

## ДЛИТЕЛЬНОЕ ВЛИЯНИЕ ПЛЮМА ДИСКАВЕРИ НА ТОЛЕИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ СКВ. 513а, 71-й РЕЙС DSDP)

© 2019 г. Н. М. Сущевская<sup>а,\*</sup>, Т. А. Шишкина<sup>а,\*</sup>, М. В. Портнягин<sup>а,б,\*</sup>,  
В. Г. Батанова<sup>а,с,\*</sup>, Б. В. Беляцкий<sup>д,\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
Россия, 119991 Москва, ул. Косыгина, 19

<sup>б</sup>GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel 24148, Germany

<sup>с</sup>University Grenoble Alpes, ISTERre, CNRS, IRD, IFSTTAR, F-38000 Grenoble, France

<sup>д</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт  
им. А.П. Карпинского, ФГБУ «ВСЕГЕИ»

Россия, 199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74

\*e-mail: nadyas@geokhi.ru, \*\*e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Поступила в редакцию 12.10.2017 г.

После доработки 16.01.2018 г.

Принята к публикации 18.01.2018 г.

Впервые изучены содержания главных и рассеянных элементов, изотопные отношения Sr, Nd, Pb в породах и состав вкрапленников оливина в базальтах с возрастом 38 млн лет, вскрытых скважиной 513а (71-й рейс DSDP) в западной части Южной Атлантики. Валовые составы пород и закалочные стекла имеют умеренно магнезиальный состав (MgO=7–8 мас.%), повышенные содержания FeO и низкие Na<sub>2</sub>O, характерные для БСОХ типа TOP-1. Породы содержат вкрапленники оливина с составом Fo<sub>84.5–88</sub> с содержаниями примесных элементов (Ni, Mn, Cr, Zn), характерными для типичных БСОХ – продуктов частичного плавления мантийного перидотита. В отношении несовместимых элементов породы имеют сильно деплетированный состав (La/Sm<sub>n</sub>~0.6), но в то же время характеризуются повышенными отношениями Ba/Nb, K/Nb, Pb/Ce и в 1.5–4 раза повышенными содержаниями Cu, Ag и Au по сравнению с типичными деплетированными БСОХ (N-MORB) и большинством рифтогенных базальтов Южной Атлантики. Отношения радиогенных изотопов в изученных базальтах (в среднем <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~18.0; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~15.6, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~38.0, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ~0.5130 и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ~0.7040) близки к составам современных толеитов из сегмента южной части САХ (ЮСАХ), севернее разломной зоны Агульяс. Полученные данные указывают на образование магм из сильно деплетированного перидотитового источника с небольшой примесью (около 3%) обогащенного компонента, проявленного в магмах горячей точки Дискавери. Более деплетированным, чем DM, составом источника и высокими степенями его плавления также объясняется обогащенность базальтов скв. 513а халькофильными элементами. Предполагается, что в процессе раскрытия Южной Атлантики на спрединговый магматизм ЮСАХ в районе 45–48° ю.ш. уже около 40 млн лет оказывала влияние горячая точка Дискавери. Эта горячая точка может быть дочерней для плюмовой системы Тристан, а ее возникновение и длительное влияние на спрединговый магматизм Южной Атлантики рассматривается как свидетельство обширного распространения влияния плюма Тристан.

**Ключевые слова:** толеиты, Южная Атлантика, плюм, изотопия, геохимия халькофильных и литофильных элементов

**DOI:** 10.31857/S0016-7525642107-127

### ВВЕДЕНИЕ

Проблема взаимодействия плюмов и горячих точек с рифтовыми зонами спрединговых хребтов давно привлекает внимание исследователей (Murton, Parson, 1993; Searle et al., 1998; Hoof

et al., 2006; Sauter et al., 2009; Дубинин и др., 2012; 2013, и др.). Южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ) в районе 30–50° ю.ш. рассматривается как регион воздействия плюма Тристан (также называемого плюмом Парана-Этендека), начавшего функционировать око-

ло 132 млн лет назад, что привело к раскрытию Южной Атлантики и формированию протяженных цепей вулканических построек (Siebel et al., 2000; Tanimoto, Zhang, 1992; Меланхолина, Сущевская, 2018). Эволюция плюма Тристан приводила к формированию серии горячих точек, таких как Дискавери, Шона и Бувэ, взаимодействие с которыми определяет геохимический облик современных толеитов Южной Атлантики (например, Douglass et al., 1999; Le Roex et al., 2002a,b). Важной особенностью развития Южной Атлантики с момента раскрытия явилось также неоднократное перемещение оси спрединга, повлиявшего на формирование подводных гор (Hoernle et al., 2015; Rohde et al., 2013; Ussami et al., 2012, и др.).

История раскрытия Южной Атлантики остается дискуссионной, полнота ее расшифровки зависит в том числе и от полноты фактических данных о составе и возрасте магматических пород, слагающих фундамент океанического дна в этом регионе. Исследование геохимических особенностей вулканических построек в Южной Атлантике может помочь решению вопроса о комплексном взаимодействии спредингового и плюмового магматизма в процессе раскрытия Южной Атлантики и позволит уточнить пространственно-временную эволюцию плюмов и осей спрединга. В этой работе нами представлены первые данные детального изучения базальтов, вскрытых скважиной 513а (71-й рейс DSDP), которые сформировались около 38 млн лет назад в осевой зоне ЮСАХ и несут прямую информацию о составе мантийных источников и условиях образования магм в этом районе в позднем эоцене.

## ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Валовые составы базальтов (табл. 1) получены методом XRF в ГЕОХИ РАН на рентгеноспектральном флюоресцентном спектрометре AXIOS Advanced (PANalytical B.V.). Прибор оснащен рентгеновской трубкой с Rh-анодом мощностью 3кВт, сканирующим каналом с кристаллами-анализаторами (PE-002-C, PX-1, GeIII-C, LIF-200, LIF-220) и детектирующим устройством. Пробы для анализа были изготовлены путем прессования в таблетки диаметром 20 мм растертого до 200 меш исходного материала весом 300 мг с добавлением в качестве связывающего вещества полистирола в соотношении 5:1. Из отдельной навески определяли потери при прокаливании.

Содержания главных элементов, хлора и серы в закалочных стеклах определялись методом электронно-зондового микроанализа на приборе JEOL8200 в GEOMAR Hemholtz Centre for Ocean Research (Киль, ФРГ) (табл. 2). Анализ проводился дефокусированным до 5 мкм пучком при ускоряющем напряжении 15кВ и токе зонда 6 нА, измеренном на чашке Фарадея. Стандартные образцы базальтового стекла VGА99, риолитового стекла VG568, скаполита R6600 (Jarosevich et al., 1981) и родонита использовались для калибровки и коррекции дрефта прибора. Для контроля качества данных проводился «слепой» анализ стандартных образцов в этой работе базальтовых стекол VG2 и ALV981R23. Детали методики и данные по долговременной воспроизводимости составов разнообразных референсных стекол приведены в работе (Ponomareva et al., 2017).

Содержания 52 микроэлементов в стеклах определялись методом масс-спектрометрии индукционно связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Институте наук о Земле при Университете им. Кристиана Альбрехта (г. Киль, ФРГ) на приборном комплексе, состоящем из квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500s и 193-нм эксимерной лазерно-абляционной системы Coherent GeolasPro (табл. 2). Анализ проводился по методике, близкой к описанной в работе Golowin et al. (2016). Анализ проводился лазерным пучком диаметром 60 микрон. Представленные в табл. 2 данные получены усреднением анализов в двух точках. Измеренные интенсивности сигнала нормализовались к интенсивности изотопа  $^{43}\text{Ca}$  и затем пересчитывались в массовые отношения элемент/Са с использованием калибровки, основанной на измерениях референсного стекла KL2-G (Jochum et al., 2006). Расчет абсолютных концентраций проводился путем подбора того содержания кальция в образце, при котором сумма содержаний оксидов главных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) равнялась 100 мас.%. Измеренные методом LA-ICP-MS содержания главных элементов близки к полученным методом электронного микрозонда — в пределах 5%, что отвечает типичной погрешности анализов LA-ICP-MS. Точность измерений К, Мп, Р методом LA-ICP-MS выше по сравнению с микрозондом, но несколько уступает последнему при анализе главных элементов.

Концентрации Cu, Ag, Au, Sb, Tl и Bi в закалочных стеклах были определены по

Таблица 1. Составы базальтов скв. 513а. Содержания оксидов в мас. %

Оксиды	Номер образца									
	35-1-12-20 (3)	35-1-39-45 (8А)	35-1-81-88 (9)	36-1-8-17- (10)	36-1-81-90- (20)	36-3-124- 127 (25)	36-2-62-67 (32)	36-2-96-105 (36)	36-3-124- 127 (51)	36-3-27-34 (42)
SiO <sub>2</sub>	49.5	49.5	49.8	49.4	49.7	49.8	49.6	49.4	49.5	49.6
TiO <sub>2</sub>	1.1	1.09	1.1	1.12	1.08	1.1	1.08	1.1	1.12	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.15	15.1	15.3	15.4	15.5	15.2	15.2	15.2	15.2	15.2
FeO	10.28	10.36	10	9.9	9.73	9.73	9.77	9.81	10.18	10.08
MnO	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.2	0.2
MgO	7.2	7.8	7.4	7.6	7.94	7.65	7.66	6.85	7.6	7.5
CaO	12.6	12.2	12.3	12.4	12.1	12.24	12.4	12.8	12.24	12.3
Na <sub>2</sub> O	2.32	2.26	2.13	2.34	2.29	2.36	2.32	2.54	2.3	2.3
K <sub>2</sub> O	0.25	0.23	0.11	0.2	0.12	0.28	0.2	0.36	0.22	0.11
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.99	0.72	1.22	0.92	0.65	0.82	0.8	1.33	0.8	0.9
Сумма	99.57	99.44	99.53	99.46	99.29	99.37	99.22	99.58	99.36	99.28
K <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	0.23	0.21	0.10	0.18	0.11	0.25	0.19	0.33	0.20	0.10

Примечания. Данные получены методом XRF в ЦАЛ ГЕОХИ РАН.

**Таблица 2.** Содержания главных (в мас.%) и примесных (в ppm) компонентов в закалочных стеклах скв. 513а

Оксиды	Номер образца		
	36-1-8-17- (10)	35-1-12-20 (3)	36-3-124-127 (25)
	Данные электронного зонда		
SiO <sub>2</sub>	50.00	50.08	49.94
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.10	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.67	14.65	14.70
FeO	10.25	10.39	10.16
MnO	0.20	0.20	0.16
MgO	8.29	8.20	8.27
CaO	12.70	12.69	12.71
Na <sub>2</sub> O	2.45	2.48	2.42
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.07	0.07
S	0.13	0.12	0.13
Cl	0.01	0.01	0.01
сумма	100.03	100.16	99.81
Данные LA-ICP-MS			
SiO <sub>2</sub>	51.08	50.83	50.44
TiO <sub>2</sub>	1.04	1.06	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	14.45	14.81
FeO	10.48	10.49	10.45
MnO	0.19	0.19	0.19
MgO	8.23	8.16	8.34
CaO	11.94	12.16	12.07
Na <sub>2</sub> O	2.47	2.50	2.49
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.08	0.08
сумма	100.00	100.00	100.00
Микро-элементы	Номер образца		
	36-1-8-17- (10)	35-1-12-20 (3)	36-3-124-127 (25)
Li	5.27	5.10	5.18
Be	0.31	0.32	0.32
B	1.21	1.15	1.13
P	388	368	344
K	593	605	591
Sc	45.2	46.0	45.8
Ti	6228	6373	6294
V	300	308	302
Cr	342	350	347
Mn	1482	1493	1498
Co	45.7	45.6	45.1
Ni	96.6	89.4	93.0

**Таблица 2.** (Продолжение)

Микро-элементы	Номер образца		
	36-1-8-17- (10)	35-1-12-20 (3)	36-3-124-127 (25)
Cu	110	109	107
Cu*	109	106	108
Zn	91.7	91.3	90.6
Ga	16.0	16.0	15.8
As	0.13	0.13	0.13
Rb	1.46	1.44	1.47
Sr	85.5	84.5	87.2
Y	27.4	27.0	28.4
Zr	61.8	60.3	63.1
Nb	1.47	1.44	1.47
Ag*	0.034	0.034	0.033
Mo	0.15	0.13	0.14
Cd	0.17	0.23	0.18
In	0.10	0.10	0.10
Sn	0.72	0.71	0.74
Sb*	<0.02	<0.02	<0.02
Cs	0.015	0.012	0.016
Ba	16.7	17.0	17.2
La	2.15	2.23	2.32
Ce	6.94	7.01	7.14
Pr	1.19	1.21	1.24
Nd	6.77	6.79	6.84
Sm	2.49	2.54	2.42
Eu	0.93	0.92	0.94
Gd	3.60	3.64	3.75
Tb	0.65	0.65	0.67
Dy	4.68	4.70	4.73
Ho	1.01	1.02	1.05
Er	3.02	3.04	3.15
Tm	0.46	0.45	0.47
Yb	3.09	3.08	3.23
Lu	0.47	0.47	0.48
Hf	1.75	1.73	1.75
Ta	0.090	0.086	0.090
W	0.015	0.010	0.013
Au*	0.0018	0.0016	0.0016
Tl*	0.030	0.027	0.030
Bi*	0.015	0.013	0.012
Pb	0.461	0.455	0.438
Th	0.142	0.140	0.133
U	0.035	0.038	0.035

\* — Данные, полученные с использованием специальной высокоточной программы на LA- ICP-MS. Литофильные элементы определены методом ионного зонда в Тасманийском университете (Австралия) Каменецким В.С.

