

УДК 550.4

Sr–Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ КОМПЛЕКСА ЭДЕЛЬВЕЙС (СЕВЕРО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2004 г. В. В. Врублевский, Д. З. Журавлев, И. Ф. Гертнер,
В. И. Крупчатников, А. Г. Владимиров, Л. П. Рихванов

Представлено академиком В.И. Коваленко 01.04.2004 г.

Поступило 01.04.2004 г.

В геологическом строении юго-западной части Сибирского кратона и его складчатого обрамления, как известно, принимают участие разновозрастные и разноформационные магматические ассоциации щелочных пород и карбонатитов, сформировавшиеся в позднем рифее–венде, раннем и среднем палеозое, позднем мезозое. Наименее определенными представляются временные рубежи и геодинамические обстановки их образования в западном секторе Алтае-Саянской области (АССО), где на основании не всегда однозначных геологических взаимоотношений и К–Аг-изотопных датировок проявления подобного магматизма обычно рассматривались в связи с процессами девонского (Кузнецкий Алатау) и мезозойского (Горный Алтай) посторогенного рифтогенеза. Однако уже первые данные по составу Sm–Nd- и U–Pb-изотопных систем карбонатитов и ассоциирующих щелочно-основных пород в Кузнецко-Алатауской провинции позволяют предполагать их возрастную неоднородность в широком возрастном диапазоне от 509 ± 10 до 400.9 ± 6.8 млн. лет [1, 2] и вероятность формирования в начальную фазу активности мантийного плюма, который, по-видимому, определял развитие ранне-среднепалеозойского базитового магматизма в Алтае-Саянском регионе [3].

В Горном Алтае карбонатиты и комагматичные им щелочные сиениты, клинопироксениты и габбро-пироксениты, проявленные в юго-восточ-

ной части региона, объединяются в рамках щелочно-основного интрузивного комплекса эдельвейс. Его ареал в виде небольших по размерам штоко- и дайкообразных интрузий ограничивается южным склоном Северо-Чуйского хребта в районе водораздела рек Кускуннур, Тюте и Джелло. До последнего времени К–Аг-возраст комплекса считался юрским (159–207 млн. лет) [4]. Приведенные результаты изучения состава Sm–Nd- и Rb–Sr-изотопных систем карбонатитов и щелочных пород свидетельствуют о их формировании еще в раннем палеозое из умеренно деплецированного мантийного источника.

В геотектоническом отношении Горный Алтай представляет собой коллаж каледонских и герцинских складчатых сооружений, возникших в результате закрытия Палеоазиатского океана и наращивания земной коры на окраине Сибирского континента. Современная структура региона представляет собой сложный покровно-пликативный ансамбль, в строении которого принимают участие две группы разновозрастных геодинамических комплексов: а) вендско-кембрийские островодужные системы с толеит-бонинитовым, известково-щелочным и шошонитовым магматизмом и сопряженными кремнисто-карбонатными отложениями симаунтов, турбидитов преддуговых прогибов, а также фрагментов офиолитовых и эклогит-глаукофановых ассоциаций; б) ордовик-силурийские и девон-карбоновые периконтинентальные образования, представленные молассоидными, вулканогенно-осадочными и угленосными толщами с широким развитием гранитоидного магматизма [5, 6].

Геологическое строение района развития магматических образований комплекса эдельвейс характеризуется наличием древнего складчато-надвигаемого основания, сложного известняками и вулканитами венда и раннего кембрия, и перекрывающего их покрова девонских терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений с формированием небольших по площади эрозионных

Томский государственный университет

Институт минералогии, геохимии

и кристаллохимии редких элементов,

Москва

ФГУП “Горно-Алтайская поисково-съёмочная экспедиция”, с. Малоенсейское Алтайского края

