить о природе источников магматизма в юго-восточном сегменте хр. Стелмейт можно по изотопно-геохимическим параметрам образцов, драгированных на станциях So249-DR57, 58, 60, 61 и So201-DR7. К сожалению, порода, представленная образцом DR57-6 (диабаз) сильно изменена, поэтому интерпретация ее геохимической природы сильно затруднена. В противоположность этому, на ст. So249-DR58 были драгированы слабо измененные габброиды (обр. DR58-5A-C, DR58-7,9) и долериты (DR58-10), в которых изотопно-геохимические параметры протолита могли сохраниться. Судя по значению изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, все магматические породы этой станции обнаруживают признаки происхождения из расплава, связанного с мантийным резервуаром типа DMM (рис. 136). Вероятно, протолит брекчированных габброидов ст. So249-DR60 характеризовался такой же геохимической природой. Габбро, драгированные на ст. So249-DR61, характеризуются пониженным относительно резервуара DMM значением изотопного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.51271) при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049$, а также высоким, не свойственным габброидам COX, содержанием K_2O (табл. 2 и 3). Поэтому эти породы навряд ли могут относиться к продуктам плавления малоглубинной мантии, типичным для зон океанического спрединга. Диабаз, представленный образцом DR57-6, характеризуется изотопно-геохимическими параметрами, отличными от типичных для MORB, однако, учитывая сильную измененность этой породы, дать уверенную оценку геохимической природы ее протолита не представляется возможным.

Диориты и габбро-диориты станции So201-DR7, как было подчеркнuto выше, по своим изотопно-геохимическим характеристикам не могут быть отнесены к продуктам магматизма COX. Следует заметить, что в (Краснова, 2014) диориты с этой станции были продатированы Rb–Sr методом. Оценка возраста этих пород (пока единственная для хр. Стелмейт) составила 62.5 ± 1.4 млн лет. Примечательно, что эта оценка согласуется с мел-палеогеновым возрастом фундамента хр. Стелмейт, полученного геофизическими методами (Lonsdale, 1988). В геодинамической модели происхождения хр. Стелмейт, предложенной в (Lonsdale, 1988), он рассматривается как блок океанической литосферы мелового возраста, выведенный на поверхность при тектоническом взбросе. Однако диориты ст. So201-DR7, имея тот же возраст, судя по приведенным выше данным, чужеродны океанической литосфере. Возможно, это противоречие можно устранить в рамках новой геодинамической модели, рассмотренной в (Силантьев и др.,

2021). В этой модели предполагается, что ассоциации магматических и метаморфических пород, наблюдаемых в хр. Стелмейт, были образованы на конвергентной границе литосферных плит, в зоне субдукции, образованной не позже 55–50 млн лет тому назад и предшествующей современной Алеутской дуге. В соответствии с этим геодинамическим сценарием на месте старой зоны субдукции формировался офиолитовый разрез, все литологические компоненты которого в настоящее время можно наблюдать на ст. So249-DR45. В контексте рассмотренной модели диориты и габбро-диориты ст. So201-DR7 могут быть отнесены к плутоническим производным островодужного (надсубдукционного) магматизма.

Одной из характерных особенностей хребта Стелмейт являются признаки крупно амплитудных вертикальных движений, наиболее четко проявленные в районе расположения станций драгирования So249-DR47 и So201-DR38. В (Силантьев и др., 2012) приведены данные, свидетельствующие о том, что отдельные сегменты хребта в результате этих тектонических процессов могли воздыматься над поверхностью океана. Ярким петрографическим свидетельством присутствия в районе указанных станций крупной разломной зоны являются поднятые на ст. So249-DR47 конгломераты, содержащие гальки и фрагменты всех петрографических типов пород, обнаруженных при драгированиях в северо-западном сегменте хр. Стелмейт (рис. 14). Эта гипотетическая зона разлома, судя по приведенным выше данным, делит хребет Стелмейт на два главных сегмента, характеризующихся различными по петрографическому составу комплексами пород: северо-западный, в котором распространены ультраосновные породы, ассоциирующие с габбро, диабазами и базальтами; и юго-восточный, в котором эта ассоциация пород отсутствует, а распространены габброиды (рис. 14). С одной стороны, этот характер распределения петрографических типов пород вдоль простирания хр. Стелмейт, возможно, связан с недостаточной опробованностью его юго-восточного сегмента. С другой стороны, нельзя исключить того, что на северо-западе хр. Стелмейт в результате крупного тектонического события были выведены к поверхности более глубокие блоки литосферы, чем в юго-восточном его сегменте.

