

УДК 548.4

БАЗАЛЬТОВЫЕ РАСПЛАВЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ (ОИВ) И ИХ ИСТОЧНИКИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ЗАКАЛОЧНЫХ СТЕКОЛ ПОРОД

© 2025 г. В. Б. Наумов^{а, *}, А. В. Гирнис^{б, **}, В. А. Дорофеева^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: naumov@geokhi.ru;

**e-mail: girnis@igem.ru

Поступила в редакцию 20.10.2024 г.

После доработки 02.11.2024 г.

Принята к публикации 19.11.2024 г.

Используя созданный нами и постоянно пополняемый банк данных по анализам расплавных включений в минералах и стеклах магматических пород, рассмотрены составы базальтовых расплавов океанических островов (ОИВ). Рассчитаны средние содержания главных, редких и летучих компонентов в расплавах для всего массива данных (22550 анализов на 33 островах) и для выборки из наиболее хорошо изученных комплексов (Исландия, Гавайи, Канарские острова, Галапагосские острова и о. Реюньон). Показано, что по большинству элементов средние составы заключены в интервал между составами магм срединно-океанических хребтов (наиболее обедненных) и внутриплитных континентальных комплексов (наиболее обогащенных). Детально рассмотрены вариации отношений элементов в отдельных комплексах и установлено, что они могут быть описаны смешением магм из обедненного источника и в различной степени обогащенных резервуаров. Рассчитаны содержания редких элементов в предполагаемых мантийных источниках. Показано, что обедненный источник, проявленный в наибольшей степени в Исландии, практически точно соответствует составу обедненной мантии, плавление которой привело к образованию базальтов срединно-океанических хребтов.

Ключевые слова: океанические острова, распространенность элементов, базальты, расплавные включения, источники магм, обедненная мантия

DOI: 10.31857/S0869590325020022 **EDN:** UHMDQF

ВВЕДЕНИЕ

Базальтовые породы океанов являются важными источниками информации о составе и геохимической структуре мантии (Sun, McDonough, 1989; Pearce, 2008). Различие геохимических и изотопных характеристик базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (ОИВ) свидетельствует о многообразии источников магм (White, 1985; Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997; Arevalo, McDonough, 2010). При этом ОИВ оказываются наиболее информативными в этом плане, поскольку в их составах проявлены как признаки обедненного материала, сходного с источником MORB, так и более обогащенных резервуаров, идентифицируемых в качестве глубинной необедненной мантии, обогащенной мантии и рециклированного материала континентальной и

измененной океанической коры (Hofmann, White, 1982; Hofmann, 2004; Stracke et al., 2003). Поэтому не удивительно, что петрологи и геохимики проявляют повышенный интерес к породам океанических островов. Кроме того, эти породы часто более доступны и менее изменены по сравнению с MORB.

Более 20 лет мы оценивали средние составы расплавов и индикаторные отношения редких элементов в магмах различных геодинамических обстановок на основании анализов расплавных включений и стекол основной массы пород (Наумов и др., 2004, 2010, 2014, 2016а, 2023 и др.). Массив данных по всем обстановкам и типам пород постоянно пополняется, поэтому периодически возникает необходимость обновления оценок средних составов и выявления новых аспектов поведения элементов в магматических процессах.

В настоящей статье мы рассматриваем составы магматических расплавов океанических островов как глобально, так и на уровне отдельных островов Атлантического, Тихого и Индийского океанов. На основании этих данных мы оценили содержания редких элементов в возможных источниках магм, принимая во внимание вероятную гетерогенность источников ОІВ в пределах отдельных островных систем (Nemond et al., 1993; Ren et al., 2005; Pietruszka et al., 2013).

БАЗЫ ДАННЫХ И СРЕДНИЕ СОСТАВЫ РАСПЛАВОВ ОІВ

Базы данных в системе “Paradox for Windows” по природным флюидам и магматическим расплавам начали наполняться нами с 1994 г. В эти базы заносились как собственные результаты, так и многочисленные литературные данные. В настоящее время в базу по магматическим расплавам занесено более 165000 анализов стекол гомогенных расплавных включений и закалочных стекол пород, по которым получено более 3000000 определений по 75 элементам. Для рассматриваемых в настоящей работе базальтовых расплавов океанических островов в базу занесено 22550 анализов, содержащих 435000 определений по 68 элементам. Количество публикаций и анализов для различных океанических островов приведено в табл. 1.

В наших предыдущих работах (Наумов и др., 2004, 2010 и др.) было показано, что при расчете средних содержаний элементов (Li, B, Cl, Ce, Yb, Rb, Zr, Nb и др.) более адекватными по сравнению со средним арифметическим являются средние геометрические значения, что обусловлено тем, что распределение содержаний многих элементов близко к логнормальному. К такому же выводу о логнормальном распределении содержаний редких элементов и предпочтительном использовании средних геометрических содержаний пришли и другие исследователи (Gale et al., 2013 и др.). Средние геометрические содержания элементов рассчитывались при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более чем на 2σ . Определения, которые не удовлетворяли этому условию, отбрасывались, а величина среднего значения вновь пересчитывалась. Для каждого значения среднего содержания приведены доверительные интервалы: первая цифра — плюс к среднему, вторая цифра — минус от среднего.

Данные для базальтовых расплавов Исландии, Гавайских, Галапагосских, Канарских островов и о. Реюньон включают около 1000 или более анализов (табл. 1), что позволило детально рассмотреть вариации составов. В табл. 2 представлены результаты расчета средних содержаний элементов для этих объектов, а также для всех океанических

островов. Нашей задачей являлось выявление общих тенденций вариаций составов расплавов, черт сходства и различия, имеющих генетическое значение. В этом сообщении мы не будем останавливаться на необычных составах, представленных одиночными анализами.

На рис. 1 показаны средние содержания элементов в основных расплавах океанических островов в

Таблица 1. Количество публикаций и анализов стекол расплавных включений и закалочных стекол базальтовых расплавов ($\text{SiO}_2 = 40\text{--}54$ мас. %) в различных объектах океанических островов и океанических плато

Объект исследований	Количество	
	публикаций	анализов
Hawaii	104	8512
Iceland	59	8214
Galapagos	22	942
Reunion	23	892
Canary	26	874
Samoa	8	360
Salas y Gomes	2	288
Azores	13	270
Shatsky Rise	3	221
Gorgona	4	188
Ontong-Java	6	152
Louville	1	113
Kerguelen	4	109
Tenerife	2	96
Taney	1	82
Pitcairn	5	81
Ascension Island	3	71
Society Islands	7	70
Sulawesi	3	60
Mangaia	2	50
Raivavae	1	48
Tuvalu	1	48
Marquesas	1	41
Bouvet	2	33
Tristan da Cunha	4	32
Helena	5	19
Другие объекты	7	565

Таблица 2. Среднее содержание петрогенных, летучих, рудных и редких элементов в магматических расплавах основного состава ($\text{SiO}_2 = 40\text{--}54$ мас. %) океанических островов по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклов вулканических пород

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
SiO_2	23015	49.76	8512	50.57	8214	49.58	942	49.37	868	48.79	874	46.03
		+1.88/–1.81		+1.89/–1.82		+1.08/–1.05		+1.29/–1.26		+1.12/–1.09		+3.34/–3.12
TiO_2	20676	1.98	7757	2.52	7433	1.29	826	1.30	723	2.69	827	3.54
		+1.09/–0.70		+0.54/–0.44		+0.81/–0.50		+0.78/–0.49		+0.28/–0.25		+1.02/–0.79
Al_2O_3	20600	13.94	7772	13.33	7432	14.32	826	15.19	699	13.89	795	14.14
		+1.63/–1.46		+1.12/–1.03		+1.42/–1.29		+1.55/–1.41		+0.91/–0.85		+1.76/–1.56
FeO	20676	11.18	7779	11.28	7433	11.22	855	10.17	699	11.10	831	11.59
		+2.24/–1.86		+1.06/–0.97		+2.92/–2.32		+1.97/–1.65		+1.32/–1.18		+2.07/–1.76
MnO	18948	0.18	6434	0.17	7203	0.19	775	0.17	667	0.17	781	0.16
		+0.06/–0.05		+0.04/–0.04		+0.06/–0.05		+0.4/–0.4		+0.07/–0.05		+0.11/–0.07
MgO	20860	7.13	7778	7.19	7427	7.27	826	8.07	703	7.84	831	6.12
		+2.54/–1.87		+2.27/–1.73		+2.50/–1.86		+2.10/–1.67		+2.35/–1.81		+2.88/–1.96
CaO	20590	11.28	7772	10.77	7427	12.30	826	12.03	699	10.94	795	10.98
		+1.94/–1.66		+1.11/–1.01		+2.00/–1.72		+1.07/–0.98		+0.75/–0.70		+2.19/–1.83
Na_2O	20496	2.35	7758	2.34	7342	2.12	825	2.45	699	2.56	795	3.54
		+0.64/–0.50		+0.41/–0.35		+0.65/–0.50		+0.39/–0.34		+0.35/–0.31		+1.20/–0.90
K_2O	20330	0.44	7779	0.46	6956	0.23	826	0.14	721	0.75	863	1.28
		+0.63/–0.26		+0.16/–0.12		+0.41/–0.15		+0.34/–0.10		+0.21/–0.17		+0.56/–0.39
P_2O_5	19080	0.25	7594	0.26	6839	0.16	710	0.15	532	0.34	782	0.80
		+0.30/–0.14		+0.10/–0.07		+0.26/–0.10		+0.22/–0.09		+0.12/–0.09		+0.37/–0.25
H_2O	5554	0.43	2881	0.41	2366	0.23	310	0.51	415	0.78	185	0.70
		+0.55/–0.24		+0.43/–0.21		+0.41/–0.15		+0.65/–0.28		+0.60/–0.33		+1.00/–0.41
Cl	11108	180	3624	160	4252	90	339	130	387	260	550	650
		+360/–120		+170/–80		+150/–60		+350/–100		+80/–60		+470/–270

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	n	Океанические острова	n	Гавайи	n	Исландия	n	Галапагосы	n	Реюньон	n	Канары
F	5874	430	1986	430	2225	290	262	340	70	420	437	1730
		+690/–260		+250/–160		+550/–190		+340/–170		+190/–130		+990/–630
S	13396	760	5601	580	4809	820	428	1080	360	1090	416	640
		+1140/–460		+1370/–410		+820/–410		+600/–390		+630/–400		+1290/–430
CO ₂	6672	300	2528	200	2739	450	284	170	180	200	149	800
		+970/–230		+610/–150		+910/–300		+350/–110		+970/–160		+4280/–670
Сумма		99.09		99.44		99.08		99.72		100.04		99.26
Li	3376	4.32	974	3.79	1267	3.41	-	-	212	5.57	129	8.04
		+3.07/–1.79		+1.53/–1.09		+1.98/–1.25		-		+0.78/–0.69		+3.00/–2.18
Be	772	0.75	405	0.97	193	0.13	-	-	92	1.04	-	-
		+0.94/–0.42		+0.54/–0.35		+0.05/–0.04		-		+0.06/–0.06		-
B	2321	1.23	624	1.72	1088	0.74	-	-	50	2.63	159	3.02
		+1.51/–0.68		+0.88/–0.58		+0.64/–0.34		-		+0.42/–0.36		+1.51/–1.01
Sc	3257	31.42	1445	29.14	536	37.70	174	44.04	211	31.66	80	30.03
		+10.22/–7.71		+4.26/–3.72		+7.31/–6.12		+9.11/–7.55		+3.15/–2.86		+11.19/–8.15
V	3521	291	1448	292	635	240	168	341	199	307	30	342
		+102/–75		+55/–46		+76/–58		+83/–67		+25/–23		+70/–58
Cr	3720	304	1437	433	801	348	192	178	205	271	232	245
		+433/–179		+523/–237		+278/–155		+248/–104		+171/–105		+182/–104
Co	2002	42.6	529	43.2	452	42.9	173	45.3	205	45.9	67	49.1
		+12.2/–9.5		+9.5/–7.8		+8.3/–6.9		+6.8/–5.9		+6.6/–5.7		+22.6/–15.5
Ni	2945	106	1096	116	546	135	174	61	205	112	167	173
		+118/–56		+115/–58		+90/–54		+40/–24		+62/–40		+178/–88
Cu	2291	91.8	731	120.2	491	94.0	168	105.3	183	100.1	71	101.5
		+64.6/–37.9		+47.9/–34.2		+63.6/–37.9		+33.2/–25.2		+14.9/–12.9		+68.5/–40.9

