

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КОКШАРОВСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА (ПРИМОРЬЕ) И РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

**Р.А. Октябрьский¹, А.А. Вржосек¹, А.М. Ленников¹, Т.А. Ясныгина²,
С.В. Рассказов², Е.Ю. Москаленко¹, Т.А. Веливецкая¹**

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 8 июня 2007 г.

Приведена новая геохимическая информация о магматических образованиях Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива позднеюрского возраста, с которым связаны месторождения вермикулита, апатита, ванадийсодержащего титаномагнетита, и установлено наличие россыпной изоферроплатины. На основании впервые полученных данных по редкоземельной геохимии, а также стронциевой и кислородно-углеродной изотопии карбонатитов и ассоциирующих ийолитов и пироксенитов в совокупности с геологическими наблюдениями обосновывается магматическое происхождение кокшаровских карбонатитов и обсуждаются вопросы формирования сопутствующих магматических пород. Приведены первые результаты расчетного микроэлементного моделирования частичного плавления мантийных источников с целью выяснения генезиса расплавов кокшаровских карбонатитов и вмещающих их сфенкерсутитовых пироксенитов.

Ключевые слова: щелочно-ультраосновные породы, карбонатиты, редкоземельная геохимия, Кокшаровка, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, обрамляющей с севера и востока Ханкайский кристаллический массив, в результате работ С.С. Зимина и его коллег [3, 19, 36 и др.] выявлены разнообразные вулканические проявления меймечит-пикритового состава юрского возраста. На заключительном этапе формировались щелочно-ультраосновные интрузивы, дифференцированные преимущественно от дунитов и пироксенитов до габбро и часто имеющих концентрически-зональное строение. Установлено также закономерное изменение химизма магматических образований (как интрузивных, так и комагматичных эффузивов) с обогащением их щелочами и развитием лейкократовых щелочных фаз по простиранию складчатой структуры с севера на юг, по мере выклинивания мезозойского рифтогенного прогиба. В связи с этим, по-видимому, только на юге Приморья, в области сочленения Сихотэ-Алинской складчатой системы с протерозойским Сергеевским блоком, среди юрских пикритовых базальтов появляются трахиты и фоно-

литы ликвационного происхождения [19], а в Кокшаровском интрузиве получили широкое развитие породы сиенитового ряда, и в нем же, пока единственном из щелочно-ультраосновных массивов Сихотэ-Алиния, установлены карбонатиты [2].

**ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА**

Кокшаровский щелочно-ультраосновной массив располагается в бассейне р. Уссури у пос. Кокшаровка Приморского края в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы (рис. 1). Он представляет собой удлиненное тело протяженностью около 17 км при ширине выходов от 0.8 до 2 км, вытянутое в северо-восточном направлении согласно простиранию складок вмещающих пород. Массив прорывает с образованием контактовых роговиков кремнисто-терригенные и вулканогенные отложения триасового и юрского возраста и относится к позднеюрскому интрузивному комплексу. Максимальные возрастные оценки, полученные К-Аг методом для дайковых нефелиновых сиенитов, карбонатитов и биотита из пироксенита, составляют 160–172 млн лет [2, 19]. Концентри-

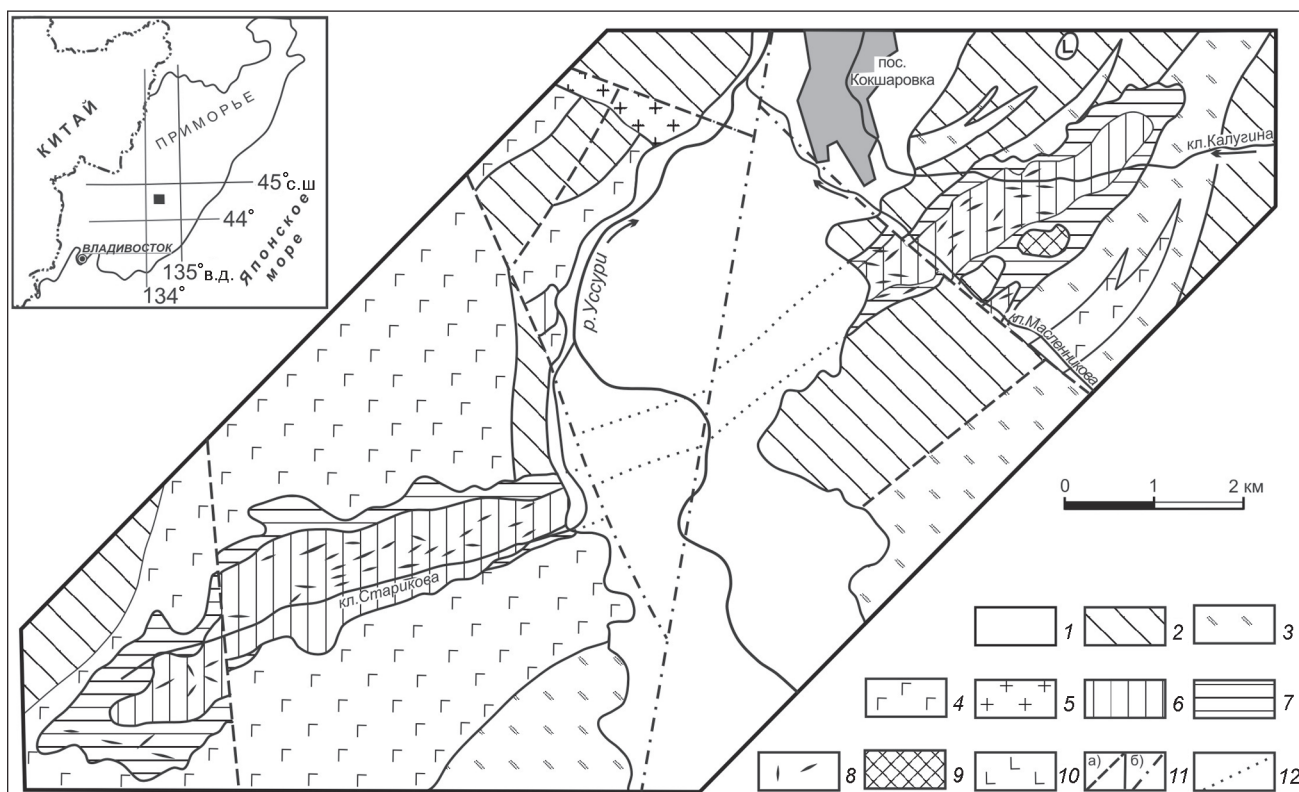


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива, по [2, 14].

1 – аллювиальные отложения (Q_{1-4}), 2–4 – кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения (Т-Ж) (2) с линзами и слоями кремнистых пород (3) и вулканогенных образований – лав и туфов базальтов (4); 5 – граниты (K_2); 6–9 – щелочно-ультраосновной комплекс (J_2): пироксениты, местами биотитсодержащие (6), амфиболсодержащие пироксениты и авезакиты (7), дайки сиенитов (8), карбонатиты (9); 10 – диабазы и габбродиабазы (J_2); 11 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые под аллювиальными отложениями (б); 12 – контуры пироксенитового тела под аллювиальными отложениями, предполагаемые по геофизическим данным.

ческой зональности, в отличие от других дальневосточных щелочно-ультраосновных массивов, в Кокшаровском не установлено. Отмечается лишь последовательное изменение состава слагающих его пироксенитов от центра массива к периферии. Выяснить другие детали его строения оказалось исключительно сложно из-за мощной (до 30–40 м) коры выветривания в виде дресвяников и почти полного отсутствия коренных обнажений. Поэтому изучение геологического строения массива осуществлялось неоднократно с использованием канав, шурфов и буровых скважин как при производстве геологической съемки, так и в ходе поисково-разведочных работ на вермикулит, апатит и ванадийсодержащие титаномagnetитовые руды, сопровождающие этот массив [2, 14].