специальной программе, обеспечивающей повышенную чувствительность анализа (табл. 2). С этой целью применялись большой диаметр лазерного пучка (160 мкм), высокая частота импульсов (20 Гц) и увеличенное время анализа фона прибора и сигнала при общей длительности анализа 2 мин. Для увеличения степени ионизации элементов и подавления оксидов в несущий газ (~1л/мин He) добавлялся водород (14 мл/мин). Аргон (~0.8 л/мин) добавлялся непосредственно перед поступлением несущего газа в масс-спектрометр.

Анализировались следующие изотопы:  $^{43}\text{Ca}$ ,  $^{47}\text{Ti}$ ,  $^{63}\text{Cu}$ ,  $^{90}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{109}\text{Ag}$ ,  $^{178}\text{Hf}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{197}\text{Au}$ ,  $^{205}\text{Tl}$ ,  $^{209}\text{Bi}$ . Калибровка измерений Ag, Au и Tl проводилась с использованием стандартного стекла SRM NIST612 (Jochum et al., 2011), для других элементов — стекла KL2-G (Jochum et al., 2006). Отношения  $^{109}(\text{NbO})+^{93}\text{Nb}+$ ,  $^{109}(\text{ZrOH})+^{92}\text{Zr}+$ ,  $^{197}(\text{TaO})+^{181}\text{Ta}+$ ,  $^{197}(\text{HfOH})+^{180}\text{Hf}+$ , измеренные на пироклоре и цирконе в течение той же аналитической сессии, составили 0.0023%, 0.0001%, 0.0034%, 0.0021% соответственно, что отвечает суммарному наложению оксидов и гидроксидов на массах 109 (Ag) и 197 (Au) менее 2% от общей измеренной интенсивности сигнала для изученных образцов и находится в пределах погрешности анализов. Порог количественного определения, оцененный на основе анализов стандартного стекла NIST612 по методу из работы (Longerich et al., 1996) как 10 стандартных отклонений среднего фоновое значение, находился ниже измеренных концентраций для всех элементов в изученных образцах и составил 0.6 мг/т для Ag, 0.5 мг/т для Au и около 1 мг/т для Bi и Tl. Данные, представленные в табл. 2, получены усреднением трех измерений для каждого образца. Содержания Cu, измеренные по стандартной и высокоточной программе, идентичны в пределах 5 отн.%, что показывает полное соответствие измерений, полученных разными методами.

Химический состав оливина изучался в выделенных из образцов зернах на микрозонде JEOL JXA 8230 в Институте Наук о Земле (IS-Terre), Университет Гренобль-Альпы (Франция), по методике высокоточного определения элементов-примесей (Batanova et al., 2015) (табл. 3). По этой методике в зернах оливина в дополнение к макрокомпонентам (Mg, Fe, Si) измерялись концентрации примесных элементов Na, Al, P, Ca, Ti, Ni, Mn Zn, Cr и Co. Применялись следующие параметры анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, ток зонда (измерялся

на чашке Фарадея) 900 нА. Измерение примесных элементов производилось на пяти спектрометрах с дисперсией по длинам волн, главных элементов — на энергодисперсионном спектрометре. Время анализа одной точки составляло 12 минут. Вместе с образцами через каждые 30 точек производилось трех-кратное измерение оливина Сан Карлос USNM 111312/44 (Jarosewich et al., 1981), используемого в качестве контрольного образца. Это позволяло контролировать и корректировать дрейф прибора. Воспроизводимость анализа, оцененная на контрольном образце оливина как 2 стандартных отклонения от среднего, для большинства примесных элементов составляет 4–10 г/т, для натрия — 15 г/т, а для главных элементов — 300 г/т Fo минала.

Изотопный состав Sr, Nd, Pb в породах определялся в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) (табл. 4). Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионообменных колонках по описанной ранее методике (Luchitskaya et al., 2017). Бланки (холостой опыт) во время проведения анализов не превышали 0.01 и 0.1 нг для Rb и Sr, 0.02 нг — для Sm, Nd, 0.01 нг — для Pb. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ) в статическом режиме. Для нормализации использовались значения  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ . Изотопный состав стандарта Nd JNdi-1:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512109\pm 0.000006$ , стандарта NIST-981:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.913\pm 0.001$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.451\pm 0.001$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.594\pm 0.001$ , стандарта NBS-987:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710225\pm 0.000012$  ( $2\sigma$ ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Петрография, минералогия и содержания главных элементов в породах и стеклах

Глубоководная скважина 513а (47°34.99' ю.ш.; 24°38.40' з.д.), пробуренная в рамках программы DSDP на глубине 4370 м под уровнем моря на западном фланге САХ восточнее Аргентинского бассейна, вскрыла толщу базальтов мощностью около 6 м, представляющих собой коренные породы данного региона (Ludwig et al., 1983) (рис. 1). Возраст базальтов, определенный

Таблица 3. Составы оливинов из толеитовых базальтов скв. 513а (в мас.% оксидов)

Оксиды	Номер образца																						
	35-1-12-20-011	35-1-12-20-012	35-1-12-20-019	35-1-12-20-0110	35-1-12-20-0112	35-1-12-20-0116	36-2-62-67-012	36-3-27-31-011	36-3-27-31-012	36-3-27-31-014	36-3-27-31-015	36-3-27-31-018	36-3-27-31-019	36-3-27-31-0112	36-3-27-31-0117	36-3-27-31-0121	36-3-27-31-0122	36-3-27-31-0123	36-3-27-31-0124	36-3-2124-127-011	36-3-2124-127-012	36-3-2124-127-013	36-3-2124-127-014
SiO <sub>2</sub>	40.11	40.79	40.66	40.56	40.69	40.59	40.61	41.16	40.97	41.01	41.21	40.56	40.43	40.60	40.57	40.41	40.47	40.69	40.78	40.88	40.54	40.54	40.8141
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.0075
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.0483
FeO	13.30	14.04	14.02	13.91	13.10	13.55	13.89	14.18	14.47	13.84	13.05	13.95	14.39	14.11	13.64	14.21	14.22	14.04	13.65	11.99	14.05	14.68	14.0185
MnO	0.21	0.23	0.23	0.23	0.21	0.22	0.23	0.23	0.24	0.23	0.21	0.23	0.24	0.23	0.22	0.24	0.23	0.23	0.22	0.19	0.23	0.24	0.2321
MgO	46.50	46.77	46.77	46.77	47.40	46.99	46.77	47.25	46.78	47.29	47.99	46.66	46.19	46.59	46.93	46.48	46.53	46.91	47.12	48.30	46.67	46.28	46.8973
CaO	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.31	0.32	0.31	0.31	0.30	0.32	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.29	0.31	0.32	0.3204
NiO	0.24	0.20	0.19	0.20	0.21	0.21	0.19	0.18	0.17	0.19	0.21	0.20	0.17	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.20	0.26	0.19	0.17	0.1912
CoO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.0226
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.0528
Total	100.83	102.49	102.30	102.10	102.13	102.04	102.12	103.45	103.10	103.02	103.12	102.09	101.87	102.16	101.99	101.96	102.07	102.52	102.41	102.07	102.14	102.41	102.6905
Fo (мол.%)	86.17	85.58	85.60	85.70	86.57	86.08	85.72	85.59	85.21	85.89	86.77	85.64	85.12	85.48	85.98	85.36	85.37	85.62	86.02	87.77	85.55	84.89	85.64
100*Mn/Fe	1.60	1.66	1.64	1.63	1.61	1.61	1.62	1.65	1.67	1.64	1.62	1.64	1.67	1.66	1.62	1.65	1.65	1.63	1.63	1.59	1.64	1.64	1.65
100*Ni/Mg	0.66	0.56	0.54	0.55	0.59	0.58	0.54	0.50	0.48	0.53	0.58	0.56	0.49	0.51	0.54	0.51	0.51	0.53	0.55	0.70	0.52	0.47	0.53
Ni/(Mg/Fe)/1000	0.68	0.61	0.59	0.59	0.60	0.61	0.58	0.55	0.54	0.57	0.59	0.60	0.54	0.56	0.57	0.57	0.57	0.58	0.58	0.66	0.57	0.54	0.58
100*Ca/Fe	2.16	2.02	2.03	2.02	2.15	2.06	2.00	2.02	2.05	2.07	2.19	2.00	2.01	2.04	2.05	1.99	1.99	2.01	2.08	2.26	2.02	1.98	2.10
ХРХ:Мn%	17	5	9	10	15	14	13	7	2	9	12	9	3	5	13	7	7	11	11	19	9	8	7

Таблица 4. Изотопный состав базальтов скважины DSDP-513а

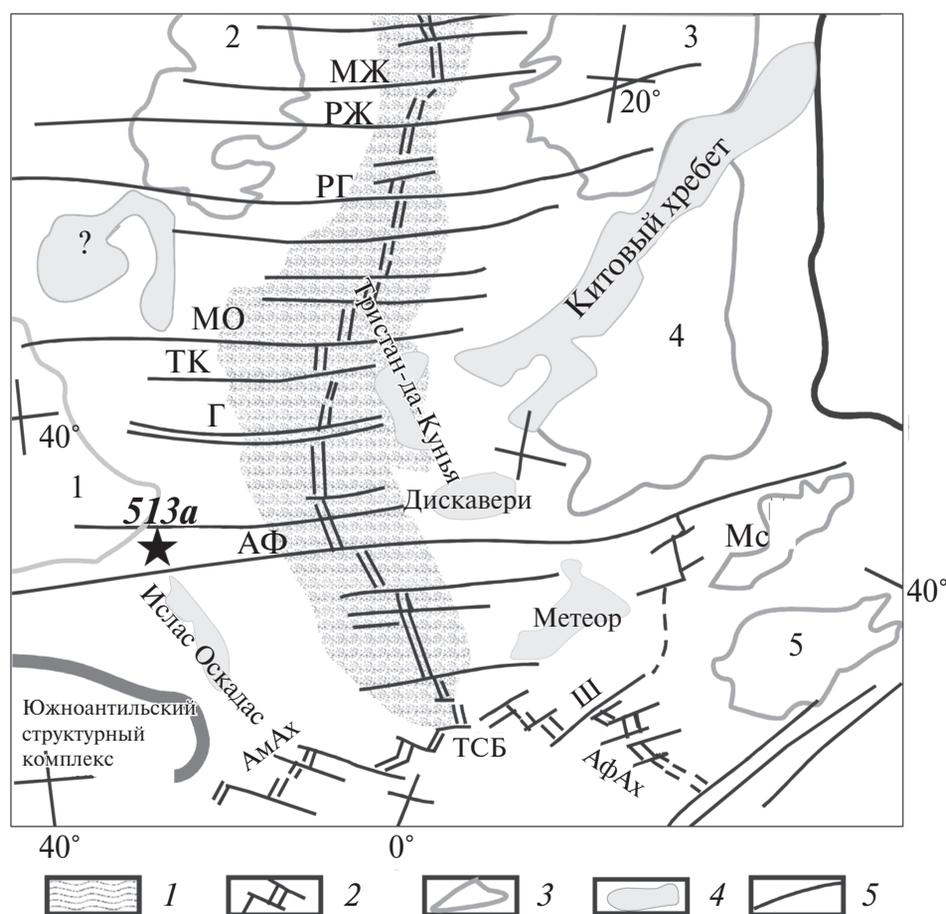
N ан.	Образец	[Rb], ppm	[Sr], ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	± 2S	[Sm], ppm	[Nd], ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	± 2S	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	± 2S	± 2S
4320	513A-35-1-81-88	0.75	87.6	0.02481	0.703812	0.000009	5.55	15.3	0.21962	0.513017	0.000004	17.8528	15.5031	0.0047	0.0114
4321	513A-36-3-124-127	3.10	90.9	0.09866	0.704086	0.000010	4.25	12.1	0.21245	0.512967	0.000007	17.9737	15.5508	0.0041	0.0096
4322	513A-35-1-12-20-3	3.15	91.4	0.09977	0.703920	0.000007	3.40	9.5	0.21598	0.513009	0.000006	18.0927	15.5941	0.0066	0.0158
4323	513A-36-1-8-17	4.08	89.3	0.13225	0.704346	0.000007	4.35	12.0	0.21942	0.513036	0.000003	18.0009	15.5822	0.0059	0.0152

по магнитным аномалиям, составляет около 38 млн лет (Ludwig et al., 1983).