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
Zn	2022	105.7	786	117.0	483	82.1	146	93.2	—	—	71	119.4
		+50.7/–34.3		+47.9/–34.0		+34.2/–24.2		+25.9/–20.4				+19.4/16.7
Ga	1089	21.3	437	23.1	192	22.0	105	18.8	—	—	71	23.3
		+5.3/–4.3		+3.8/–3.3		+2.40/–2.16		+2.7/–2.3				+3.3/2.9
As	207	0.58	92	0.39	—	—	—	—	83	0.88	—	—
		+0.53/–0.27		+0.12/–0.9		—		—		+0.11/–0.10		—
Rb	5525	8.58	2217	7.71	849	2.28	375	2.66	286	18.12	259	30.0
		+13.67/–5.27		+3.19/–2.26		+4.94/–1.56		+5.63/–1.80		+4.93/–3.87		+17.0/–10.8
Sr	7532	244	2017	329	2724	145	392	155	285	346	280	950
		+290/–133		+68/–57		+79/–51		+159/–78		+47/–41		+378/–270
Y	7255	24.2	1911	22.8	2703	19.7	434	28.4	272	26.3	280	30.4
		+10.5/–7.3		+5.3/–4.3		+10.4/–6.8		+11.8/–8.4		+3.9/–3.4		+9.7/–7.4
Zr	7380	126	2018	135	2782	64	348	114	272	181	280	302
		+154/–69		+38/–29		+115/–41		+115/–57		+21/–19		+149/–100
Nb	7875	10.45	2321	12.43	2895	4.30	464	8.09	272	22.21	276	69.8
		+19.21/–6.77		+5.60/–3.86		+10.62/–3.06		+20.64/–5.81		+3.42/–2.97		+34.8/–23.2
Mo	791	0.95	510	0.91	—	—	44	0.50	23	1.05	—	—
		+0.66/–0.39		+0.32/–0.24		—		+0.41/–0.22		+0.32/–0.24		—
Sn	956	1.64	506	1.63	—	—	44	0.87	92	1.73	—	—
		+0.82/–0.55		+0.56/–0.42		—		+0.47/–0.30		+0.13/–0.12		—
Sb	580	0.05	243	0.05	—	—	44	0.05	92	0.06	—	—
		+0.03/–0.02		+0.03/–0.02		—		+0.02/–0.01		+0.01/–0.01		—
Cs	1558	0.16	499	0.10	121	0.01	105	0.06	109	0.27	87	0.36
		+0.31/–0.11		+0.06/–0.04		+0.01/–0.01		+0.06/–0.03		+0.04/–0.03		+0.19/–0.12
Ba	7652	79.1	2236	94.6	2221	31.4	394	41.9	286	139.2	276	407
		+199.3/–56.6		+52.5/–33.8		+69.0/–21.6		+135.9/–32.0		+29.7/–24.5		+225/–145

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
La	7546	9.26	1944	11.67	2850	3.51	480	7.00	286	19.51	280	58.6
		+17.54/–6.06		+4.68/–3.34		+7.34/–2.38		+11.80/–4.40		+3.03/–2.62		+37.8/–23.0
Ce	7743	24.1	1851	29.0	3207	12.6	435	17.8	286	44.2	280	123.2
		+43.0/–15.5		+9.8/–7.3		+23.9/–8.2		+26.2/–10.6		+6.3/–5.5		+68.7/–44.1
Pr	5405	3.13	1636	4.13	2092	1.69	234	2.16	211	5.78	176	14.8
		+3.10/–1.56		+1.24/–0.96		+2.03/–0.92		+2.32/–1.12		+0.67/–0.60		+6.4/–4.5
Nd	7330	16.5	1799	19.7	2995	8.9	479	13.1	245	25.7	210	61.0
		+20.3/–9.1		+5.5/–4.3		+13.3/–5.3		+11.4/–6.1		+3.0/–2.7		+27.8/–19.1
Sm	73218	4.46	1788	5.20	2902	2.54	480	4.13	245	6.12	202	11.44
		+3.79/–2.05		+1.43/–1.12		+2.62/–1.29		+2.22/–1.44		+0.62/–0.56		+5.99/–3.93
Eu	6664	1.33	1681	1.84	2755	1.01	436	1.44	245	2.02	202	3.51
		+0.84/–0.51		+0.38/–0.32		+0.83/–0.46		+0.68/–0.46		+0.21/–0.19		+1.68/–1.14
Gd	6216	4.95	1670	5.20	2359	3.09	435	4.90	245	6.20	185	9.68
		+3.26/–1.96		+1.23/–1.00		+2.37/–1.34		+1.96/–1.40		+0.75/–0.67		+6.38/–3.85
Tb	4956	0.85	1542	0.85	1811	0.67	235	0.94	230	0.91	168	1.25
		+0.31/–0.23		+0.16/–0.13		+0.33/–0.22		+0.26/–0.21		+0.14/–0.13		+0.57/–0.39
Dy	6922	4.68	1738	4.77	2886	3.61	435	5.21	245	5.40	202	7.09
		+2.23/–1.51		+1.04/–0.85		+2.14/–1.34		+1.76/–1.31		+0.67/–0.60		+3.84/–2.49
Ho	5062	0.96	1617	0.92	1851	0.88	234	1.20	230	1.02	168	1.09
		+0.33/–0.24		+0.15/–0.13		+0.34/–0.24		+0.30/–0.24		+0.09/–0.09		+0.32/–0.24
Er	6305	2.42	1676	2.29	2555	2.03	434	3.11	245	2.61	193	2.94
		+1.00/–0.71		+0.58/–0.47		+1.02/–0.68		+1.06/–0.79		+0.34/–0.32		+1.19/–0.85
Tm	4674	0.33	1532	0.30	1794	0.33	190	0.51	191	0.34	168	0.38
		+0.13/–0.10		+0.08/–0.07		+0.15/–0.10		+0.14/–0.11		+0.06/–0.05		+0.16/–0.12
Yb	7102	2.08	1876	1.92	2846	1.98	434	2.76	245	2.12	202	2.04
		+0.83/–0.59		+0.47/–0.38		+0.93/–0.63		+1.09/–0.78		+0.31/–0.27		+0.79/–0.57
Lu	5284	0.31	1636	0.27	1852	0.31	279	0.51	245	0.30	168	0.27
		+0.13/–0.09		+0.08/–0.06		+0.14/–0.10		+0.15/–0.12		+0.03/–0.02		+0.09/–0.07

Таблица 2. Окончание

Компоненты	<i>n</i>	Океанические острова	<i>n</i>	Гавайи	<i>n</i>	Исландия	<i>n</i>	Галапагосы	<i>n</i>	Реюньон	<i>n</i>	Канары
Hf	4539	3.20	1667	3.49	755	0.94	377	2.94	245	4.48	86	5.32
		+2.20/–1.30		+0.99/–0.77		+0.88/–0.45		+1.88/–1.15		+0.54/–0.48		+1.94/–1.42
Ta	3409	1.04	1579	0.85	318	1.17	145	0.63	242	1.40	86	3.82
		+1.28/–0.57		+0.32/–0.23		+0.49/–0.35		+0.81/–0.36		+0.18/–0.16		+1.63/–1.14
W	998	0.21	514	0.19	–	–	108	0.13	90	0.30	–	–
		+0.18/–0.10		+0.10/–0.07		–		+0.10/–0.06		+0.02/–0.02		–
Tl	729	28.1	400	23.8	–	–	44	25.6	92	43.4	–	–
		+22.6/–12.5		+14.3/–8.9		–		+11.7/–8.0		+7.1/–6.1		–
Pb	3974	1.7	1622	0.98	519	0.77	348	0.73	231	1.76	78	2.90
		+1.15/–0.55		+0.44/–0.30		+1.59/–0.52		+0.58/–0.32		+0.41/–0.33		+1.80/–1.11
Bi	402	0.016	285	0.015	–	–	–	–	92	0.020	–	–
		+0.011/–0.006		+0.010/–0.006		–		–		+0.008/–0.006		–
Th	4118	1.20	1415	0.89	543	0.45	352	0.74	245	2.28	86	5.31
		+2.15/–0.77		+0.46/–0.30		+1.35/–0.34		+1.32/–0.47		+0.36/–0.31		+4.24/–2.36
U	4243	0.42	1654	0.29	529	0.12	350	0.21	245	0.59	86	1.27
		+0.62/–0.25		+0.15/–0.10		+0.64/–0.10		+0.48/–0.15		+0.11/–0.09		+0.84/–0.51
<i>T</i> , °C	3906	1205	1714	1201	546	1214	326	1231	282	1209	397	1146
		+89/–83		+79/–74		+46/–45		+40/–38		+55/–52		+66/–63
<i>P</i> , бар	2412	874	730	354	854	1380	229	374	80	818	170	3890
		+2670/–660		+639/–228		+1813/–784		+727/–247		+6935/–732		+2750/–1610

Примечание. *n* – количество определений. Содержание элементов рассчитывалось как среднее геометрическое при условии, что с вероятностью 95% величина отдельного определения не отклоняется от среднего значения более чем на 2 σ; под средним содержанием дано отклонение (первая цифра – плюс к среднему, вторая цифра – минус от среднего). Основные публикации: *Гавайи* (Norman et al., 2002; Davis et al., 2003; Seaman et al., 2004; Ren et al., 2005; Hammer et al., 2006; Arevalo et al., 2009; Sobolev et al., 2011; Xu et al., 2014; Sides et al., 2014a; Sides et al., 2014b; Ferguson et al., 2016; Helz et al., 2017; Tucker et al., 2019; Wieser et al., 2020; Lerner et al., 2021; Moore et al., 2021; Wieser et al., 2022; Marsh et al., 2024); *Исландия* (Arevalo et al., 2009; Hartley et al., 2013, 2014, 2015; Thomson, MacLennan, 2013; Schipper et al., 2016; Haddadi et al., 2017; Halldorsson et al., 2018; Hauri et al., 2018; Caracciolo et al., 2020; Hartley et al., 2021; Matthews et al., 2021; Halldorsson et al., 2022; Ranta et al., 2024); *Галапагосы* (Cushman et al., 2004; Koleszar et al., 2009; Nielsen, 2011; Kelley et al., 2013; Peterson et al., 2014; Herbrich et al., 2016; Peterson et al., 2017); *Реюньон* (Bureau et al., 1998; Famin et al., 2009; Vigouroux et al., 2009; Vlastelic et al., 2013; Di Muro et al., 2014; Albert et al., 2019; Boudoire et al., 2021); *Канары* (Gurenko et al., 1998; Gurenko, Schmincke, 1998a, 1998b; Hansteen, Gurenko, 1998; Gomez-Ulla et al., 2018; Tarasak et al., 2019; Kirstein et al., 2023; Dayton et al., 2024). Оксиды – в мас. %, остальные элементы – в ppm, за исключением Tl (ppb).

