

УДК 550.4

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ КРЕСТОВСКОГО ВУЛКАНОПЛУТОНА, ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ

© 2009 г. И. Ф. Гертнер, В. В. Врублевский, А. М. Сазонов, Т. С. Краснова, Ю. В. Колмаков, Е. А. Звягина, П. А. Тишин, Д. Н. Войтенко

Представлено академиком В.А. Коротеевым 02.09.2008 г.

Поступило 19.09.2008 г.

Многообразие петрографических ассоциаций в платформенных областях развития щелочного магматизма, считающегося признаком внутриплитной активизации и континентального рифтогенеза, вызывает дискуссию относительно характера его геодинамического режима и вероятных источников первичных магм. Маймеча-Котуйская провинция (МКП) в Полярной Сибири является ярким примером подобной геологической ситуации, где представлены контрастные по уровню щелочности и кремнекислотности магматические образования (траппы, субщелочные базальты, трахиандезиты, трахириолиты, сиениты и граниты, ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы) [1], становление которых происходило в узком временном диапазоне 251 ± 2 млн. лет [2]. Полученные в последние годы данные по Sr- и Nd-изотопным составам раннемезозойских вулканических и интрузивных комплексов региона позволили предложить несколько вариантов интерпретации источников их вещества. В частности, специфика геохимических и изотопных параметров меймечитов объясняется низкой степенью плавления субконтинентальной литосферной мантии [3]. В последующем для обоснования выявленных особенностей вулканитов толеитовой и щелочной серий провинции была привлечена модель уже двух автономных плюмовых источников [4]. Позднее различия в изотопном составе интрузивных образований в массивах Гулинский и Кугда, а также траппов плато Путорана интерпретировали с позиции предполагаемого участия шести основных компонентов в материале Сибирского суперплюма [5, 6].

Вместе с тем, особенности глубинного строения МКП и прилегающих территорий отчетливо отражены в гравитационном поле. Осевая зона магмоподводящей рифтогенной структуры про-

слеживается в виде узкой линейной аномалии силы тяжести вдоль Енисей-Хатангского прогиба, осложняясь серией трансформных смещений. С позиции модели “валиковой конвекции” [7] именно подобные структуры являются благоприятными для максимального подъема мантийных плюмов. В пределах Хатангской депрессии фиксируются два тектонических нарушения, контролирующих поля развития щелочного (собственно МКП) и рудоносного траппового (Норильский район) магматизма. Однако только на территории МКП наблюдаемая комбинация трансформного разлома с кольцевой положительной гравитационной аномалией предполагает внедрение глубинного вещества в виде своеобразного “фингер-плюма” [8]. Максимум силы тяжести соответствует Гулинскому плутону-гиганту и ассоциирующим с ним комплексам меймечитов и щелочных ультрабазитов. Крестовская вулканоплутоническая структура (КВПС) расположена в 54 км к юго-западу от массива и представляет его вероятный спутник. С учетом ранее полученных данных по МКП геохимические и изотопные исследования пород КВПС позволили предложить иную интерпретацию состава магмогенерирующих субстратов, основанную на участии одного плюмового источника типа PREMA и его взаимодействия с континентальной корой.

Строение КВПС определяется пространственным совмещением вулканических потоков меланефелинитов, интрузивных тел оливинит-пироксенитовой и мелилитолит-монтичеллитолитовой серий, а также даек трахидолеритов, субщелочных сиенитов и граносиенитов, щелочных пикритов и лампрофиров (рис. 1). По геофизическим данным, собственно Крестовский массив имеет округлую в плане форму диаметром около 6 км с крутым падением контактов [8]. Как и Гулинский плутон, он на 2/3 своей площади перекрыт кайнозойскими отложениями Хатангского прогиба. Основной его объем сложен ультрамафитами нормальной щелочности. Мелилитовые и монтичеллитовые породы локализованы по периферии “оливинитового” ядра, слагая серию мелких авто-