Институт геологии

Сибирского отделения Российской Академии наук,

Новосибирск

Томский политехнический университет

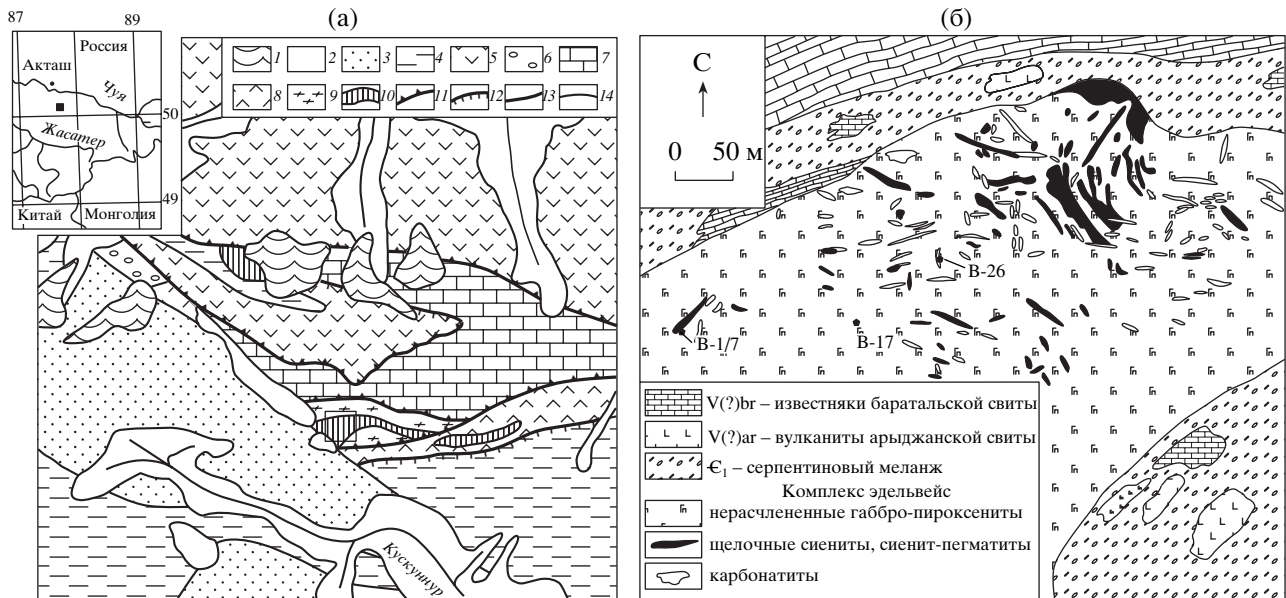


Рис. 1. Геологическая позиция и внутреннее строение массивов комплекса эдельвейс. Приводится по материалам Горно-Алтайской ПСЭ. а – фрагмент геологической карты южного склона Северо-Чуйского хребта, масштаб 1 : 50000; на врезке показано географическое расположение комплекса эдельвейс (черный квадрат). 1 – ледники; 2 – аллювиальные отложения; 3 – пестроцветные терригенные отложения ташантинской свиты $D_2t\delta$; 4 – карбонатно-терригенные отложения машейской свиты $D_2m\delta$; 5 – вулканогенные отложения карасукской свиты $D_1k\delta$; 6 – терригенные и карбонатные отложения чибитской свиты $E_1\delta b$; 7 – кремнисто-карбонатные отложения баратальской свиты $V(?)br$; 8 – вулканогенно-осадочные отложения арыджанской свиты $V(?)ar$; 9 – полимиктовый серпентинитовый меланж чаганузунского офиолитового комплекса E_1 ; 10 – тела щелочно-мафитового комплекса эдельвейс; 11–13 – тектонические нарушения (11 – надвиги, 12 – сбросы, 13 – сдвиги); 14 – стратиграфические и геологические границы. Контуром обведен участок максимального проявления карбонатитов, показанного на рис. 1б. б – фрагмент внутреннего строения карбонатитосодержащего массива в верховьях р. Кускуннур. Точками обозначены места отбора образцов для Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопных исследований с указанием их номера.

окон (рис. 1). Интрузивные тела комплекса прорывают отложения нижнего яруса, структура которого интерпретируется в качестве аккреционной призмы, возникшей на фронте примитивной островной дуги [6]. По существу эти образования представляют собой олистостромовый парагенез с пластинами породно-вещественных комплексов гайотов (баратальская, арыджанская и чибитская свиты), метаперидотитов, габброидов и серпентинитового меланжа с блоками высокобарических пород (чаганузунский комплекс). Образование подобной ассоциации объясняется эффектом заклинивания зоны палеосубдукции подводными поднятиями и возникновением возвратных течений, инициирующих транспортировку глубинного материала к поверхности [5].

Только в одном из массивов комплекса эдельвейс, расположенном в верховьях р. Кускуннур, левого притока р. Чаган-Узун ($50^{\circ}12'$ с.ш., $87^{\circ}30'$ в.д., рис. 1), в наиболее полном объеме установлена петрографическая ассоциация клинопироксенит-габбро-пироксенит-щелочной сиенит-карбонатит, послужившая объектом наших исследований. Морфологически изученный массив состоит из двух