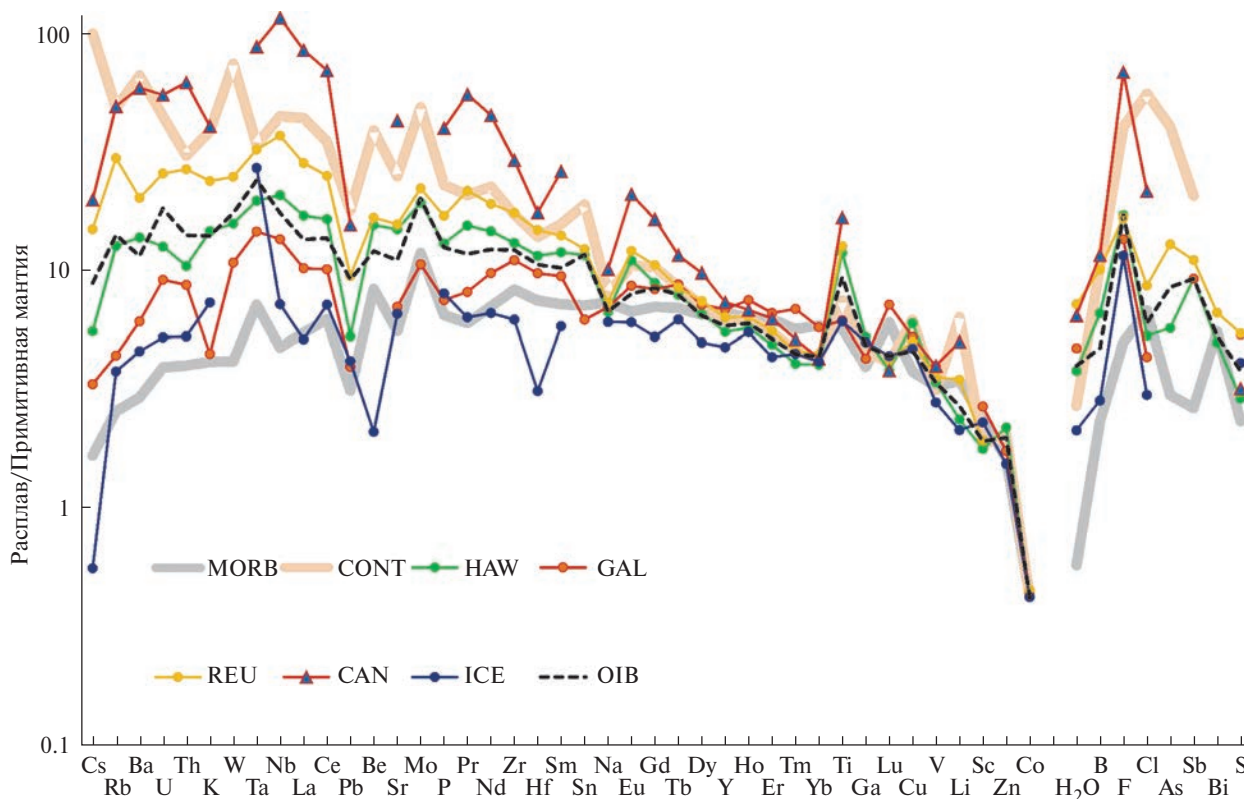


Рис. 1. Средние содержания элементов в базитовых расплавах, нормализованные к составу примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014).

MORB и CONT — основные расплавы срединно-океанических хребтов и внутриплитных континентальных комплексов соответственно, оцененные в наших прошлых работах на основании составов расплавных включений и стекол пород (Наумов и др., 2023). OIB — средний состав всех основных расплавов океанических островов. Также показаны средние составы некоторых отдельных комплексов, для которых имеется около 1000 или более анализов: HAW — Гавайи, GAL — Галапагосские острова, REU — о. Реюньон, CAN — Канарские острова и ICE — Исландия.

сравнении со средними составами расплавов срединно-океанических хребтов (MORB) и внутриплитных континентальных комплексов (CONT), нормализованные к составу примитивной мантии (PM). Средний состав расплавов океанических островов располагается примерно посередине между составами MORB и CONT практически по всем элементам. Это особенно отчетливо проявлено для наиболее некогерентных элементов, для которых различия между MORB и CONT максимальны. Если мы нанесем на диаграмму средние составы расплавов отдельных островных систем, то окажется, что эти составы занимают и даже немного перекрывают все поле между MORB и CONT. Вероятно, существуют систематические различия между островными системами, связанные с особенностями источников расплавов. Это предположение является отправной точкой нашего исследования.

На традиционной классификационной диаграмме щелочи—кремнезем (рис. 2) рассматриваемые составы занимают широкое поле. Большинство расплавов относятся к базальтам, но многие

точки составов располагаются в поле щелочных пород и даже фойдитов. Особенно много щелочных составов в расплавах Канарских островов. Содержание MgO в расплавах варьируют от ~4 до ~16 мас. %, что связано с разными условиями образования исходных магм и кристаллизационной дифференциацией. Тренды кристаллизационной дифференциации хорошо проявлены на диаграмме TiO_2 — MgO (рис. 3). При высоком содержании MgO вариации составов согласуются с трендом кристаллизации оливина. При содержании $MgO < 10$ мас. % зависимость TiO_2 — MgO становится более крутой, что связано с кристаллизацией минералов с меньшим содержанием MgO — пироксенов и плагиоклаза.

Рис. 3 демонстрирует, что не существует единой зависимости для всех составов, и присутствуют по крайней мере два подмножества, различающиеся по уровню содержания TiO_2 . Сходные закономерности наблюдаются и для других некогерентных элементов. Особенно четкое различие отмечается на диаграмме Sr — MgO (рис. 4), где выделяются

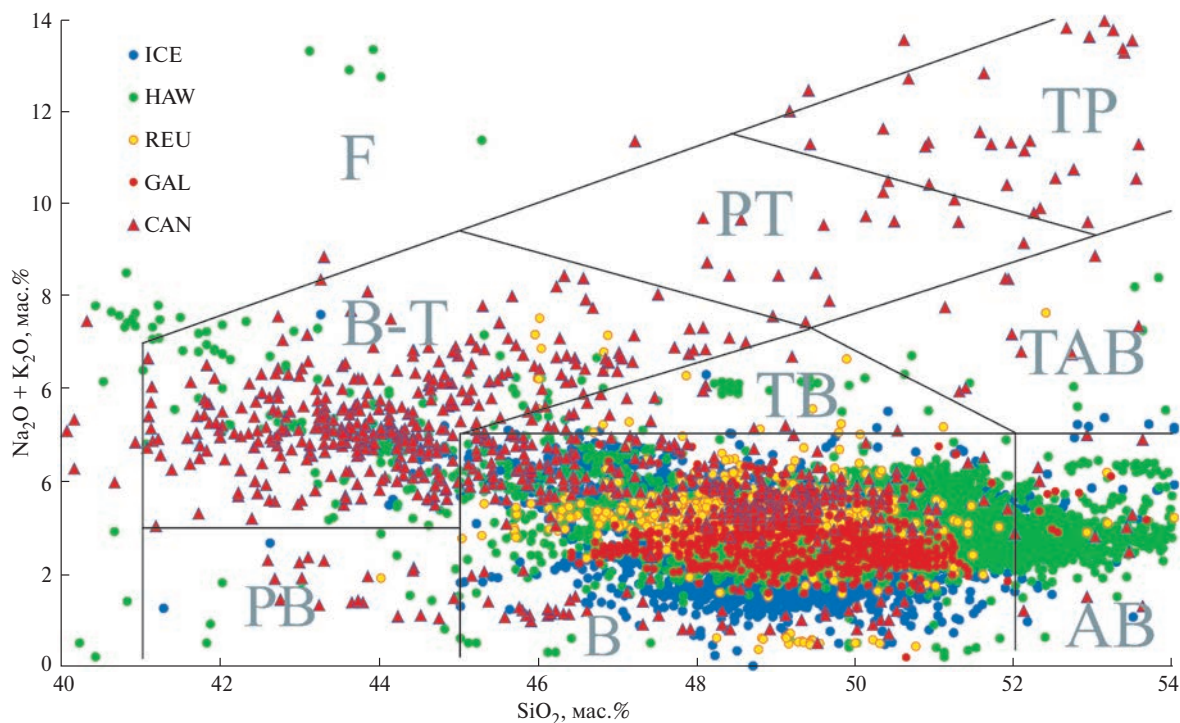


Рис. 2. Классификационная диаграмма щелочи–кремнезем для составов расплавов с океанических островов: Исландия (ICE), Гавайи (HAW), о. Реюньон (REU), Галапагосские острова (GAL) и Канарские острова (CAN) (табл. 2). Поля пород (Le Maitre et al., 2002): PB – пикробазальт, B – базальт, AB – андезибазальт, TAB – трахиандезибазальт, TB – трахибазальт, B–Т – базанит и тефрит, PT – фонотефрит, TP – тефрифолит, F – фойдит.

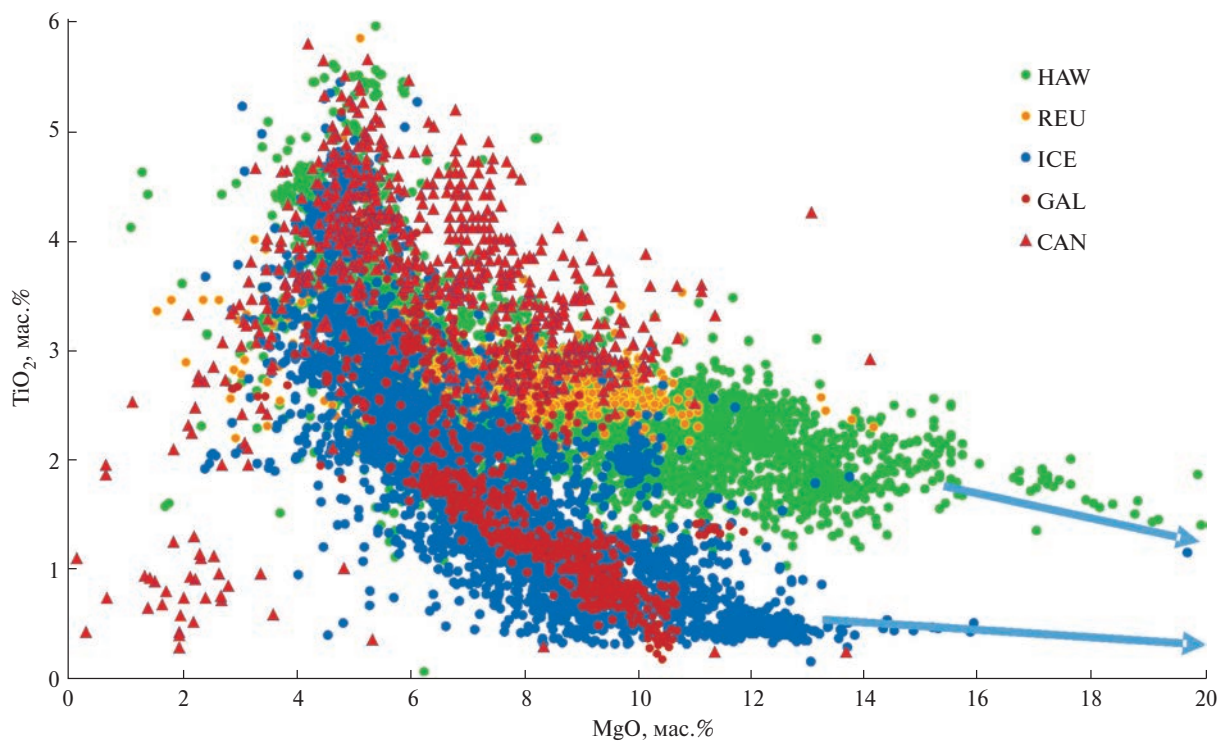


Рис. 3. Вариации TiO_2 в зависимости от содержания MgO в расплавах океанических островов. Стрелки направлены на состав оливина – главного минерала расплавов с высоким содержанием MgO . При содержании $\text{MgO} < 10$ мас. % зависимости становятся более крутыми, что связано в первую очередь с кристаллизацией минералов с более низким содержанием MgO (пироксены, плагиоклаз). Условные обозначения см. на рис. 2.