Базальты представляют слабоизмененные афировые и слабопорфировые породы с редкими вкрапленниками плагиоклаза и оливина. В трех образцах сохранились закалочные стекла. Основная масса — стекловатая с микролитами клинопироксена и плагиоклаза. Вкрапленники оливина представлены изометричными округлыми или неправильной формы зернами размером 0.1–0.4 мм. Зерна плагиоклаза размером 0.2–0.8 мм имеют удлиненную, коротко-призматическую, изометричную, таблитчатую или неправильную форму. Наблюдаются редкие сростки оливина с плагиоклазом. Форма вы-

делений оливина свидетельствует о том, что он являлся наиболее ранним ликвидусным минералом.

Составы оливина в базальтах скв. 513а по магнезиальности лежат в диапазоне от Fo88 до Fo84.5 (табл. 3). С уменьшением Fo наблюдается увеличение концентраций Mn, Na, Ti, Zn, Co и понижение Al, Cr, Ni (рис. 2а–г), характерное для базальтов океанических рифтов (Sobolev et al., 2007) и отражающее фракционную кристаллизацию оливина ( $\pm$ плагиоклаза). Оливин имеет относительно высокие значения  $100 \times \text{Mn/Fe}$  (1.6–1.7) и низкие  $\text{Ni/(Mg/Fe)/1000}$  (0.54–0.68) (рис. 2д), типичные для базальтов океанических рифтов (Sobolev et al., 2007), но

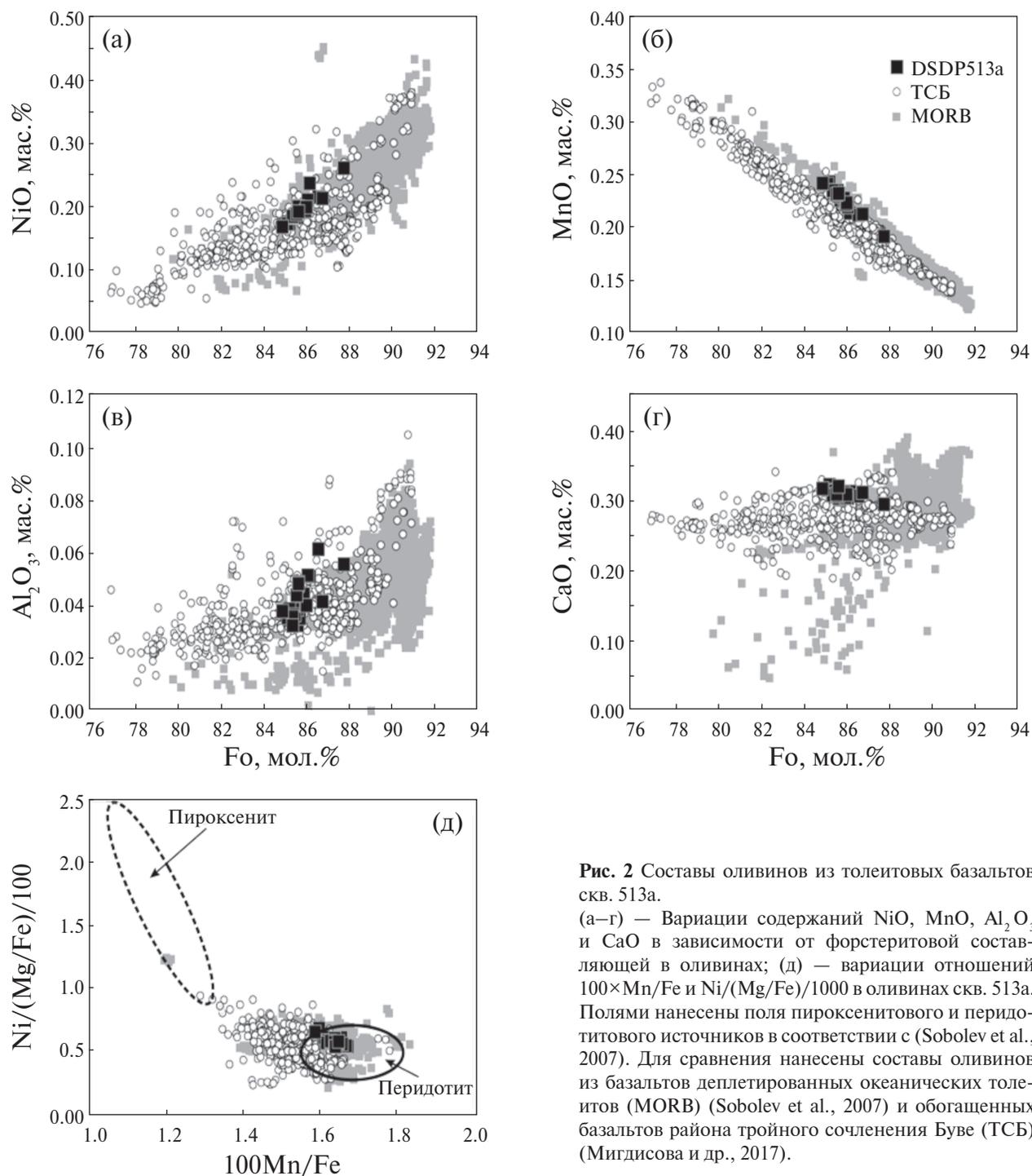


**Рис. 1.** Положение скв. 513а в Южной Атлантике. Тектоническая схема Южной Атлантики по данным работы (Пущаровский и др., 2011).

1 — Срединно-Атлантический хребет; 2 — рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 3 — наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 — вулcano-тектонические поднятия; 5 — разломы. Цифрами показаны впадины: 1 — Аргентинская, 2 — Бразильская, 3 — Ангольская, 4 — Капская, 5 — Агульяс. Буквы на схеме — разломы: РЖ — Рио-де-Жанейро, РГ — Риу-Гранди, М — Мури, МО — Монтевидео, ТК — Тристан-да-Кунья, Г — Гоф, АФ — Агульяс-Фолклендский, Ш — Шака; ТСА — тройное сочленение Буве; Мс — малая спрединговая система Метеор; хребты: АМАх — Американско-Антарктический, АФАх — Африкано-Антарктический. Положение скв. 513а показано звездочкой.

несколько пониженные по сравнению с оливином из обогащенных базальтов района тройного сочленения Буве (Мигдисова и др., 2017). Значительные вариации этих отношений связаны, по мнению А.В. Соболева с коллегами, с примесью в мантийном источнике реакционных пироксенитов (Sobolev et al., 2007). Содержания пироксенитовой компоненты, присутствующей

в плавящемся источнике, были рассчитаны по формуле  $X_{\text{PX}} = 3.483 - 2.071 \times (100 \times \text{Mn}/\text{Fe})$  (Sobolev et al., 2007) и составили 2–19% (табл. 3). Полученные расчеты демонстрируют, что большинство оливинов скв. 513а кристаллизовались из толеитовых расплавов из перидотитового источника, что типично для деплетированных толеитов океанических рифтов.

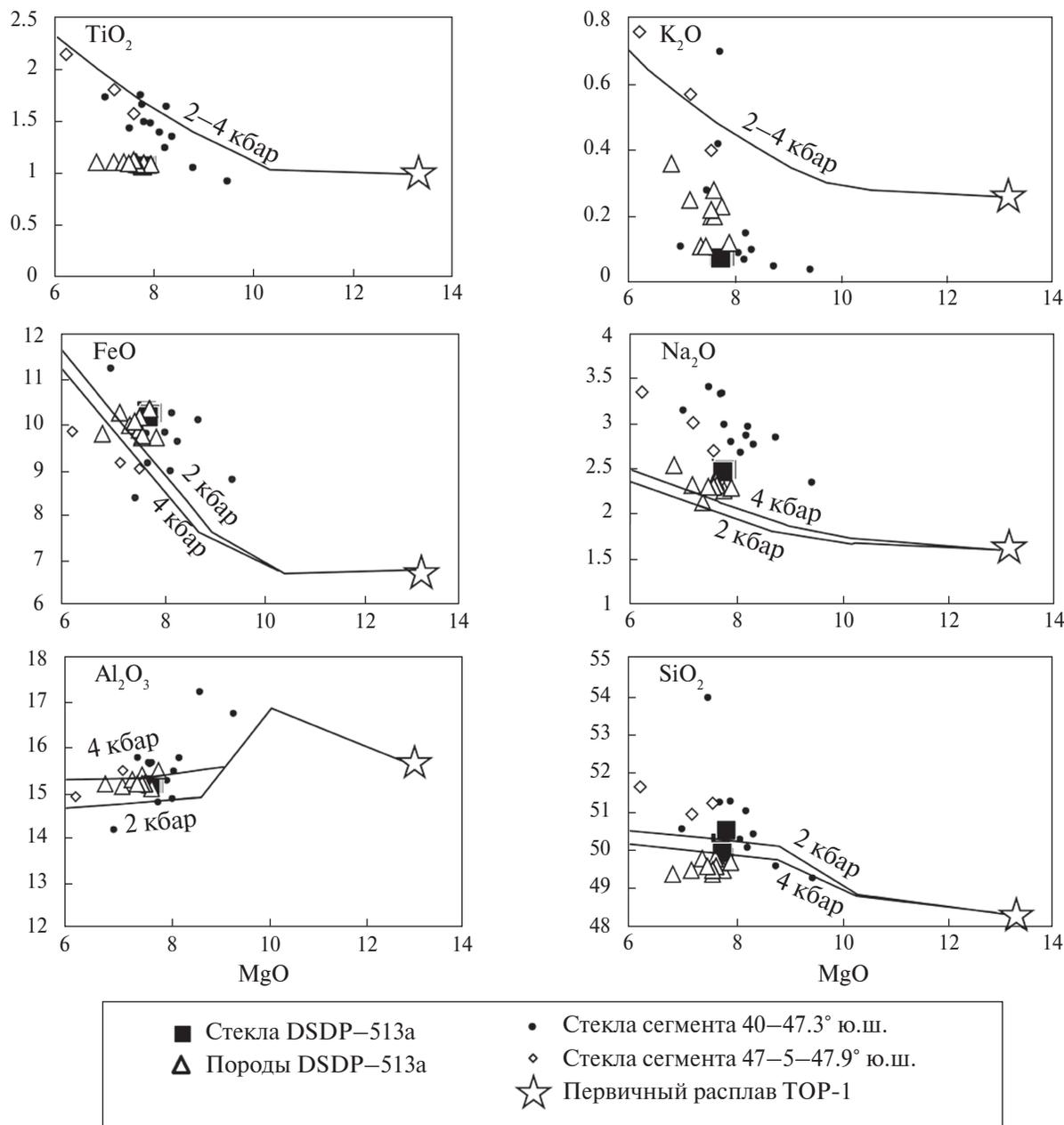


**Рис. 2** Составы оливинов из толеитовых базальтов скв. 513а.

(а–г) — Вариации содержаний NiO, MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO в зависимости от форстеритовой составляющей в оливинах; (д) — вариации отношений  $100 \times \text{Mn}/\text{Fe}$  и  $\text{Ni}/(\text{Mg}/\text{Fe})/1000$  в оливинах скв. 513а. Полями нанесены поля пироксенитового и перидотитового источников в соответствии с (Sobolev et al., 2007). Для сравнения нанесены составы оливинов из базальтов деплетированных океанических толеитов (MORB) (Sobolev et al., 2007) и обогащенных базальтов района тройного сочленения Буве (ТСБ) (Мигдисова и др., 2017).