Как следует из монографии Б.Л. Залищака [2], осуществлявшего петрографические исследования непосредственно во время геолого-съемочных работ, Кокшаровский интрузив примерно на 90 % сложен

титанавгитовыми пироксенитами. В центральной части его преобладают средне- и крупнозернистые (до пегматоидных) керсутит- и биотитсодержащие (10–15 %) пироксениты с титаномagnetитом (10–15 %) и апатитом (от 4–5 до 10–12 %). В рудных пироксенитах количество титаномagnetита (иногда не распавшегося и содержащего до 19 мас. % TiO_2 [14]), достигает 20–30 %. Одновременно в них возрастает и количество сфена (до 10–20 %). Продукты распада твердого раствора в титаномagnetите представлены плеонастом, ульвошпинелью и ильменитом с содержанием MgO до 7.6 мас. % [14]. Согласно Б.Л. Залищаку [2], большая часть мелко- и среднезернистых пироксенитов краевых фаций массива сложена зональным титанавгитом, обогащена керсутитом и сфеном. Титанавгит нередко окаймлен эгириновгитом и эгирином, а местами также замещается последовательно автометасоматическими керсутитом, гастингситом и арфведсонитом с появлением в интерстициях калишпата, альбита и нефелина. Количество

керсутита в некоторых пироксенитах превышает содержание пироксена, достигая 50–70 %, и они в этих случаях нами именуется авезакитами, как их называли первые исследователи массива [12]. В целом, керсутитсодержащие пироксениты и собственно авезакиты в совокупности составляют не менее 30 % общей площади Кокшаровского массива и, возможно, близко соответствуют по химизму исходному щелочно-ультраосновному расплаву, из которого сформировался этот интрузив. Другие разновидности пироксенитов – якупирангиты и перовскитовые клинопироксениты – встречаются редко.

Щелочные породы в Кокшаровском массиве представлены многочисленными маломощными жилами (до 0.5–0.7 м) и дайками (до 20–25 м), приуроченными, в основном, к его юго-западной части. Сложены они, как впервые показал Б.Л. Залищак [2], мелкозернистыми эгириновыми и среднезернистыми гастингсит-эгирин-авгитовыми ийолитмельтейгитами и ийолитами, средне-крупнозернистыми фойяитами, миаскитами, луявритами, луявритовыми порфирами и их разновидностями – ричорритами, мариуполитами, тингуаитами, а также канкринитовыми, цеолитовыми и либнеритовыми разновидностями этих пород, эгирин-авгит-гастингситовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, нефелиновыми сиенит-пегматитами и сиенит-аплитами. В совокупности щелочные породы занимают около 10 % площади массива.

Крайне ограниченным распространением в пределах Кокшаровского интрузива пользуются карбонатиты, слагающие единственный выход субэллипсоидной формы размером в поперечнике 0.5–0.7 км в поле развития авезакитов (рис. 1). Структура карбонатитов в центральной части их тела чаще всего средне- и крупнозернистая, при этом в отдельных образцах зерна карбоната имеют лейстовидную форму и порода приобретает своеобразную трахитоидность, характерную для карбонатитовых лав и сопровождающих их интрузивных аналогов [10 и др.]. По составу кокшаровские карбонатиты – существенно кальцитовые породы (0.50–1.56 мас. % MgO), содержащие иногда апатит (до 20 %), сфен, альбит, калишпат, кварц, эгирин-авгит, гастингсит, биотит и титаномагнетит, количество которых заметно увеличивается в краевых частях карбонатитового выхода. В одной из разведочных канав, вскрывающих западный контакт этого тела, в карбонатитах обнаружены мелкие обломки клинопироксенитов, похожие на ксенолиты, рассеянные прожилками кальцита либо дезинтегрированные до отдельных кристаллов, которые размещаются в кальцитовой массе. Поэтому, хотя ранее и высказывалось мнение о метасоматическом проис-

хождении карбонатитов Кокшаровского массива [2], отмеченные факты скорее указывают на их магматический генезис, но не исключают возможности проявления автометасоматоза на заключительной стадии формирования карбонатитов.

Помимо описанных выше пород, в Кокшаровском массиве можно предполагать также наличие верлитов или дунитов, вероятно, в виде ксенолитов среди пироксенитов либо более крупных выходов, перекрытых аллювием р. Усури (рис. 1). Свидетельством их присутствия являются обнаруженные [18] в элювии и делювии, соответственно, угловатые и окатанные зерна маложелезистой (9–10 мас. % Fe) и низкоиридийной (до 1 мас. % Ir) изоферроплатины в сростании с малоглиноземистым (6–7 мас. % Al_2O_3) феррихромитом (50–53 мас. % Cr_2O_3), аналогичным хромшпинелидам Кондерского щелочно-ультраосновного интрузива центрального типа с дунитами [11].

Фенитизация вмещающих пород в связи с Кокшаровским щелочно-ультраосновным массивом проявилась неравномерно, а ширина её зон не превышает нескольких десятков метров. Это обстоятельство, а также присутствие нераспавшегося высокотитанистого титаномагнетита в пироксенитах [14] в совокупности с вышеотмеченными трахитоидными текстурами в карбонатитах при наличии широко проявленного ореола ороговикования вмещающих пород [2] свидетельствуют о слабой эродированности Кокшаровского интрузива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Петрохимическая систематика пород Кокшаровского массива, проведенная с использованием классификационной диаграммы $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$, по [10], показала, что все породы его, начиная от пироксенитов первой интрузивной фазы и кончая сиенитами заключительных фаз (табл. 1), относятся к высокощелочному полевошпатово-фельдшпатоидному ряду. При этом, как видно из приведенных анализов, по соотношению щелочей они принадлежат к натровой серии с увеличением доли калия лишь в автометасоматически измененных пироксенитах, содержащих биотит, и в щелочных сиенитах, образующих многочисленные дайки и жильные тела в пределах массива.

Большое разнообразие пород и установленная последовательность их образования [2, 12, 14] убедительно свидетельствуют, как считают авторы, о дифференциации родоначального расплава в магматической камере в ходе формирования массива. При этом, согласно экспериментам [10 и др.], кристалли-

зационная дифференциация должна была приводить к обеднению магмы тугоплавкими компонентами, а также обогащению ее глиноземом и щелочами с последовательным уменьшением магнезиальности кристаллизующихся пород. Подобная эволюция состава магматических образований отчетливо прослеживается на диаграмме MgO–CaO–Al₂O₃ (рис. 2). Процесс кристаллизационной дифференциации сопровождался также накоплением флюидно-солевых компонентов в остаточном расплаве. На обогащение кристаллизующейся магмы водным флюидом с фосфатами указывает широкое развитие в Кокшаровском массиве пироксенитов с позднемагматическими керсутитом, апатитом и сфеном. Одновременно расплав, вероятно, обогащался и углекислотным флюидом, что в сочетании с вышеотмеченными компонентами способствовало проявлению жидкостной несмесимости и образованию карбонатитов в результате ликвации. Ликвационный же механизм разделения подобных расплавов на нефелинитовую и низкощелочную кальцитовую жидкости подтвержден экспериментальными работами [28, 29]. Не противоречит ликвационной природе карбонатитов, как будет показано ниже, и характер распределения в них редкоземельных элементов (РЗЭ). Особенности же минерального и химического состава кокшаровских карбонатитов (табл. 1) с учетом содержания рудных компонентов (Fe, P и др.) позволяют классифицировать их как кальцитовые ранней стадии или карбонатиты первой стадии, по Л.К. Пожарицкой и В.С. Самойлову [13], температура процесса формирования которых составляла 550–650°C [16]. Образование аналогичных по составу карбонатитов на промежуточных стадиях дифференциации магматических расплавов в настоящее время установлено для целого ряда щелочно-ультраосновных массивов натровой серии, например, в Восточных Саянах (Нижнесаянский, Жидойский массивы) и других регионах [17].