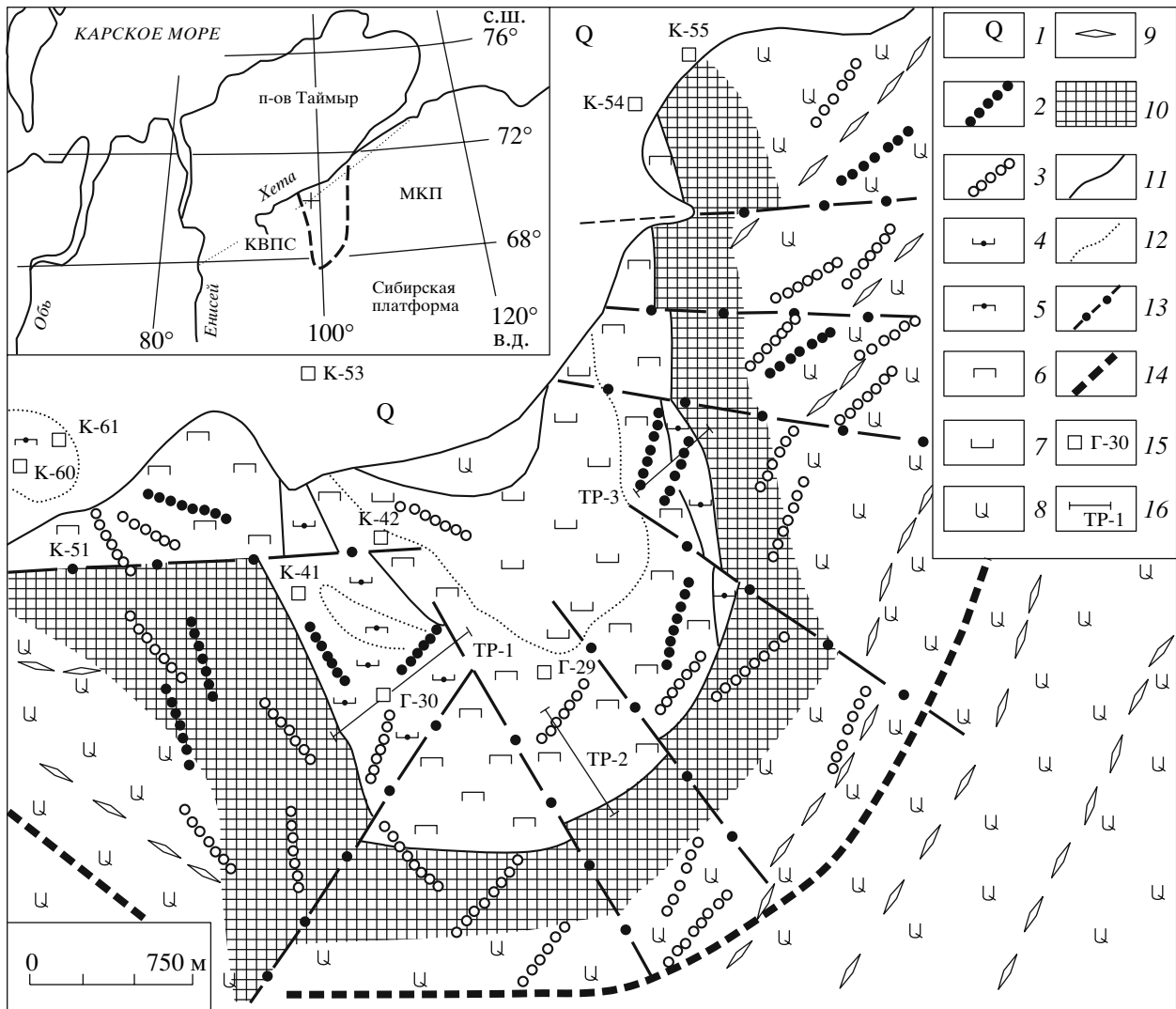


Рис. 1. Схема геологического строения Крестовской вулканоплутонической структуры (на врезке – географическое положение Маймеча-Котуйской провинции, МКП, и Крестовской вулканоплутонической структуры, КВПС) [8]: 1 – рыхлые отложения, КЗ; 2–9 – породы КВПС, МЗ₁: дайки щелочных сиенитов и граносиенитов (2), трахидолеритов и трахиандезитов (3); кугдиты и мелилитолиты (4), монтичеллитолиты (5), полосчатый оливинит-верлит-пироксенитовый комплекс (6), оливиниты (7), меланефелиниты (8), локальные потоки кластолв меланефелинитов (9); 10 – ореол ороговикования во вмещающей эффузивной толще; 11 – геологические границы; 12 – границы между отдельными петрографическими разновидностями внутри интрузивных тел; 13 – тектонические нарушения; 14 – границы КВПС по гравиметрическим данным; 15 – скважины и их номера; 16 – траншеи и их номера.

номных тел. Их более позднее внедрение подтверждается активным контактовым воздействием на ультрамафиты с образованием гибридных разновидностей типа мелилитовых и обогащенных перовскитом оливинитов, ункомпагритов. Дайковые производные прорывают породы массива с поясовым распространением вдоль границы плутонической и вулканической ассоциаций.

По своим петрохимическим параметрам породы КВПС соответствуют продуктам толеитовой (дуниты, верлиты, клинопироксениты), субщелочной (трахидолериты, трахиандезиты, сиениитоиды) и щелочной (мелилитолиты, монтичелли-

толиты, нефелиниты, щелочные пикриты) серий преимущественно калиево-натриевой специализации (табл. 1). Для них, как и для всех магматитов МКП, характерны высокие концентрации большинства рассеянных элементов, сопоставимые с уровнем накопления в базальтах океанических островов (ОИВ), что подтверждает плюмовую природу магматизма провинции. Гетерогенность продуктов толеитовой и щелочной серий отчетливо выражена в поведении наиболее магматофильных элементов (Nb, Ta, U, Th, Sr, легкие РЗЭ), концентрирующихся преимущественно в щелочных расплавах. Содержание РЗЭ и отноше-