Результаты петрохимического анализа валовых составов базальтов и закалочных стекол приведены в табл. 1 и 2. Содержания главных компонентов в базальтах варьируют в следующих пределах (мас.%):  $\text{SiO}_2 = 49.4\text{--}49.8$ ;  $\text{MgO} = 6.85\text{--}7.94$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.1\text{--}15.5$ ;  $\text{FeO} = 9.73\text{--}10.36$ ;  $\text{CaO} = 12.1\text{--}12.8$  (рис. 3). Закалочные стекла, проанализированные в трех образцах базальтов, имеют практически идентичные составы, близкие к среднему составу пород (рис. 3). Отноше-

ние  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  для базальтов составляет 0.10–0.33, для стекол — около 0.07, подчеркивая деплетированную по калию природу источника магм и небольшой привнос этого компонента в процессе вторичного изменения базальтов. В целом составы стекол скв. 513а лежат в тренде вариаций породообразующих элементов толеитовых стекол района 40–47° ю.ш. Атлантики, но при этом отличаются более низкими концентрациями Ti, Na и K. В пределах составов рифтовых



**Рис. 3.** Вариации главных компонентов (в мас.% оксидов) в базальтах и стеклах скв. 513а. Для сравнения показаны составы стекол океанических толеитов из района 40–49° ю.ш. Атлантического океана по данным (le Roux et al., 2002). Показаны расчетные линии кристаллизации первичного расплава TOP-1 (Sobolev et al., 1989) при 2 и 4 кбар по программе КОМАГМАТ (Арискин и др., 1990).

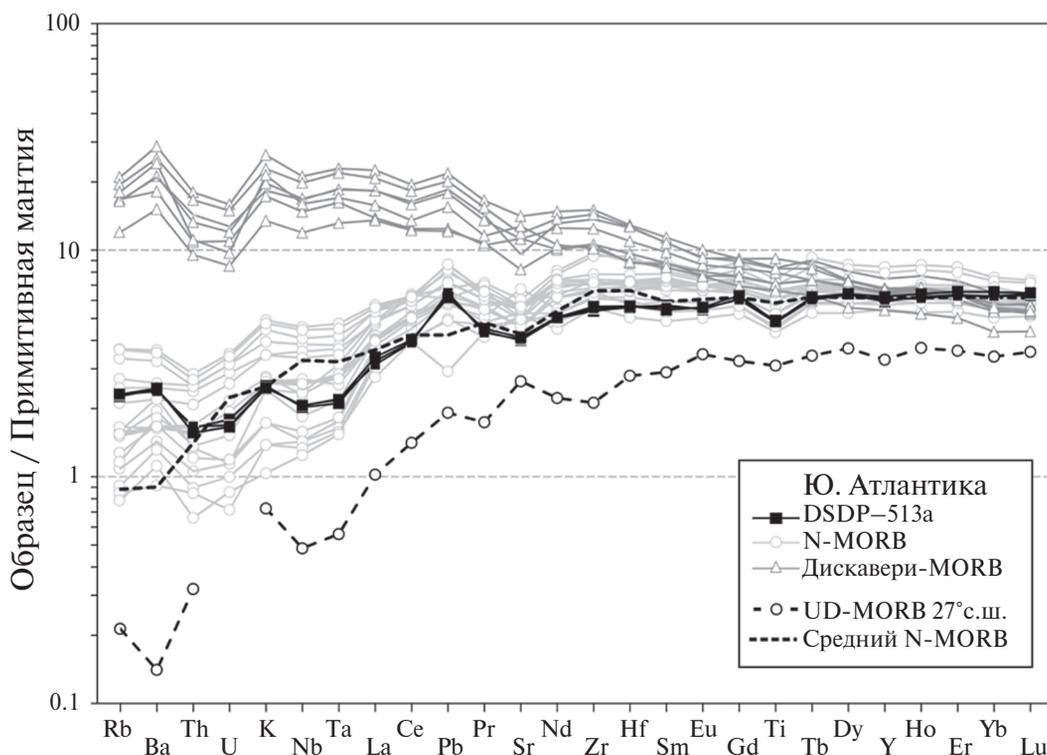
стекло данной области встечаются стекла с повышенным К, особенно для более южного района на 47.5–47.9° ю.ш. (рис. 3).

#### Элементы-примеси в стеклах

По содержанию несовместимых литофильных элементов базальты скв. 513а близки классическим составам N-MORB (Sun, McDonough, 1989), но имеют ряд отличительных особенностей, характерных также и для других базальтов Южной Атлантики (рис. 4, 5). Базальты скв. 513а имеют деплетированный спектр РЗЭ с  $(La/Sm)_n \sim 0.6$  (индекс n указывает на нормированные к составу примитивной мантии значения), что позволяет типизировать их как N-MORB с  $(La/Sm)_n < 0.75$  (Le Roex et al., 2002). Однако, по сравнению с типичным N-MORB изученные базальты имеют пониженные содержания Ti, Nb и Ta и несколько повышенные содержания Pb, Ba, Rb и K относительно элементов близкой степени несовместимости. Отношение Ba/Nb в стеклах скв. 513а в 3 раза превышает таковые в среднем составе N-MORB (рис. 5). Отличительной особенностью являются

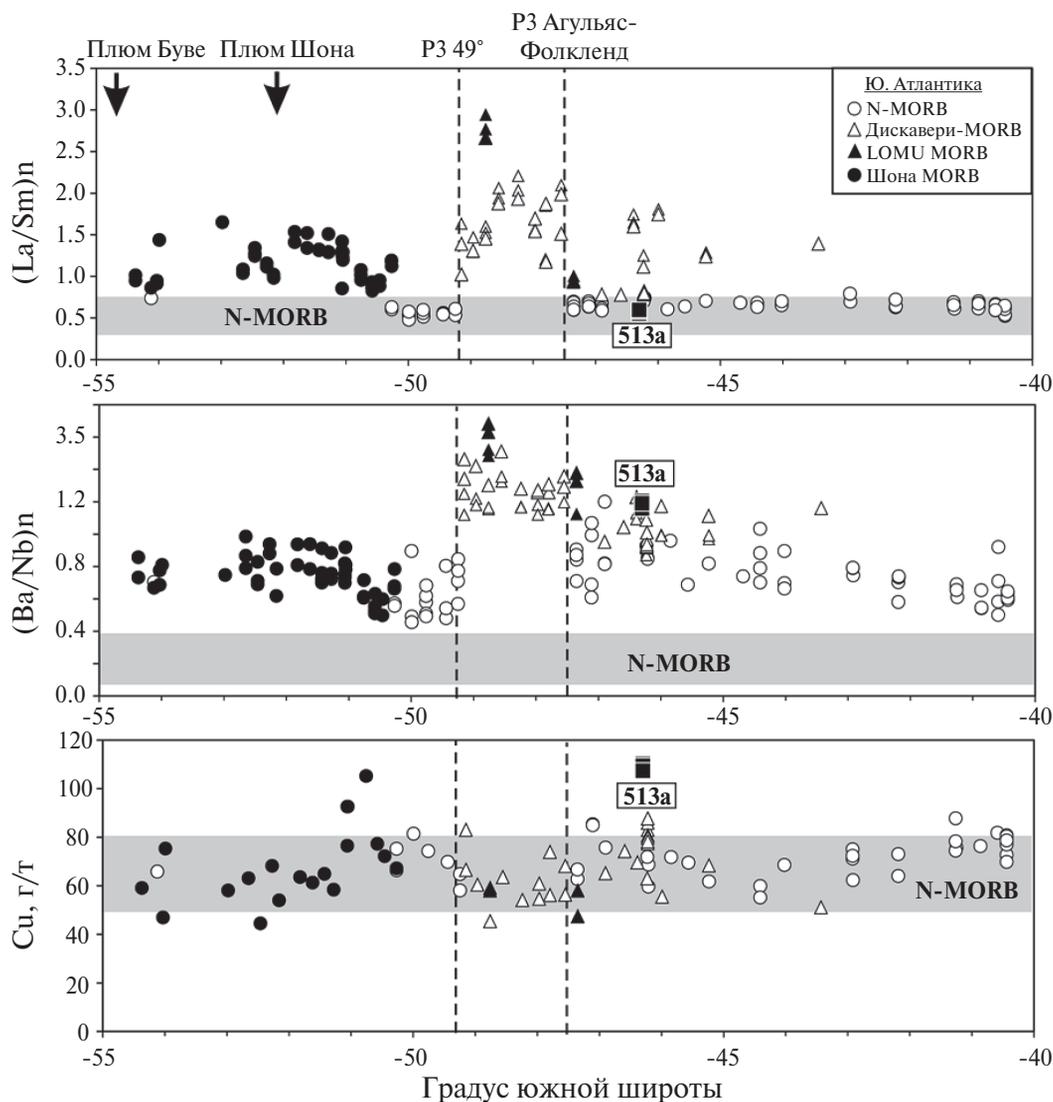
также небольшие положительные аномалии К относительно Nb и Pb относительно Ce, соответственно, в нормированных к составу примитивной мантии спектрах микроэлементов (рис. 4). Отмеченное обогащение Ba, Rb, K, а также обеднение Ti является типичным для стекол N-MORB типа Южной Атлантики, в особенности для сегмента хребта к северу от разломной зоны Агульяс-Фолкленд, в котором, вероятно, и образовались базальты, вскрытые скв. 513а (рис. 5) (Le Roex et al., 2002). Для стекол скв. 513а обогащение указанными выше несовместимыми элементами является максимальным среди стекол N-MORB типа и сопровождается также заметным обогащением Pb.

Особенностью составов стекол скв. 513 являются несколько повышенные по сравнению с большинством океанических толеитов и в том числе со всеми известными составами для района 40–55° ю.ш. Срединно-Атлантического хребта содержания Cu (~110 г/т), Ag (~33 мг/т) и в особенности Au (~1.6–1.8 мг/т) при содержаниях MgO около 7–8 мас.% (табл. 2, рис. 6).



**Рис. 4.** Содержания несовместимых элементов в закалочных стеклах скв. 513а, нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

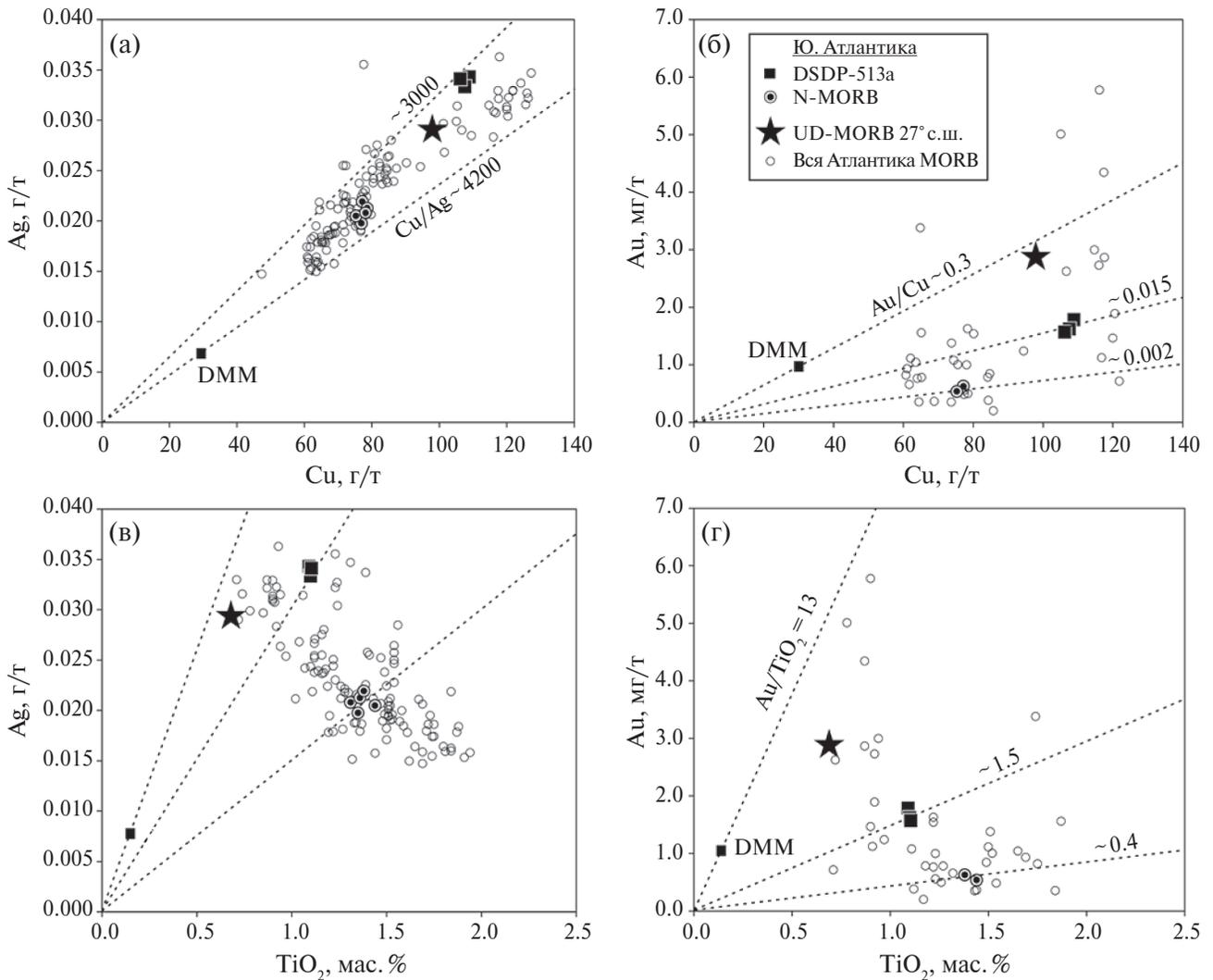
Для сравнения нанесены средний состав N-MORB (Sun, McDonough, 1989), состав ультрадеплетированного стекла VG612 (27.99° с.ш., 8.01° з.д., 4000 м; Melson et al., 2002) по данным из работы (Jenner et al., 2012), составы N-MORB и Дискавери-MORB типов из района 40–55° ю.ш. Срединно-Атлантического хребта по данным (Kelley et al., 2013; Jenner et al., 2012), выделенных согласно критериям из работы (Le Roex et al., 2002).