Как следует из табл. 2, в рудных пироксенитах Кокшаровского массива наблюдаются значительные вариации содержаний Sr от 15 до 1022 мкг/г, что позволяет допустить присутствие в них хромшпинелидов. Напротив, в сфен-керсутитовых пироксенитах его концентрация существенно ниже – всего 2.5–16 мкг/г. Судя по содержанию Ni в этих разновидностях пород, варьирующему в пределах 98–109 и 3–10 мкг/г, соответственно, а также Co, составляющему 61–102 и 48–52 мкг/г, главным минералом-концентратом этих элементов в них является титаномагнетит [2, 14]. При этом насыщенность Ni в кокшаровских породах в 2–3 раза превышает его содержания, установленные в пироксенитах щелочно-ультраосновных интрузивов Алданской и Саянской кар-

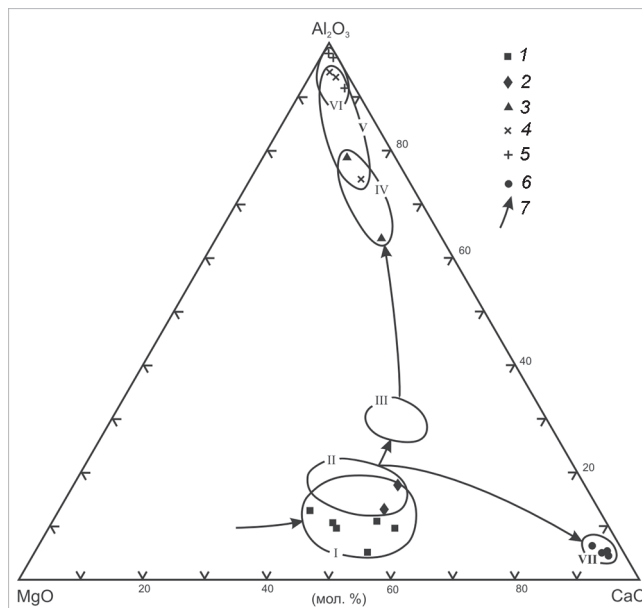


Рис. 2. Диаграмма MgO–CaO–Al₂O₃ (мол. %) для пород Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива (по табл. 1).

1 – пироксениты; 2 – сфен-керсутитовые пироксениты, переходные к авезакитам; 3 – ийолиты; 4 – щелочные сиениты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – карбонатиты; 7 – предполагаемые тренды дифференциации исходной магмы (кристаллизационный и ликвационный). Оконтурированы поля составов пород массива, по [2, 14]: I – пироксенитов, II – керсутитовых пироксенитов и авезакитов, III – якупирангитов, IV – ийолитов, V – щелочных сиенитов, VI – нефелиновых сиенитов, VII – карбонатитов.

бонатитовых провинций [16]. Крупноионные литофильные и высокозарядные элементы присутствуют в кокшаровских магнетитовых пироксенитах, в сравнении с аналогами из вышеназванных интрузивов, в значительно меньших количествах (мкг/г): Nb (3–31), Sr (108–398), Ba (27–57), Zr (73–162) и Rb (1.3–1.6). Кокшаровские рудные пироксениты также содержат (мкг/г) Th (0.13–2.79) и U (0.09–0.42), характерные для всех пород этого массива и сконцентрированные, главным образом, в сфене (мкг/г) – 49.3 Th и 6.74 U (табл. 2). По сравнению с магнетитовыми пироксенитами, их сфен-керсутитовые разновидности, переходные к авезакитам, обладают высокими концентрациями (мкг/г) Sr (436–554), Nb (189–221), Th (7.44–8.64) и U (1.17–1.31). Повышенные содержания стронция и ниобия позволяют предполагать их родственную связь с карбонатитами, а содержания тория и урана – согласуются с большим количеством (до 20 %) сфена. В то же время, в отличие от рудных пироксенитов, высокое содержание (мкг/г) Zr (448–491) и Rb (4.1–5.8) сближает их также с ийоли-

Таблица 1. Химический состав пород Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива (мас. %).

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	39.20	28.65	36.10	33.30	49.30	34.70	35.16	36.65	39.98	54.39	7.52	9.85	12.32	13.22
TiO ₂	5.15	7.69	6.14	7.02	0.49	8.19	7.46	1.99	1.58	0.44	0.23	0.50	0.31	0.28
Al ₂ O ₃	3.34	3.61	1.82	3.16	2.50	3.72	4.49	21.26	26.07	21.03	2.91	2.34	2.31	2.08
Fe ₂ O ₃	12.47	19.14	12.55	17.59	5.41	14.74	17.75	5.20	4.94	4.07	0.19	1.55	1.09	1.35
FeO	8.18	14.63	4.73	9.36	13.74	9.46	8.87	3.71	2.89	2.15	0.83	0.64	0.61	0.52
MnO	0.17	0.21	0.15	0.21	0.54	0.23	0.28	0.14	0.14	0.07	0.29	0.32	0.30	0.29
MgO	12.04	10.72	12.20	10.61	6.64	7.94	6.22	2.54	1.99	0.24	1.56	0.99	0.50	0.81
CaO	17.51	12.97	21.71	15.09	13.07	16.87	15.12	9.66	4.87	1.79	44.90	44.91	43.67	42.91
BaO	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	0.21	0.06	0.07	0.06	0.07
SrO	0.01	0.01	0.07	0.05	0.12	0.07	0.05	0.21	0.09	0.19	0.62	0.69	0.67	0.69
Na ₂ O	0.41	0.27	0.59	0.85	5.25	1.00	0.98	8.99	10.31	9.72	1.38	0.68	1.19	1.07
K ₂ O	0.08	0.04	0.05	0.14	0.34	0.50	0.30	2.87	3.37	1.43	0.14	0.15	0.33	0.23
P ₂ O ₅	0.19	0.02	2.68	2.36	2.25	1.61	1.71	0.60	0.13	0.06	0.93	2.37	1.30	2.00
H ₂ O	0.00	0.00	0.22	0.10	0.14	0.32	0.12	0.24	0.44	0.14	0.31	0.15	0.04	0.09
П.п.п.	1.10	1.71	0.62	0.24	0.00	0.53	1.75	5.40	2.94	3.58	37.98	34.96	35.13	34.03
Сумма	99.85	99.67	99.65	100.09	99.80	99.92	100.27	99.47	99.76	99.51	99.85	99.65	99.83	99.67
Fe/(Fe+Mg) ат.%	47.5	62.5	42.4	57.1	59.9	61.7	69.1	65.0	67.5	93.1	26.4	52.8	64.1	59.9

Примечание. 1, 2 – титаномагнетитовые клинопироксениты (обр. К-15/1, К-14); 3, 4 – перовскитовый (3) и сфенсодержащий (4) клинопироксениты (обр. Ц-459/4, Ц-435/4); 5 – эгирин-авгитовый пироксенит в контакте с карбонатитами (обр. Ц-290/5); 6, 7 – сфен-керсутитовые (переходные к авезакитам) пироксениты (обр. Ц-458/1, К-13); 8, 9 – ийолиты (обр. КШ-11, К-4); 10 – биотитсодержащий нефелиновый сиенит (обр. К-17); 11–14 – карбонатиты (обр. Ц-290/14, Ц-290/12, Ц-290/15, Ц-290/16). Анализы выполнены классическим методом "мокрой химии" в ДВ геологическом институте ДВО РАН в 2004–2006 гг., г. Владивосток (аналитики Л.В. Недашковская, Л.А. Вржосек, В.У. Крамаренко).

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в породах и минералах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива (мкг/г).