Таблица 1. Представительные химические составы магматических пород Крестовской вулканоплутонической структуры

Оксид	КР-5/2а	Г-29/29.7	ПР-3/1.350	Г-30/151.3	Г-30/109.5	ТР-1/150	ПР-4/0.550	ПР-7/0.850	ПР-2/2.050	ПР-2/2900
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	35.74	44.75	39.74	35.36	33.93	29.42	39.96	39.45	43.8	60.75
TiO ₂	0.65	2.4	5.64	3.93	4.67	7.55	2.97	3.57	3.6	0.48
Al ₂ O ₃	0.01	1.48	1.25	1.84	1.9	0.48	8.91	12.99	11.09	10.93
Fe ₂ O ₃	15.95	11.35	17.91	12.46	17.34	13.25	12.73	13.6	13.76	4.55
MnO	0.31	0.14	0.17	0.13	0.14	0.24	0.21	0.26	0.2	0.17
MgO	32.96	18.51	13.27	17.5	12.27	17.43	10.85	6.21	8.02	6.7
CaO	0.58	16.96	20.26	25.82	27.11	27.26	15.66	11.59	9.67	2.23
Na ₂ O	<0.3	0.78	0.68	0.93	0.68	0.44	2.57	5	2.51	5.71
K ₂ O	0.01	0.06	0.01	0.13	0.1	0.25	1.68	2.83	1.65	4.74
P ₂ O ₅	<0.03	<0.03	<0.03	0.03	<0.03	0.1	0.57	0.83	0.51	0.14
LOI	12.46	4.08	0.28	0.56	0.84	3.1	3.17	1.52	4.18	2.58
Сумма	98.67	100.52	99.21	98.69	98.99	99.57	99.73	98.03	99.25	99.08
Элемент										
Cr	1776	1700	201	231	62.1	174	654	15.5	131	275
Ni	1243	406	267	254	239	533	201	43.5	96.2	203
V	24.7	100	195	37.8	93.2	45.1	172	276	325	34.9
Co	160	59.5	65.4	75.2	72.3	88.2	52.3	39.1	52.2	25.5
Cs	0.04	0.11	0.03	0.01	0.02	0.06	0.67	0.45	0.66	0.18
Rb	0.40	1.42	0.6	0.78	0.81	3.78	39.3	48.5	31.1	101
Ba	18.4	32.1	18.5	204	120	143	3036	1381	1721	951
Sr	35	190	410	4210	2646	1289	3270	1378	1254	451
Nb	2.31	2.27	76	128	36.1	318	136	157	45.7	16.4
Ta	0.26	0.19	9.47	7.59	2.14	32.8	7.05	10.2	1.47	1.73
Zr	9.51	46.4	120	46.8	38.2	81.3	318	374	374	178
Hf	0.29	2.13	5.47	1.93	1.66	3.02	6.42	7.02	8.6	4.52
Y	0.49	3.48	16.5	20.2	13.4	64.5	20.7	22.8	28.9	24.1
Th	0.61	0.33	57.9	81.6	39.1	298	12.1	11.8	5	6.32
U	0.06	0.1	3.76	5.33	3.84	8.29	2.48	2.52	1.15	1.98
Sc	10.3	65.6	67.3	7.85	18	11.8	31.3	11.6	25.3	10.2
ΣTR	22.2	65.5	2005	3377	1779	6019	708	567	331	120
La/Yb	63.3	30.4	348	697	518	625	160	96.3	28	8.31

