

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОКШАРОВСКОГО ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА С КАРБОНАТИТАМИ (ПРИМОРЬЕ)

© 2010 г. Р. А. Октябрьский*, Н. В. Владыкин**, А. М. Ленников*,
А. А. Вржосек*, Т. А. Ясныгина***, С. В. Рассказов***,
Е. Ю. Москаленко*, Т. А. Веливецкая*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022, Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159
e-mail: anortozit@mail.ru, galgen51@mail.ru

**Институт геохимии СО РАН
664033 Иркутск, ул. Фаворского, 1а
e-mail: vlad@igc.irk.ru.

***Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
e-mail: ty@crust.irk.ru, rassk@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 29.10.2008 г.

Обсуждаются новые геохимические данные по магматическим образованиям Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива позднеюрского возраста, полученные методом ICP-MS. На основании первых определений по редкоземельной геохимии карбонатитов и ассоциирующих пироксенитов в совокупности с результатами геологических наблюдений обосновывается магматическое происхождение кокшаровских карбонатитов и рассматриваются вопросы формирования сопутствующих магматических пород.

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы, обрамляющей с севера и востока Ханкайский кристаллический массив, уже более 30 лет известна щелочно-ультраосновная магматическая формация юрского возраста [1, 2 и др.]. Она представлена разнообразными вулканическими проявлениями меймечит-пикритового состава, которые на заключительном этапе сопровождались формированием щелочно-ультраосновных интрузивов, большинство из которых дифференцированы от дунитов до габбро и часто имеют концентрически-зональное строение. Установлено также закономерное изменение состава магматических образований (интрузивных и комагматичных эффузивов) в направлении обогащения их щелочами и развития 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 фонолиты ликвационного происхождения [3]. В Кокшаровском же интрузиве, обнаруженном и описанном в 60-годы прошлого века, помимо пироксенитов получили развитие породы сиенитового ряда, а также в единственном

пока из ультраосновных массивов Сихотэ-Алиня установлены карбонатиты [4].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВА

Кокшаровский щелочно-ультраосновной массив располагается в бассейне р. Усури, южнее пос. Кокшаровка Приморского края (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 складчатости вмещающих пород. Район его локализации принадлежит к Сихотэ-Алинской складчатой системе. 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].

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

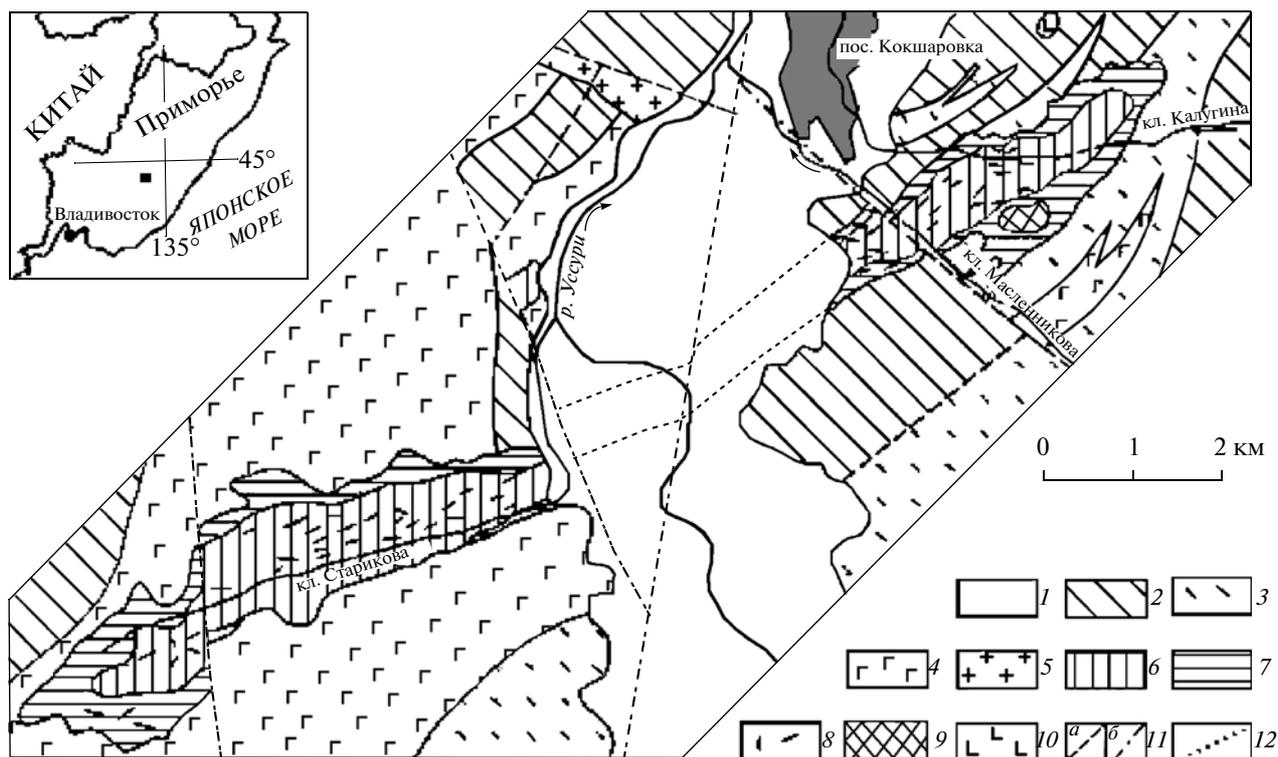


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива, по [4, 5].

1 – аллювиальные отложения (Q_{1-4}), 2–4 – кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения (Т-Ј) 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 габбро-диабазы (J_2); 11 – разрывные нарушения установленные (а) и предполагаемые (б) под аллювиальными отложениями; 12 – контуры пироксенитового тела под аллювиальными отложениями, предполагаемые по геофизическим данным.

(10–15%) и апатитом (от 4–5 до 10–12%). В рудных пироксенитах количество титаномагнетита (иногда не распавшегося с содержанием TiO_2 до 19 мас. %) достигает 20–30%. Одновременно в них возрастает и количество сфена (до 10–20%). Продукты распада твердого раствора в титаномагнетите представлены плеонастом, улвошпинелью и ильменитом с содержанием MgO до 7.6 мас. % [5].

Большая часть мелко- и среднезернистых пироксенитов краевых фаций массива, т.н. авезакитов [6], обогащенных амфиболом и сфеном, сложена зональным титанистым авгитом. Последний нередко окаймлен эгирин-авгитом и эгирином, а местами также замещается последовательно керсутитом, гастингситом и арфведсонитом с появлением интерстициальных калишпата, альбита и нефелина. Количество керсутита в типичных авезакитах превышает содержание пироксена и достигает 50–70%. Площадь, занятая авезакитами, составляет не менее 30% общей площади массива. Другие разновидности пироксенитов – якупирангиты и перовскитовые встречаются редко.

Собственно щелочные породы в Кокшаровском массиве представлены маломощными жилами (до 0.5–0.7 м) и дайками (до 20–25 м), приуроченными, в основном, к его юго-западной части. Сложены они мелкозернистыми эгириновыми и среднезернистыми эгирин-авгитовыми (с гастингситом) ийолит-мельтейгитами и ийолитами, средне-крупнозернистыми фойяитами, миаскитами, луавритами (с эвдиалитом), луавритовыми порфирами, 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 менее 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-крупнозернистая, при этом в отдельных образцах зерна карбоната имеют лейстовидную форму и порода приобретает своеобраз-

ную трахитоидность. По составу кокшаровские карбонатиты – существенно кальцитовые породы, содержащие апатит, сфен, эгирин-авгит, гастингсит, биотит, титаномагнетит, альбит, калишпат и кварц.

Помимо описанных выше пород, в Кокшаровском массиве предполагается также наличие дунитов, возможно, в виде ксенолитов среди пироксенитов либо более крупных выходов, перекрытых аллювием р. Усури (рис. 1). Свидетельством их присутствия являются обнаруженные [7] в элювии и делювии соответственно угловатые и окатанные зерна маложелезистой (9–10 мас. % Fe) и низкоокислительной (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 с дунитовым ядром [8].