сближенных пластинообразных тел субширотной ориентировки с крутопадающими контактами и общей площадью выхода на поверхность 1.2 км^2 . При этом больший по размерам западный спутник расположен в зоне полимиктового серпентинитового меланжа раннего кембрия и, вероятно, имеет тектонические контакты с окружающими породами. В его гипсометрически более высокой северной части наряду с доминирующими габбро-пироксенитами, магнетит- и флогопитсодержащими клинопироксенитами широко развиты дайковые и жильные тела лейкократовых щелочных сиенитов и карбонатитов, прорывающих мафические породы (рис. 1б). Карбонатитовые жилы характеризуются переменной мощностью (0.1–3 м) и протяженностью (1–25 м), а их метасоматическое воздействие на вмещающие породы ограничивается амфиболлизацией (по мафитам) или незначительной карбонатизацией сиенитов. Силикатные производные комплекса по общему уровню и характеру щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 0.5\text{--}14 \text{ мас. \%}$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0.6\text{--}1.8$), а также пониженной кремнекислотности ($\text{SiO}_2 \sim 34\text{--}58 \text{ мас. \%}$) в целом соответствуют петрохимическим параметрам форма-

Таблица 1. Изотопный состав неодима и стронция в породах комплекса эдельвейс

№ обр.	Порода	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
B-17	КП	108	22.0	0.12377	0.512733 ± 5	0.512349	+6.28
B-1/7	ЩС	7.97	0.836	0.06342	0.512544 ± 5	0.512347	+6.24
B-26	Кб	288	39.7	0.08336	0.512613 ± 5	0.512355	+6.39
№ обр.	$T(\text{Nd})_{\text{DM}}$	Sr, ppm	Rb, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon_{\text{Sr}}(T)$
B-17	0.709	825	63.5	0.2225	0.704763 ± 10	0.703265	-9.63
B-1/7	0.616	1760	64.6	0.1062	0.704618 ± 14	0.703903	-0.57
B-26	0.630	5770	1.01	0.0005	0.703528 ± 11	0.703525	-5.94

Примечание. КП – слюдяной клинопироксенит, ЩС – щелочной сиенит, Кб – карбонатит. Концентрации элементов определены с точностью ± 1 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышают 0.5 и 0.2 отн. % соответственно. Параллельные измерения стандартных образцов показали средние результаты: La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511837 \pm 12$ ($2\sigma_{\text{ед}}N = 36$, нормировано к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$); Eimer&Amend $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708037 \pm 15$ ($2\sigma_{\text{ед}}N = 9$). При расчете соответствующих возрасту первичных изотопных отношений и величины ϵ применялись современные значения для CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ (млрд. лет) рассчитывался на основе современных значений деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$.

ции субкалийевых щелочных и субщелочных основных пород [7, 8].

Карбонатиты представляют собой преимущественно кальцитовые породы мелко- и среднезернистого строения с нередко полосчатым распределением второстепенных минералов – флогопита ($\text{MgO} \sim 20\text{--}22$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 9\text{--}12$, $\text{TiO}_2 \sim 0.1\text{--}0.8$ мас. %), апатита, доломита, пирита в количестве от 5 до 20% и более редких мелких (до 2 мм в поперечнике) кристаллов пирохлора. Несмотря на некоторую изменчивость их валового химического состава, содержания главных петрогенных компонентов ($\text{CaO} \sim 50\text{--}54$, $\text{SiO}_2 \sim 0.7\text{--}12$, $\text{MgO} \sim 0.1\text{--}1.8$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 0.3\text{--}1.4$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.6\text{--}3.6$, $\text{CO}_2 \sim 38\text{--}40$ мас. %), а также большинства типоморфных микроэлементов

(Sr 2123–5770, Ba 120–870, Zr 45–82, Nb 2–38, TR + Y 521–2126 г/т) [7, 8] соответствуют интервалам концентраций, установленным для кальциокарбонатитов [9]. При этом варьирующее в породах Sr/Ba-отношение (4.5–23.3) в большей степени характеризует их как дифференциалы ранних стадий карбонатитогенеза. Наблюдаемое заметное обогащение карбонатитов легкими РЗЭ (до 502–1956 г/т) по сравнению с невысокими содержаниями (94–405 г/т) в ассоциирующих силикатных породах комплекса обусловлено не столько вещественным составом источника или степенью его плавления, сколько механизмом отделения карбонатитовой фракции от материнского щелочного расплава. Такое перераспределение РЗЭ вполне согласуется с экспериментальными данными по синтетическим системам с силикатно-карбонатной жидкостной несмесимостью и свидетельствует о ликвационном происхождении изученных карбонатитов [8].