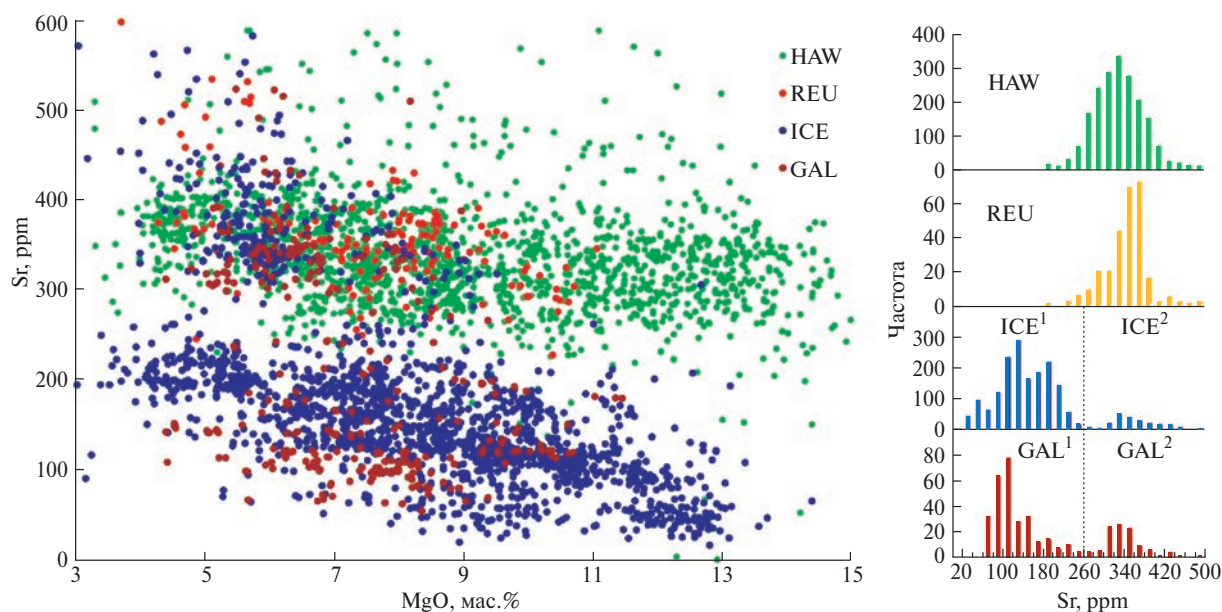


Рис. 4. Вариации содержания Sr в зависимости от MgO в расплавах океанических островов.

На диаграмме четко выделяются группы расплавов с низким и высоким содержанием Sr с границей между ними при ~260 ppm Sr. Гистограммы показывают, что все расплавы Гавайских островов (HAW) и о-ва Реюньон (REU) характеризуются высоким содержанием Sr, в то время как для Исландии и Галапагосского архипелага наблюдается бимодальное распределение. В дальнейшем мы рассматриваем отдельно низко-Sr и высоко-Sr составы Исландии (ICE¹ и ICE² соответственно) и Галапагосских островов (GAL¹ и GAL² соответственно). Расплавы Канарского архипелага (CAN) на этом рисунке не показаны, поскольку почти все они характеризуются высоким содержанием Sr (>500 ppm).

две контрастные группы анализов с содержанием Sr меньше и больше ~250 ppm. Для составов Гавайских островов (HAW) и о. Реюньон (REU) мы имеем явное одномодальное распределение с максимальным содержанием Sr около 350 ppm. Для Исландии и Галапагосских островов распределение содержания Sr отчетливо бимодальное. Большая часть составов характеризуется низким его содержанием (100–200 ppm), но имеется значительное количество анализов, близких по содержанию Sr к составам HAW и REU (350 ppm). Поэтому расплавы Исландии и Галапагосских островов были разделены на две группы — низко-Sr (ICE¹ и GAL¹ соответственно) и высоко-Sr (ICE² и GAL² соответственно). Составы расплавов Канарских островов (CAN) резко отличаются от остальных составов значительно более высоким содержанием Sr (>500 ppm) при сопоставимых вариациях MgO. Рисунки 3 и 4 демонстрируют, что тренды составов разных комплексов различаются по среднему содержанию MgO и щелочности, что отражает разные составы источников и (или) условия генерации магм. Однако интервалы в большой степени перекрываются, что дает возможность детально сравнивать тренды составов.

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ОТНОШЕНИЙ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ MgO

Области составов из разных регионов в значительной степени перекрываются. Для сравнения главных трендов изменения составов при изменении содержания MgO проводилось сглаживание для каждой из семи выделенных групп анализов (HAW, REU, CAN, ICE¹, ICE², GAL¹, GAL²). Для содержаний всех рассматриваемых элементов рассчитывались медианные составы при разном содержании MgO с шагом 1 мас. % и окном ±1 мас. %. Результаты показаны на диаграмме TiO₂–MgO (рис. 5). Помимо медианных составов для HAW и ICE¹ показаны межквартильные интервалы. Диаграмма основана на тех же данных, что и рис. 3, но основные закономерности выявляются на ней значительно отчетливее. Содержание TiO₂ закономерно увеличивается с уменьшением такового MgO во всех регионах. Выделяются две контрастные группы с низким (ICE¹ и GAL¹) и высоким (HAW, ICE², GAL², REU) содержанием TiO₂ в высокомагнетиальной области. При низком содержании MgO (< 6 мас. %) тренды сближаются, что характерно и для других элементов. Данные для CAN располагаются значительно выше других трендов, но общий характер вариаций для них сохраняется. Причины

контрастных различий трендов на рис. 5 могут быть связаны как с разным составом источников, так и с разными условиями генерации и эволюции магм. Этот вопрос детально обсуждается ниже. Подчеркнем пока только существенно разный наклон трендов. Для высоко-Ti составов наклон согласуется с кристаллизацией оливина из магнезиального расплава, но для составов ICE¹ и GAL¹ наклон значительно круче и не может быть результатом только кристаллизационной дифференциации.

Вариации содержаний большинства некогерентных элементов сходны с наблюдаемыми на диаграмме TiO₂–MgO (рис. 5). Одним из наиболее важных факторов, определяющих закономерные изменения содержаний элементов со снижением MgO, является кристаллизационная дифференциация. Для нас более интересной является оценка влияния гетерогенности состава источника (источников). Для этого более информативными являются вариации отношений элементов, поскольку для многих пар элементов отношения концентраций не меняются в ходе дифференциации и близки к соответствующим отношениям в источниках. Анализ вариаций отношений элементов в расплавах выявляет ряд интересных закономерностей (рис. 6).

Отношения некоторых элементов примерно одинаковы во всех рассматриваемых комплексах и не зависят от содержания MgO. Таких пар не очень много и среди них – отношения наиболее некогерентных элементов и менее некогерентных

геохимически близких элементов, например Zr/P (рис. 6). Эти отношения близки к таковым в примитивной и обедненной мантии. Отношения, включающие хотя бы один элемент, входящий в заметных количествах в ранние вкрапленники базальтов, характеризуются значительными закономерными изменениями при снижении содержания MgO. В качестве примера на рис. 6 показаны вариации значений Ni/Zr.

Наиболее интересно поведение отношений элементов с близкой степенью некогерентности. На рис. 6 приведены примеры отношений элементов с умеренной (Gd/Sc) и высокой (Sm/Nd) степенью некогерентности. Для этих и многих других пар элементов наблюдаются примерно постоянные значения в группе расплавов с высоким содержанием Sr (HAW, ICE², GAL², REU) и закономерно меняющиеся значения для бедных Sr составов (ICE¹, GAL¹). В последнем случае тренды часто (но не всегда) приближаются к составу обедненной мантии при увеличении содержания MgO. При снижении содержания MgO все тренды, кроме CAN, сближаются при значениях, близких к составу HAW.

Мы предлагаем следующую интерпретацию наблюдаемых вариаций. Изменение содержания MgO связано в первую очередь с кристаллизацией расплавов. Поэтому постоянство отношений для расплавов HAW, ICE² и GAL² свидетельствует о том, что при кристаллизации главных минералов в широком диапазоне составов расплава (в области

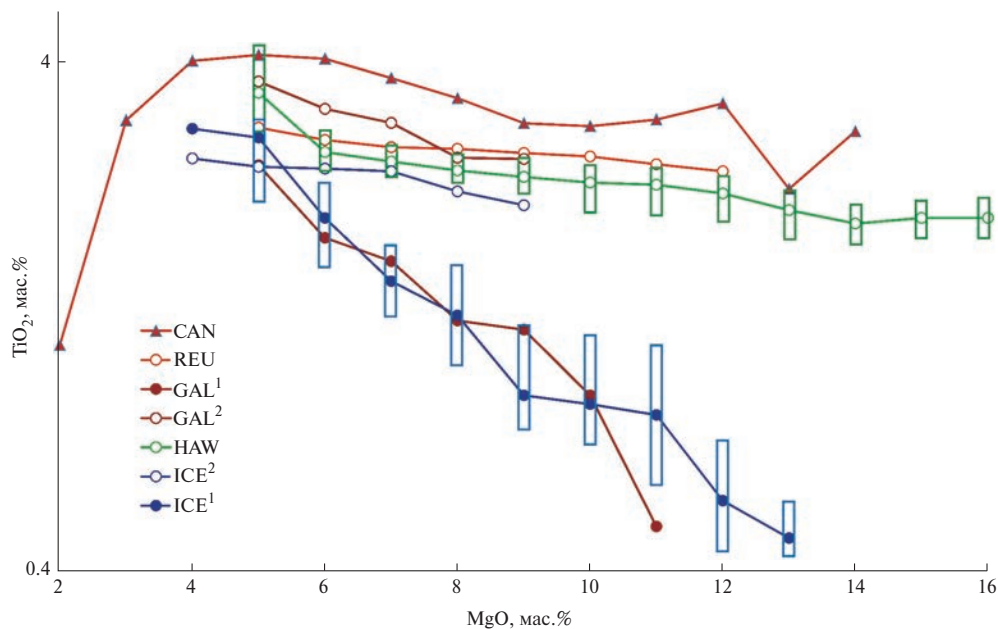


Рис. 5. Вариации сглаженных значений TiO₂ в зависимости от MgO для различных групп составов расплавов. Диаграмма основана на тех же исходных данных, что и рис. 3. Сглаживание заключалось в расчете медианных значений TiO₂ для значений MgO с интервалом 1 мас. % и окном ± 1 мас. %. Для составов HAW и ICE¹ показаны также межквартильные интервалы (первый и третий квартили).