Фенитизация вмещающих пород в связи с Кокшаровским щелочно-ультраосновным интрузивом проявилась неравномерно, а ширина ее зон не превышает нескольких десятков метров [4]. Это обстоятельство, а также наличие нераспавшегося высокотитанистого титаномагнетита в пироксенитах [5] в совокупности с вышеотмеченными трахитоидными текстурами в карбонатитах при наличии широко проявленного ореола ороговикования вмещающих пород свидетельствуют о слабой эродированности Кокшаровского интрузива (< 1 км).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД МАССИВА

Химический состав пород массива представлен в табл. 1. Для пироксенитов (анализы 1–4) характерны высокие содержания титана, которые реализуются в титаномагнетите. Из-за разных содержаний титаномагнетита варьируют концентрации SiO_2 в пироксенитах. Для сфеновых разновидностей пироксенитов характерны более низкие содержания MgO и повышенные – Al_2O_3 . Ийолиты (анализы 9–10) характеризуются незначительными вариациями концентраций TiO_2 , MgO , Na_2O , K_2O . Наблюдается обратная корреляция содержаний Al_2O_3 и CaO в ийолитах. В сиенитах (анализы 11–23) SiO_2 варьирует в значительных пределах – от 50 до 60%, Al_2O_3 – от 16 до 23%, Na_2O – от 6 до 12% при значительном преобладании натрия над калием. По соотношениям щелочных элементов сиениты Кокшаровского массива относятся к Na-формации, по сравнению с K-сиенитами Жидойского массива. Содержания CaO в сиенитах низкие (0.1–2%) и редко поднимаются до 4%. Большинство даек сиенитов относится к агапитовым разновидностям, некоторые содержат видимые включения эвдиалита.

Карбонатиты (анализы 5–8) относятся к кальцитовым разновидностям с очень незначительным содержанием MgO . Повышенные концентрации в них SiO_2 и K_2O реализуются в калишпате. Содер-

жание P_2O_5 в карбонатитах варьирует в пределах 0.9–2.4%, что характерно для кальцитовых карбонатитов.

На рис. 2 представлены парные корреляции петрогенных элементов в силикатных породах Кокшаровского массива. Наблюдаются единые тренды концентраций петрогенных элементов, что свидетельствует о гомодромности пород массива. Некоторый разрыв тренда точек составов между пироксенитами и сиенитами скорее всего свидетельствует о малом эрозионном срезе массива, которым вскрыты не все разновидности пород.

АНАЛИЗ КОНЦЕНТРАЦИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ МАССИВА

Как следует из табл. 2, в рудных пироксенитах Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива наблюдаются значительные вариации содержаний хрома в средне- и крупнозернистых пироксенитах (15 г/т) и в авезакитах (2.5 г/т), а также никеля в пределах 109–98 г/т и 3.0 г/т, главным минералом – концентратором которых является титаномагнетит. При этом концентрация Ni в кокшаровских породах в 2–3 раза превышает его содержания, установленные в пироксенитах щелочно-ультраосновных интрузивов Алданской и Саянской карбонатитовых провинций [9]. Несовместимые элементы присутствуют в кокшаровских магнетитовых пироксенитах, в сравнении с аналогами из вышеназванных интрузивов, в значительно меньших количествах (г/т): Nb (3.0–8.3), Sr (108–114), Ba (27–32), Zr (73–87) и Rb (1.3–1.6). Кокшаровские рудные пироксениты также содержат (г/т) Th (0.13–0.15) и U (0.09–0.17), характерные для всех пород этого массива и сконцентрированные, главным образом, в сфене (г/т) – 49.3 Th и 6.74 U (табл. 2). В связи с этим, по сравнению с магнетитовыми пироксенитами, сфен-роговообманковые разности – авезакиты обладают повышенными содержаниями (г/т) Sr – 436, Nb – 189, Th – 7.44 и U – 1.17 мкг/г. В тоже время, в отличие от рудных пироксенитов, высокие содержания Zr – 448 и Rb – 5.8 мкг/г сближают их к ийолитам и сиенитам. В последних же, как видно из табл. 2, установлены Sr и Ni, составляющие 21.5 и 20 г/т, а в ийолит-мельтейгитах и ийолитах обнаружен Co в количестве 2.1–12.1 г/т. Одновременно в них выявлены содержания средние для зеленой коры и более низкие (г/т): Li (5.1–36), Rb (15–71) и Be (2.6–3.3). Кокшаровские ийолит-мельтейгиты и ийолиты также отличаются от нефелиновых сиенитов (при содержании Sr 780–1752 г/т), существенно более высокой (в 5–10 раз) насыщенностью Co, Nb, Ta и Mo при пониженных концентрациях Pb (на порядок), Zr (в 1.5 раза) и Ba (на порядок). При этом более высокое содержание циркония в нефелиновых сиенитах реализуется в эвдиалите, а концентраторами бария являются нефелин (0.4–0.6 мас. % Ba), слагающий до 40% породы, и эвдиалит, содержащий 1–3 мас. % Ba

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

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	39.2	28.65	31.98	35.16	7.52	9.85	12.32	13.22	36.65	39.98	54.39	50.81	50.66
TiO ₂	5.15	7.69	7.26	7.46	0.23	0.5	0.31	0.28	1.99	1.58	0.44	1.24	0.86
Al ₂ O ₃	3.34	3.61	2.87	4.49	2.91	2.34	2.31	2.08	21.26	26.07	21.03	20.21	21.52
Fe ₂ O ₃	12.47	19.14	16.11	17.75	0.19	1.55	1.09	1.35	5.2	4.94	4.07	5.84	4.44
FeO	8.18	14.63	12.06	8.87	0.83	0.64	0.61	0.52	3.71	2.89	2.15	1.44	2.16
MnO	0.17	0.21	0.25	0.28	0.29	0.32	0.3	0.29	0.14	0.14	0.07	0.21	0.16
MgO	12.04	10.72	8.06	6.22	1.56	0.99	0.5	0.81	2.54	1.99	0.24	1.18	0.66
CaO	17.51	12.98	17.87	15.12	44.90	44.91	43.67	42.91	9.88	4.98	2.19	4.57	2.86
BaO	0.003	0.003	0.02	0.01	0.06	0.07	0.06	0.07	0.01	0.02	0.18	0.14	0.15
SrO	0.01	0.01	0.04	0.05	0.62	0.69	1.05	1.08	0.21	0.09	0.19	0.14	0.17
Na ₂ O	0.41	0.27	0.71	0.98	1.38	0.68	1.19	1.07	8.99	10.31	9.72	6.54	11.12
K ₂ O	0.08	0.04	0.14	0.3	0.14	0.15	0.33	0.23	2.87	3.37	1.43	3.88	4.72
P ₂ O ₅	0.19	0.02	2.86	1.71	0.93	2.37	1.3	2.0	0.6	0.13	0.06	0.24	0.15
H ₂ O ⁺	–	–	0.11	–	–	–	–	–	–	–	–	2.96	0.78
п.п.п.	1.1	1.71	–	1.75	37.98	34.96	35.13	34.03	5.4	2.94	3.58	–	–
Сумма	99.85	99.68	100.23	100.15	99.54	100.69	100.17	99.94	99.45	99.43	99.74	99.40	100.41

Оксиды	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	55.34	55.06	56.41	56.72	56.92	57.23	57.99	58.88	58.57	59.80
TiO ₂	0.27	0.27	0.27	0.23	1.41	0.23	0.31	0.28	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	23.15	22.42	23.30	22.88	16.16	21.82	20.59	21.49	20.06	20.80
Fe ₂ O ₃	3.29	3.17	2.49	2.57	2.64	3.37	3.00	3.03	3.98	2.91
FeO	1.08	1.26	1.98	1.26	4.67	0.90	1.80	1.26	0.45	0.90
MnO	0.10	0.09	0.10	0.11	0.19	0.10	0.13	0.15	0.12	0.08
MgO	0.44	0.47	0.53	0.05	1.20	0.34	0.52	0.05	0.29	0.17
CaO	1.13	1.00	0.87	0.26	4.40	0.65	1.18	0.15	0.40	0.40
BaO	0.25	0.21	0.14	0.14	0.22	1.04	0.09	0.08	0.09	0.08
SrO	0.16	0.15	0.07	0.6	0.17	0.05	0.14	0.05	0.07	0.05
Na ₂ O	8.14	10.55	6.73	11.94	5.34	10.13	9.32	11.79	10.94	10.73
K ₂ O	4.79	5.37	4.51	3.52	4.91	3.30	1.68	2.95	3.23	3.57
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.04	0.06	0.26	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03
H ₂ O ⁺	1.77	0.76	2.7	0.53	0.90	1.36	2.78	0.30	1.86	0.81
Сумма	99.96	100.83	100.14	100.33	99.43	100.57	99.58	100.49	100.26	100.49