Примечание. 1 – оливинит, 2 – верлит, 3 – клинопироксенит, 4 – кундит, 5 – мелилитолит, 6 – монтчеллитолит, 7 – меланефелинит, 8 – нефелинит, 9 – трахидолерит, 10 – щелочной сиенит. Содержания оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) определены методами РФА и ICP MS в ИГиМ СО РАН (Новосибирск), ИМГРЭ (Москва) Н.М. Глухой и Д.З. Журавлевым.

ние La/Yb последовательно возрастают от оливинитов и верлитов к пироксенитам, нефелинитам и мелилитолитам, достигая максимума в монтчеллитолитах (рис. 2а). Дайки сиенитов и трахидолеритов обнаруживают умеренные концентрации лантаноидов, сопоставимые с ультрабазитами нормальной щелочности, отрицая, тем самым,

модель дифференциации из единого родоначального расплава. Степень фракционирования редких элементов увеличивается в последовательности “вулканыты → дайковые образования → главные интрузивные фазы” с появлением резких отрицательных аномалий Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Hf и Ti в богатых оливином разновидностях (рис. 2б).

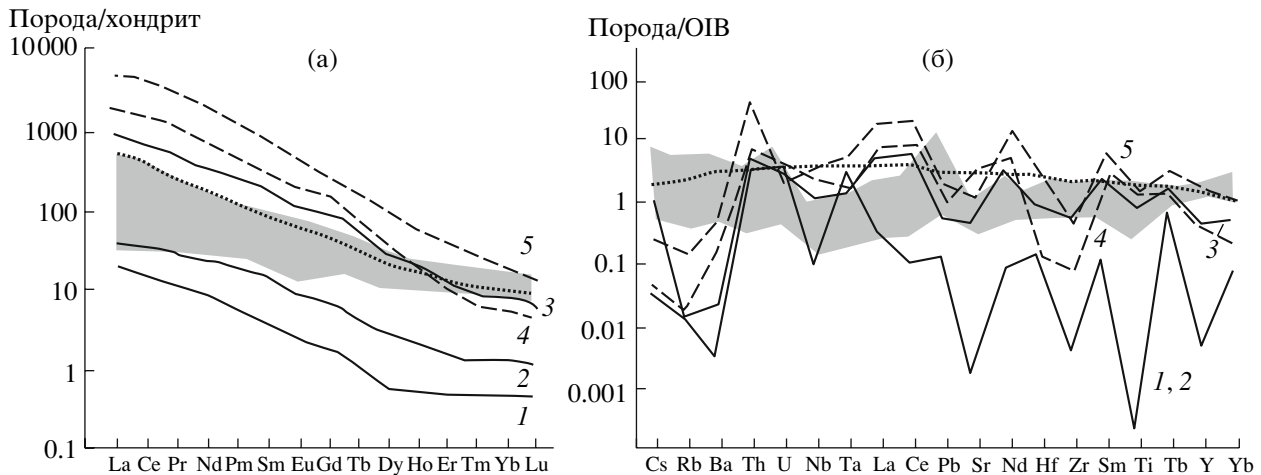


Рис. 2. Генерализованные тренды распределения лантаноидов (а) и редких элементов (б) в главных разновидностях магматических комплексов КВПС: 1–3 – плутонические ультрамафиты нормальной щелочности: оливиниты (1), верлиты (2), клинопироксениты (3); 4, 5 – кальциевые щелочные ультрабазиты: кугдиты и мелилитолиты (4), монтичеллитолиты (5). Точечная линия – меланефелиниты и нефелиниты вмещающей эффузивной толщи. Серый фон – композиционное поле дайковых образований (пикриты, лампрофиры, трахидолериты, сиениты и граносиениты). Содержания элементов нормализованы по хондриту CI и среднему базальту океанических островов OIB по Sun, McDonough, 1989.

Геохимическая неоднородность пород КВПС прослеживается также в параметрах изотопного состава неодима и стронция, вариации которого указывают на автономность источников вещества ассоциаций нормальной и повышенной щелочности (табл. 2). При этом только для валовых составов оливинита, верлита и двух пироксенитов получена валидная Sm–Nd-изохрона, отвечающая возрасту 251 ± 20 млн. лет ($СКВО = 1.3$; $\epsilon_{Nd}(T) = 2.0$). Щелочные ультрамафиты имеют более высокие первичные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon_{Nd}(T) = 2.4–3.1$), тогда как для трахиандезитов и сиенитоидов характерны пониженные значения этого параметра ($\epsilon_{Nd}(T) = -0.6...