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Li	0.9	2.9	< 3	< 3	< 3	< 3	5.2	5.9	20	5.1	1.8	4.2	3.4	3.0	36	-	0.13	-	< 3	-
Rb	1.3	1.6	1.3	1.6	2.7	4.1	5.8	20	24	15	2.3	4.3	4.9	4.4	71	1.1	1.5	2.1	2.5	416.08
Cs	0.02	0.02	0.12	0.06	0.19	0.24	0.32	0.05	0.14	1.74	0.05	0.22	0.07	0.37	0.42	0.04	0.06	0.10	0.17	3.98
Be	0.4	0.3	0.9	0.95	3.0	1.3	1.6	1.0	1.4	3.3	0.2	0.5	0.4	0.4	2.6	0.05	0.19	0.05	0.1	3.81
Ba	32	27	139	57	93	345	136	108	169	1840	543	609	539	636	1928	20	13	22	55	5443.76
Sr	108	114	566	398	1035	554	436	1752	781	1590	5268	5863	5695	5862	1392	2937	632	639	6970	58.10
Sc	61	56	42	42	26	24	25	7.8	4.1	1.5	3.2	3.3	3.0	0.8	28	11	23	13	0.46	9.23
Y	12	7.8	71	41	32	94	76	28	16	0.6	80	104	81	96	4.2	1033	287	454	317	0.31
Zr	87	73	174	162	461	491	448	162	152	225	360	483	274	360	198	213	1944	2674	15	33.65
Hf	3.88	3.36	7.47	6.69	9.44	17.9	16.7	4.55	3.77	-	-	-	-	-	4.65	6.88	62	74	0.71	0.95
Nb	3.0	8.3	191	31	22	221	189	97	77	9.4	0.7	6	1.2	1.7	21	4825	911	1604	7.70	162.57
Ta	0.47	0.80	23.3	4.46	2.26	24.3	19.7	4.51	3.6	0.47	0.11	0.3	0.11	0.10	0.62	388	128	145	0.12	4.48
U	0.17	0.09	8.39	0.42	0.73	1.31	1.17	0.16	0.16	1.44	0.18	0.31	0.20	0.23	0.93	130	6.74	5.35	3.47	0.67
Th	0.13	0.15	33.4	2.79	4.08	8.64	7.44	1.03	0.93	0.45	0.78	2.18	0.87	1.07	3.2	601	49.3	37.2	28	0.10
Cr	1022	15	32	27	45	16	2.5	< 1.5	< 1.5	< 1.5	-	-	-	-	21.5	6.9	6.8	4.0	4.6	2.54
V	707	570	343	615	924	539	701	268	197	189	7.6	99	23	26	74	275	479	553	87	474.83
Ni	98	109	8.2	13	63	10	3.0	< 2	< 2	< 2	9.0	10	8.0	10	2.0	< 3.3	6.0	< 3.3	3.0	2.02
Co	61	102	43	38	22	52	48	17.46	12.19	2.12	7.2	6.8	6.1	9.0	1.7	6.8	26	7.4	2.3	31.69
Cu	164	116	395	81	16	96	53	40	32	8.9	12	13	15	14	3.0	173	179	92	12	14.18
Zn	149	239	122	169	199	232	214	72	63	48	6	24	11	17	50	495	395	210	15	613.69
Pb	1.2	2.1	2.8	3.5	4.2	4.6	1.4	0.4	0.5	5.6	7.9	8.9	6.8	15.1	4.6	13	3.9	1.9	3.4	4.30
Mo	0.7	0.3	0.3	0.7	0.3	0.9	0.9	8.0	4.0	< 0.3	< 0.3	0.2	0.3	< 0.3	0.6	0.7	1.1	6.4	0.2	0.15
W	4.8	0.2	0.5	0.4	0.2	0.3	0.3	2.2	1.5	< 0.02	0.1	0.1	0.2	< 0.02	4.6	5.0	0.3	1.3	0.3	0.06
Sn	2.9	3.5	6.9	2.5	4.7	7	6.5	2.4	2.0	1.6	0.5	1.7	1.1	1.1	2.3	1.5	1.8	< 0.28	1.0	5.53
Ba/Rb	24.6	16.9	106.9	35.6	34.4	84.1	23.5	5.4	7.0	122.7	236.1	141.6	110.0	144.5	27.2	18.2	8.7	10.5	22.0	13.1

Примечание. Порядковые номера 1–14 и названия пород соответствуют табл. 1; 15 – луврит-порфир (обр. Ц-458/2); 16 – перовскит из пироксенита (обр. Ц-459/4); 17, 18 – сфен из пироксенитов (обр. Ц-435а, Ц-458/1); 19 – апатит из карбонатита (обр. Ц-290/12); 20 – биотит из нефелинового сиенита (обр. К-17). Прочерк – не определялось. ICP MS анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН в 2004 г., г. Иркутск (аналитики М.Е. Маркова, Т.А. Ясныгина, Ю.М. Малых).

тами и сиенитами. В последних, как видно из табл. 2, установлены Sr и Ni, составляющие 21.5 и 20 мкг/г, а в ийолитмельтейгитах и ийолитах обнаружен Co в количестве 2.12–12.19 мкг/г и выявлены кларковые и более низкие содержания (мкг/г) Li (5.1–36), Rb (15–71) и Be (2.6–3.3). Выяснилось также, что кокшаровские ийолитмельтейгиты и ийолиты отличаются от нефелиновых сиенитов (при содержании Sr 780–1752 мкг/г) существенно более высокой (в 5–10 раз) насыщенностью Co, Nb, Ta и Mo при пониженной концентрации (в 1.5 раза) Zr и (на порядок) – Pb и Ba. При этом более высокое содержание циркония в нефелиновых сиенитах согласуется с присутствием в них эвдиалита, а концентраторами бария являются нефелин (0.4–0.6 мас. % Ba), слагающий до 40 % породы, и эвдиалит, содержащий 1–3 мас. % Ba [2]. Эти две группы пород также заметно различаются по общей насыщенности РЗЭ, которых в нефелиновых сиенитах оказалось гораздо меньше (10.5–48.6 мкг/г).

Кокшаровские кальцитовые карбонатиты характеризуются стабильным составом редких элементов в связи с наличием в них одних и тех же примесных минералов (главным образом апатита, альбита, калишпата и сфена). В этом отношении они оказались близки карбонатитам Жидойского массива [8], который в петрографическом отношении в целом (включая перовскитовые пироксениты) подобен Кокшаровскому. Среди пород последнего карбонатиты выделяются максимальными содержаниями Sr (0.6–0.9 мас. %), а также (мкг/г) Y (80–104), Pb (6.8–89) и величиной Ba/Rb отношения (110–237), по сравнению с рудными пироксенитами, ийолитами и сиенитами (мкг/г, соответственно): Sr (108–1590), Y (0.6–28), Pb (0.4–5.6), Ba/Rb (17–120). Карбонатиты Жидойского и Кокшаровского массивов содержат сходные количества Rb, Cs, элементов группы Fe, близки по насыщенности Sr (7700 и 7292 г/т), но кокшаровские оказались в 2 раза беднее Ba (до 636 мкг/г) и содержат меньше РЗЭ (до 1619 мкг/г). В целом, по уровню концентрации Sr, Ba и сумме РЗЭ кокшаровские карбонатиты, как и жидойские, попадают в группу магматических карбонатитов [16].