**Рис. 5.** Содержания микроэлементов в стеклах скв. 513а в сравнении с составом стекол океанических толеитов вдоль Срединно-Атлантического хребта между 40 и 55° ю.ш. Положение скважины 513а спроецировано на современный хребет вдоль простираения трансформного разлома Агульяс-Фолкленд. Составы стекол по данным (Le Roex et al., 2002; Kelley et al., 2013; Jenner et al., 2012). Геохимические группы стекол и поле составов типичных стекол нормального типа базальтов COX (N-MORB) приведены согласно (Le Roex et al., 2002).

Отношение  $Cu/Ag$  составляет  $\sim 3200$ , что является типичным для толеитов САХ (среднее  $Cu/Ag = 3566 \pm 655$ ,  $2s$ ,  $n=123$ ) (Jenner et al., 2012) и близко к отношению  $Cu/Ag$  в примитивной или деплетированной мантии Земли (Wang, Becker, 2015; McDonough, Sun, 1995; Salters, Stracke, 2004) (рис. 6а). Отношение  $Au/Cu$  в изученных стеклах составляет около  $0.015 \times 10^{-3}$ , что в два раза ниже отношения  $Au/Cu$  в мантии Земли ( $\sim 0.033 \times 10^{-3}$ ) (Wang, Becker, 2015; McDonough, Sun, 1995), но существенно превышает типичные значения для океанических толеитов САХ ( $\sim 0.002$ ) (Jenner et al., 2012)

(рис. 6б). Изученные стекла из скв. 513а имеют также в 2–4 раза повышенные отношения  $Cu$ ,  $Ag$  и  $Au$  относительно умеренно несовместимых элементов в других образцах из Южной Атлантики, например  $Ag/TiO_2 \sim 0.03 \times 10^{-4}$  и  $Au/TiO_2 \sim 1.5 \times 10^{-7}$ . По абсолютным содержаниям сильно халькофильных элементов, их обогащенности относительно несовместимых элементов, а также по обогащенности  $Au$  относительно  $Cu$  и  $Ag$  изученные базальты имеют промежуточные составы между типичными толеитами САХ, в том числе из Южной Атлантики, и ультраобедненным несовместимыми элементами, но



**Рис. 6.** Систематика содержаний Cu, Ag и Au в закалочных базальтовых стеклах скв. 513а.

Для сравнения нанесены составы всех стекол Срединно-Атлантического хребта с содержанием  $MgO > 7$  мас.%, стекла состава N-MORB для района  $40\text{--}55^\circ$  ю.ш. Срединно-Атлантического хребта, ультрадеплетированного стекла VG612 ( $27.99^\circ$  ю.ш.,  $8.01^\circ$  з.д., глубина 4018 м) по данным работы (Jenner et al., 2013). Состав деплетированной мантии (DMM) по данным (Salters, Stracke, 2004).

обогащенным Cu, Ag и Au стеклом VG612 (Jenner et al., 2012) (рис. 6).

### Изотопный состав

Изотопные характеристики изученных пород приведены в табл. 4. Изотопные отношения варьируют незначительно и в среднем составляют:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.98$  (17.85–18.09);  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.56$  (15.50–15.59),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.0$  (37.85–38.15),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5130$  (0.51297–0.51304) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7040$  (0.7038–0.7043) (рис. 7). По этим значениям видно, что они близки к океаническому деплетированному источнику (Hart, 1989; Armienti, Longo, 2011; Sun, McDonough,

1989), но отличаются несколько повышенными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  как для проанализированных пород, так и стекол, и поэтому не могут быть объяснены процессами вторичного изменения пород. Приведенные на графиках вариации изотопных значений Pb и Nd в стеклах трех сегментов ЮСАХ ( $40\text{--}47^\circ$ ,  $47\text{--}49^\circ$  и  $49\text{--}54^\circ$  ю.ш.) показывают, что наиболее деплетированные по изотопным отношениям толеиты распространены непосредственно к северу от разломной зоны Агульяс-Фолкленд в сегменте  $40\text{--}47^\circ$  ю.ш. Сегмент  $47\text{--}49^\circ$  ю.ш. расположен непосредственно вблизи поднятия Дискавери, и проявленные в нем обогащенные магмы имеют примесь специфического обогащенного

компонента с несколько пониженными значениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  до 0.5123 и увеличенными  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  до 38.6,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  до 15.6 при низких значениях  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  около 18, что может быть отражением слабой примеси источника типа EM-1 (рис. 7). Также в сегменте 47–49° ю.ш. были описаны андезитобазальты с характерной

изотопной меткой компонента LOMU. Южнее 49° ю.ш. обогащенные рифтовые толеиты имеют отчетливые признаки влияния горячих точек Шона и Буве, что отражено в повышенных содержаниях радиогенных изотопов Pb, указывающих на близость обогащенного компонента к компоненту HIMU. Базальты скв. 513а, имеющие возраст около 38 млн лет, лежат в поле современных толеитов сегмента 40–47° ю.ш. и четко отличаются от большинства пород, драгированных южнее разлома Агульяс низкими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и высокими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Таким образом, геохимическая специфика магм, которые генерировались в сегменте 40–47° ю.ш., сохранилась по крайней мере на протяжении последних 40 млн лет с момента образования пород, вскрытых скв. 513а.

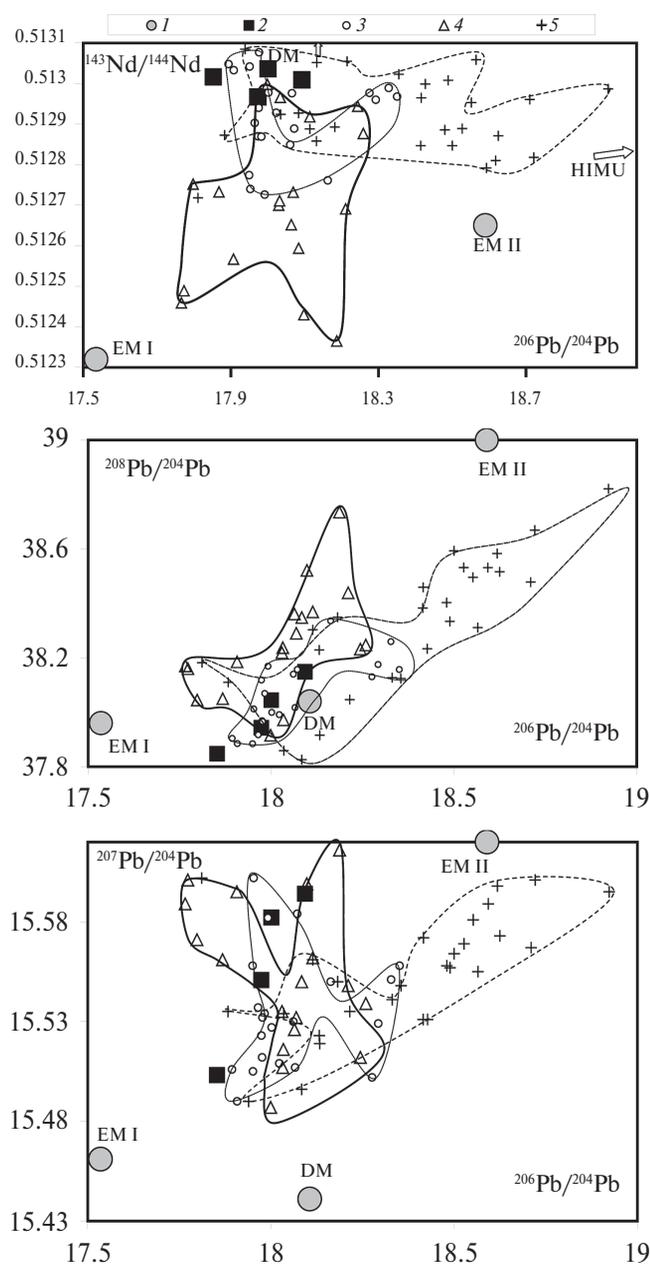


Рис. 7. Изотопные вариации магм скв. 513а и толеитов Южной Атлантики.

1 — Обогащенные компоненты EM-I, EM-II, HIMU (Armienti, Longo, 2011) и (DM) — деплетированная мантия (Armienti, Longo, 2011); 2 — базальты скв. 513а (данные табл. 4); стекла, драгированные в сегментах ЮСАХ: 40–46° (3), 47–49° (4) и 49–54° ю.ш. (5) (данные из Douglass et al., 1999).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Свидетельство влияния мантийного плюма на образование базальтов скв. 513а

Толеиты океанических рифтов представлены двумя главными типами — TOP-1 и TOP-2 (Сушевская и др., 1983; Sobolev, Dmitriev, 1989). Термин TOP, предложенный Л.В. Дмитриевым (толеиты океанических рифтов), является русским эквивалентом английского сокращения MORB. Генерация и фракционирование первичных расплавов типа TOP-2, типичных для всех спрединговых зон Мирового океана, кроме района Северной Атлантики, происходит при полибарическом плавлении океанической мантии в поднимающейся мантийной колонне при давлении от 20 до 8 кбар и  $T=1320–1250^\circ\text{C}$ , а для расплавов типа TOP-1 при давлении от 25 до 9.5 кбар и  $T=1350–1270^\circ\text{C}$  (Sobolev, Dmitriev, 1989).

Как показано на рис. 3, составы пород и стеклов скв. 513а имеют составы, близкие к вероятным продуктам низкобарического фракционирования первичного толеитового расплава TOP-1 при 2 и 4 кбар и отвечают примерно 50% его кристаллизации (Сушевская и др., 1999). Низкие значения Na и повышенные Fe в стеклах, рассчитанные по методу (Klein, Langmuir, 1987) на 8 мас.% MgO, в первичных расплавах ( $\text{Na}_8=2.4$ ,  $\text{Fe}_8=10$ ) также отражают более глубокий и более высокотемпературный уровень выплавления первичных расплавов скв. 513а по сравнению с большинством толеитов спрединговых зон типа TOP-2 (Сушевская и др., 1999). Эти наблюдения свидетельствуют о вероятном влиянии горячей точки на процесс генерации пород, вскрытых скв. 513а.

Судя по составу высокомагнезиального оливина в породах, который характеризуется низкими отношениями Fe/Mn и умеренно высокими содержаниями Ni (рис. 2), и типичному базальтовому составу стекол, источником исходных магм являлся деплетированный перидотит. В этом отношении изученные породы резко отличаются от пород LOMU типа, драгированных в сегменте хребта 47–49° ю.ш., которые имеют андезитобазальтовый состав ( $\text{SiO}_2 \sim 55$  мас.%), ярко выраженную гранатовую метку в спектре несовместимых элементов и низкие значения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , в происхождении которых важную роль играли источники пироксенитового состава (Le Roex et al., 2002).