-15.9$). Возможная гетерогенность источников породных ассоциаций также отражена в значениях модельного возраста T_{DM} . По сравнению с малыми интрузиями щелочных сиенитов (приблизительно 2.36 млрд. лет) для меланефелинитов и монтичеллитолитов установлены более молодые (около 590–620 млн. лет) датировки (табл. 2). Изотопный состав стронция обнаруживает большую вариативность с диапазоном значений I_{Sr} от 0.7035–0.7037 (нефелиниты, мелилитолиты и монтичеллитолиты) и 0.7038–0.7041 (оливиниты, верлиты, пироксениты) до 0.705–0.708 (трахидолериты, щелочные сиениты). Соотношения изотопов кислорода в валовых составах и породообразующем пироксене ($\delta^{18}O = +1.1–4.9 \text{ ‰}$) предполагают значительное взаимодействие изученных пород с метеорными водами, глубина проникания которых, возможно, достигала 500 м (табл. 2).

Закономерности изотопной эволюции пород КВПС отчетливо проявлены на $\epsilon_{Nd}(T)–\epsilon_{Sr}(T)$ -диа-

грамме (рис. 3), где точки составов основных петрографических разновидностей МКП образуют композиционное поле, веерообразно расширяющееся от умеренно деплетированных мантийных доменов типа HIMU и PREMA в область обогащенных источников EM I и EM II с границами по линиям смешения с веществом нижней (LC) и верхней (UC) коры в соотношениях от LC:UC = 10:1 до LC:UC = 1:10. При этом изотопные составы производных толеитовых и щелочных магм характеризуются заметной дискретностью только в основании разреза мезозойской вулкано-генной толщи (правобоярская, онкучанская и тыванкитская свиты) или в интрузивных телах (массив Кугда), удаленных от предполагаемого эпицентра “фингер-плюма”. По мере приближения к последнему композиционные поля магматических пород сближаются между собой и последовательно смещаются в область истощенных мантийных субстратов. Подобные вариации изотопного состава с некоторым обогащением радиогенным стронцием установлены также в платобазальтах Норильского района [9]. Предположительно, это свидетельствует о более низкой проницаемости мантийного вещества и его взаимодействии с рассолами осадочного чехла платформ.