Как следует из табл. 3 и рис. 3, большинство пород Кокшаровского массива характеризуется устойчивым преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. Минимальные содержания РЗЭ установлены в рудных пироксенитах (41.2–49.1 мкг/г) и нефелиновых сиенитах (10.7–48.6 мкг/г), также невысоким оказалось в них и $(La/Yb)_N$ отношение. Для рудных пироксенитов это позволяет предполагать кумулятивную природу, а нефелиновые сиениты, возможно, представляют собой дериваты поздней стадии дифференциации, прогрессивно обедненные РЗЭ в результате

коровой контаминации, в пользу чего свидетельствует заметная положительная аномалия Eu и низкое содержание РЗЭ в биотите этих сиенитов (табл. 3). Значительно более высокий уровень содержания РЗЭ установлен в перовскитовых клинопироксенитах (свыше 1300 мкг/г) и в апатитсодержащих сфен-керсутитовых пироксенитах, переходных к авезакитам (754–991 мкг/г). В первых это обусловлено составом вкрапленного перовскита, предельно насыщенного РЗЭ, а в переходных к авезакитам породах – с присутствием в них сфена, содержащего повышенные концентрации РЗЭ (табл. 3), что привело к увеличению содержания этих элементов, по сравнению с рудными пироксенитами, в 20 раз. В результате кривые распределения РЗЭ в перовскитовых и керсутитовых пироксенитах достигли уровня концентраций их в карбонатитах и ийолитмельтейгитах (рис. 3), а $(La/Yb)_N$ отношение в них возросло от 16, как в ийолитах, до 52, как в некоторых из карбонатитов. В карбонатитах Кокшаровского массива суммарное количество РЗЭ достигает 1619 мкг/г, т.е. более чем в 30–40 раз превышает их содержание в рудных пироксенитах или нефелиновых сиенитах и в 3–10 раз выше, чем в сфен-керсутитовых пироксенитах, ийолитах и ийолитмельтейгитах, что связано с присутствием в них апатита, сумма РЗЭ в котором составляет 5200 мкг/г (табл. 3). Этим же объясняется характерное для карбонатитов максимальное среди пород Кокшаровского массива обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых – $(La/Yb)_N$ до 36.8–51.0 (табл. 3), при этом количество La превышает его концентрацию в хондритах в 1500–1800 раз. Спектр нормированного распределения РЗЭ в кокшаровских карбонатитах занимает промежуточное положение между пироксенит-карбонатитовыми массивами Ингили и Арбарастах Алданской провинции [33]. В этом отношении они оказались идентичны карбонатитам Жидойского массива как в части легких РЗЭ (соответственно La 360–447 и 419 мкг/г; Ce 609–758 и 804 мкг/г), так и по содержанию тяжелых (Yb 5.75–7.53 и 6.05 мкг/г; Lu 0.82–1.13 и 0.99 мкг/г).

ГЕНЕЗИС КОКШАРОВСКИХ КАРБОНАТИТОВ

Предварительные свидетельства в пользу эндогенной природы кокшаровских карбонатитов были получены Н.В. Владыкиным [1] на основе информации по изотопии кислорода, углерода, неодима и стронция. Не противоречат им и наши новые, более представительные данные по изотопии кислорода, углерода (табл. 4) и стронция (табл. 5). Как видно на рис. 4, большинство фигуративных точек, отвечающих кокшаровским карбонатитам, разместилось в области полей первичных изверженных карбонати-

Таблица 3. Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Кокшаровского массива (мкг/г).

Лантаноиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	4.36	4.82	271	79	121	150	124	85	25.7	2.53
Ce	15.1	14.0	562	192	231	372	295	163	63	4.47
Pr	2.81	2.32	67.7	25.4	25.7	52.1	42.5	19.2	8.35	0.51
Nd	14.2	11.1	265	118	96.0	224	180	69	32.4	1.87
Sm	4.03	2.76	44.3	21.4	14.3	39.0	35.8	11.6	6.12	0.28
Eu	1.07	0.79	12.8	6.05	3.71	11.5	9.52	3.38	1.78	0.36
Gd	3.15	2.25	37.7	18.6	11.4	33.1	28.1	9.20	4.73	0.21
Tb	0.43	0.30	4.75	2.30	1.40	4.31	3.51	1.15	0.64	0.027
Dy	2.07	1.46	22.7	11.3	6.96	22.8	18.4	6.00	3.13	0.15
Ho	0.38	0.26	3.58	1.80	1.26	4.00	3.18	1.06	0.59	0.031
Er	0.76	0.59	7.62	4.01	3.27	9.55	7.55	2.38	1.40	0.069
Tm	0.11	0.08	0.75	0.42	0.51	1.09	0.91	0.31	0.18	0.01
Yb	0.56	0.37	3.51	2.37	3.74	6.45	5.03	1.83	1.05	0.055
Lu	0.11	0.05	0.44	0.35	0.81	0.86	0.63	0.22	0.14	0.003
Сумма	49.14	41.15	1303.85	483.00	521.06	930.76	754.13	373.33	149.21	10.575
(La/Yb) _N	5.2	8.7	51.6	22.3	21.6	15.5	16.4	31.1	16.3	30.7

Лантаноиды	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	447	405	374	360	13.0	6652	467	567	1127	0.77
Ce	758	700	661	631	21.7	14022	1364	1507	2442	0.73
Pr	66	74	64	62	2.18	1561	193	231	260	0.11
Nd	238	274	231	222	6.69	4624	827	989	953	0.38
Sm	32.4	38.7	30.9	37.1	1.13	669	170	179	153	0.11
Eu	9.45	11.2	8.78	8.39	0.53	188	44.3	52.6	37.6	0.0125
Gd	28.0	33.4	26.0	29.4	0.95	520	129	158	121	0.05
Tb	3.34	4.01	3.23	3.64	0.13	62.1	15.9	20.8	16.0	0.01
Dy	17.7	22.8	18.8	20.5	0.71	282	76	109	75.5	0.06
Ho	3.25	4.00	3.24	3.78	0.16	39.8	12.2	18.3	11.2	0.01
Er	7.78	9.75	7.71	8.45	0.49	73.8	25.4	43.6	25.8	0.02
Tm	1.13	1.40	1.12	1.21	0.09	7.16	2.69	5.36	2.42	0.00
Yb	5.85	7.53	5.87	5.62	0.71	31.5	12.3	25.1	13.5	0.05
Lu	0.87	1.00	0.82	0.99	0.15	3.60	1.27	3.31	1.44	0.01
Сумма	1618.77	1586.79	1436.38	1394.08	48.62	28735.0	3340.06	3090.07	5239.46	2.3225
(La/Yb) _N	51.0	35.8	42.5	42.8	12.3	140.7	25	15.0	55.6	15.4

Примечание. Порядковые номера 1–20, названия пород и минералов соответствуют табл. 2. ICP MS-анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск, 2004 г. (аналитики М.Е. Маркова, Т.А. Ясныгина, Ю.М. Малых).

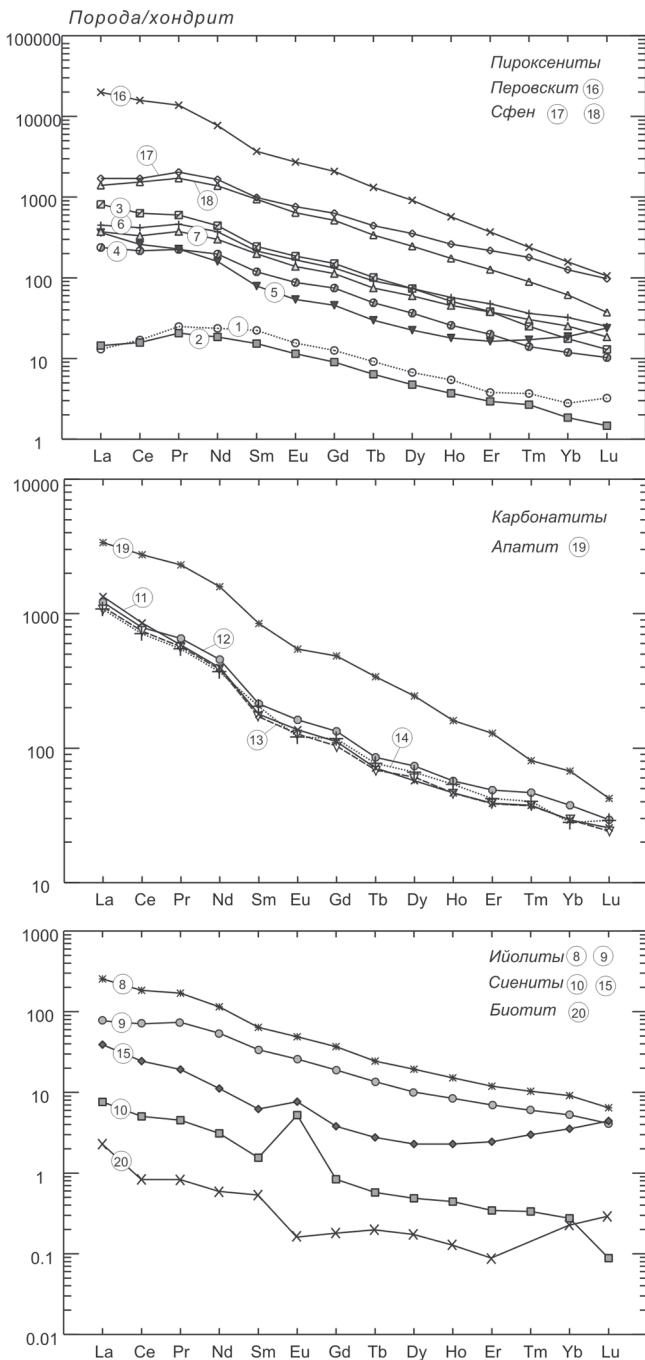


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива.