Примечание. 1–3 – титаномагнетитовые клинопироксениты, 4 – сфен-керсутитовый клинопироксенит (авезакит), 5–8 – карбонатиты, 9–10 – ийолит-мельтейгиты, 11–23 – сиениты. Прочерк – не определялось. Анализы выполнены в ДВГИ ДВО РАН (2004 г.), аналитики Л.В. Недашковская и Л.А. Вржосек (1, 2, 4–11) и в Институте геохимии СО РАН (2003 г.), аналитики Л.Н. Матвеева и А.Л. Финкельштейн (3, 12–23).

. Эти две группы пород также очень заметно различаются по сумме редкоземельных элементов (РЗЭ), которых в нефелиновых сиенитах оказалось гораздо меньше (общее содержание 10.5–48.6 г/т).

Кокшаровские существенно кальцитовые карбонатиты (0.50–1.56 мас. % MgO) характеризуются стабильным составом редких элементов. В этом отношении они оказались близки карбонатитам Жидойского массива [10], который в петрографиче-

ском отношении имеет сходство с Кокшаровским. Среди пород Кокшаровского массива в карбонатитах наблюдаются максимальные содержания Sr (0.5–0.9 мас. %), а также Y (80–104 мкг/г), Pb (6.8–89 мкг/г), и величина Ba/Rb отношения (110–237) по сравнению с рудными пироксенитами, ийолитами и сиенитами (соответственно) Y – 0.6–28, Rb – 0.4–5.6, Ba/Rb = 17–120. Карбонатиты Жидойского и Кокшаровского массивов содержат сходные концентрации свинца, меди, элементов группы железа,

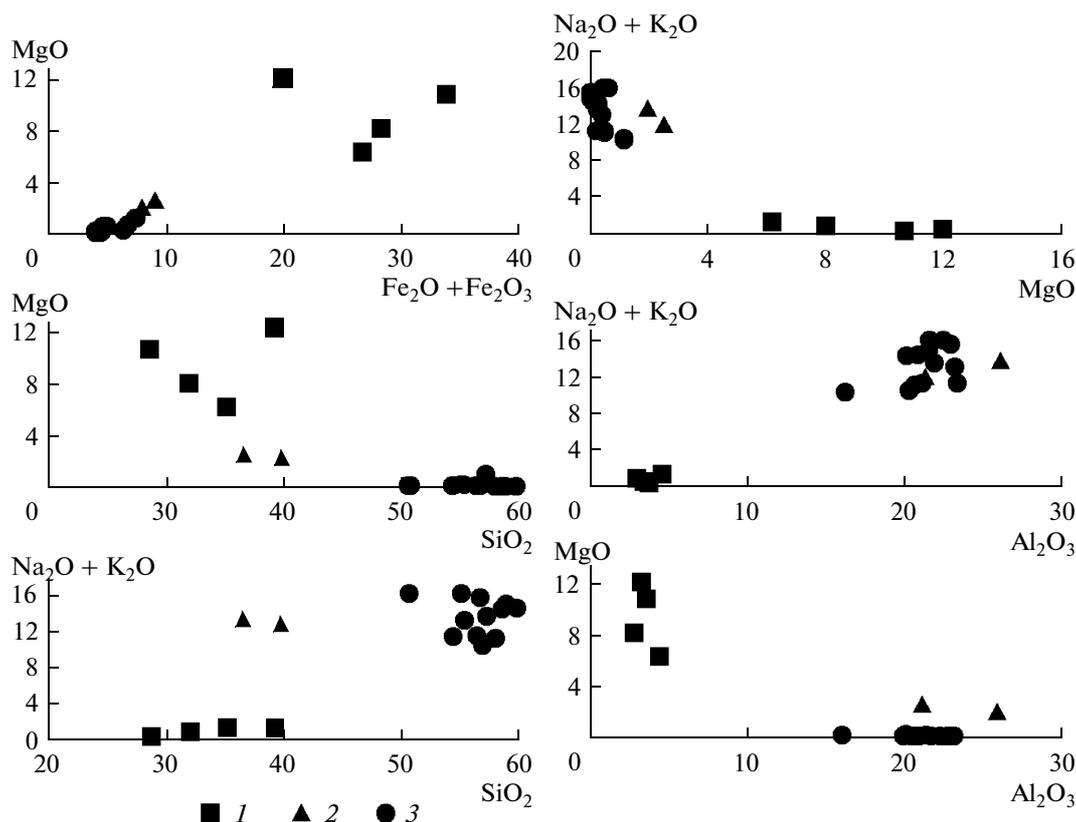


Рис. 2. Парные корреляции петрогенных элементов (мас. %) в силикатных породах Кокшаровского массива. 1 – пироксениты, 2 – ийолиты, 3 – сиениты.

близки по насыщенности Sr (5850 и 7292 г/т), но в кокшаровских карбонатитах присутствует в 2 раза меньше РЗЭ (1509 мкг/т) и намного большие концентрации Zr и Nb, характерные для карбонатитов.

Из спайдер-диаграмм для различных пород массива (рис. 3, график а) следует, что титаномагнетитовые пироксениты центральной части массива имеют близкие концентрации редких элементов, а приконтактные закаленные сфенсодержащие пироксениты (авезакиты) имеют те же тенденции связей между элементами, но при более высоких их концентрациях. Это свидетельствует о более высоком содержании редких элементов в исходной магме, чем в расплавах титаномагнетитовых пироксенитов главной фазы массива, при кристаллизации которых часть редких элементов накапливалась в остаточном расплаве и реализовалась в сиенитах и карбонатитах. В связи с пестрым петрографическим и текстурным составом сиенитов в них наблюдается дисперсия концентраций многих редких элементов (рис. 3, график б), но в незначительных пределах. Наиболее низкие их концентрации отмечены для миаскитовых разностей сиенитов. Уровни концентраций редких элементов в ийолит-мельтейгитах соизмеримы с установленными в сиенитах, что свидетельствует об их близком происхождении из оста-

точного после кристаллизации пироксенитов расплава. Общие уровни концентраций редких элементов в сиенитовых породах выше, чем в пироксенитовых, что говорит об их накоплении в процессе кристаллизации магмы. Спектр редких элементов в карбонатитах (рис. 3, график в) характеризуется близкими уровнями их концентраций с сиенитами для элементов левой стороны диаграммы и более высоким уровнем концентраций редкоземельных элементов. Спайдер-диаграммы карбонатитов Кокшаровского и Жидойского массивов во многом совпадают, но кокшаровские карбонатиты характеризуются намного более высокими содержаниями характерных для карбонатитов Zr и Hf.