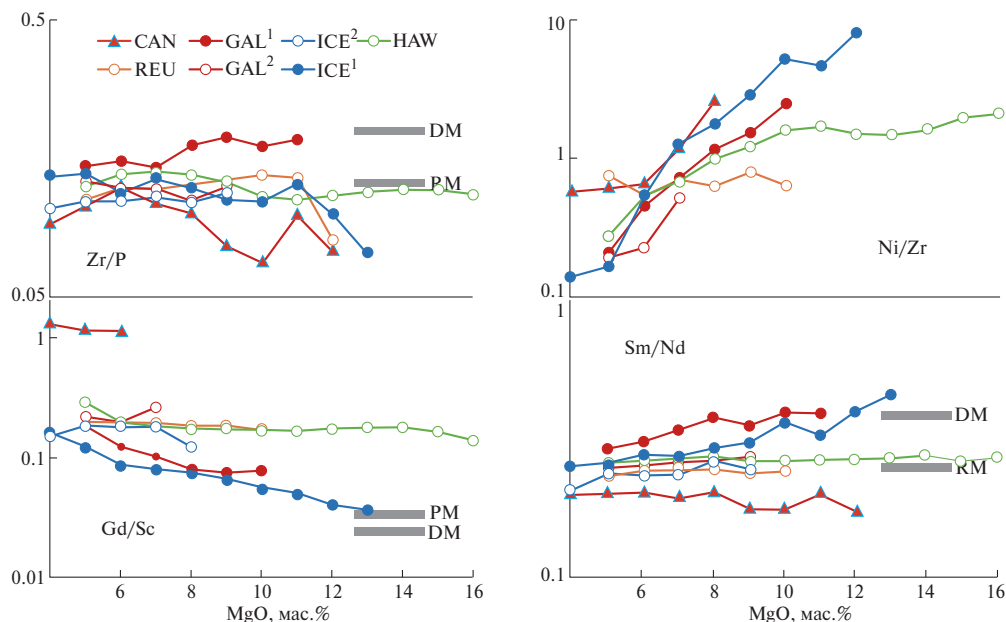


Рис. 6. Примеры вариаций сглаженных отношений различных элементов в расплавах океанических островов. Диаграммы показывают варианты поведения отношений элементов с разной степенью когерентности. PM и DM – составы примитивной и обедненной мантии по (Palme, O'Neill, 2013) и (Salters, Stracke, 2004) соответственно.

кристаллизации оливина, пироксенов и плагиоклаза) соответствующие отношения не меняются. Это означает, что эти отношения должны оставаться постоянными и при кристаллизационной дифференциации более обедненных расплавов (ICE¹, GAL¹). Однако для последних мы почти всегда наблюдаем закономерные изменения при снижении содержания MgO. Вполне вероятно, что эти закономерные тренды являются результатом смешения. В настоящей статье мы не обсуждаем природу смешения. Это может быть плавление гетерогенного источника, смешение магм из разных источников, ассимиляция боковых пород и пр. Разнообразие источников и условий эволюции магм подчеркивается большим разбросом исходных данных (см., например, рис. 3). В качестве крайних членов логично рассматривать деплетированные составы с высоким содержанием MgO и обогащенные с переменным содержанием MgO. Поскольку с удивительным постоянством тренды приближаются к постоянным значениям расплавов типа HAW, можно предположить, что обогащенный компонент ICE¹ и GAL¹ близок к расплавам гавайского типа. Таким образом, можно предположить существование двух источников расплавов – обогащенного (M1) и обедненного (M2). Большинство из рассматриваемых составов можно получить или плавлением источника M1, или плавлением M2 в сочетании со смешением с обогащенными расплавами из M1. Кроме того, возможно существование и более обогащенного источника (M3), представленного расплавами Канарских островов (CAN).

Для расплавов CAN не наблюдается закономерных вариаций отношений при изменении содержания MgO, поэтому для них, так же как для HAW, предполагается присутствие только одного источника.

ОЦЕНКА СОСТАВОВ ИСТОЧНИКОВ РАСПЛАВОВ

Попробуем определить составы источников M1–M3 на основании наблюдаемых отношений элементов. Отношения некогерентных элементов с близкими коэффициентами распределения между минералами рестита и расплавом примерно равны таковым в источнике. Строго говоря, это предположение справедливо только для элементов с нулевыми валовыми коэффициентами распределения или при степени плавления источника, приближающейся к 100%. Для реальных условий необходимо вводить поправки на сохранение элемента в рестите. Для этого мы использовали уравнение равновесного плавления: $C_i^n = 1/[\alpha + (1 - \alpha)D_i^b]$, где C_i^n – концентрация элемента i в расплаве, нормализованная к концентрации в источнике, α – степень плавления и D_i^b – валовый коэффициент распределения элемента i между минералами рестита и расплавом. Таким образом, отношение элементов в источнике отличается от отношения в расплаве на множитель $[\alpha + (1 - \alpha)D_i^b]/[\alpha + (1 - \alpha)D_j^b]$. Учитывая, что мы имеем дело со средними значениями и приблизительными трендами (рис. 6), нет смысла в подборе строго реалистичных моделей. Для оценки влияния степени когерентности элементов

достаточно задать приблизительные значения параметров. Мы использовали следующие массовые доли минералов в рестите (предполагался перидотитовый источник, близкий к примитивной мантии, обедненной или обогащенной в различной степени): оливин — 0.75, ортопироксен — 0.25, клинопироксен — 0.04 и гранат — 0.01. Степень плавления принималась равной 0.2. Значения D для оливина и пироксенов брались из сводки (Гирнис, 2024), для граната использовались средние экспериментальные данные для базальтовых составов. Рассчитанные поправки в большинстве случаев были близки к единице, и только для отношений элементов с существенно разной степенью когерентности доходили до пяти (например, La/Zn).

Выявление характеристических постоянных отношений в магматических расплавах или ксенолитах — наиболее распространенный подход при определении содержаний редких элементов в мантийных резервуарах (Palme, O'Neill, 2014; Salters, Stracke, 2004). При этом выбор отношений является до определенной степени субъективным, а часть полезной информации, заключенная в других отношениях, может теряться. Наши расчеты основаны на использовании большого количества отношений, для которых наблюдалось примерное постоянство значений в составах расплавов группы HAW. Неизвестные концентрации двух элементов в источнике связаны простым уравнением с наблюдаемым значением отношения концентраций $C_i/C_j = R_{i/j}$. Для линеаризации уравнения логарифмировались, в результате чего для каждого источника мы получили следующую систему:

$$\begin{aligned} \ln(C_2) \text{ и } \ln(C_1) &= \ln(R_{2/1}) \\ \dots \\ \ln(C_j) \text{ и } \ln(C_k) &= \ln(R_{j/k}) \\ \dots \\ \ln(C_{45}) - \ln(C_{44}) &= \ln(R_{45/44}). \end{aligned} \quad (1)$$

В нашем анализе мы исключили элементы с высокой степенью когерентности (Ni, Cr, Co), поскольку для них не соблюдалось постоянство отношений. Кроме того, не рассматривался V, так как его концентрация сильно меняется в зависимости от летучести кислорода. Некоторые элементы представлены только единичными или фрагментарными данными (As, Sb, Ga, Bi, Te). Исходная выборка включала 45 элементов, для которых существует 990 независимых парных отношений. Отметим, что все отношения могут быть независимыми, поскольку каждое из них основано на собственном наборе данных. Из этого следует, что в общем случае $R_{i/j} \neq R_{i/k}/R_{j/k}$. В расчетах использовались только такие отношения, для которых значения в

выборках HAW, ICE² и GAL² были примерно постоянными, а для выборок ICE¹ и REU наблюдалось постоянство отношений или закономерное изменение с уменьшением содержания MgO (рис. 6). В результате для каждого из резервуаров (M1, M2 и M3) задавалось от 250 до 370 отношений элементов. Важно, что каждый из рассматриваемых элементов присутствует в нескольких отношениях (от 3 до 45) и, соответственно, в системе уравнений (1).

Система уравнений (1) не имеет уникального решения даже в смысле наименьших квадратов. Если $C_1^* \dots C_{45}^*$ — решение системы, то $nC_1^* \dots nC_{45}^*$ (где n — произвольный множитель, не равный 0) также будет решением системы. Для получения уникального решения достаточно задать концентрацию одного из элементов. Надо сказать, что такое ограничение не очень важно для наших целей, поскольку нас интересуют не столько абсолютные значения концентраций, сколько относительные (форма спектров на спайдер-диаграммах). Для получения определенных значений (табл. 3) мы задавали содержание TiO₂ в источниках — 0.2 мас. %, т. е. примерно как в примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014) для M1 и M3 и 0.133 мас. %, как в обедненной мантии (Salters, Stracke, 2004) для M2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты расчетов представлены в табл. 3 и на рис. 7. Элементы на рис. 7 расположены в порядке увеличения нормализованных содержаний в обедненной мантии (DM), по данным (Salters, Stracke, 2004) с небольшими изменениями. Содержание CO₂ в обедненной мантии отсутствует в составе, приведенном вышеуказанными авторами, и было взято из оценки (Saal et al., 2002). Кроме того, при использовании данных для DM (Salters, Stracke, 2004) мы получили значительные аномалии рассчитанных концентраций Li и Zr. По нашему мнению, эти аномалии связаны с неопределенностью в определении состава DM. Данные из (Salters, Stracke, 2004) предполагают, что Li является близким аналогом легких РЗЭ (Ce), а Zr — тяжелых РЗЭ (Dy, Ho). Судя по коэффициентам распределения, ситуация прямо противоположная — Zr является менее когерентным, чем Sm, а Li — умеренно некогерентный элемент, сходный с Dy (Ryan, Langmuir, 1987). Поэтому для DM мы использовали оценки из (Marschall et al., 2017) для Li и (Workman, Hart, 2005) для Zr. В таком варианте аномалии по Li и Zr исчезают (рис. 7).

Наиболее контрастно проявлено отличие M2 от M1 и M3. Состав M2 характеризуется самыми низкими концентрациями большинства элементов, за исключением наиболее когерентных (от Yb до Cu в правой части спектра), при этом наблюдается очень близкое соответствие M2 составу

Таблица 3. Составы источников расплавов океанических островов, основанные на закономерных вариациях отношений элементов в расплавах

Компоненты	М1		М2		М3	
	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%
TiO ₂	0.2	—	0.133	—	0.2	—
K ₂ O	0.033	0.029–0.037	0.005	0.004–0.006	0.058	0.048–0.071
P ₂ O ₅	0.029	0.026–0.033	0.018	0.015–0.021	0.043	0.035–0.052
H ₂ O	0.034	0.030–0.039	0.027	0.022–0.033	—	—
Cl	11	9.2–12	4	3–5	20	17–25
F	37	33–43	17	14–21	42	34–51
S	85	74–97	156	130–189	74	60–91
CO ₂	10	8.6–11.3	87	72–106	—	—
Li	0.52	0.45–0.59	1.2	1.0–1.4	0.51	0.42–0.62
Be	0.078	0.068–0.09	0.03	0.025–0.037	—	—
B	0.15	0.13–0.17	0.059	0.048–0.07	0.12	0.09–0.14
Sc	5.1	4.5–5.8	20	17–25	1.1	0.9–1.3
Cu	8.1	7.1–9.3	28	23–34	2.1	1.7–2.6
Zn	43	38–49	79	66–95	30	24–36
Ga	2	1.8–2.3	2.5	2.1–3.1	1.3	1.0–1.5
Rb	0.6	0.5–0.7	0.14	0.11–0.17	1.1	0.9–1.4
Sr	24.8	21.7–28.3	13.8	11.4–16.7	34	28–41
Y	2	1.8–2.3	3.3	2.8–4.0	1.5	1.2–1.8
Zr	10	8.8–11.5	3.9	3.2–4.7	11.9	9.8–14.4
Nb	0.9	0.8–1.0	0.17	0.14–0.20	2.5	2.0–3.0
Mo	0.06	0.05–0.07	—	—	—	—
Sn	0.29	0.25–0.33	—	—	—	—
Cs	0.007	0.006–0.008	0.0017	0.0014–0.0021	0.013	0.011–0.016
Ba	6.6	5.8–7.6	1.2	1–1.5	14.5	11.9–17.6
La	0.83	0.73–0.95	0.17	0.14–0.20	1.82	1.50–2.22
Ce	2.1	1.8–2.4	0.50	0.41–0.60	4.1	3.4–5.0
Pr	0.30	0.26–0.35	0.09	0.07–0.11	0.45	0.37–0.56
Nd	1.5	1.3–1.7	0.53	0.43–0.64	2.15	1.76–2.62
Sm	0.39	0.34–0.45	0.25	0.20–0.30	0.42	0.34–0.51