Изотопный анализ Nd и Sr проводился на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-262” в статическом режиме измерений по стандартной методике (табл. 1). Параметры изохроны и возраст исследованных образцов рассчитывались методом Д. Йорка [10]. На Sm–Nd-эволюционной диаграмме аналитические точки валовых проб, представленные составами трех последовательных интрузивных фаз комплекса – слюдяными клинопироксенитами, щелочными сиенитами и карбонатитами, удовлетворительно (СКВО = 1.7) аппроксимируются линией регрессии с наклоном, соответствующим возрасту 474 ± 37 млн. лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 6.4 \pm 0.4$ (рис. 2). Полученное значение возраста близко совпадает по времени с одним из пиков активности (470 ± 5 млн. лет) ордовикского магматизма в центральной и восточной частях

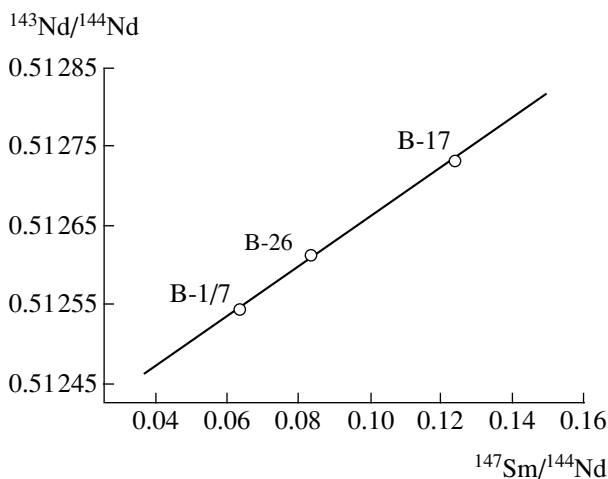


Рис. 2. Sm–Nd-изохрона по породам комплекса эдельвейс. $T = 474 \pm 37$ млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 6.4 \pm 0.4$, СКВО = 1.7. Номера на графике соответствуют номерам образцов в табл. 1.

АССО и сопоставимо с датировками других магматических комплексов повышенной щелочности, также считавшихся ранее более молодыми образованиями [11]. При этом следует отметить соответствие радиологических данных известным геологическим воззрениям, предполагающим существование не менее двух (раннепалеозойского и раннедевонского) возрастных уровней проявления рифтогенеза на территории АССО.

Как нам представляется, развитие пространственно сопряженного с ним мантийного щелочного и карбонатитового магматизма можно рассматривать в рамках различных геодинамических моделей. С традиционной точки зрения, предполагающей коллизию Горно-Алтайского блока с Сибирским континентом в ордовике и, частично, силуре [5], заложение магмопроводящих рифтинговых структур типа pull-apart могло происходить при косоориентированном сближении данных литосферных сегментов и возникновении сдвиговых дислокаций в уже достаточно консолидированной окраинно-континентальной коре. С другой стороны, в соответствии с предложенной в последнее время моделью формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса [12], рифейские террейны, образованные в результате раскола шельфовой части суперконтинента Родинии, вместе с разделявшими их фрагментами океанической литосферы, островными дугами и задуговыми бассейнами дрейфовали в одном направлении с Сибирским континентом и представляли собой зарождающуюся складчатую область. При этом предполагается, что на рубеже ~500 млн. лет данный структурный коллаж, войдя в зону воздействия горячего поля мантии, столкнулся с системой океанических островов, что в конечном итоге привело к образованию каледонского супертеррейна. В ходе аккреции его западным краем (в современных координатах) была перекрыта одна из горячих точек, которая обусловила длительную внутриплитную активность. Именно ее проявлениями можно считать образование в раннем палеозое карбонатитосодержащих щелочно-базитовых комплексов Кузнецкого Алатау [1] и Горного Алтая.

Получение сбалансированной Rb–Sr-изохроны только по валовым составам пород, которая подтверждала бы установленный ордовикский возраст комплекса эдельвейс, по-видимому, невозможно из-за заметного нарушения замкнутости этой изотопной системы ($I_{474}^{Sr} \sim 0.7033-0.7039$) в процессе магматической эволюции. Предполагается, что проникновение чужеродного ^{87}Sr в производные расплавы, как и в случае формирования щелочных массивов Кузнецкого Алатау [1], происходило в результате коровой контаминации, воздействие которой также отразилось на параметрах C–O-изотопной системы карбонатитов