Как следует из табл. 3 и рис. 4, породы Кокшаровского массива в спектрах РЗЭ характеризуются преобладанием легких лантаноидов. Минимальные содержания РЗЭ установлены в рудных пироксенитах (41.2–49.1 г/т) и нефелиновых сиенитах (10.7–48.6 г/т), так же невысоким оказалось в них и (La/Yb) отношение. Для рудных пироксенитов это позволяет предполагать кумулятивную природу, а нефелиновые сиениты могут представлять собой дериваты поздней стадии дифференциации, прогрессивно обедненные РЗЭ в результате коровой контаминации. Значительно более высокий уро-

Таблица 2. Содержание редких элементов в породах Кокшаровского массива (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr	10	15	2.5	28	–	<3	<1.5	<1.5	<1.5	21.5	65	6.1	2.5
Co	61	102	48	97	7.3	0.8	17	12	2.12	1.7	72	7	4.2
Ni	98	109	3.0	130	9.2	<2	<2	<2	<2	20	66	12.3	6.3
V	707	570	701	591	39	12	268	197	189	74	555	109	68
Sc	61	56	25	–	2.6	0.28	7.8	4.1	1.5	28	–	–	–
Cu	164	116	53	3.57	13.2	2.35	40	32	8.9	3.0	75	12.6	14
Pb	1.2	2.1	1.4	3.6	9.6	8	0.4	0.5	5.6	4.6	2.4	3.7	4.2
Sn	2.9	3.5	6.5	2.2	1.1	1	2.4	2.0	1.6	2.3	2.6	3.5	4.0
Zn	149	239	214	170	15.6	11	72	63	48	50	156	53	59
Sr	108	114	436	80	5850	6361	1752	781	1590	1392	74	1300	1200
Zr	87	73	448	48.5	200	5.6	162	152	225	198	52	382	450
Hf	3.88	3.36	16.7	2.5	14	0.4	4.55	3.77	–	4.65	2.6	8.4	11.1
Nb	3.0	8.3	189	6.9	50	5.5	97	77	9.4	21	2.3	61.4	103.7
Ta	0.47	0.80	19.7	1.6	0.15	0.3	4.51	3.60	0.47	0.62	0.58	2.0	3.6
Mo	0.7	0.3	0.9	–	0.2	<0.3	8.0	4.0	<0.3	0.6	–	–	–
Ga	12	17	19	12.3	7.4	–	18	19	21	24	12.3	22.0	25.9
W	4.8	0.2	0.3	2.5	0.1	–	2.2	1.5	<0.02	4.6	0.4	1.3	0.9
Th	0.13	0.15	7.44	0.44	1.2	2.45	1.03	0.93	0.45	3.20	0.15	5.82	14.3
U	0.17	0.09	1.17	0.15	0.23	0.16	0.16	0.16	1.44	0.93	0.17	1.6	4.1
Y	12	7.8	76	7.0	91	67.6	28	16	0.6	4.2	5.4	9.9	13.1
Li	0.9	2.9	5.2	–	3.3	–	5.9	20	5.1	36	–	–	–
Rb	1.3	1.6	5.8	16.9	3.4	2.8	20	24	15	71	1.9	57.9	41.0
Cs	0.02	0.02	0.32	2.04	0.18	0.05	0.05	0.14	1.74	0.42	0.58	0.36	0.64
Ba	32	27	136	226	577	510	108	169	1840	1928	18.5	1150	1164
Be	0.4	0.3	1.6	–	0.4	0.2	1.0	1.4	3.3	2.6	–	–	–

Примечание. 1–2 – титаномагнетитовые клинопироксениты, 3 – сфен-керсутитовый клинопироксенит (авезакит), 4 – биотитовый клинопироксенит, 5 – карбонатиты (среднее из 5 анализов), 6 – карбонатит Жидойского массива, 7–8 – ийолит-мельтейгиты, 9, 11–13 – сиениты, 12 – луаврит. Прочерк – не определялось. Данные ICP MS-анализа получены в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск, аналитики (анализы 1–3, 5–9) – М.Е. Маркова. Т.А. Ясныгина и Ю.М. Малых, (анализы 4, 10–13) – А.Ю. Митрофанова и Е.В. Смирнова.

вень содержания РЗЭ (свыше 754 г/т) установлен в апатитсодержащих сфен-роговообманковых пироксенитах (авезакитах) – по сравнению с рудными он выше в 20 раз. В результате кривая распределения РЗЭ авезакитов в области легких лантаноидов достигла уровня концентраций в карбонатитах и ийолит-мельтейгитах (рис. 4). В сиенитовой группе пород по уровню концентраций РЗЭ резко выделяются эвдиалитсодержащие апаитовые разновидности сиенитов, но угол наклона спектров во всех сиенитах близок, что говорит об их родственном происхождении (рис. 4, график б).

В карбонатитах Кокшаровского массива суммарное количество РЗЭ составляет 1394–1618 г/т, т.е. в 30–40 раз больше, чем в рудных пироксенитах или нефелиновых сиенитах, но только в 3–10 раз выше, чем в сфен-роговообманковых пироксенитах, ийолитах и ийолит-мельтейгитах. Для карбона-

титов также характерно максимальное среди пород Кокшаровского массива обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых, $(La/Yb)_N = 36.8–51.0$, при этом количество La превышает его концентрацию в хондритах в 1500–1800 раз. По сумме РЗЭ карбониты близки к перовскитовым и сфенсодержащим роговообманково-титанавитовым пироксенитам. Более низкие содержания РЗЭ отмечаются в ийолит-мельтейгитах и ийолитах, которые еще менее насыщены лантаном и церием, чем авезакиты. И предельно низкие содержания лантаноидов, по сравнению с карбонатитами, отмечены в титаномагнетитовых пироксенитах и сиенитах.

Спектры редкоземельных элементов в карбонатитах представлены на рис. 4, график (в). Линия нормированного распределения РЗЭ в кокшаровских карбонатитах занимает промежуточное положение между пироксенит-карбонатитовыми масси-

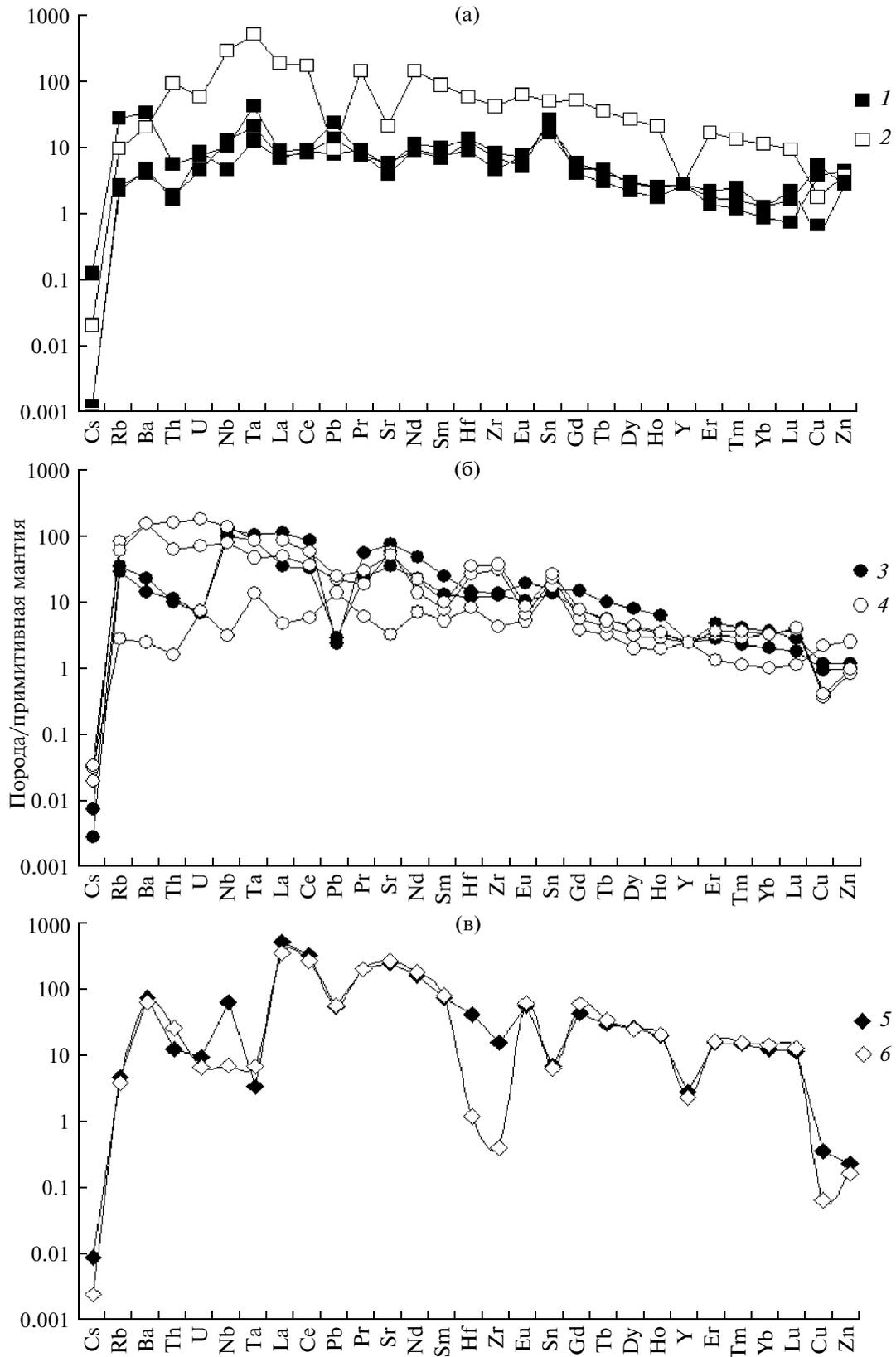


Рис. 3. Спайдер-диаграммы распределения редких элементов в породах Кокшаровского массива. а – 1 – титаномагнетитовые пироксениты, 2 – сфеновые пироксениты (авезакиты); б – 3 – ийолиты, 4 – сиениты; в – карбонатиты 5 – Кокшаровского и 6 – Жидойского массивов. Значения для нормирования взяты по [11].