Таблица 3. Окончание

Компоненты	M1		M2		M3	
	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%	<i>C</i>	доверительный интервал 95%
Gd	0.41	0.36–0.47	0.36	0.30–0.44	0.35	0.30–0.43
Tb	0.07	0.06–0.08	0.078	0.064–0.095	0.058	0.046–0.072
Dy	0.40	0.35–0.47	0.56	0.46–0.68	0.30	0.24–0.37
Ho	0.08	0.07–0.09	0.14	0.11–0.17	0.060	0.048–0.075
Er	0.21	0.18–0.24	0.38	0.31–0.46	0.14	0.11–0.17
Tm	0.028	0.024–0.032	0.055	0.045–0.067	0.017	0.013–0.021
Yb	0.20	0.17–0.22	0.42	0.35–0.51	0.11	0.09–0.13
Lu	0.028	0.024–0.033	0.058	0.068–0.056	0.015	0.012–0.019
Hf	0.26	0.23–0.30	0.18	0.17–0.14	0.25	0.20–0.30
Ta	0.053	0.047–0.061	0.053	0.043–0.065	0.16	0.13–0.19
W	0.011	0.010–0.013	—	—	—	—
Tl	1.7	1.5–2.0	—	—	—	—
Pb	0.072	0.063–0.082	0.036	0.029–0.043	0.11	0.09–0.14
Th	0.055	0.048–0.063	0.016	0.013–0.019	0.17	0.14–0.21
U	0.019	0.017–0.022	0.0046	0.0038–0.0055	0.05	0.04–0.06

Примечание. *C* – концентрация компонента, 95%-ный доверительный интервал построен на основании стандартных ошибок (2σ) логарифмов концентраций. Содержание TiO_2 в источниках принято произвольно на уровне примитивной (M1 и M3) и обедненной мантии соответственно. Оксиды – в мас. %, остальные элементы – в ppm, за исключением Tl (ppb).

обедненной мантии. Этот результат замечателен, поскольку мы получили состав источника обедненных базальтов срединно-океанических хребтов на основании приблизительной оценки одного из предполагаемых компонентов в составах расплавов океанических островов. При этом расплавы, полученные непосредственно из этого источника в рассматриваемых выборках, представлены очень небольшим количеством анализов, а большая часть расплавов ICE¹ и GAL¹ являются, судя по диаграммам на рис. 6, продуктами смешения с выплавками из обогащенного материала. Интересно также, что очень хорошие результаты были получены для наиболее когерентных элементов – тяжелых РЗЭ, Y, Sc, Zn и Cu, для которых предполагается максимальный эффект сохранения в рестите. Это означает, что наши оценки средних коэффициентов распределения и пропорций фаз при плавлении являются реалистичными.

Составы M1 и M3 заметно обогащены наиболее некогерентными элементами и обеднены когерентными и умеренно некогерентными. Разница между

составами M1 и M3 может быть связана с различиями в степени плавления и условиях образования магм. Однако вариации в степени плавления и глубине образования магм не могут существенно изменить отношения максимально некогерентных элементов (например, отношения самых легких РЗЭ – Ce/La). Поэтому мы считаем, что различия в составах расплавов указывают на существование в разной степени обогащенных резервуаров. В отличие от деплетированного источника, составы M1 и M3 плохо сопоставляются с рассматриваемыми в литературе геохимическими источниками OIB. Так, на классификационной диаграмме Ce/Rb–100Tb/La–0.2Ba/Nb (Akbari et al., 2023) M1 проецируется вблизи границы DMM и EM2, а M3 – на границе EM2 и HIMU. Все составы располагаются на удалении от источника EM1. Таким образом, мы не можем однозначно сопоставить наши составы с традиционно рассматриваемыми мантийными резервуарами. Это связано с тем, что наши построения основаны на средних составах,

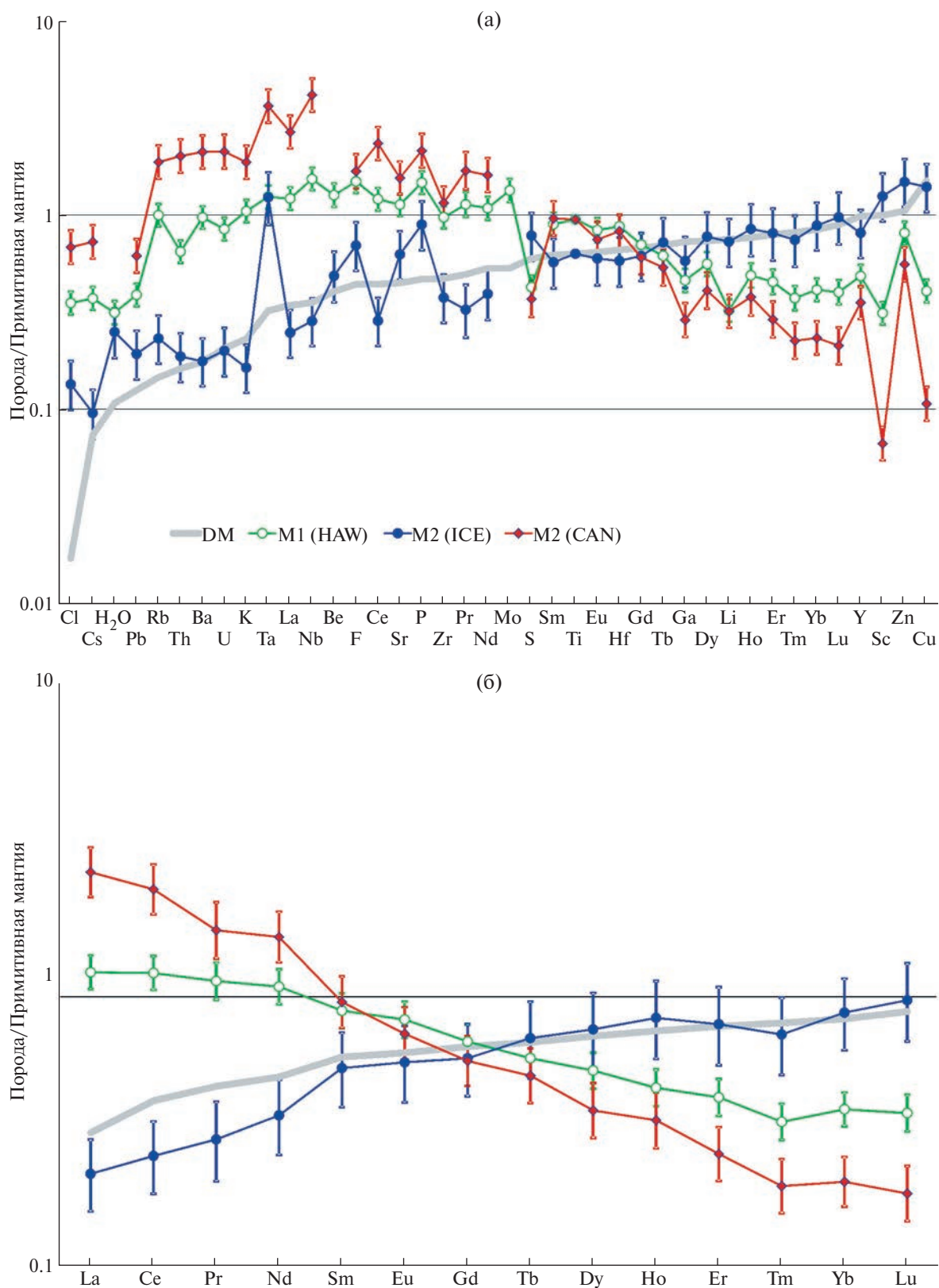


Рис. 7. Рассчитанные составы трех источников магм океанических островов, нормализованные к содержанию в примитивной мантии (Palme, O'Neill, 2014).

Вертикальные линии — стандартные ошибки (2σ). Показан также состав обедненной мантии — источника базальтовых расплавов срединно-океанических хребтов (DM по Salters, Stracke, 2004).

в образовании которых могли принимать участие различные резервуары.

Рассмотрим детальнее некоторые особенности поведения отдельных элементов. Содержания летучих элементов характеризуются наибольшими отклонениями от монотонных зависимостей. В большой степени это может быть связано с аналитическими проблемами потери летучих при кристаллизации, а также изменением состава расплавных включений после захвата. При этом интересно, что для обедненного резервуара (M2) мы получили близкие к данным (Salters, Stracke, 2004) концентрации CO_2 , Cl, F, B и S. Содержание H_2O и особенно Cl, оказались завышенными, причем для CO_2 получена значительная отрицательная аномалия для источника M1. Однако это не обязательно означает, что источник обогащенных расплавов Гавайских островов был намного беднее CO_2 , чем DM. В данном случае можно предположить влияние дегазации и/или аналитических ошибок. Обеднение обогащенных резервуаров S, возможно, связано с отделением сульфидов. Небольшие отклонения состава M2 от DM (Salters, Stracke, 2004) могут быть связаны с оценкой состава DM. Так, несколько более дифференцированный спектр РЗЭ в M2 (относительно низкие концентрации легких РЗЭ) повторяет почти точно данные другой оценки DM (Workman, Hart, 2005). Повышенная концентрация R в M2 практически идентична значению, приводимому этими исследователями. Таким образом, отклонения от DM в значительной мере могут быть связаны с неопределенностью определения состава самого резервуара DM.

Иногда отклонения оказываются слишком большими. В частности, это относится к концентрации Ta в M2. Как можно видеть на рис. 6, в отличие от других сходных отношений, значения Nb/Ta заметно различаются для составов ICE¹ и GAL¹. В составе ICE¹ значение отношения увеличивается со снижением содержания MgO, в то время как для GAL¹ мы наблюдаем постоянное отношение на уровне обогащенных составов (HAW и др.). Такие же различия между ICE¹ и GAL¹ наблюдаются и для отношений Ta с другими элементами, что не позволяет надежно определить содержание Ta в источнике M2. В результате мы получили значительную положительную аномалию Ta на рис. 7. Концентрация Ta в обедненном источнике оказалась равной его концентрации в обогащенном, что вряд ли соответствует действительности. Это подчеркивается тем, что Nb — геохимический “двойник” Ta — демонстрирует вполне предсказуемое поведение с заметным обеднением в источнике M2 относительно M1. Причина такой аномалии может быть связана с большими ошибками при анализе низкого содержания Ta в обедненных расплавах (практически всегда <2 ppm).