Порядковые номера соответствуют табл. 3. Значения для нормирования на состав хондрита взяты по [31].

тов [22, 26, 27]. Проведенный же анализ распределения РЗЭ в образованиях Кокшаровского массива, который показал наличие всех переходных разностей по насыщенности лантаноидами между лейкократовыми и меланократовыми породами, позволяет заключить, что практически все они, начиная от кар-

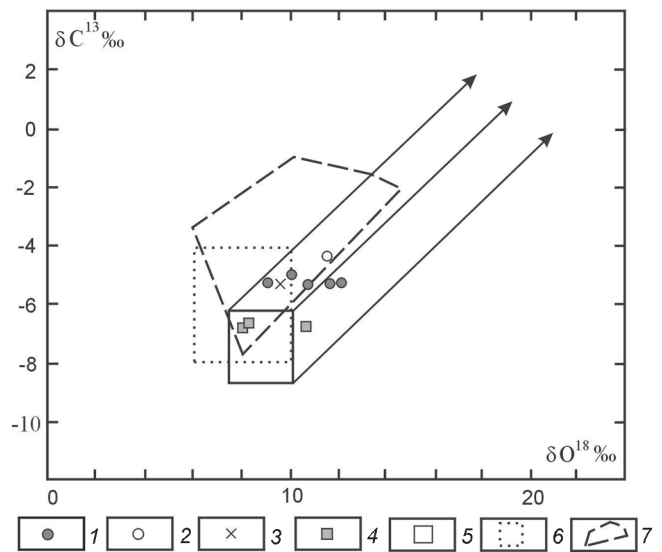


Рис. 4. Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатах Кокшаровского массива.

1-2 – Кокшаровский массив (1 – по табл. 4; 2 – по [33]); 3 – Арбарастахский и 4 – Ингилийский массивы, по [33]; 5 – поле ювенильных карбонатов массива Ока с линиями трендов дифференциации, по [26]; 6 – область первичных изверженных карбонатов, по [27]; 7 – поле интрузивных и субвулканических карбонатов, по [22].

Таблица 4. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Кокшаровского массива (‰).

Образцы	1	2	3	4	5
$\delta^{13}\text{C}$ pdb	-5.2	-5.1	-5.1	-5.1	-4.9
$\delta^{18}\text{O}$ smow	10.2	9.0	10.7	11.3	10.0

Примечание. 1-5 – соответственно обр.: К-22, Ц-290/12, Ц-290/14, Ц-290/15, Ц-290/16. Анализ выполнен на масс-спектрометре Finnigan Mat-252 в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток, 2004 г.), аналитик Т.А. Веливецкая.

Таблица 5. Изотопные отношения стронция в пироксенитах и карбонате Кокшаровского массива.

№ п/п	Порода, минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Сфен из титаномагнетитового пироксенита	0.703612±12
2	Титаномагнетитовый пироксенит	0.703775±10
3	Титаномагнетитовый пироксенит	0.703858±15
4	Сфен-роговообманковый пироксенит (авезакит)	0.703988±14
5	Карбонатит	0.703703±11

Примечание. 1-5 – соответственно обр. Ц-435а, К-15/1, К-14, К-13, Ц-290/14. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили $0,710229 \pm 0,00002$. Результаты измерений приведены в пересчете на значение стандарта 0,71025. Анализы выполнены на масс-спектрометре "Finnigan MAT 262" в Иркутском центре коллективного пользования, Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 2006 г. (аналитики Н.Н. Фелелов, Е.В. Саранина).

бонатитов с авезакитами и кончая ийолитмельтейгитами и пироксенитами, могут представлять собой результат жидкостного магматического разделения исходного расплава в глубинной магматической камере, ограниченно проявленного также в месте становления массива. Из этого же родоначального расплава в результате ликвации, осложненной кристаллизационной дифференциацией, осуществлявшейся на глубине в промежуточной камере, сформировались, по видимому, и многочисленные жильные тела щелочных пород и нефелиновых сиенитов. В пользу высказанного предположения свидетельствует вышеприведенная информация о проявлении ликвации в лавах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня [19] с образованием лейкократовых щелочных пород. Подтверждают это заключение и литературные данные о непосредственных находках ликвационных глобулей карбонатитового состава в феолитах Маймеча-Котуйской провинции [4] и нефелинитах Восточной Африки [29]. Не противоречат этому выводу и результаты впервые проведенного расчетного моделирования частичного плавления мантийного источника при образовании кокшаровских авезакитов и карбонатитов.

Теоретически, как предполагается [5, 6], при метасоматическом взаимодействии мантии с карбонатными расплавами и флюидами должно происходить образование клинопироксена, оливина и небольшого количества кальцита. В результате мантийный субстрат из первоначально лерцолитового или гарцбургитового преобразуется в верлитовый, из которого, по данным экспериментов в синтетических многокомпонентных системах [15, 30], возможно образование карбонатитовых расплавов. Так, расплавы с высоким содержанием СаО (свыше 15 %) были получены, например, при частичном (свыше 30 %) плавлении верлитизированного источника, содержащего около 7 % ортопироксена [10, 30]. По данным других авторов [32], карбонатитовые расплавы могут образоваться и при более низких степенях частичного плавления – менее 10 % (вплоть до 0.1–1 %), что может воспрепятствовать их отделению от метасоматизированного субстрата с последующей кристаллизацией этих карбонатитовых выплавов в виде тончайших пленок, фиксируемых в ряде природных объектов океанических островов [7]. Как показывает моделирование частичного плавления с использованием уравнения Д. Шоу [35], существенно иной результат получится, если исходить из данных по распределению микроэлементов между природными минералами и карбонатитовыми расплавами.

Так как сфен-роговообманковые пироксениты и карбонатиты Кокшаровского щелочно-ультраоснов-

ного массива имеют весьма высокие содержания легких РЗЭ, в 500–2000 раз превышающие насыщенность ими хондрита (табл. 3), предполагается присутствие в их мантийном источнике минералов с высокими концентрациями легких РЗЭ, таких как перовскит и апатит. В связи с этим содержания несовместимых микроэлементов в источнике рассчитывались (Рассказов С.В., Ясныгина Т.А.) на основе состава недифференцированной мантии, по [31], к которому были добавлены соответствующие доли перовскита и апатита, для чего использовались составы апатитов из метасоматизированных лерцолитов, по [34], а также перовскита и апатита из кокшаровских перовскитового клинопироксена и карбонатита, соответственно (табл. 3). Использованные при расчетах коэффициенты распределения взяты в работах [9, 21, 22, 23, 25].