Систематика содержаний несовместимых элементов и изотопный состав базальтов, вскрытых скв. 513а, указывает на участие в процессах их образования обогащенного компонента. С присутствием этого компонента связаны повышенные отношения Ba/Nb, Pb/Ce, K/Nb,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах и стеклах скв. 513а по сравнению с типичным N-MORB и источником типа DMM. По этим признакам изученные базальты близки к современным базальтам, драгированным в осевой зоне САХ южнее разломной зоны Агульяс. Как обсуждалось ранее в ряде работ, посвященных происхождению геохимической гетерогенности толеитов Южной Атлантики (например, Douglass et al., 1999; Le Roux et al., 2002a,b), наиболее вероятным источником этого компонента может быть плюм Дискавери. Таким образом, полученные данные указывают на влияние этого плюма на магматизм Южной Атлантики уже 38 млн лет назад.

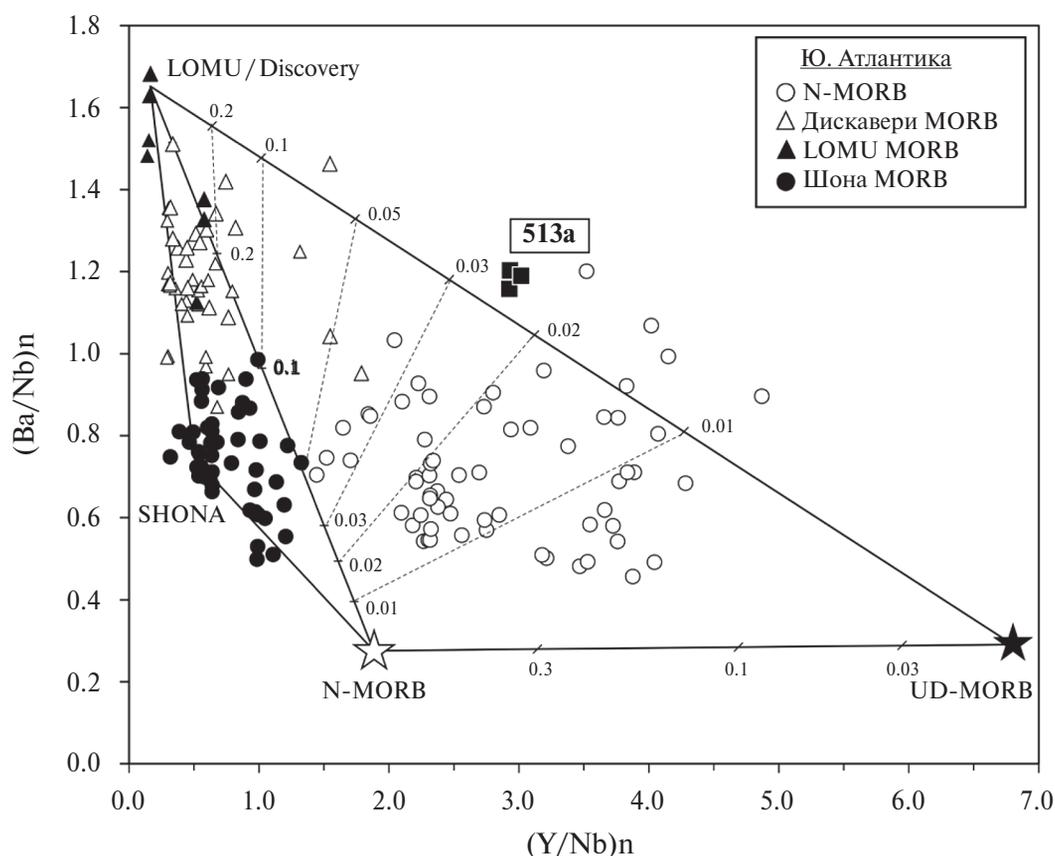
Необычной чертой изученных базальтов является сочетание их большой деплетированности в отношении Nb и Ta и присутствия обогащенного плюмового компонента. Например, как показано на рис. 8, изученные базальты имеют повышенные отношения как (Ba/Nb)<sub>n</sub>  $\sim 1.2$ , так (Y/Nb)<sub>n</sub>  $\sim 3$ , что не может быть объяснено плавлением источника DMM с примесью обогащенного плюмового компонента, поскольку магмы, полученные в результате такого процесса, должны иметь (Y/Nb)<sub>n</sub> отношения меньше 2. Возможным объяснением этих геохимических особенностей изученных базальтов, а также состава других деплетированных толеитов типа N-MORB Южной Атлантики может быть вовлечение в процессы магмогенерации более деплетированного источника, чем DMM. Свидетельством существования такой мантии под Южной Атлантикой является состав край-

не деплетированного несовместимыми элементами базальта VG612, драгированного на 27.99° ю.ш. (рис. 4, 8). В этом случае состав базальтов скв. 513а может объясняться примесью 2–3% обогащенного компонента типа Дискавери в магме, происходящей из источника более деплетированного по Nb, чем DMM. Для современных базальтов типа N-MORB Южной Атлантики примесь компонента Дискавери составляет менее 5%.

#### Источник обогащения магм халькофильными элементами

Повышенные содержания халькофильных металлов были ранее отмечены в магмах, связанных своим происхождением с глубинными плюмами, например для золота (Исландия) (Webber et al., 2013) или меди (Гавайи, Исландия, Галапагос и Реюньон) (Jenner et al., 2012) (рис. 5в, 6). Подобное обогащение типичными халькофильными элементами в районах влияния мантийных плюмов может объясняться разными причинами. С одной стороны, оно может быть связано с исходной обогащенностью первичных магм этими элементами. С другой стороны, может объясняться протеканием процессов дифференциации в несколько более окисленных условиях по сравнению с базальтами СОХ или недосыщенностью глубинных магм серой в низкобарических коровых условиях, что препятствует стабильности сульфидной фазы, которая является концентратором халькофильных элементов.

Полученные в работе данные показывают, что обогащенность базальтов скв. 513а сильно халькофильными элементами не коррелирует с обогащением магм несовместимыми элементами (рис. 4, 5). Следовательно, повышенные концентрации Cu, Ag и Au в изученных базальтах не могут быть связаны с непосредственным влиянием плюмового компонента, предположительно типа Дискавери. Напротив, максимальной обогащенностью этими элементами среди всех примитивных пород Южной Атлантики характеризуется ультрадеплетированный базальт VG612 (рис. 6), имеющий аномально низкие для N-MORB содержания несовместимых микроэлементов (рис. 4). Подобный состав должен отражать необычно высокие степени мантийного плавления (более 20%) либо существенно более деплетированный состав мантийного источника. Обогащенность сильно халькофильными элементами в этом случае отражает их поведение в процессе мантийного плавления как совместимых элементов, которые удерживаются в рестите



**Рис. 8.** Модель смешения для толеитов Южной Атлантики.

Отношения элементов нормированы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Составы стекол Южной Атлантики различных типов по данным (Le Roex et al., 2002; Kelley et al., 2013; Jenner et al., 2012). Составы конечных членов смешения: N-MORB по данным (Sun, McDonough, 1989), UD-MORB — ультрадеплементированный MORB, отвечающий составу стекла VG612 (Melson et al., 2002; Jenner et al., 2012), SHONA — средний состав наиболее обогащенных базальтов Шона-MORB типа (Le Roex et al., 2002), LOMU — средний состав LOMU-MORB типа (Le Roex et al., 2002). Повышенные отношения  $(Y/Nb)_n$  в большинстве базальтов N-MORB типа из Южной Атлантики по сравнению со средним N-MORB могут объясняться вовлечением в процессы магмобразования более деплементированного мантийного источника, чем DMM, возможно, даже более деплементированного, чем источник базальта VG612. Повышенные отношения Ba/Nb могут объясняться примесью до 3 мас.% обогащенного компонента Дискавери.

в составе остаточного сульфида, пока он не будет полностью исчерпан (например, Lee et al., 2012).

Значительная обедненность базальтов скв. 513а сильно несовместимыми элементами, прежде всего Nb и Ta, и результаты моделирования (рис. 8) указывают на вероятное вовлечение в процессы магмогенерации под Южной Атлантикой более деплементированной мантии по сравнению со средним составом DMM. Вероятно, что это также может быть причиной умеренной обогащенности базальтов скв. 513а сильно халькофильными элементами. Отношения Au/Cu, Au/Ti и другие в базальтах скв. 513а ниже, чем в составе DMM и ультрадеплементированного базальта VG612 (рис. 6). Следовательно, полного исчерпывания сульфида при плавлении мантии

не происходило, а общие степени плавления мантийного перидотита при образовании базальтов скв. 513а, вероятно, не превышали ~20% (Lee et al., 2012), что согласуется с оцененными значениями степеней плавления по главным компонентам.

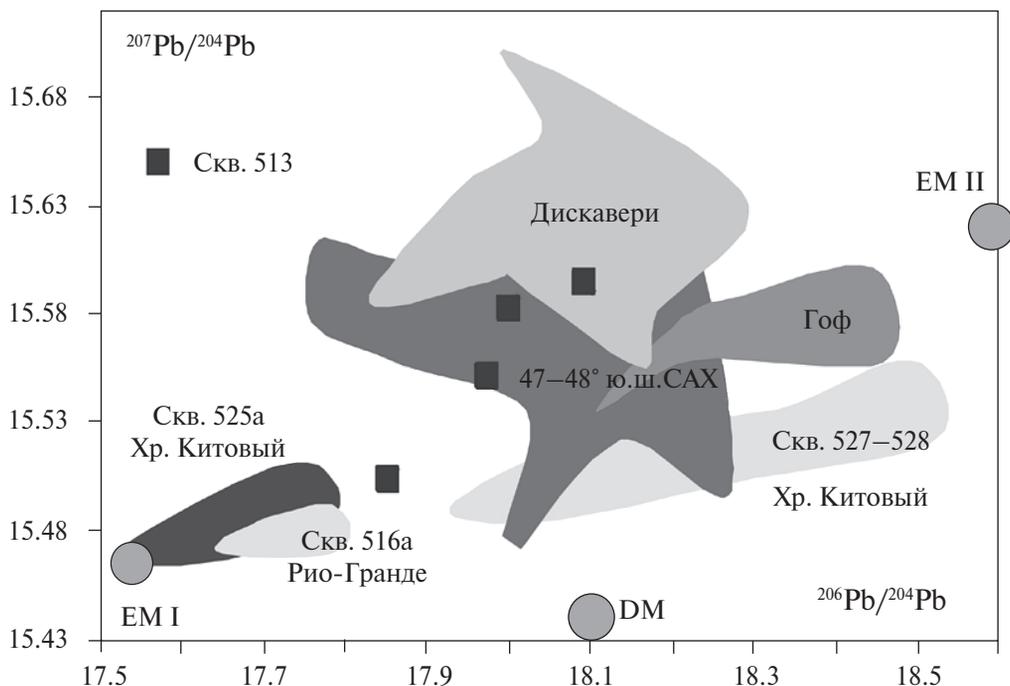
#### Составы пород скв. 513а в изотопной систематике Южной Атлантики

Изучение изотопных данных Sr-Nd-Pb в магмах системы Рио-Гранде — Китового хребта и поднятия Дискавери выявило, что все они лежат в поле изотопных вариаций траппов провинции Парана-Этендека, формирование которых предшествовало раскрытию Южной Атлантики (Меланхолина, Сушевская, 2018). В пределах Китового хребта выявляются раз-

личия изотопных отношений в близких по возрасту базальтах из скв. 525а и 527–528, подчеркивая неоднородность плавящегося источника около 60 млн лет назад (рис. 7, 9). Составы пород скв. 525а, а также базальтов, вскрытых скв. 516а на поднятии Рио-Гранде, лежат в поле изотопных вариаций, отмеченных для базальтов региона Парана, с умеренными величинами изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низкими  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (обогащенный компонент EM-I), типичных и для высокотитанистых траппов Параны (Gibson et al., 2005; Hoernle et al., 2015; Richardson et al., 1982; Salters et al., 2010). Для обогащенных базальтов островов Гоф, Тристанда-Кунья и части Китового хребта, поднятия Дискавери с высокими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  можно отметить, что хотя они и образуют собственные, незначительно отличающиеся тренды, но для них всех обогащенный примесный компонент в источнике близок к компоненту, отмеченному в щелочных базальтах восточной Бразилии (EM-II), отражающему низкие степени плавления литосферы восточной Гондваны (по Fodor et al., 1998; Меланхолина, Сушевская, 2018). В работах (Class, le Roex, 2011) показано, что протяженная изотопная аномалия в Южной Атлантике (DUPAL), на-

блюдаемая в большинстве магм подводных гор, связанных происхождением с плюмом Тристан, образована за счет вовлечения в процесс плавления фрагментов верхней и нижней литосферы протерозойского Намибия-Натальского подвижного пояса. Состав магм изменялся в ходе развития плюма Парана-Этендека. В отличие от раннего этапа магматизма при образовании более молодых подводных гор зафиксировано участие в плавлении также астеносферной деплетированной мантии. Продолжающееся поступление в расплавы ограниченного объема литосферного материала могло быть обусловлено сохранением в океанической коре континентальных фрагментов, как это было отмечено для поднятия Рио-Гранде.