На рис. 7 обращает на себя внимание также значительное обеднение источника M3 (Канарские острова) Sc и Cu. Возможная причина такой аномалии может быть связана с тем, что данные для этих элементов в расплавах Канарского архипелага имеются только для сильно дифференцированных расплавов (< 6 мас. % MgO). Обеднение может быть связано с особенностями кристаллизационной дифференциации. Скандий эффективно связывается в гранате, но удаление граната привело бы к сильному обеднению также и тяжелыми РЗЭ, что не наблюдается. Сохранение пироксена в рестите также может привести к обеднению Sc. Возможно также удаление Sc за счет кристаллизации амфибола, поскольку для базальтовых расплавов $D_{\text{Sc}}^{\text{Amph-L}} > D_{\text{Yb}}^{\text{Amph-L}}$ (Cannao et al., 2022). Обеднение Cu не может быть вызвано кристаллизацией силикатов и, возможно, отражает удаление сульфидных фаз. В то же время имеется очень небольшое количество определений Sc и Cu в расплавах Канарских островов, поэтому отклонения на рис. 7 могут оказаться случайными. Таким образом, имеющиеся данные по составам магм океанических островов свидетельствуют о присутствии в источнике магм обедненного материала, сходного с источником базальтов срединно-океанических хребтов и в разной степени обогащенных источников.

Гетерогенность источников магм океанических островов обосновывалась многими исследователями (Schilling, 1973; O’Nions et al., 1976; Zindler et al., 1984; Weaver, 1991; Luaïs, 2004; Koornneef et al., 2012; Chauvel et al., 2012; White, 2015; Warren, 2016; Hauri, 2002; Ireland et al., 2009 и др.). Геохимическая и изотопная гетерогенность пород и расплавов согласуются с образованиями OIB из источников, включающих обедненный резервуар (DMM) и несколько обогащенных (HIMU, EM1, EM2 и др.). Возможен вклад и из других источников, например из зоны на границе мантия—ядро (Mundl et al., 2017). Существенный вклад в вариации составов пород и расплавов может вносить динамика подъема и плавления мантийного плюма (Phipps Morgan, 2001; Bianco et al., 2008; Taylor et al., 2020).

Наши результаты подтвердили дискретность трендов составов магм на уровне редких элементов. Наиболее существенные вариации связаны с присутствием источника, близкого к источнику MORB, и в различной степени обогащенных составов. Составы обогащенного компонента могут повторяться на разных островах и даже в океанах. Показательным в этом отношении является сходство расплавов Гавайских островов и о-ва Реюньон по многим элементам (рис. 6), а также сходство обедненных компонентов Исландии и Галапагосских островов. В то же время существуют островные магмы, которые не могут быть получены из источника расплавов Гавайского плюма. Присутствие нескольких обогащенных компонентов

устанавливается на основании изотопных и геохимических характеристик (например, Akbari et al., 2023). Надо отметить, что наш анализ данных по редким элементам в расплавных включениях и стеклах дает более грубую картину по сравнению с изотопными результатами. Для большинства используемых нами составов в первом приближении может быть принята модель двух источников — обедненного и обогащенного. Анализ изотопных систем позволяет выделить большое количество компонент. Так, для Гавайев мы выявили только один обогащенный источник, в то время как интерпретация изотопных данных указывает на несколько источников (Nauri, 2002 и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье мы привели новые оценки составов основных магматических расплавов океанических островов. Появление новых данных позволяет получать все более точные оценки средних концентраций, что особенно важно для анализа глобального круговорота элементов. В одной из предыдущих публикаций (Наумов и др., 2016б) мы показали, что средние составы вулканитов океанических островов, опубликованные в (Sun, McDonough, 1989), сильно смещены в сторону щелочных пород, хотя их объем в океанических комплексах не очень велик. Это объясняется не только объективными обстоятельствами, но и особенностями выбора пород для анализа и публикации. За прошедшие годы опубликовано большое количество новых анализов, и полученные нами оценки показывают, что в действительности средние составы ближе к породам нормальной щелочности. Однако даже и наши оценки средних концентраций могут быть смещенными. Возрастание доступности современного аналитического оборудования приводит к тому, что выборка аналитических данных становится более представительной, что позволяет приблизиться к несмещенной оценке средних составов. В этом плане важен анализ изменения рассчитанных составов со временем, поэтому мы планируем продолжать наши обобщения публикаций по составам включений и стекол пород.

Другой интересный результат нашей работы связан с расчетом состава источника магм на основании анализа отношений элементов. В отличие от большинства подобных исследований, мы использовали большое количество отношений, многие из которых характеризуются значительной неопределенностью. Это хорошо видно из рис. 6. Другие исследователи тщательно подходили к отбору данных для оценки характерных отношений элементов, но использовали ограниченное число отношений (Palme, O'Neill, 2013; Salters, Stracke, 2004). По сравнению с ними наши оценки многих отношений значительно менее точные и часто

субъективны. Тем не менее полученный состав обедненного источника близко воспроизводит состав источника N-MORB (Salters, Stracke, 2004; Workman, Hart, 2005). Это достигается за счет согласования большого количества независимых отношений, многие из которых можно считать количественными. Этот результат показывает, что в геохимии не следует пренебрегать даже приближенными значениями, надо только адекватно оценивать их реальную точность и уточнять оценки, используя другие близкие по смыслу параметры.

Благодарности. Авторы благодарны С.А. Силантьеву и Н.М. Суцевской за ценные советы, которые помогли нам улучшить рукопись статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирнис А.В. Распределение редких элементов между минералами и расплавом: параметризация экспериментальных данных для оливина, пироксенов и полевых шпатов // Геохимия. 2024. № 3. С. 227–240.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113–1124.
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А. и др. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2010. № 12. С. 1266–1288.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолюк В.В. Сравнение содержаний петрогенных, летучих и редких элементов в расплавах океанических хребтов по данным изучения включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2014. № 5. С. 387–405.
- Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Коваленко В.А. Концентрация рудных элементов в магматических расплавах и природных флюидах по данным изучения включений в минералах // Геология рудн. месторождений. 2016а. № 4. С. 367–384.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В. Летучие и редкие элементы в щелочных и субщелочных расплавах океанических островов по данным изучения включений в минералах и закалочных стеклах пород // Геохимия. 2016б. № 6. С. 558–573.
- Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В. Петрогенные, летучие, рудные и редкие элементы в магматических расплавах главных геодинамических обстановок Земли. I. Средние содержания // Геохимия. 2023. № 12. С. 1253–1272.

- Akbari M., Ghorbani M.R., Cousens B.L., Graham I.T. A robust discrimination scheme for ocean island basalts based on Ce/Rb, Tb/La, and Ba/Nb ratios // *Chem. Geol.* 2023. V. 628. 121486.
- Albert H., Costa F., Di Muro A. et al. Magma interactions, crystal mush formation, timescales, and unrest during caldera collapse and lateral eruption at ocean island basaltic volcanoes (Piton de la Fournaise, La Reunion) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 515. P. 187–199.
- Arevalo Jr. R., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // *Chem. Geol.* 2010. V. 271. P. 70–85.
- Arevalo Jr. R., McDonough W.F., Luong M. The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 278. P. 361–369.
- Bianco T.A., Ito G., van Hunen J. et al. Geochemical variation at the Hawaiian hot spot caused by upper mantle dynamics and melting of a heterogeneous plume // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2008. V. 9. No 11. Q11003. doi:10.1029/2008GC002111
- Boudoire G., Di Muro A., Michon L., Metrich N. Footprints and conditions of multistep alkali enrichment in basaltic melts at Piton de la Fournaise (La Reunion Island, Indian Ocean) // *Bull. Volcanol.* 2021. V. 83. P. 1–31.
- Bureau H., Metrich N., Pineau F., Semet M.P. Magma-conduit interaction at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island): a melt and fluid inclusion study // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. V. 84. P. 34–60.
- Cannao E., Schiavi F., Casiraghi G. et al. Effect of chlorine on water incorporation in magmatic amphibole: experimental constraints with a micro-Raman spectroscopy approach // *Eur. J. Mineral.* 2022. V. 34. P. 19–34.
- Caracciolo A., Bali E., Gudfinnsson G.H. et al. Temporal evolution of magma and crystal mush storage conditions in the Bardarbunga–Veidivöth volcanic system, Iceland // *Lithos.* 2020. V. 352–353. P. 1–16.
- Chauvel C., Maury R.C., Blais S. et al. The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2012. V. 13. No 1. Q07005. doi:10.1029/2012GC004123
- Cushman B., Sinton J., Ito G., Dixon J.E. Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galapagos Spreading Center, 90.5° W to 98° W // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2004. V. 5. No 8. P. 1–30.
- Davis M.G., Garcia M.O., Wallace P. Volatiles in glasses from Mauna Loa Volcano, Hawai'i: implications for magma degassing and contamination, and growth of Hawaiian volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144. P. 570–591.
- Dayton K., Gazel E., Wieser P.E. et al. Magmatics storage and volatile fluxes of the 2021 La Palma eruption // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2024. V. 25. No 6.
- Di Muro A., Metrich N., Vergani D. et al. The shallow plumbing system of Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) revealed by the major 2007 caldera-forming eruption // *J. Petrology.* 2014. V. 55. P. 1287–1315.
- Famin V., Welsch B., Okumura S. et al. Three differentiation stages of a single magma at Piton de la Fournaise volcano (Reunion hot spot) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2009. V. 10. No 1. P. 1–18.
- Ferguson D.J., Gonnermann H.M., Ruprecht P. et al. Magma decompression rates during explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii, recorded by melt embayments // *Bull. Volcanol.* 2016. V. 78. P. 1–12.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al. The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2013. V. 14. doi:10.1029/2012GC004334
- Gomez-Ulla A., Sigmarsson O., Huertas M.J., Devidal J.L. The historical basanite-alkali basalt-tholeiite suite at Lanzarote, Canary Islands: Carbonated melts of heterogeneous mantle source? // *Chem. Geol.* 2018. V. 494. P. 56–68.
- Gurenko A.A., Schmincke H.-U. Petrology, geochemistry, S, Cl, and F abundances, and S oxidation state of sideromelane glass shards from Pleistocene ash layers north and south of Gran Canaria (ODP Leg 157) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998a. V. 131. P. 95–110.
- Gurenko A.A., Schmincke H.-U. Geochemistry of sideromelane and felsic glass shards in Pleistocene ash layers at Sites 953, 954, and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1998b. V. 157. P. 421–428.
- Gurenko A.A., Hansteen T.H., Schmincke H.-U. Melt, crystal, and fluid inclusions in olivine and clinopyroxene phenocrysts from the submarine shield stage hyaloclastites of Gran Canaria, Sites 953 and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* 1998. V. 157. P. 375–401.
- Haddadi B., Sigmarsson O., Larsen G. Magma storage beneath Grimsvötn volcano, Iceland, constrained by clinopyroxene-melt thermobarometry and volatiles in melt inclusions and groundmass glass // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122. No 9. P. 6984–6997.
- Halldorsson S.A., Bali E., Hartley M.E. et al. Petrology and geochemistry of the 2014–2015 Holuhraun eruption, central Iceland: compositional and mineralogical characteristics, temporal variability and magma storage // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 172. P. 1–26.