По своему изотопному составу вулканические и плутонические разновидности КВПС занимают промежуточное положение между своими аналогами в массивах Гулинский и Кугда при относительно слабой контрастности между щелочными и толеитовыми производными. Это вполне согласуется с масштабами их пространственного уда-

Таблица 2. Изотопный состав магматических пород Крестовской вулканоплутонической структуры

№ п/п	№ обр.	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM}
1	Г-29/29.7	ОКп	3.14	17.6	0.10786	0.512596 ± 4	0.512419	+2.03	798
2	Г-29/388.6	Вер	1.23	8.56	0.08684	0.512564 ± 5	0.512421	+2.07	705
3	ПР-3/1.350	РКп	26.4	198.0	0.08051	0.512549 ± 4	0.512417	+1.99	688
4	ПР-5/2a	Ол	0.42	39	0.0642	0.512525 ± 4	0.512420	+2.05	649
5	ПР-4/0.550	МНф	12.2	90.4	0.0816	0.512616 ± 4	0.512482	+3.26	617
6	ПР-7/0.850	Нф	14.3	100.3	0.0860	0.512596 ± 6	0.512459	+2.73	662
7	ПР-4/3500	ТА	17.1	104.3	0.0992	0.512446 ± 6	0.512283	-0.62	937
8	ПР-2/2050	ТД	12.1	63.5	0.1149	0.512615 ± 5	0.512426	+2.17	826
9	ПР-2/2900	ЩС	3.85	19.35	0.1202	0.511697 ± 6	0.511500	-15.9	2358
10	К-60/4	Мн	156	1341	0.07025	0.512595 ± 4	0.512480	+3.22	590
11	ТР-1/150	Мн	126	1016	0.0750	0.512605 ± 1	0.512482	+3.26	599
12	К-60/15	КМн	31.7	264	0.0729	0.512599 ± 4	0.512479	+3.20	597
13	Г-30/109.5	Мл	35.8	272.0	0.07956	0.512575 ± 5	0.512444	+2.52	654
14	Г-29/462.4	ГОл	7.54	61.6	0.07399	0.512557 ± 5	0.512436	+2.36	647
№ п/п	№ обр.	Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$	$\delta^{18}\text{O}$
1	Г-29/29.7	ОКп	1.5	249	0.01749	0.704102 ± 10	0.704039	-2.31	+4.9
2	Г-29/388.6	Вер	0.9	45.7	0.0567	0.704102 ± 12	0.703899	-4.30	+1.1
3	ПР-3/1.350	РКп	0.73	404	0.00579	0.703936 ± 9	0.703915	-4.08	+4.1
4	ПР-5/2a	Ол	0.43	36.4	0.0343	0.703909 ± 14	0.703786	-5.91	-
5	ПР-4/0.550	МНф	38	3278	0.0335	0.704083 ± 11	0.703962	-3.41	-
6	ПР-7/0.850	Нф	53	1846	0.08309	0.703811 ± 6	0.703512	-9.8	-
7	ПР-4/3500	ТА	85.2	1747	0.1410	0.705293 ± 6	0.704785	+8.28	-
8	ПР-2/2050	ТД	30.3	1290	0.0679	0.705241 ± 11	0.704997	+11.3	-
9	ПР-2/2900	ЩС	105	482	0.6303	0.710240 ± 11	0.707971	+53.5	-
10	К-60/4	Мн	9.03	1307	0.01997	0.703729 ± 6	0.703657	-7.74	-
11	ТР-1/150	Мн	3.85	1354	0.00823	0.703674 ± 6	0.703617	-8.31	-
12	К-60/15	КМн	15.2	461	0.09532	0.704038 ± 6	0.703695	-7.2	-
13	Г-30/109.5	Мл	0.95	3213	0.000852	0.703673 ± 11	0.703670	-7.56	+3.6
14	Г-29/462.4	ГОл	0.22	96.5	0.00670	0.703683 ± 8	0.703659	-7.71	+3.0