На основании этих данных можно сделать вывод, что плюм Дискавери, влияние которого установлено в составе базальтов скв. 513а и современных толеитов севернее  $49^\circ$  ю.ш., не имеет самостоятельного значения, а скорее, является продуктом сложных эволюционных процессов взаимодействия плюма Тристан с фрагментами континентальной литосферной мантии и нижней коры, а также астеносферной сильно деплетированной мантии.



**Рис. 9.** Изменения изотопных значений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в магмах региона Южной Атлантики, связанного своим происхождением с влиянием горячих точек.

На рисунке нанесены обогащенные источники (EM-I и EM-II) и DM по (Armienti, Longo, 2011); океанические базальты из скважин: скв. 513а (черные квадратики); полями показаны базальты Китового хребта: 525а, 527–528, Рио-Гранде: 516а, острова Гофф (Hoernle et al., 2015; Richardson et al., 1982; Salters, Sachi-Kocher, 2010), поднятия Дискавери (Schwindrofska et al., 2016); стекла 47–49° ю.ш. ЮСАХ (Douglass et al., 1999).

### Геодинамическая интерпретация

Породы фундамента, вскрытые в скважине DSDP-513a в восточной части Южной Атлантики, дали возможность оценить характер спредингового магматизма, протекавшего около 40 млн лет назад, и уточнить существующие модели взаимодействия плюмового и рифтогенного магматизма в этом регионе.

После раскрытия Южной Атлантики, при сохранении активности плюма Тристан поверх новообразованной океанической коры и континентальных фрагментов была сформирована вулканическая система Рио-Гранде — Китовый хребет, которая является проявлением горячей точки, образованной в ходе эволюции плюма Тристан. Положение горячей точки в период от 87 до ~78 млн лет назад предполагается вблизи первоначальной оси спредингового хребта (Gibson et al., 2005; Hoernle et al., 2015). В результате перескоков оси спрединга для периода времени 75—50 млн лет назад реконструируется разобщение элементов вулканической системы (Hoernle et al., 2015; Rohde et al., 2013; Ussami et al., 2012, и др.). В ходе продвижения системы в пределы океана устанавливается сокращение роли литосферного материала в магомгенерации, а также включение в плавление астеносферной деплетированной мантии. Происходит ослабление активности горячей точки, теперь внутриплитной, с формированием вдоль ее следа провинции гайотов хр. Китовый, состоящей из обособленных вулканов. Одновременно с сокращением магматического питания для кайнозойского времени предположительно намечается и расщепление источника на два небольших плюма, создавших ветви островов Тристан-да-Кунья и Гоф (Hoernle et al., 2015).

Около 60—40 млн лет назад, после основного перескока в восточном направлении оси спрединга около спрединговой зоны функционировали горячие точки Тристан, Гоф, Дискавери, Шона, которые могли формироваться при сложном процессе взаимодействия плюма Тристан и зарождающейся спрединговой зоны, при сохранении вблизи нее отторженцев континентальных областей и вовлечении их материала в состав плюма (Class, le Roex, 2006). Поднятие Дискавери, просуществовавшее около 20 млн лет, подобно хр. Китовый претерпело раздвоение, сформировав южную и северную ветвь поднятия. Изотопный характер магм поднятия Дискавери также подчеркивает существенную гетерогенность плавящихся источников. Образование поднятия Дискавери около 40 млн лет назад совпадает с возрастом базальтов, вскры-

тых скв. 513a, а близость изотопных характеристик подчеркивает возможное влияние горячей точки Дискавери, расположенной вблизи спрединговой зоны на характер толеитового магматизма. В то же время, в соответствии с последними реконструкциями геодинамики Южной Атлантики, можно отметить, что на процесс образования поднятий Южной Атлантики, особенно расположенных севернее разлома Агульяс, могло сказаться распространение горячей точки Тристан (сформировавшей протяженную систему хр. Китовый — Рио-Гранде) на юго-запад вдоль спрединговой зоны ЮСАХ с образованием поднятия Дискавери.

Вопрос развития и взаимодействия горячей точки и формирующегося магматизма ЮСАХ продолжает оставаться дискуссионным, поскольку практически не существует опробования океанической коры раннего возраста, соответствующего возрасту формирования горячей точки. В современном положении в пределах зоны ЮСАХ от 30—50° ю.ш. мы наблюдаем наиболее значительное влияние расположенных вблизи хребта горячих точек в районах 36—40° ю.ш., которое связано с присутствием островов Гоф и Тристан-да-Кунья. Оба острова образованы в процессе эволюции плюма Тристан. В пределах современной рифтовой зоны ЮСАХ отмечается несколько областей, где проявляется толеитовый магматизм существенно обогащенного типа. Наиболее протяженная — в районе САХ (35—39° ю.ш.) вблизи островов Тристан-да-Кунья, Гоф. Толеитовый магматизм САХ этого района несет в себе многие геохимические характеристики, схожие с источником щелочных магм хребта Китовый (Shilling et al., 1985; Humphris et al., 1985).

Источники обогащения подводных поднятий и сопряженных рифтовых базальтов по изотопным данным могут отражать участие древнего континентального источника, который фиксируется в магмах провинций Парана-Этендека. Его примесь в горячих точках Южной Атлантики можно объяснить поднятием глубинного, зонального плюма с границы ядро—нижняя мантия (Schwindrofska et al., 2016), либо просто термальным воздействием глубинного плюма на нижние части континентальной литосферы (Davies et al., 2015) в дораскольный этап и последующего поступления обогащенных расплавов в зону генерации рифтовых магм. Выявленная термальная аномалия вокруг Африки позволила Девису и соавторам высказать предположение о том, что большая часть горячих точек Южной

Атлантики может быть связана с распространением Африканского суперплюма в его периферические части. В этом случае в пределах апикальных частей распространения обогащенных расплавов в сторону спрединговой зоны может формироваться обогащенная океаническая мантия, и при последующих перескоках осей спрединга возникает область повышенного плавления с возможным образованием горячей точки, расположенной вблизи спрединговой зоны. Особенно это типично для горячих точек, расположенных южнее разлома Агульяс (Шона, Дискавери, Буве), где зафиксирован четкий перескок оси ЮСАХ (Hoernle et al., 2015).

Выявленную геохимическую близость проявленных обогащенных компонентов в базальтах хр. Китовый, Рио-Гранде и поднятия Дискавери, на наш взгляд, логичнее объяснить процессом взаимодействия рифтовой зоны и горячей точки Тристан, формировавшей хр. Китовый при выплавлении магм. Проведенное экспериментальное моделирование процессов взаимодействия спрединговой зоны вблизи горячей точки (Грохольский и др., 2015) показало, что это сложный процесс, приводящий к тому, что вблизи хребта образуется аномально прогретая кора, а вне осевых зон на флангах хребта остаются внеосевые поднятия. Можно предположить, что обогащенные магмы горячей точки (тем более такой мощной, как Тристан) могли не только непосредственно проникать в область формирования толеитовых расплавов, но и мигрировать вдоль рифтовой зоны на значительные расстояния, в данном случае в период времени около 60–40 млн лет назад в южном направлении, с образованием около 40 млн лет назад структуры поднятия Дискавери.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании данных детального петролого-геохимического изучения базальтов скв. 513а с возрастом около 38 млн лет показано, что их родоначальные магмы относятся к глубинному типу БСОХ TOP-1, генерация первичных магм которых происходила на больших глубинах и при более высоких температурах, чем для типичных БСОХ Мирового океана, что характерно для сегментов СОХ вблизи горячих точек. Толеиты скв. 513а имеют сильно деплетированный состав, но в то же время характеризуются повышенными отношениями Ba/Nb, K/Nb, Pb/Ce по сравнению с типичными N-MORB и большинством деплетированных базальтов Южной Атлантики. Эти особенности объясняются во-

влечением в процессы магнообразования более деплетированного астеносферного мантийного источника, чем ДММ, и небольшой (около 3%) примесью обогащенного плюмового компонента Дискавери в источнике базальтов скв. 513а. Деплетированным составом источника и высокими степенями его плавления также объясняются в 1.5–4 раза повышенные содержания Cu, Ag и Au в базальтах скв. 513а по сравнению с современными толеитами Южной Атлантики и базальтами близлежащих горячих точек. На основании полученных данных можно предположить, что в процессе раскрытия Южной Атлантики на спрединговый магматизм ЮСАХ в районе 45–48° ю.ш. уже около 40 млн лет оказывала влияние горячая точка Дискавери. Эта горячая точка может быть дочерней для плюмовой системы Тристан, а ее возникновение и длительное влияние на спрединговый магматизм Южной Атлантики рассматривается как свидетельство обширного распространения влияния плюма Тристан.

*Авторы выражают благодарность Дитеру Гарбе-Шёнебергу, Ульрике Вестернштроер (Университет г. Киль) и Марио Тёнеру (ГЕОМАР) за помощь в проведении аналитических работ на LA-ICP-MS и электронном микронзонде.*

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: №№ 15-95-2086, 16-35-60123.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Френкель М.Я., Цехоня Т.И. (1990) Фракционная кристаллизация толеитовых магм при высоких давлениях. *Геохимия* (2), 172–187.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Tsekhonya T.I. (1990) High-pressure fractional crystallization of tholeiitic magmas. *Geochem. Int.* 27(9), 10–20.
- Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Сенявин К.Т., Галушкин Ю.И. (2014) Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-Восточного Индийского хребта). *Жизнь Земли: земледование, экология, геодинамика, музеология* 34, 150–178.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Розова А.В. (2012) Оценка влияния горячих точек Кергелен и Амстердам – Сен-Поль на термический режим рифтовой зоны Юго-восточного Индийского хребта. *Жизнь Земли: геология, геодинамика, экология, музеология* 34, 4–24.
- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Сушевская Н.М. (2013) Спрединговые хребты и трансформные разломы. *Мировой океан». Том I. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане* (Под ред. Лобковского Л.И.). М.: Научный мир. С. 92–170.
- Меланхолина Е.Н., Сушевская Н.М. (2018) Тектономагматическое развитие континентальных окраин