Синтез всех полученных к настоящему времени сведений о строении хр. Стелмейт и составе слагающих его пород позволяет сформулировать ряд выводов, которые следует иметь в виду при построении адекватных геодинамических моделей образования магматических комплексов и их источников в рассматриваемой акватории северо-запада Тихого океана:

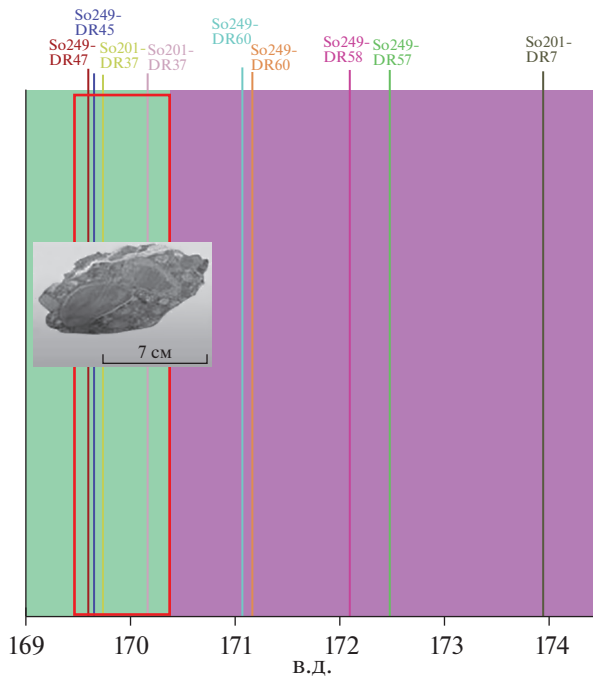


Рис. 14. Возможное расположение крупной разломной зоны, разделяющей северо-западный и юго-восточный сегменты хр. Стелмейт (обозначено красным контуром). На врезке – фотография конгломерата, содержащего гальку всех петрографических типов пород из мафит-ультрамафитового комплекса хр. Стелмейт (обр. So249-DR47-26).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Костицын Ю.А. (2004) Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология* **12** (5), 451-466.

Краснова Е.А., Портнягин М.В., Силантьев С.А., Хернле К., Вернер Р. (2013) Двух-стадийная эволюция мантийных перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-западная Пацифика). *Геохимия* (8), 1-14.

Krasnova E.A., Portnyagin M.V., Silant'ev S.A., Hoernle K., Werner R. (2013) Two-Stage Evolution of Mantle Peridotites from the Stalemate Fracture Zone, Northwestern Pacific. *Geochem. Int.* **51**(9), 683-695.

Краснова Е.А. (2014) Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва: ГЕОХИ РАН, 26 с.

Полякова А.М. (2007) Экстремальный выход плавучих льдов в северо-западной части Тихого океана. *Океанология* **47**(1), 5-8.

Силантьев С.А., Новоселов А.А., Краснова Е.А., Портнягин М.В., Хауфф Ф., Вернер Р. (2012) Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация. *Петрология* **20**(1), 1-20.

Силантьев С.А., Портнягин М.В., Краснова Е.А., Хауфф Ф., Вернер Р., Кузьмин Д.В. (2014) Петрология и геохимия plutонических пород северо-западной части Тихого океана и их геодинамическая интерпретация. *Геохимия* (3), 195-213.

Silant'ev S.A., Portnyagin M.V., Krasnova E.A., Hauff F., Werner R., and Kuzmin D.V. (2014)

Petrology and Geochemistry of Plutonic Rocks in the Northwest Pacific Ocean and Their Geodynamic Interpretation. *Geochem. Int.* **52**(3), 179-196.

Силантьев С.А., Кубракова И.В., Портнягин М.В., Тютюнник О.А., Жилкина А.В., Грязнова А.С., Хернле К., Вернер Р. (2018) Ультрамафит-мафитовая ассоциация plutонических пород и роговообманковые сланцы хребтов Ширшова (Берингово море) и Стелмейт (северо-западная акватория Тихого океана): геодинамическая интерпретация геохимических данных. *Петрология* **26**(5), 511-534.

Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Шабыхова В.В., Краснова Е.А., Ермаков Я.Ю., Догадкин Д.Н., Жилкина А.В. (2019) Геодинамическая природа источников магматизма северо-западной акватории Тихого океана: интерпретация данных об изотопном составе Sr и Nd в породах северного сегмента хребта Стелмейт, котловины Ингенстрем и хребта Ширшова. *Петрология* **27**(6), 715-736.

Силантьев С.А., Грязнова А.С., Шабыхова В.В. (2021) Амфиболиты хребтов Стелмейт и Ширшова (Северо-Западная Пацифика): Индикаторы геодинамического режима метаморфизма на конвергентной границе литосферных плит. *Геохимия* **66** (3), 199-215.