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

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма
1	4.4	15	2.8	14	4.0	1.1	3.2	0.4	2.1	0.4	0.8	0.11	0.6	0.11	49
2	4.8	14	2.3	11	2.8	0.8	2.3	0.3	1.5	0.3	0.6	0.08	0.4	0.05	41
3	14	32	5.0	22	6	1.5	4.5	–	3.0	0.5	0.9	–	0.7	0.08	90
4	13	22	2.2	6.7	1.13	0.5	1.0	0.1	0.7	0.16	0.5	0.09	0.7	0.15	49
5	124	295	43	180	36	10	28	3.5	18	3.2	7.6	0.91	5.0	0.63	754
6	5.7	15	2.5	12	3.2	1.1	2.8	0.4	1.9	0.4	1.0	0.17	0.6	0.15	47
7	85	163	19	69	12	3.4	9	1.2	6.0	1.1	2.4	0.31	1.8	0.22	373
8	26	63	8.4	32	6.1	1.8	4.7	0.6	3.1	0.6	1.4	0.18	1.1	0.14	149
9	2.5	4.5	0.51	1.9	0.28	0.4	0.2	0.03	0.2	0.03	0.07	0.01	0.06	0.00	11
10	13.0	12.7	2.18	6.69	18.1	0.53	0.95	0.13	0.71	0.16	0.49	0.09	0.71	0.15	49
11	7.1	16	2.4	12	3.5	1.2	3.0	–	2.3	0.5	1.1	–	0.8	0.09	50
12	60	87	8.0	26	4.0	1.1	3.6	–	3.1	0.6	1.8	–	1.9	0.21	197
13	59	90	8.3	27	4.1	1.1	3.5	–	3.0	0.6	1.6	–	1.7	0.21	200
14	3.6	11	2.1	10	2.5	0.9	2.4	0.4	1.5	0.3	0.7	0.09	0.5	0.09	37
15	38	68	6.4	20	3.6	1.1	3.5	0.5	2.4	0.5	1.6	0.22	1.7	0.29	147
16	64	111	10	31	4.7	1.5	5	0.6	3.4	0.6	1.8	0.28	1.7	0.32	237
17	405	700	74	274	39	11	33	4.0	23	4.0	10	1.40	7.5	1.00	1587
18	447	758	66	238	32	9.5	28	3.3	18	3.3	7.8	1.13	5.9	0.87	1619
19	374	661	64	231	31	8.8	26	3.2	19	3.2	7.7	1.12	5.9	0.82	1436
20	360	631	62	222	37	8.4	29	3.6	21	3.8	8.5	1.21	5.6	0.99	1394
21	380	520	34	210	40	12	25	–	24	3.5	8.6	–	7.8	0.93	1266
22	270	547	60	270	40	11	39	4.1	20	3.7	8.7	1.3	7.5	1.1	1283

Примечание. 1–3 – титаномагнетитовые клинопироксениты, 4 – луаврит, 5 – сфен-керсутитовый клинопироксенит (авезакит), 6 – биотитовый пироксенит, 7–8 – ийолит-мельтейгиты, 9–16 – сиениты, 17–21 – карбонатиты, 22 – карбонатит Жидойского массива. Прочерк – не определялось. Анализ ICP MS выполнен в Институте геохимии СО РАН (2004–05 г.), аналитики М.Е. Маркова, Т.А. Ясныгина, Ю.М. Малых и Г.П. Гантимирова (1, 2, 4, 5, 8–10, 12, 17–20), А.Ю. Митрофанова и Е.В. Смирнова (6, 14–16). Пробы 3, 11–13, 21 – результат количественного эмиссионного спектрального анализа с предварительным химическим обогащением, аналитики Н.Г. Абарина и Е.В. Смирнова, Институт геохимии СО РАН (1999 г.).

вами Ингили и Арбарастах Алданской провинции [12]. В этом отношении они оказались идентичны карбонатитам Жидойского массива как в части легких РЗЭ (соответственно, г/т) La 360–447 и 419; Ce 609–758 и 804), так и по содержанию тяжелых РЗЭ (Yb 5.75–7.53 и 6.05 мкг/г; Lu 0.82–1.13 и 0.99 мкг/г).

В целом графики трех главных разновидностей пород Кокшаровского массива имеют не очень резкий и довольно близкий между собой наклон кривых спектра. Для всех пород массива почти не отмечается эффекта фракционирования Eu. Все это свидетельствует о довольно незначительной по времени дифференциации первичной магмы массива.

На основе изотопии кислорода, углерода, неодима и стронция [13] показана эндогенная природа кокшаровских карбонатитов. Не противоречат им и

полученные новые данные о соотношении в них изотопов кислорода и углерода (табл. 4). Как видно на рис. 5, большинство фигуративных точек, отвечающих кокшаровским карбонатитам, разместились в области полей первичных изверженных карбонатитов [14–16]. При этом, судя по соотношению изотопов неодима и стронция в карбонатите Кокшаровского массива ($\epsilon_{Nd} = 5.6$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70363$) [12], они образовались из деплетированного источника. Геологическое положение массива в зоне перехода от океана к континенту (в зоне субдукции в мантию материала океанических базальтов) не противоречит этому выводу. Анализ распределения РЗЭ в образованиях Кокшаровского массива, показавший наличие всех переходных разностей по насыщенности лантаноидами между лейкократовыми и меланократовыми породами, позволяет заклю-