- южной Атлантики и раскрытие океана. *Геотектоника* (2), 20–41. Melankholina E. N. and N. M. Sushchevskaya.
- Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Сушевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. (2017) Мантийная гетерогенность в районе Тройного Сочленения Буве по составам оливинов. *Геология и геофизика* **58** (11), 1633–1648.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Базилевская Е.С., Разницын Ю.Н., Ескин А.Е. (2011) Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана. М.: ГЕОС, 292 с.
- Сушевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Мигдисова Н.А., Хворов Д.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Беляцкий Б.В., Каменецкий В.С. (1999) Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве. *Российский журнал наук о Земле* **1**(3), 221–250.
- Сушевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. (1983) Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толеитов. *ДАН СССР* **268** (6), 953–961.
- Сушевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. (2003) Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика). *Геохимия* (1), 3–24.
- Sushchevskaya N.M., Migdisova N.A., Belyatskii B.V., Peyve A.A. (2003) Genesis of enriched tholeiitic magmas in the western segment of the Southwest Indian Ridge, South Atlantic ocean. *Geochem. Int.* **41**(1), 1–20.
- Armienti P. and Longo P. (2011) Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space. *International Journal of Geosciences* **2**, 231–239.
- Batanova V.G., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. (2015) Trace element analysis of olivine: High precision analytical method for JEOL JXA-8230 electron probe microanalyser. *Chem. Geol.* **419**, 149–157.
- Class C. and le Roex A.P. (2007) Continental material in the shallow oceanic mantle - How does it get there? *Geology* **34**, 129–132.
- Class C. and le Roex A.P. (2011) South Atlantic DUPAL anomaly — Dynamic and compositional evidence against a recent shallow origin. *Earth Planet. Sci. Lett.* **305**, 92–102.
- Davies D.R., Goes S., Sambridge M. (2015) On the relationship between volcanic hotspot locations, the reconstructed eruption sites of large igneous provinces and deep mantle seismic structure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **411**, 121–130.
- Douglass J., Schilling J.-G., Fontignie D. (1999) Plume-ridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S). *J. Geophys. Res.* **104** (B2), 2941–2962.
- Fodor R.V., Mukasa S.B., Sial A.N. (1998) Isotopic and trace-element indications of lithospheric and asthenospheric components in Tertiary alkalic basalts, northeastern Brazil. *Lithos* **43**, 197–217.
- GeoRock // <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A., Humphris S.E., Dickin A.P. (2005) Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth Planet. Sci. Lett.* **237**, 744–767.
- Golowin R., Portnyagin M., Hoernle K., Hauff F., Gurenko A., Garbe-Schönberg D., Werner R., Turner S. (2017) Boninite-like intraplate magmas from Manihiki Plateau require ultra-depleted and enriched source components. *Nature Communications* **8**(14322), 1–10.
- Hart, S.R. (1988) Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90** (3), 273–296.
- Hoernle K., Rohde J., Hauff F., Garbe-Schönberg D., Homrighausen S., Werner R., Morgan J.P. (2015) How and when plume zonation appeared during the 132 Myr evolution of the Tristan Hotspot. *Nature Communications* **6** (7799), 1–10.
- Hoof E.E.E., Brandsdottir B., Mjelde R., Shimamura H., Murai Y. (2006) Asymmetric plume-ridge interaction around Iceland: The Kolbeinsey Ridge Iceland Seismic Experiment. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**(5), 1–26.
- Humphris S.E., Thompson G., Schilling J.-G., Kingsley R.H. (1985) Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 1445–1464.
- Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. (1980) Reference samples for electron microprobe analysis. *Geostandards Newsletter* **4**, 43–47.
- Jenner F.E., Arculus R.J., Mavrogenes J.A., Dyriw N.J., Nebel O., Hauri E.H. (2012) Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **13**(1), 1–11.
- Jochum K.P., Weis U., Stoll B., Kuzmin D., Yang Q., Raczek I., Jacob D.E., Stracke A., Birbaum K., Frick D.A. (2011). Determination of reference values for NIST SRM 610–617 glasses following ISO guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research* **35**(4), 397–429.
- Jochum, K. P.; Stoll, B.; Herwig, K.; Willbold, M.; Hofmann, A. W.; Amini, M.; Aarburg, S.; Abouchami, W.; Hellebrand, E.; Mocek, B.; Raczek, I.; Stracke, A.; Alard, O.; Bouman, C.; Becker, S.; Dücking, M.; Bratz, H.; Klemm, R.; de Bruin, D.; Canil, D.; Cornell, D.; de Hoog, C. J.; Dalpe, C.; Danyushevsky, L.; Eisenhauer, A.; Gao, Y. J.; Snow, J.E.; Goschopf, N.; Gunther, D.; Latkoczy, C.; Guillon, M.; Hauri, E. H.; Hofer, H. E.; Lahaye, Y.; Horz, K.; Jacob, D.E.; Kasemann, S. A.; Kent, A. J. R.; Ludwig, T.; Zack, T.; Mason, P. R. D.; Meixner, A.; Rosner, M.; Misawa, K. J.; Nash, B. P.; Pfander, J.; Premo, W. R.; Sun, W. D.; Tiepolo, M.; Vannucci, R.; Vennemann, T.; Wayne, D. and Woodhead, J. D. (2006) MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7**(2), 1–44.

- Kelley K.A., Kingsley R. and Schilling J-G. (2013) Composition of plume-influenced mid-ocean ridge lavas and glasses from the Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Galápagos Spreading Center, and Gulf of Aden. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **14**(1), 223–242.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1987) Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* **92**(B4), 8089–8115.
- Le Roex A.P., Class C., O'Connor J., Jokat W. (2010) Shona and Discovery Aseismic Ridge Systems, South Atlantic: Trace Element Evidence for Enriched Mantle Sources. *J. Petrol.* **51**(10), 2089–2120.
- Le Roux PJ, le Roex AP, Schilling J-G (2002) MORB melting processes beneath the southern Mid- Atlantic Ridge (40–55° S): a role for mantle plume-derived pyroxenite. *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 206–229.
- Le Roux PJ, le Roex AP, Schilling J-G, Shimizu N, Perkins WW, Pearce NJG (2002) Mantle heterogeneity beneath the southern Mid-Atlantic Ridge: trace element evidence for contamination of ambient asthenospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**, 479–498.
- Lee C.-T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.-Z., Jin D. (2012) Copper systematics in arc magmas and implications for crust-mantle differentiation. *Science* **336** (6077), 64–68.
- Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. (1996) Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* **11**, 899–904.
- Luchitskaya M.V., Belyatsky B.V., Belousova E.A. and Natapov L.M. (2017) Composition and Geodynamic Setting of Late Paleozoic Magmatism of Chukotka. *Geochem. Int.* **55**(8), 683–710.
- Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A., Basov I.A., Bayer U., Bloemendal J., Bornhold B., Ciesielski P.F., Goldstein E.H., Robert C., Salloway J., Usher J.L., von der Dick H., Weaver F.M. and Wise S.W.Jr. (1983) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, **71**. Washington D.C.: U.S. Government Printing Office.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223–253.
- Melson W.G., O'Hearn T., Jarosewich E. (2002) A data brief on the Smithsonian Abyssal Volcanic Glass Data File. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3** (4), 1–11.
- Muller R.D., Gaina C., Roest W.R., Hansen D.L. (2001) A recipe for microcontinent formation. *Geology* **29**(3), 203–206.
- Muller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y. (1998) Asymmetric seafloor spreading expresses ridge-plume interactions. *Nature* **396**, 455–459.
- Murton B. J., Parson L.M. (1993) Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centers: a quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics* **222**, 237–257.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Pendea I.F., Zelenin E., Bourgeois J., Pingina T., Kozhurin A. (2017) A full Holocene tephrochronology for the Kamchatsky Peninsula region: applications from Kamchatka to North America. *Quaternary Science Reviews* **168**, 101–122.
- Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R., Reid D.L. (1982) Correlated Nd, Sr and Pb isotope variations in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **59**, 327–342.
- Rohde J.K., Van den Bogaard P., Hoernle K., Werner R. (2013) Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages on phenocryst phases. *Tectonophysics* **604**, 60–71.
- Salters V.J.M., Sachi-Kocher A. (2010) An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts fluids. *Chem. Geol.* **273**, 151–167.
- Salters V.J.M., Stracke A. (2004) Composition of the depleted mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems* **5**(5), 1–27.
- Sauter D., Cannat M., Meyzen C., Bezos A., Patriat P., Humler E., Debayle E. (2009) Propagation of a melting anomaly along the ultraslow Southwest Indian ridge between 46°E and 52°20'E: interaction with Crozet hotspot? *Geophysical Journal International* **179**, 687–699.
- Schilling J.-G., Thompson G., Kingsley R.H., Humphris S.E. (1985) Hotspot migrating ridge interaction in the South Atlantic: geochemical evidence. *Nature* **313**, 187–191.
- Schwindrofska A., Hoernle K., Hauff F. van den Bogaard P., Werner R., Garbe-Schönberg D. (2016) Origin of enriched components in the South Atlantic: Evidence from 40Ma geochemical zonation of the Discovery Seamounts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **441**, 167–177.
- Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B., White R.S., Mecklenburgh R., Parsons B., Lee S.M. (1998) The Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **160**, 463–478.
- Siebel W., Becchio R., Volker F., Hansen M.A.F., Viramonte J., Trumbull R.B., Haase G., Zimmer M. (2000) Trindade and Martin Vaz islands, South Atlantic: isotopic (Sr, Nd, Pb) and trace element constraints on plume related magmatism. *J. of South American Earth Sciences* **13**, 79–103.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V. (1989) Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals. *Proceedings of the 28<sup>th</sup> International Geological Congress*, 3, Washington, DC: IGS, 147–148.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* **316**, 412–417.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* **42**, 313–345.
- Tanimoto T., Zhang Y.S. (1992) Cause of low velocity anomaly along the South Atlantic hotspots. *Geophys. Res. Letters* **19**, 567–1570.

- Thompson, G., Humphris, S. and Schilling J.-G. (1983) Petrology and Geochemistry Of Basaltic Rocks From the Rio Grande Rise, South Atlantic: Deep Sea Drilling Project Leg 72, Hole 516F. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 72. U.S. Washington D.C.: Government Printing Office, 457–466.
- Ussami N., Chaves C.A.M., Marques L.S., Ernesto M. (2012) Origin of the Rio Grande Rise – Walvis Ridge reviewed integrating paleogeographic reconstruction, isotope geochemistry and flexural modeling. *Geol. Soc. of London* **369**, 129–146.
- Wang Z., Becker H. (2015) Abundances of Ag and Cu in mantle peridotites and the implications for the behavior of chalcophile elements in the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **160**, 209–226.
- Webber A.P., Roberts S., Taylor R.N., Pitcairn I.K. (2012) Golden plumes: substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction. *Geology* **41**(1), 87–90.

## LONG-LASTING INFLUENCE OF THE DISCOVERY PLUME ON THOLEIITIC MAGMATISM IN THE SOUTH ATLANTIC: DATA ON BASALTS RECOVERED BY HOLE 513a, DSDP Leg 71

N. M. Sushchevskaya<sup>a,\*</sup>, T. A. Shishkina<sup>a</sup>, M. V. Portnyagin<sup>a,b</sup>, V. G. Batanova<sup>a,c</sup>,  
B. V. Belyatsky<sup>d,\*\*</sup>

<sup>a</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry (GEOKHI), Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991 Russia, Kosygin st. 19

<sup>b</sup> GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel 24148, Germany

<sup>c</sup> University Grenoble Alpes, ISTERre, CNRS, IRD, IFSTTAR, F-38000 Grenoble, France

<sup>d</sup> Karpinsky All-Russia Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg, 199106 Russia, 74, Sredny prospect

\*e-mail: nadyas@geokhi.ru

\*\*e-mail: bbelyatsky@mail.ru

Received: 12.10.2017

Received version received: 16.01.2018

Accepted: 18.01.2018

The paper presents the very first data on concentrations of major and trace elements; Sr, Nd, and Pb isotopic ratios of rocks; and the composition of olivine phenocrysts of 38-Ma basalts recovered by Hole 513a (DSDP Leg 71) in the South Atlantic. The bulk-rock samples and the chilled glasses are mildly magnesian (7–8 wt % MgO) and bear elevated FeO and low Na<sub>2</sub>O concentrations, as is typical of MORB of the TOR-1 type. Olivine phenocrysts (Fo<sub>84.5–88</sub>) in these rocks contain concentrations of trace elements (Ni, Mn, Cr, and Zn) that are typical of classic MORB, which are produced by partial melting mantle peridotite. The rocks are strongly depleted in incompatible elements [(La/Sm)<sub>n</sub> ~ 0.6] but have elevated Ba/Nb, K/Nb, and Pb/Ce ratios and Cu, Ag, and Au concentrations that are 1.5–4 times higher than in typical depleted MORB (N-MORB) and in most rift basalts in the South Atlantic. Isotope compositions of the basalts (average ratios <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~ 18.0; <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~ 15.6, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb ~ 38.0, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd ~ 0.5130, and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ~ 0.7040) are close to those in modern tholeiites from the southern MAR segment (SMAR) north of the Agulhas Fracture Zone. The data indicate that the magmas were derived from a strongly depleted mantle source that contained a minor (~3%) admixture of an enriched component, which is discernible in the magmas of the Discovery hotspot. The composition of the source, which is more depleted than DM, and the high degrees of melting of this source explain why the basalts from DSDP Hole 513a are enriched in chalcophile elements. It is believed that spreading magmatism at 45°–48° S in SMAR as far back as 40 Ma was already affected by the Discovery hotspot. This hotspot might be related to the Tristan plume system, and its origin and long-lasting influence on spreading magmatism in the South Atlantic are regarded as evidence of the extensive effect of the Tristan plume.

**Keywords:** tholeiites, South Atlantic, plume, isotopic composition, geochemistry of chalcophile and lithophile elements

**(For citation:** Long-Lasting Influence of the Discovery Plume on Tholeiitic Magmatism in the South Atlantic: Data on Basalts Recovered by Hole 513a, DSDP Leg 71. Sushchevskaya N.M., Shishkina T.A., Portnyagin M.V., Batanova V.G., and Belyatsky B.V. *Geokhimiya*. 2019;64(2): 107–127. DOI: 10.31857/S0016-7525642107-127).