Silant'ev S.A., Gryaznova A.S., Shabykova V.V. (2021) Amphibolites of the Stalemate Ridge and Shirshov Rise, Northwest Pacific: Indicators of the Geodynamic Regime

1. Мафит-ультрамафитовая ассоциация пород северо-западного сегмента хр. Стелмейт была образована на конвергентной границе литосферных плит;

2. В формировании, магматических комплексов хр. Стелмейт принимали участие как деплетированные, так и обогащенные источники;

3. В районе 170° в.д., в пределах хребта Стелмейт, располагается крупная разломная зона, к северо-западу от которой в строениях магматических комплексов участвуют ультраосновные породы, отсутствующие к юго-востоку от нее;

4. На всем простирании хребта Стелмейт спорадически встречаются магматические породы, в образовании которых не участвовали мантийные резервуары океанического типа.

Рейсы НИС “Зонне” SO201 и SO249 проводились в рамках проектов KALMAR (2009г.) и BERING (2016г.) при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ. Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по теме 0137-2019-0012 “Петрология, геохимия и геодинамика процессов образования и эволюции литосферы океанов и континентов”.

- of Metamorphism at the Convergent Plate Boundary. *Geochem. Int.* **59**(3), 213-228.
- Allen C.R. (1975) The Petrology of a Portion of the Troodos Plutonic Complex, Cyprus. Ph.D. thesis. Cambridge University, 465.
- Bartley J. (1986) Evaluation of REE mobility in low-grade metabasalts using mass-balance calculations. *Norsk Geologisk Tidsskrift, Oslo* **66**, 145-152.
- Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. (2006) Discontinuous Melt Extraction and Weak Refertilization of Mantle Peridotites at the Vema Lithospheric Section (Mid-Atlantic Ridge). *J. of Petrology* **47**(4), 745-771.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. London: Allen and Unwin, 450 p.
- Cruise Report SO249 (2016) Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel. (30), 31p.
- Delacour A., Früh-Green G.L., Frank M. et al. (2008) Sr and Nd-isotope geochemistry of the Atlantis Massif (30° N, MAR): Implications for fluid fluxes and lithospheric heterogeneity. *Chemical Geology* **254**, 19-35.
- Gasparini L., Bonatti E., Ligi M., Sartori R., Borsetti A., Negri A., Ferrari A., Sokolov S. (1997) Stratigraphic numerical modeling of a carbonate platform on the Romanche transverse ridge, equatorial Atlantic. *Marine Geology* **136**, 245-257.
- German C.R., Holliday B.P., Elderfield H. (1991) Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 3553-3558.
- Ghatak A., Basu A.R., Wakabayashi J. (2012) Element mobility in subduction metamorphism: Insight from metamorphic rocks of the Franciscan complex and Feather River ultramafic belt, California. *International Geology Review* **54**, 654-685.
- Hanyu T., Nakamura E. (2000) Constraints on HIMU and EM by Sr and Nd isotopes re-examined. *Earth Planets Space* **52**, 61-70.
- Jackson M.G., Dasgupta R. (2008) Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* **276**, 175-186.
- Kastens K., Bonatti E., Caress D., Carrara G., Dauteuil O., Früh-Green G., Ligi M., Tartarotti P. (1998) The Vema Transverse Ridge (Central Atlantic). *Marine Geophysical Researches* **20**, 533-556.
- Kimura J.-I., Gill J.B., van Keken P.E., Kawabata H., Skora S. (2017) Origin of geochemical mantle components: Role of spreading ridges and thermal evolution of mantle. *Geochem. Geophys. Geosyst* **18**, 697-734.
- Lonsdale P. (1988) Paleogene history of the Kula plate: Off-shore evidence and onshore implications. *Geological Society of America Bulletin* **100**, 733-754.
- Miyashiro A., Shido F. (1980) Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24° N. *Geochem. J.* **14** (4), 145-154.
- Nadin E.S., Kentner A.E., Nye C.J., Izbekov P.E. (2014) Petrogenesis of mafic and ultramafic enclaves from the Central Aleutian Arc, and implication for the formation of new crust. *AGU Fall Meeting Abstract Volume*, T11A-4533.
- Piegras D.J., Wasserburg G.J. (1987) Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from isotopic observations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 1257-1271.
- Rudnik R.L., Gao S. (2003) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry* **3**, 1-62.
- Snow J.E., Reisberg L. (1995) Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**, 411-421.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins*, Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Publ. London. **42**, 313-345.
- Tachikawa K., Athias V., Jeandel C. (2003) Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications. *J. Geophys. Res.* **108**, 10-1-10-13.
- Verma S.P. (1992) Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematic of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Geochemical Journal* **26**, 159-177.
- Wilson M. (1989) *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, Boston—Sidney—Wellington, 466 p.
- Workman R.K., Hart S.R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **231**(1-2), 53-72.
- Xiao Y., Niu Y., Song S., Davidson J., Liu X. (2013) Elemental responses to subduction-zone metamorphism: Constraints from the North Qilian Mountain, NW China. *Lithos* **160-161**, 55-67.