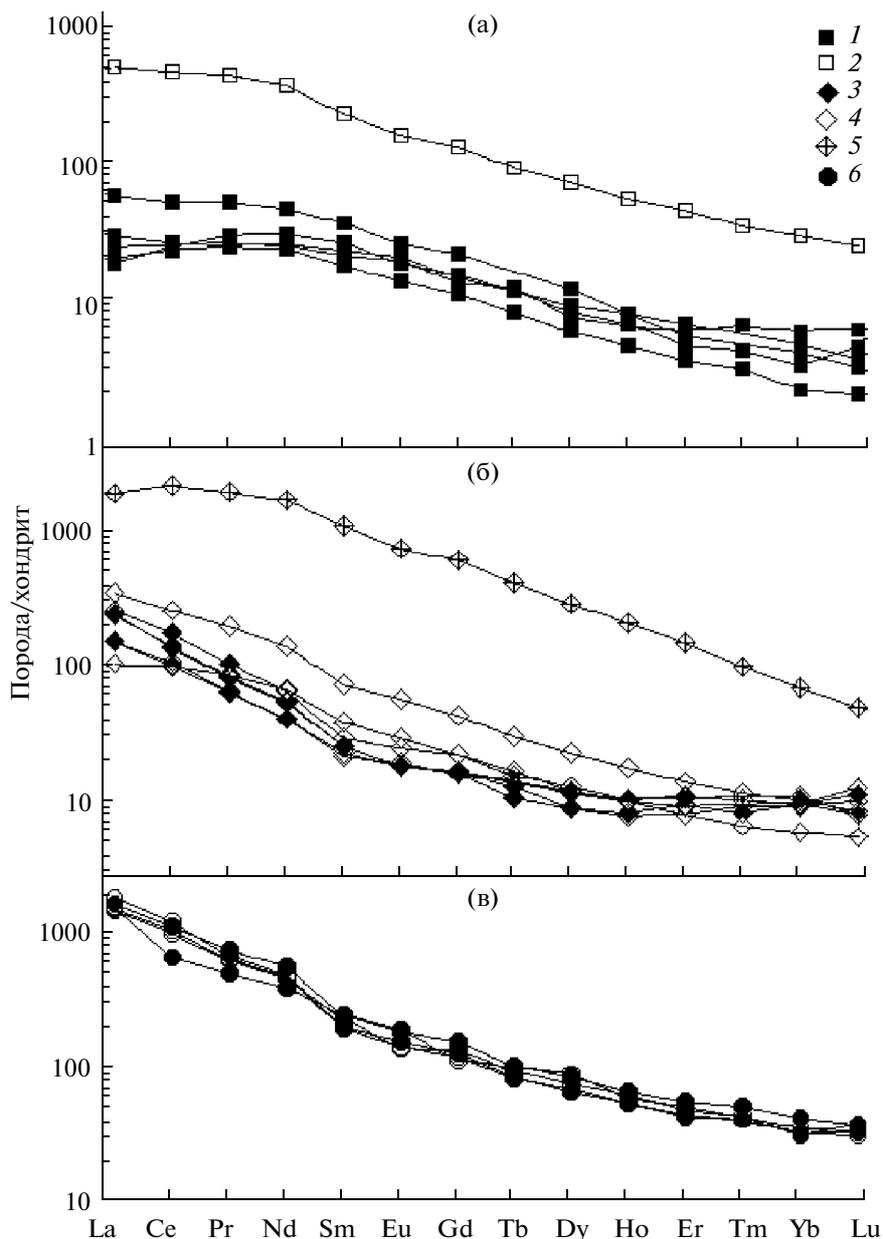


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов РЗЭ в породах Кокшаровского массива, нормированные по хондриту [22]. График-(а): 1 – титаномагнетитовые пироксениты, 2 – сфеновые пироксениты; график-(б): 3 – ийолиты, 4 – нефелиновые сиениты, 5 – эвдиалитовые сиениты (луявриты); график-(в): 6 – карбонатиты.

чить, что они образовались в результате магматической дифференциации.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Теоретически, при метасоматическом взаимодействии мантии с карбонатными расплавами и флюидами может происходить образование высококальциевого клинопироксена, оливина и небольшого количества кальцита [17, 18]. В результате, мантийный субстрат из первоначально лерцолито-

вого или гарцбургитового преобразуется в верлитовый. Из такого метасоматизированного субстрата, по данным экспериментов [19, 20], возможно образование карбонатитовых расплавов. Расплавы с высоким содержанием CaO (свыше 15%) были получены при плавлении верлитизированного источника, содержащего около 7% ортопироксена, причем степень частичного плавления составляла свыше 30% [21]. По данным других авторов карбонатиты могут образоваться и при более низких степенях частичного плавления (менее 10%) [23].

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

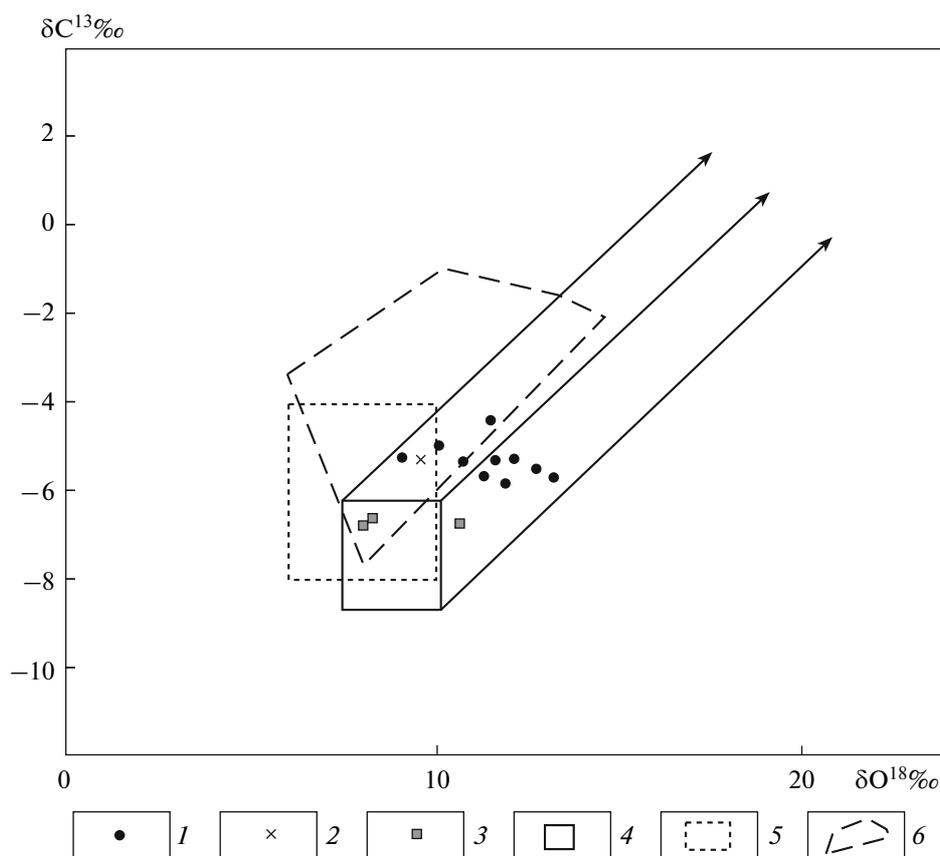
Изотопный состав	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$	-5.2	-5.1	-5.1	-5.1	-4.9	-4.2	-5.7	-5.6	-5.6	-6.0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}}$	10.2	9.0	10.7	11.3	10.0	11.2	13.2	10.1	13.3	11.8

Примечание. 1–9 – карбонатиты, 10 – ийолит. Анализы 1–5 – получены на масс-спектрометре Finnigan Mat-252 в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (2004 г.), аналитик Т.А. Веливецкая; 6–10 – выполнены в университете Шинши, Япония (1991 г.), аналитик К. Takano.

Как показывает моделирование частичного плавления с использованием уравнения Д. Шоу [24], существенно иной результат получается, если исходить из данных по распределению микроэлементов между природными минералами и карбонатитовыми расплавами.

Так как авезакит и карбонатиты Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива имеют очень высокие содержания легких РЗЭ, в 500–2000 раз превышающие их содержания в хондрите (табл. 5), предполагается присутствие в их мантийном источнике минералов с высокими концентрациями РЗЭ,

таких как перовскит и (или) апатит. В связи с этим содержания несовместимых микроэлементов в источнике рассчитывались на основе состава недифференцированной мантии [25], к которой добавлены соответствующие доли перовскита и апатита, для чего использовались составы апатитов из метасоматизированных лерцолитов [23], а также перовскита из перовскитового пироксенита и апатита из карбонатита Кокшаровского массива. И использованные коэффициенты распределения приведены в табл. 5. В итоге, в результате моделирования равновесного частичного плавления выяснилось, что микроэле-

**Рис. 5.** Соотношение изотопов углерода и кислорода в карбонатитах Кокшаровского массива.

1 – Кокшаровский, 2 – Арбарастахский и 3 – Ингилийский массивы, по [12]; 4 – поле ювенильных карбонатитов массива Ока с линиями трендов дифференциации по [16]; 5 – область первичных изверженных карбонатитов, по [14]; 6 – поле интрузивных и субвулканических карбонатитов, по [15].