В результате моделирования равновесного частичного плавления выяснилось, что микроэлементный состав сфен-керсутитового пироксена (обр. К-13; табл. 1–3) в целом соответствует трех-четырёхпроцентной выплавке из верлитизированного мантийного источника, содержащего оливин (15 %), ортопироксен (22 %), клинопироксен (40 %), гранат (1 %), перовскит (2 %) и апатит (20 %) (рис. 5). При этом предполагается, что присутствие в источнике водосодержащих амфибола и флогопита в небольших количествах (до 2–3 %) не влияет на результаты микроэлементного моделирования. Более высокое содержание Ti в указанном пироксените (обр. К-13; табл. 1), по сравнению с модельными выплавками из верлитовой мантии, может быть связано, вероятно, с тем, что при расчетах использовались коэффициенты распределения, определенные при давлении 3 ГПа [25], для которого характерны более низкие содержания титана, нежели при давлениях, при которых, видимо, возникали расплавы кокшаровских клинопироксенитов.

Как свидетельствуют эксперименты [15], при увеличении давления в клинопироксене уменьшается насыщенность титаном и возрастает содержание натрия. В результате в умеренно высокотемпературных условиях образуются основные и ультраосновные расплавы с менее высоким отношением TiO_2/Na_2O , в отличие от менее глубоких выплавов, из которых, по видимому, кристаллизовались кокшаровские клинопироксениты, содержащие 5–8 мас. % TiO_2 и характеризующиеся повышенными значениями отношения TiO_2/Na_2O (табл. 1).

В отличие от авезакитовых расплавов, непосредственное выплавление карбонатитов Кокшаровского массива из мантийных пород, как показывают расчеты, представляется маловероятным. Так, с ис-

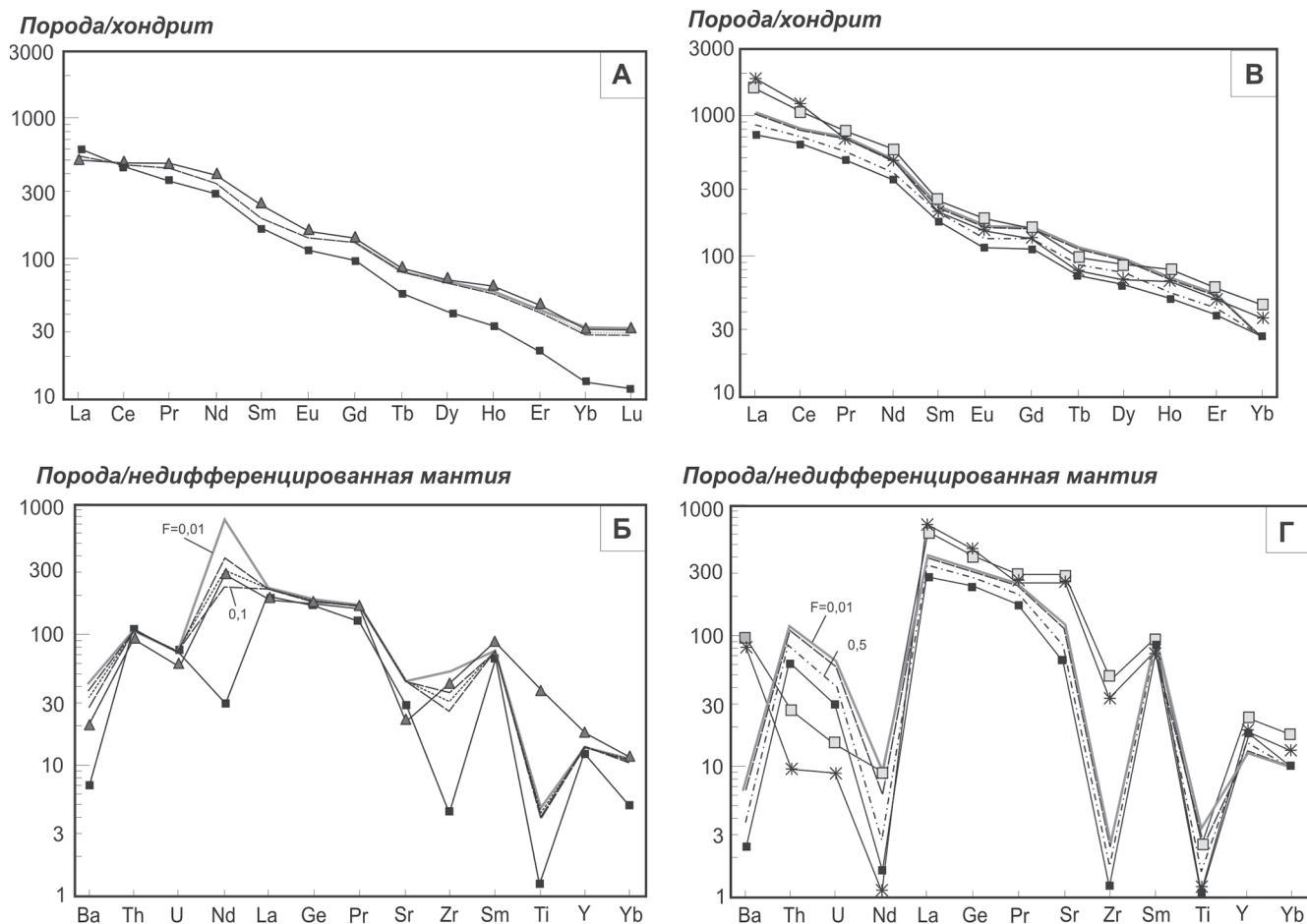


Рис. 5. Нормированные спектры редкоземельных (А, В) и несовместимых (Б, Г) элементов в авезаките, обр. К-13 (А, Б – ▲) и карбонатитах, обр. Ц-290/12 и Ц-290/14 (В, Г – ✱, □) Кокшаровского массива в обогащенных (верлитизированных) мантийных источниках (черные квадратики) и в выплавках из метасоматизированной мантии (линии без маркеров) при разных степенях частичного плавления F . Значения для нормирования взяты по [31].

пользованием коэффициентов распределения минерал/карбонатный расплав, согласно [20, 24, 37], на основе содержаний РЗЭ был смоделирован источник для карбонатитов, включающий оливин (10 %), ортопироксен (3 %), клинопироксен (57 %), флогопит (5 %), гранат (5 %), апатит (20 %) при величине степени частичного плавления до 10 % (рис. 5). Однако кокшаровские карбонатиты характеризуются более высокими содержаниями Ba, Sr, Zr, Y, La, Ce и, напротив, пониженными концентрациями Th и U, по сравнению с выплавками из подобного мантийного источника как при равновесном, так и при фракционном плавлении. При этом, если содержания отдельных элементов (Sr, La, Ce и др.) в кокшаровских карбонатитах можно объяснить повышенным их содержанием в природном источнике, по сравнению с модельным, то микроэлементные отношения в них, такие как Nb/Zr, Ba/Sr и La/Sm, не удалось получить путем моделирования частичного плавления даже

при очень широких вариациях модального состава мантийного источника с изменением соотношений клинопироксена, перовскита, флогопита, апатита и граната. Если в карбонатитах Кокшаровского массива отношение Nb/Zr составляет 0.002–0.012 (с преобладанием низких значений), а Ba/Sr отношение равно 0.06–0.10, то в модельных расплавах первое из них не бывает ниже 0.08, а второе – не превышает 0.05. Из всех рассматриваемых пород Кокшаровского массива карбонатиты имеют наиболее высокое La/Sm отношение (9.7–13.8), сопоставимое только с La/Sm отношением в луврите из дайки (11.6), который не является прямым продуктом кристаллизации выплавки из мантийного источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании новой информации по кислородно-углеродной изотопии в кокшаровских карбонатитах ($\delta^{18}\text{O} = 9.0 \div 11.3 \text{ ‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -4.9 \div -5.2 \text{ ‰}$) и соот-