Примечание. ОКп – оливиновый клинопироксенит, РКп – рудный клинопироксенит, Вер – верлит, Ол – оливинит, ГОл – гибридный мелилитсодержащий оливинит, МНф – меланефелинит, Нф – нефелинит, ТА – трахиандезит, ТД – трахидолерит, ЩС – щелочной сиенит, Мн – монтичеллитолит, КМн – карбонатизированный монтичеллитолит, Мл – мелилитолит. Изучение изотопного состава Sr, Nd проводили на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262 в ИМГРЭ (Москва) Д.З. Журавлевым (ан. 1–3, 13, 14) и в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) В.П. Ковачем (остальные анализы). Концентрации элементов определены с точностью ± 0.5 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не превышают 0.5 и 1.0 отн. %, для $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.005 и 0.1 отн. % соответственно. Параллельные измерения стандартов показали средние результаты для La Jolla – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511840 \pm 7$ (число измерений 12, нормировано к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$), для SRM-987 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710280 \pm 25$ (число измерений 9, нормировано к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$). При расчете первичных изотопных отношений и величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ (на 251 млн. лет) применяли современные значения для CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Модельные датировки T_{DM} (млн. лет) рассчитаны на основе современных значений деплетированной мантии ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$). Определения изотопного состава кислорода в валовых пробах и породообразующем пироксене (ан. 1, 3) выполнены на масс-спектрометре МИ-1201В в ГИН РАН (Москва) Б.Г. Покровским. Значения $\delta^{18}\text{O}$ приведены относительно стандарта SMOW с точностью $\pm 0.2\%$.

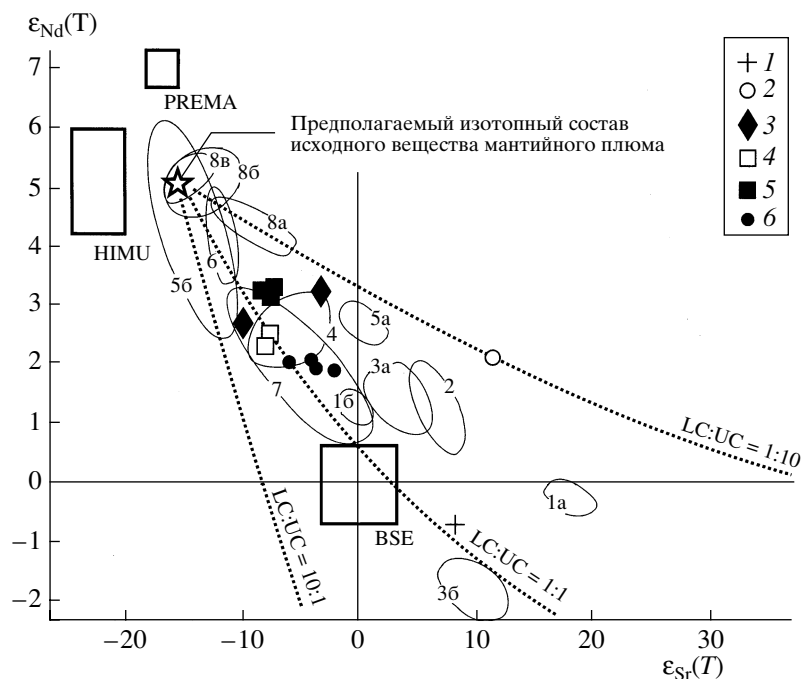


Рис. 3. Вариации изотопного состава неодаима и стронция в породных ассоциациях Маймеча-Котуйской провинции: 1–6 – породы КВПС: трахиандезиты и сиениты (1), трахидолериты (2), меланефелиниты и нефелиниты (3), меллилитолиты и гибридные меллилитсодержащие ультрамафиты (4), монтичеллитолиты (5), породы оливинит-верлит-пироксенитового комплекса (6). Контурами показаны композиционные поля пород вулканических и интрузивных комплексов МКП: 1 – базальты (1а) и лимбургиты (1б) правобоярской свиты, 2 – базальты онкучанской свиты, 3 – базальты (3а), трахиандезиты и трахидациты (3б) тыванкитской свиты, 4 – нефелиниты дельканской свиты, 5 – дайки щелочных пикритов (5а) и эффузивных меймечитов (5б) маймеченской свиты; 6 – карбонатиты массива Ессей; 7 – породы массива Кугда; 8 – ультрамафиты (8а), меллилитолиты и фойдолиты (8б), карбонатиты (8в) Гулинского плутона-гиганта. Изотопные параметры комплексов МКП показаны на основании ранее опубликованных данных [3–5, 14]. Положение мантийных резервуаров HIMU, PREMA, BSE соответствует их современным параметрам [10].