Таблица 5. Коэффициенты распределения минерал/расплав, использованные при расчетах моделей частичного плавления

Элементы	Оливин, по [28]	Ортопироксен, по [28, 29 (*)]	Клинопироксен, по [30, 31(*)]	Гранат, по [28, 29(*), 32(**)]	Перовскит, по [25, 33(*)]	Апатит, по [34, 35(*)]	Содержание в мантийном источнике (г/г)
Ba	0.000005	0.0001*	0.0006	0.00002*	0.33*	0.74	44.75
Th	0.000007	0.001*	0.0056	0.0012*	20	2.8*	8.37
U	0.000009	0.00023*	0.0056	0.0059*	20	2.8*	1.47
Nb	0.00005	0.003	0.0027	0.002	1.4	0.001	20
La	0.0002	0.0031	0.044	0.0007**	3.8	4	131
Ce	0.00007	0.0021	0.084	0.0026**	3.8	4.2	274
Pr	0.0003	0.0014	0.124	0.01	4.2*	3.4	32
Nd	0.0003	0.0023	0.173	0.027	4.6	3.4	134
Sm	0.0009	0.0037	0.28	0.1*	5.5	3.1	24
Eu	0.0005	0.009	0.31	0.25*	5.8*	2.8	6.88
Gd	0.0011	0.01	0.34	0.54*	5.5*	2.5*	19.4
Tb	0.0019*	0.00125*	0.36	1.27*	5*	2.2	2.26
Dy	0.0027	0.015	0.36	2	4*	1.8	10.5
Ho	0.01	0.019	0.38	2.5	2.7	1.7	1.67
Er	0.0109	0.021	0.35	3.3	2.2*	1.4	3.53
Yb	0.024	0.032	0.31	6.4	1.2	0.93	2.14
Lu	0.026*	0.042	0.27	7*	0.9*	0.75	0.24
Sr	0.00004	0.0007	0.096	0.0007	3	2.7	587
Zr	0.001	0.02*	0.121	0.117*	0.88*	0.007	45
Ti	0.015	0.09*	0.384*	0.3*	4	1500	0.015
Y	0.0082	0.02	0.44	2.5	2.5	3.1	53

Примечание. * – интерполяция.

ментный состав авезакита (табл. 2) в целом соответствует 3–4% выплавке из мантийного источника, имеющего состав метасоматически измененного оливинового вебстерита (оливин – 15%, ортопироксен – 22%, клинопироксен – 40%, гранат – 1%, перовскит – 2% и апатит – 20%) (рис. 6). Присутствие в источнике водосодержащих фаз – амфибола и флогопита в небольших количествах (до 2–3%) практически не влияет на результаты микроэлементного моделирования.

Обращают на себя внимание более высокие содержания Ti в авезаките, по сравнению с выплавками из моделируемого мантийного источника. При увеличении давления в клинопироксене уменьшается содержание титана и возрастает содержание натрия. В результате, в высокобарных условиях образуются расплавы ультраосновного и основного состава с высоким отношением TiO_2/Na_2O [26]. Пироксениты Кокшаровского массива характеризуются сравнительно высокими содержаниями оксида титана (5.2–8%) и значениями TiO_2/Na_2O , равными 8–28. Для выплавки из модельного источника на основе недифференцированной мантии и с

коэффициентами распределения, определенными при давлении 3 ГПа [27] характерны более низкие содержания титана. Вероятно, кокшаровские пироксеновые расплавы выплавлялись из более глубинного источника.

Коэффициенты распределения Zr, Nb и Ti между перовскитом (prv) и расплавом (l) – $Kd_{Zr, Ti}^{prv/l}$ существенно зависят от состава расплава. Например, для базитового расплава $Kd_{Zr}^{prv/l}$ и $Kd_{Ti}^{prv/l}$ равны, примерно, 5 и 4 соответственно, а для расплава с весьма высоким содержанием CaO (34.5%) $Kd_{Zr}^{prv/l}$ 0.88–1.0 и $Kd_{Ti}^{prv/l}$ 0.6–1.1.

Непосредственное выплавление карбонатитов Кокшаровского массива из мантийных пород представляется маловероятным. Так, с использованием новых коэффициентов распределения минерал/карбонатный расплав на основе содержаний РЗЭ можно смоделировать источник для карбонатитов, включающий оливин – 10%, ортопироксен – 3%, клинопироксен – 57%, флогопит – 5%, гранат – 5%, апатит – 20% при величине степени частичного

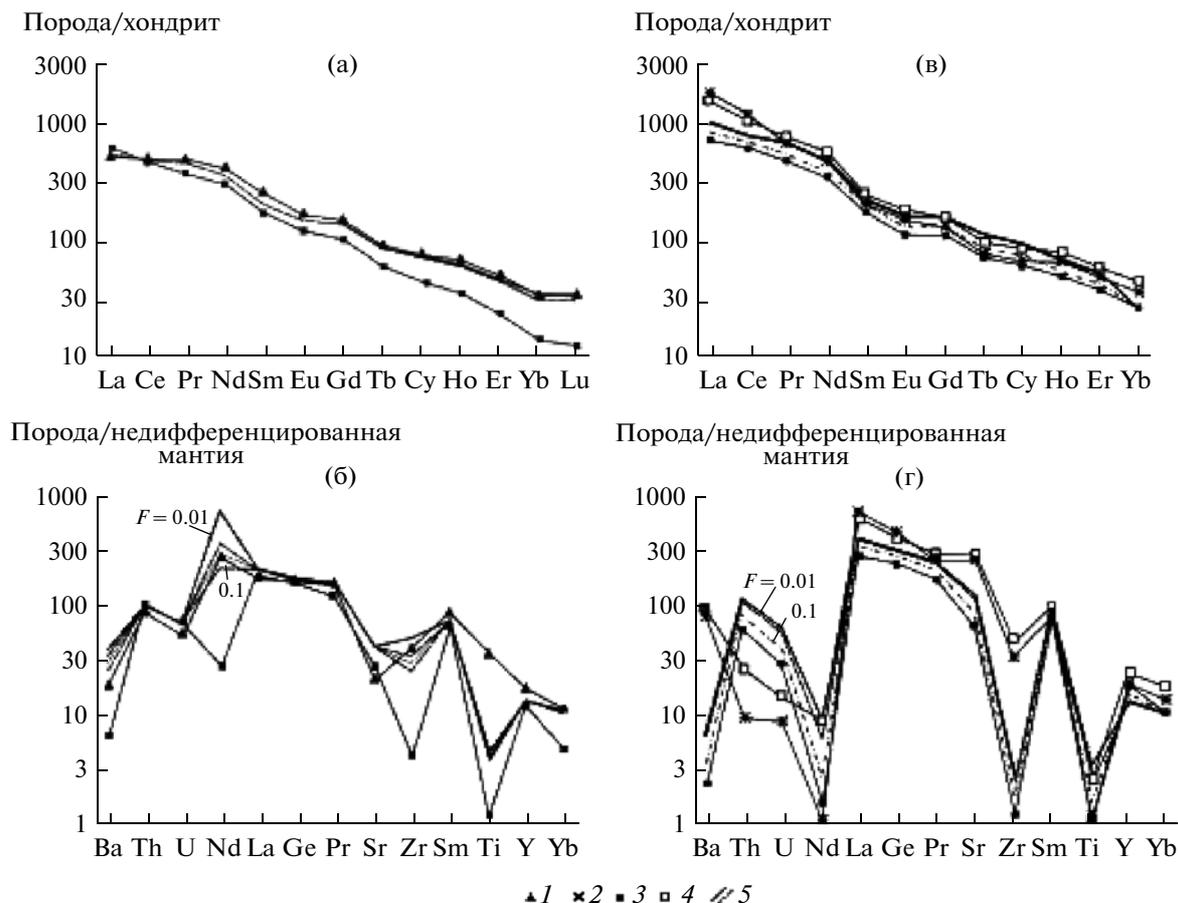


Рис. 6. Нормированные спектры редкоземельных (а, в) и несовместимых (б, г) элементов в авезаките, обр. К-13 (а, б) и карбонатах, обр. Ц-290/12 и Ц-290/14 (в, г) Кокшаровского массива, в обогащенных (верлитизированных) мантийных источниках и в выплавках из метасоматизированной мантии при разных степенях частичного плавления F . Значения для нормирования взяты по [22].

1 – авезакиты, 2 и 4 – карбонаты, 3 – обогащенные мантийные источники, 5 – выплавки из метасоматизированной мантии.