- Halldorsson S.A., Marshall E.W., Caraccloto A. et al.* Rapid shifting of a deep magmatic source at Fagradalsfjall volcano, Iceland // *Nature*. 2022. V. 609. P. 529–534.
- Hammer J.E., Coombs M.L., Shamberger P.J., Kimura J.-I.* Submarine sliver in North Kona: A window into the early magmatic and growth history of Hualalai Volcano, Hawaii // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 151. P. 157–188.
- Hansteen T.H., Gurenko A.A.* Sulfur, chlorine, and fluorine in glass inclusions in olivine and clinopyroxene from basaltic hyaloclastites representing the Gran Canaria shield stage at Sites 953 and 956 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1998. V. 157. P. 403–410.
- Hartley M.E., Thordarson T., Fitton J.G.* Oxygen isotopes in melt inclusions and glasses from the Askja volcanic system, North Iceland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 123. P. 55–73.
- Hartley M., MacLennan J., Edmonds M., Thordarson T.* Reconstructing the deep CO₂ degassing behaviour of large basaltic fissure eruptions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 393. P. 120–131.
- Hartley M.E., Neave D.A., MacLennan J. et al.* Diffusive over-hydration of olivine-hosted melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 168–178.
- Hartley M.E., de Hoog J.C.M., Shorttle O.* Boron isotopic signatures of melt inclusions from North Iceland reveal recycled material in the Icelandic mantle source // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 294. P. 273–294.
- Hauri E.H.* Osmium isotopes and mantle convection // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 2002. V. 360. P. 2371–2382.
- Hauri E.H., MacLennan J., McKenzie D. et al.* CO₂ content beneath northern Iceland and the variability of mantle carbon // *Geology*. 2018. V. 46. No 1. P. 55–58.
- Helz R.T., Cottrell E., Brounce M.N., Kelley K.A.* Olivine-melt relationships and syneruptive redox variations in the 1959 eruption of Kilauea Volcano as revealed by XANES // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2017. V. 333–334. P. 1–14.
- Hemond C., Arndt N.T., Lichtenstein U. et al.* The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace-element constraints // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 15833–15850.
- Herbrich A., Hauff F., Hoernle K. et al.* A 1.5 Ma record of plume-ridge interaction at the Western Galapagos Spreading Center (91°40'–92°00' W) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 185. P. 141–159.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Hofmann A.W.* Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // *Treatise on Geochemistry*. Oxford, U.K.: Elsevier–Pergamon, 2004. V. 2. P. 61–97.
- Hofmann A.W., White W.M.* Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 57. P. 421–436.
- Ireland T.J., Arevalo Jr. R., Walker R.J., McDonough W.F.* Tungsten in Hawaiian picrites: A compositional model for the sources of Hawaiian lavas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 4517–4530.
- Kelley K.A., Kingsley R., Schilling J.-G.* Composition of plume-influenced mid-ocean ridge lavas and glasses from Mid-Atlantic Ridge, East Pacific Rise, Galapagos Spreading Center, and Gulf of Aden // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. No 1. P. 223–242.
- Kirstein L.A., Walowski K.J., Jones R.E. et al.* Volatiles and intraplate magmatism: a variable role for carbonated and altered oceanic lithosphere in ocean basalt formation // *J. Petrol.* 2023. V. 64. No 3. P. 1–21.
- Koleszar A.M., Saal A.E., Hauri E.H. et al.* The volatile contents of the Galapagos plume: evidence for H₂O and F open system behavior in melt inclusions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 287. P. 442–452.
- Koornneef J.M., Stracke A., Bourdon B. et al.* Melting of a two-component source beneath Iceland // *J. Petrol.* 2012. V. 53. P. 127–157.
- Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al.* A Classification and Glossary of Terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 2nd Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. P. 236.
- Lerner A.H., Wallace P.J., Shea T. et al.* The petrologic and degassing behavior of sulfur and other magmatic volatiles from the 2018 eruption of Kilauea, Hawai'i: melt concentrations, magma storage depths, and magma recycling // *Bull. Volcanol.* 2021. V. 83. P. 1–12.
- Luais B.* Temporal changes in Nd isotopic composition of Piton de la Fournaise magmatism (Réunion Island, Indian Ocean) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. 2002GC000502.
- Marschall H.R., Wanless V.D., Shimizu N. et al.* The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. V. 207. P. 102–138.
- Marsh J., Edmonds M., Houghton B. et al.* Magma mingling during the 1959 eruption of Kilauea Iki, Hawai'i // *Bull. Volcanol.* 2024. V. 86. P. 1–13.
- Matthews S., Shorttle O., MacLennan J., Rudge J.F.* The global melt inclusion C/Ba array: Mantle variability, melting process, or degassing? // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2021. V. 293. P. 525–543.

- Moore L.R., Gazel E., Bodnar R.J. The volatile budget of Hawaiian magmatism: Constraints from melt inclusions from Haleakala volcano, Hawaii // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2021. V. 410. No 107144.
- Mundl A., Touboul M., Jackson M.G. et al. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts // *Science*. 2017. V. 356. P. 66–69.
- Nielsen R.L. The effects of re-homogenization on plagioclase hosted melt inclusions // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. No 10. P. 1–16.
- Norman M.D., Garcia M.O., Kamenetsky V.S., Nielsen R.L. Olivine-hosted melt inclusions in Hawaiian picrites: equilibration, melting, and plume source characteristics // *Chem. Geol.* 2002. V. 183. P. 143–168.
- O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gronvold K. Nature and development of basalt magma-sources beneath Iceland and the Reykjanes ridge // *J. Petrol.* 1976. V. 17. P. 315–338.
- Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition. *Treatise on Geochemistry*. 2nd Ed. Elsevier Ltd. 2014. V. 3. P. 1–39.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Peterson M.E., Saal A.E., Nakamura E. et al. Origin of the “ghost plagioclase” signature in Galapagos melt inclusions: New evidence from Pb isotopes // *J. Petrol.* 2014. V. 55. P. 2193–2216.
- Peterson M.E., Saal A.E., Kurz M.D. et al. Submarine basaltic glasses from the Galapagos Archipelago: Determining the volatile budget of the mantle plume // *J. Petrol.* 2017. V. 58. P. 1419–1450.
- Phipps Morgan J. Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2001. V. 2. No 4. 1001. doi:10.1029/2000GC000049.
- Pietruszka A.J., Norman M.D., Garcia M.O. et al. Chemical heterogeneity in the Hawaiian mantle plume from the alteration and dehydration of recycled oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 361. P. 298–309.
- Ranta E., Halldorsson S.A., Oladottir B.A. et al. Magmatic controls on volcanic sulfur emissions at the Iceland hotspot // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2024. V. 25. P. 1–29.
- Ren Z.-Y., Ingle S., Takahashi E. et al. The chemical structure of the Hawaiian mantle plume // *Nature*. 2005. V. 436. No 11. P. 837–840.
- Ryan J.G., Langmuir C.H. The systematics of lithium abundances in young volcanic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51. P. 1727–1741.
- Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R. Vapor undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle // *Nature*. 2002. V. 419. P. 451–455.
- Salter V.J.M., Stracke A. Composition of the depleted mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. P. 1–27.
- Schilling J.-G. Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge // *Nature*. 1973. V. 242. P. 565–571.
- Schipper C.I., Le Voyer M., Moussallam Y. et al. Degassing and magma mixing during the eruption of Surtsey Volcano (Iceland, 1963–1967): the signatures of a dynamic and discrete rift propagation event // *Bull. Volcanol.* 2016. V. 78. P. 1–19.
- Seaman C., Sherman S.B., Garcia M.O. et al. Volatiles in glasses from the HSDP2 drill core // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. No 9. P. 1–42.
- Sides I., Edmonds M., MacLennan J. et al. Magma mixing and high fountaining during the 1959 Kilauea Iki eruption, Hawai'i // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014a. V. 400. P. 102–112.
- Sides I.R., Edmonds M., MacLennan J. et al. Eruption style at Kilauea volcano in Hawai'i linked to primary melt composition // *Nature Geosci.* 2014b. V. 7. No 6. P. 464–469.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Jochum K.P. et al. A young source for the Hawaiian plume // *Nature*. 2011. V. 476. No 7361. P. 434–437.
- Stracke A., Bizimis M., Salter V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. 8003. doi:10.1029/2001GC000223
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taracsak Z., Hartley M.E., Burgess R. et al. High fluxes of deep volatiles from ocean island volcanoes: Insights from El Hierro, Canary Islands // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 258. P. 19–36.
- Taylor R.N., Davila-Harris P., Branney M.J. et al. Dynamics of a chemically pulsing mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 537. 116182.
- Thomson A., MacLennan J. The distribution of olivine compositions in Icelandic basalts and picrites // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 745–768.
- Tucker J.M., Hauri E.H., Pietruszka A.J. et al. A high carbon content of the Hawaiian mantle from olivine-hosted melt inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 254. P. 156–172.
- Vigouroux N., Williams-Jones A.E., Wallace P., Staudacher T. The November 2002 eruption of Piton

de la Fournaise, Reunion: tracking the pre-eruptive thermal evolution of magma using melt inclusions // *Bull. Volcanol.* 2009. V. 21. P. 1077–1089.

Vlastelic I., Menard G., Gannoun A. et al. Magma degassing during the April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: The record of semi-volatile trace elements (Li, B, Cu, In, Sn, Cd, Re, Tl, Bi) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 254. P. 94–107.

Warren J.M. Global variations in abyssal peridotite compositions // *Lithos.* 2016. V. 248–251. P. 193–219. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.12.023>.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104. P. 381–397. doi: [org/10.1016/0012-821X\(91\)90217-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90217-6).

White W.M. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 115. P. 211–226.

White W.M. Isotopes, DUPAL, LLSVPs, and Anekanavada // *Chem. Geol.* 2015. V. 419. P. 10–28.

Wieser P.E., Jenner F., Edmonds M. et al. Chalcophile elements track the fate of sulfur at Kilauea Volcano, Hawai'i // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2020. V. 282. P. 245–275.

Wieser P.E., Lamadrid H., MacLennan J. et al. Reconstructing magma storage depths for the 2018 Kilauean eruption from melt inclusions CO₂ contents: The importance of vapor bubbles // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2021. V. 22. No 1. P. 1–30.

Wieser P.E., Edmonds M., Gansecki C. et al. Explosive activity on Kilauea's Lower East Rift Zone fueled by a volatile-rich, dacitic melt // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2022. V. 23. No 2. P. 1–24.

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72.

Xu G.P., Huang S.C., Frey F.A., Blichert-Toft J. et al. The distribution of geochemical heterogeneities in the source of Hawaiian shield lavas as revealed by a transect across the strike of the Loa and Kea spatial trends: East Molokai to West Molokai to Penguin Bank // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 132. P. 214–237.

Zindler A., Hart S. Geochemical geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Zindler A., Staudigel H., Batiza R. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 70. P. 175–195.

Basaltic Melts of Ocean Islands (OIB) and Their Sources Estimated from the Investigation of Melt Inclusions and Quenched Glasses of Rocks

V. B. Naumov¹, A. V. Girnis², V. A. Dorofeeva¹

¹*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moscow, Russia*

²*Institute for Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Using our updated database of published analyses of mineral-hosted melt inclusions and glasses from volcanic rocks, the compositions of mafic melts of ocean islands (OIB) were considered. Mean contents of major, trace, and volatile elements were calculated for the complete data array and some particular comprehensively studied complexes: Iceland, Hawaii, Canaries, Galapagos, and Reunion. It was found that the mean contents of most elements fall between the compositions of magmas from mid-ocean ridges (most depleted) and intraplate continental environments (most enriched). A detailed analysis of element ratios in the magmatic complexes showed that they could be approximated as mixtures of magmas from one depleted and two enriched reservoirs. The contents of trace elements in the supposed mantle sources were calculated. The depleted source is best manifested in Iceland and almost exactly matches the composition of the depleted mantle, from which mid-ocean ridge basalts were derived.

Keywords: ocean islands, element abundances, basalt, magma source, depleted mantle