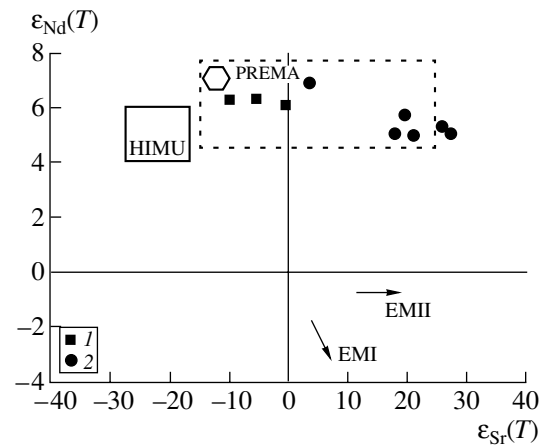


Рис. 3. Изотопный состав Nd и Sr в породах карбонатитосодержащих комплексов. 1, 2 – карбонатиты, щелочные и субщелочные породы комплекса эдельвейс Горного Алтая (1) и интрузивных массивов (Верхнепетропавловский, Кия-Шалтырский) Кузнецкого Алатау [1, 2] (2). Штриховой линией оговорено поле преобладающих составов пород ранне- и среднепалеозойских базитовых магматических ассоциаций Алтае-Саянской области по [3]. Положение резервуаров PREMA, HIMU, EMI, EMI на диаграмме приведено в соответствии с их современными изотопными параметрами по [14].

($\delta^{13}C$ от -8.4 до -2.7‰ PDB; $\delta^{18}O$ $7.5-14.9\text{‰}$ SMOW) [7, 8]. Вместе с тем породы комплекса эдельвейс при вариациях величины $\epsilon_{Sr}(T)$ от -0.6 до -9.6 обладают практически идентичным изотопным составом неодима (табл. 1), что указывает на их комагматичность и происхождение из единого источника. Однако по сравнению с большинством карбонатитов молодого (<200 млн. лет) возраста, для формирования которых характерно различное по масштабам смешение материала EMI с плюмовым HIMU-компонентом [9, 13], первичный изотопный состав неодима и стронция данного источника более сопоставим с параметрами мантийного резервуара типа PREMA (рис. 3). Обычно признаки присутствия вещества этого домена мантии отмечаются только в составах некоторых силикатных пород, ассоциирующих с карбонатитами [13]. Тем не менее участие компонента PREMA в формировании всех интрузивных фаз комплекса эдельвейс, очевидно, находится в полном соответствии с его доминирующей ролью в составе мантийного суперплюма, определявшего развитие ранне-среднепалеозойского базитового магматизма на территории Северной Азии [3]. Следует также отметить, что по особенностям изотопной эволюции Nd и Sr рассматриваемая ассоциация щелочных основных пород и карбонатитов заметно отличается от петрографически сходных протерозойских пироксенит-сиенит-карбонатитовых комплексов Хогенакал и Севаттур в Южной Индии, в составе кото-

рых преобладает вещество обогащенной (ϵ_{Nd} от -0.7 до -5.9) мантии ЕМ1 [15].

Полученные изотопные данные позволяют сделать следующие выводы: 1) формирование щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс происходило на позднеколлизийном этапе в среднеордовикское время; 2) источником вещества образовавшейся комагматичной ассоциации послужила умеренно деплетированная мантия типа РЕМА; 3) эволюция производных расплавов осложнялась коровой контаминацией, эффекты которой проявились в увеличении изотопных отношений стронция, кислорода и углерода в породах и минералах.

Авторы признательны В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН) за конструктивные замечания по содержанию данного сообщения.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64331), Министерства образования РФ (грант У 02-9.0-92), НП "Университеты России" (проект УР 09.01.042) и ФП МПР России "Изотопное датирование рудоносных магматических и метаморфических комплексов для Госгеолкарты-1000".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. // ДАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.
2. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н. и др. В сб.: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии "Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза". СПб., 2003. С. 121–124.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
4. Оболенская Р.В. Мезозойский магматизм Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1983. 47 с.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 8–28.
6. Бусов М.М., Ватанабе Е. // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 82–93.
7. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Покровский Б.Г. и др. В сб.: Материалы конф. "Проблемы металлогении юга Западной Сибири". Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1999. С. 93–96.
8. Врублевский В.В. Петрология карбонатитовых комплексов консолидированных складчатых областей (на примере Южной Сибири и Тянь-Шаня). Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2003. 40 с.
9. Carbonatites: Genesis and Evolution / K. Bell Ed. L.: Unwin Hyman, 1989. 601 p.
10. York D. // Can. J. Phys. 1966. V. 44. P. 1079–1086.
11. Рублев А.Г. В сб.: Материалы II Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 4. С. 312–314.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // ДАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
13. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11/12. P. 1839–1845.
14. Zindler A., Hart S.R. // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
15. Kumar A., Charan S.N., Gopalan K., Macdougall J.D. // Geochim. et cosmochim. acta. 1998. V. 62. № 3. P. 515–523.