плавления до 10%. Однако кокшаровские карбонаты характеризуются более высокими содержаниями Ba, Sr, Zr, Y, La, Ce и, напротив, более низкими Th и U, по сравнению с выплавками из мантийного источника как при равновесном, так и при фракционном плавлении. Если содержания отдельных элементов (Sr, La, Ce и др.) в карбонатах можно объяснить повышенными содержаниями их в источнике, по сравнению с модельным, то соответствующие микроэлементные отношения, такие как Nb/Zr, Ba/Sr, La/Sm не удалось получить путем моделирования частичного плавления даже при очень широких вариациях модального состава мантийного источника (варьировались соотношения клинопироксена, перовскита, флогопита, апатита и граната). В карбонатах Кокшаровского массива отношения Nb/Zr варьируют в пределах 0.002–0.012 (преобладают низкие значения), Ba/Sr равно 0.06–0.10, а в расплавах они оказываются не ниже 0.08 и не выше 0.05 соответственно. Из всех

рассматриваемых пород Кокшаровского массива, карбонаты имеют наиболее высокое отношение La/Sm 9.7–13.8, сопоставимое только с La/Sm люаврита из дайки (11.6), который также не является прямым продуктом плавления мантийного источника. Все это свидетельствует об образовании карбонатов Кокшаровского массива в результате процесса магматической дифференциации и отщепления карбонатной жидкости от силикатного расплава на поздних этапах его кристаллизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кокшаровский щелочно-ультраосновной массив принадлежит к умеренно эродированным образованиям (0.5–1 км), в пользу чего свидетельствует незначительный ореол фенитизации вмещающих пород при наличии широко проявленного ороговикования последних, трахитоидные текстуры в карбонатах и присутствие нераспавшегося высокотемпературного расплава.

танистого титаномагнетита в пироксене. Новая информация по кислородно-углеродной изотопии в кокшаровских карбонатитах ($\delta^{18}\text{O} = 9.0 \div 11.3\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -4.9 \div -5.2\text{‰}$) в совокупности с геологическими наблюдениями и ранее опубликованными данными по изотопии неодима и стронция в карбонатитах и ийолитах этого интрузива [13] позволяют предполагать для кокшаровских карбонатитов магматическое — ликвационное происхождение. В пользу этого свидетельствует и впервые полученная нами информация о распределении редкоземельных элементов в породах Кокшаровского массива. При устойчивом преобладании легких РЗЭ над тяжелыми наименее насыщенными РЗЭ среди них являются рудные клинопироксениты (до 49 г/т) и нефелиновые сиениты (до 48.6 г/т), что, возможно, обусловлено кумулятивной природой первых и прогрессивной обедненностью вторых, как дериватов поздней стадии дифференциации. Существенно более обогащены РЗЭ ийолит-мельтейгиты (373 г/т), краевые сфен-керсутитовые пироксениты, переходные к авезакитам (более 930 г/т), и перовскитовые пироксениты (свыше 1300 г/т), а в карбонатитах суммарное количество РЗЭ достигает 1619 г/т.

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-рогообманковому пироксенитам (авезакитам). Из этого же расплава, преобразованного в результате ликвации, осложненной кристаллизационной дифференциацией в глубинной промежуточной магматической камере, сформировались, вероятно, и многочисленные жильные тела фойяитов, миаскитов, люавритов, 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. На основе содержания 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%. Однако кокшаровские карбонатиты характеризуются более высокими содержаниями Ва, Sr, Zr, Y, La, Ce и 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 содержанием их в природном источнике, по сравнению с модельным, то микроэлементные отношения в них, такие как Nb/Zr, Ва/Sr и La/Sm, не удалось получить путем моделирования частичного плавления даже при очень широких вариациях модаляного состава мантийного источника с изменением соотношений клинопироксена, перовскита, флогопита, апатита и граната.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума ДВО РАН (грант № 05-2-0-00-015) и РФФИ (грант 06-05-64416).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зимин С.С., Старков Г.Н., Шека С.А., Погорелова М.Г.* О находке меймечитов в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня // Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 194–196.
2. *Shcheka S.A., Vrzhosok A.A., Vysotskiy S.V.* Yurassic meymechite-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.
3. *Шека 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.
4. *Залищак Б.Л.* Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород (Южное Приморье). М.: Наука, 1969. 115 с.
5. *Руб М.Г., Руб А.К., Чистякова Н.И., Руб И.А., Кривошеков Н.Н.* Ультраосновные щелочные породы Кокшаровского массива (Приморье) как потенциальный источник титана // Тихоокеан. геология, 1995. Т. 14. № 5. С. 21–36.
6. *Октябрьский А.Т., Пискунов Ф.А., Бурьянова И.З.* Щелочные породы Кокшаровского массива // Информационный сборник № 1. Владивосток: ПГУ. 1960. С. 49–60.
7. *Шашкин В.М., Столяренко В.В., Ботова М.М.* Платинометаллическая минерализация Кокшаровского щелочно-ультраосновного массива // Докл. АН СССР, 1991. Т. 321. № 5. С. 710–714.
8. *Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Залищак Б.Л., Сапин В.И.* Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука, 1994. 381 с.
9. *Самойлов В.С.* Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 189 с.
10. *Конев А.А.* Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М. Наука, 1970. 84 с.
11. *Sun S.S., Mc Donough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process / Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. 1989. P. 313–345.
12. *Morikiyo T., Miyazaki T., Kagami H., Vladyskin N.B., Chernysheva E.V., Panina L.I., Podgornych N.M.* Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbon-

- atites // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources. Irkutsk, 2001. P. 69–84.
13. *Владыкин Н.В.* Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма. Дис. д-ра геол.-минерал. наук в виде науч. докл. Иркутск, 1997. 80 с.
 14. *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.
 15. *Deines P., Gold D.P.* The isotopic composition of carbonate and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep – seated carbon // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 1709–1733.
 16. *Javoy M., Pineau F., Delorme H.* Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // *Chem. Geol.*, 1986. V. 57. P. 41–62.
 17. *Когарко Л.Н.* Двустадийная модель генезиса океанских карбонатитов на примере о-ва Монте-Клара (Канарский архипелаг) // *Геохимия.* 2003. № 9. С. 917–922.
 18. *Когарко Л.Н., Kurat G., Ntaflos T.* Карбонатный метасоматизм мантии острова Фернандо де Наронья, Бразилия // *Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами.* Тр. IV междунар. семинара. Иркутск – Улан-Удэ, 2004. С. 35–54.
 19. *Wyllie P.J., Huang W.L.* Peridotite, kimberlite and carbonatite explained in the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂ // *Geology.* 1975. V. 3. P. 621–624.
 20. *Dalton J.A., Presnall D.C.* The continuum of primary carbonatic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: Data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 1953–1964.
 21. *Yang X.M., Yang X.Y., Zheng Y.F., Le Bas M.J.* A rare earth element-rich carbonatite dyke at Bayan Obo, Inner Mongolia, North China // *Miner. Petrol.* 2003. V. 78. P. 93–110.
 22. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
 23. *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.
 24. *Shaw D.M.* Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1970. V. 34. P. 237–243.
 25. *Kato T., Ringwood A.E., Irifune T.* Experimental determination of element partitioning between silicate perovskites, garnets and liquids: constraints on early differentiation of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 89. P. 123–145.
 26. *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.
 27. *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.
 28. *Halliday A.N., Lee D.-C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E.* Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 379–395.
 29. *Лутасов К.Д.* Геохимические модели развития мантийных магматических систем по данным изучения глубинных ксенолитов Витимского и Удоканского вулканических полей (Восточное Забайкалье) // Автореферат дисс. ... к.г.-м.н. Новосибирск. 1998. 16 с.
 30. *Foley S.F., Jackson S.E., Fryer B.J., Greenough I.D., Jenner G.A.* 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.
 31. *Hart S.R., Dunn T.* Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements // *Contrib. Miner. Petrol.* 1993. V. 113. P. 1–8. 1998. 292 с.
 32. *Keleman P.B., Shimizu N., Dunn T.* Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 120. P. 111–134.
 33. *Taura H., Yurimoto H., Kato H., Sueno S.* Trace element partitioning between silicate perovskites and ultracalcic melt // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 124. P. 25–32.
 34. *Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // *Chem. Geol.* 1997. V. 141. P. 153–184.
 35. *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.