ношению изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.703612-0.703988$) в карбонатитах и родственных магматических образованиях в совокупности с геологическими наблюдениями и ранее опубликованными данными по изотопии неодима и стронция в карбонатитах и ийолитах этого интрузива [1] предполагается магматическое – ликвационное – происхождение кокшаровских карбонатитов. В пользу этого свидетельствует и впервые полученная нами информация о распределении РЗЭ в породах Кокшаровского массива. При устойчивом преобладании легких РЗЭ над тяжелыми, наименее насыщенными РЗЭ среди них являются рудные клинопироксениты (до 49 мкг/г) и нефелиновые сиениты (до 48.6 мкг/г), что, возможно, обусловлено кумулятивной природой первых и прогрессивной обедненностью вторых в результате коровой контаминации на поздней стадии дифференциации. Последняя, возможно, объясняет и положительную европиевую аномалию, обнаруженную в дайковых луаврит-порфире и нефелиновом сиените, а также очень высокое содержание в биотите последнего Rb (416.1), Cs (3.98), Be (3.81) (мкг/г) при резко пониженном количестве РЗЭ – 2.32 мкг/г (табл. 3, рис. 3). Существенно более обогащены РЗЭ ийолитмельтейгиты (373 мкг/г), краевые сфен-керсутитовые пироксениты, переходные к авезакитам (более 930 мкг/г), и перовскитовые пироксениты (свыше 1300 мкг/г), а в карбонатитах суммарное количество РЗЭ достигает 1619 мкг/г.

Наличие всех переходных разностей по насыщенности лантаноидами между ийолитами, сфен-керсутитовыми и перовскитовыми пироксенитами, а также карбонатитами Кокшаровского массива позволяет предположить, что образовались они в результате жидкостного магматического расслоения исходного щелочно-ультраосновного расплава, близкого по химическому составу к сфен-керсутитовым пироксенитам (авезакитам), но менее титанистого и железистого, чем состав, приведенный в табл. 1. Последний, судя по высокому содержанию P_2O_5 (1.71 мас. %), искажен, по-видимому, присутствием закритализованного титаномагнетит-апатитового ликвата. Из этого же расплава, преобразованного в результате ликвации, осложненной кристаллизационной дифференциацией в глубинной промежуточной магматической камере, сформировались, вероятно, и многочисленные жильные тела фойяитов, миаскиитов, луавритов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Судя по результатам микроэлементного расчетного моделирования, кокшаровские сфен-керсутитовые пироксениты соответствуют составу 3–4 % выплавки из верлитизированного мантийного источника, содержащего оливин (15 %), ортопироксен (22 %), клинопироксен (40 %), гранат (1 %), перовскит (2 %) и

апатит (20 %). Непосредственное же выплавление карбонатитов из мантийных пород, как следует из расчетов, представляется маловероятным.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (интеграционный проект № 06-2-СУ-08-005) и РФФИ (грант № 06-05-96106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис... д-ра геол.-минер. наук в виде науч. докл. Иркутск, 1997. 80 с.
2. Залищак Б.Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 115 с.
3. Зимин С.С., Старков Г.Н., Щека С.А., Погорелова М.Г. О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 194–196.
4. Когарко Л.Н. Роль сульфидно-карбонатно-силикатной и карбонатно-силикатной ликвации в генезисе Са-карбонатитов // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов: Иркутск-Владивосток, 2002. С. 43–53. (Труды II междунар. семинара)
5. Когарко Л.Н. Двустадийная модель генезиса океанских карбонатитов на примере о-ва Монте-Клара (Канарский архипелаг) // Геохимия. 2003. № 9. С. 917–922.
6. Когарко Л.Н., Kurat G., Ntaflou T. Карбонатный метасоматизм мантии острова Фернандо де Наронья, Бразилия // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами: Труды IV междунар. семинара. Иркутск – Улан-Удэ, 2004. С. 35–54.
7. Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 12. С. 1234–1245.
8. Конев А.А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М.: Наука, 1970. 84 с.
9. Литасов К.Д. Геохимические модели развития мантийных магматических систем по данным изучения глубинных ксенолитов Витимского и Удоканского вулканических полей (Восточное Забайкалье): Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 292 с.
10. Маракушев А.А. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1993. 320 с.
11. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука, 1994. 381 с.
12. Октябрьский А.Т., Пискунов Ф.А., Бурьянова И.З. Щелочные породы Кокшаровского массива // Информ. сб. № 1. Владивосток: ПГУ, 1960. С. 49–60.
13. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. 265 с.
14. Руб М.Г., Руб А.К., Чистякова Н.И. и др. Ультраосновные щелочные породы Кокшаровского массива (Приморье) как потенциальный источник титана // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 21–36.
15. Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Нтафлос Т., Бюхли Р. Субщелочные базальты плато Путорана (Восточная Сибирь) – условия магмаобразования и потенциальная температура мантийного плюма // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 1. С. 107–110.

16. Саймойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 189 с.
17. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИИ – Природа, 2003. 494 с.
18. Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М. Платино-металлическая минерализация Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР, 1991. Т. 321, № 5. С. 710–714.
19. Щека С.А., Вржосек А.А., Гребенников А.В., Савада И. Еще раз о ликвации природных силикатных расплавов // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 81–92.
20. Blundy J., Dalton J. Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems and implications for mantle metasomatism // Contrib. Miner. Petrol. 2000. V. 139. P. 356–371.
21. Chazot G., Menzies M.A., Harte B. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: Implications for wet melting of the lithospheric mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 423–437.
22. Deines P., Gold D.P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 1709–1733.
23. Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., et al. Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 629–638.
24. Gregoire M., Moine B.N., O'Reilly S.Y. et al. Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean) // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 477–509.
25. Hart S.R., Dunn T. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // Contrib. Miner. Petrol. 1993. V. 113. P. 1–8.
26. Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol. 1986. V. 57. P.41–62.
27. Keith M.L., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 1787–1816.
28. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // Mineral. Magazine. 1988. V. 52, N 364. P. 43–55.
29. Kjarsgaard B.A., Peterson T.D. Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole Volcano, East Africa // Miner. and Petrol. 1991. V. 43. P. 293–314.
30. Kogiso T., Hirschmann M.M. Experimental study of clinopyroxene partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions // Contrib. Miner. Petrol. 2001. V. 142. P. 347–360.
31. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
32. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study of the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 481–504.
33. Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H. et al. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk, 2001. P. 69–84.
34. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.
35. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. V. 34. P. 237–243.
36. Shcheka S.A., Vrzhosek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymchite-picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatiite and Japanese picrite suites // Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism. Khabarovsk, 2003. P. 184–200.
37. Sweeny R.J., Prozesky V., Przybylowicz W. Selected trace and minor element partitioning between peridotite minerals and carbonatite melts at 18–46 kb pressure // Geochim. Cosmochim. acta. 1995. V. 59. P. 3671–3683.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

***R.A. Oktyabrsky, A.A. Vrzhosek, A.M. Lennikov, T.A. Yasnygina, S.V. Rasskazov,
Ye.Yu. Moskalenko, T.A. Velivetskaya***

Geochemistry of magmatic rocks of the Koksharovka alkali-ultrabasic massif (Primorye), and results of microelement modeling

The paper presents new geochemical information on magmatic rocks of the Koksharovka Late Jurassic alkali-ultrabasic massif. Deposits of vermiculite, apatite, and vanadium-bearing titanomagnetite are related to this massif, and placer isoferroplatinum has been also detected. Based on the data first obtained on the rare-earth geochemistry as well as strontium and oxygen-carbon isotopy of carbonatites and associated ijolites and clinopyroxenites together with geological observations made it possible to substantiate the magmatic origin of the Koksharovka carbonatites. The problems of the provenance of the accompanying magmatic rocks are discussed. The microelement modeling of partial melting of the mantle sources has been done to elucidate the genesis of melts of the Koksharovka carbonatites and the hosting sphene-hornblende pyroxenites. The first results of the modeling are given.

***Key words:* alkali-ultrabasic rocks, carbonatites, rare-earth geochemistry, Koksharovka, Primorye.**