ления от вероятного центра “фингер-плюма”. Наиболее полное совпадение изотопных параметров наблюдается в ультраосновных и щелочных породах, а также в карбонатитах Гулинского плутона. Аппроксимирующая точка схождения вариационных трендов соответствует значениям $\epsilon_{Nd}(T) = 5$ и $\epsilon_{Sr}(T) = -15$, близким к характеристикам источника PREMA. Учитывая экстремальные (более 200 км) глубины зарождения первичных щелочно-ультраосновных расплавов МКП [4], ведущая роль гомогенного мантийного субстрата типа PREMA [10] в процессах их генерации представляется наиболее обоснованной. Подтверждением данного вывода могут служить параметры изотопного состава свинца в базальтах плато Путорана, который отражает геохимическую специфику преобладающего компонента Сибирского (Северо-Азиатского) суперплюма [6, 11]. Несмотря на то, что значения $\epsilon_{Nd}(T)$ и $\epsilon_{Sr}(T)$ в этих породах указывают на хондритовый источник вещества, значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.3), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.5) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.0) соответствуют именно материалу PREMA. Отклонение от выявленной тенденции фиксируется исключительно для поздних малых интрузий (долериты, сиениты, граниты), при

формировании которых происходило активное взаимодействие с материалом земной коры или его прямое плавление. Подобная модель формирования гипабиссальных пород со сходными Sr,Nd-изотопными параметрами установлена для раннемезозойских гранитоидов А-типа, а также лампроитов Таймыра и Горного Алтая, становление которых синхронно финальным стадиям эволюции Северо-Азиатского суперплюма [12, 13].

Таким образом, на примере Крестовской вулкано-плутонической структуры следует поставить под сомнение участие двух или более плюмовых источников в формировании изученных породных ассоциаций Маймеча-Котуйской провинции. По-видимому, существовал единый мантийный домен вещества, соответствующий по изотопному составу материалу PREMA, а наблюдаемое разнообразие магматических комплексов могло быть обусловлено разномасштабным плюм-литосферным взаимодействием в условиях подъема расплавов по зоне Енисей-Хатангского рифта на северной периферии Сибирского кратона. За счет термической активизации земной коры под воздействием плюма доля мантийного компонен-

та в магматической эволюции последовательно снижалась.

Исследования проведены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 04-05-64331), Министерства образования и науки РФ (проект 2.1.1/208).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешикова Е.В., Яшина Р.М. Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М: Наука, 1984. 416 с.
2. Kato S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.
3. Arndt N., Lehnert K., Vasil' ev Yu. // Lithos. 1995. V. 34. P. 41–59.
4. Arndt N., Chavel C., Czamanske G., Fedorenko V. // Contribs. Mineral. and Petrol. 1998. V. 133. P. 297–313.
5. Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К. // ДАН. 1999. Т. 364. № 2. С. 235–237.
6. Когарко Л.Н., Турков В.А., Гуляницкая Е.Ю. В сб.: Материалы XXV Всероссийской школы-семинара “Щелочной магматизм Земли”. СПб.; М., 2008. С. 72–74.
7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. 409 с.
8. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: ЦНТИ, 2001. 510 с.
9. Hawkesworth C.I., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–88.
10. Zindler A., Hart S.R. // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
11. Sharma M., Basu A., Nesterenko G.V. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 365–381.
12. Vernikovskiy V.A., Please V.L., Vernikovskaya A.E. et al. // Lithos. 2003 V. 66. P. 23–36.
13. Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П. и др. // ДАН. 2005. Т. 405. № 5. С. 658–660.
14. Vladykin N.V., Morikio T., Miyazaki T. In: Problems of Sources of Deep Magmatism and Plumes. Petropavlosk-Kamchatsky, 2005. P. 19–37.