

УДК 550.4

Sm–Nd-ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ИСТОЧНИКА АССОЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ОСНОВНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

© 2003 г. В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, Д. З. Журавлев, Н. А. Макаренко

Представлено академиком В.И. Коваленко 05.02.2003 г.

Поступило 07.02.2003 г.

Как известно, на территории юго-западной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления карбонатитовый и щелочной магматизм проявлялся неоднократно на протяжении позднего рифея, раннего и среднего палеозоя, позднего мезозоя. Наименее определенным выглядит возрастное положение палеозойских ассоциаций щелочных пород и карбонатитов в западном секторе Алтае-Саянской области, формирование которых обычно рассматривалось в связи с процессами девонского рифтинга в консолидированных складчатых сооружениях на окраине кратона. До последнего времени подобные взгляды основывались на не всегда однозначно интерпретируемых геологических взаимоотношениях и сильно варьирующих K–Ar-изотопных датировках. Критический пересмотр этой концепции стал возможным благодаря недавно полученным доказательствам развития и длительного существования мантийного плюма, действовавшего на литосферу региона, начиная с позднего кембрия и до конца девона [1]. Не вызывает сомнений, что коррективки и уточнение основных временных этапов магматической деятельности, непосредственно связанной с его эволюцией, составят одно из важных направлений дальнейших исследований. С учетом этого в работе приведены новые изотопно-геохронологические данные по карбонатитам и комагматичным щелочно-основным породам северного склона Кузнецкого Алатау (Верхнепетропавловский плутон), прежде считавшимся девонскими образованиями, которые свидетельствуют о позднекембрийско-раннеордовикском возрасте и вероятном их формировании уже в начальную фазу активности плюма.

В структурно-тектоническом отношении Кузнецкий Алатау рассматривается в качестве со-

ставной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и с современных позиций интерпретируется как один из островодужных террейнов в системе раннепалеозойской активной окраины Сибирского кратона [2]. В его строении принимают участие фрагменты разновозрастных (694 ± 43 и 544 ± 8 млн. лет) офиолитовых ассоциаций, эффузивные комплексы базальт-андезитового состава, карбонатные и терригенные отложения, сформировавшиеся во временном интервале от позднего рифея-венда до среднего кембрия включительно [3, 4]. Происходившие впоследствии складчатые дислокации и зеленосланцевый региональный метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ с практически синхронным становлением гранитоидных батолитов пестрого состава (530–473 млн. лет) [4] предполагают, что аккреция Кузнецко-Алатауского террейна к окраине Сибирского континента завершилась ориентировочно в позднем кембрии–раннем ордовике, и дальнейшее развитие региона определялось уже субплатформенным режимом. Проявление характерного щелочно-базитового магматизма и, по-видимому, его карбонатитовых производных обычно считалось более поздним событием и связывалось с эпохой ранне-среднедевонской деструкции каледонид Кузнецкого Алатау, происшедшей в условиях посторогенного рифтогенеза [5–7]. При этом многочисленные и небольшие по размерам дифференцированные щелочно-мафитовые интрузии нередко рассматриваются в составе единой комагматичной ассоциации со сходными по составу и возрасту вулканитами, развитыми в пределах сопряженных межгорных котловин.

Основные разногласия среди исследователей региона возникают при возрастной интерпретации пород повышенной щелочности. В частности, интрузивные массивы, расположенные по периферии упомянутых посторогенных впадин и представленные породными парагенезами щелочных габброидов, фойдолитов и нефелиновых сиенигов в сопровождении вулканических и дайковых пород базанитоидной серии, считаются производными горячегогорского магматического комплекса

Томский государственный университет
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов,
Москва

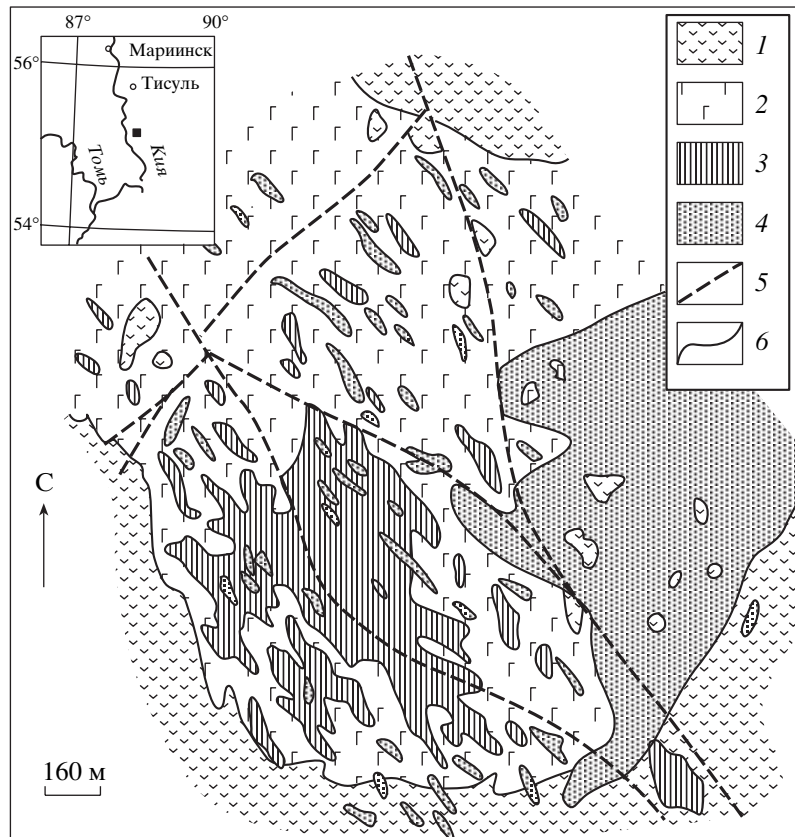


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Верхнепетропавловского массива. Составлена по материалам Б.В. Дроздова, А.Н. Уварова, В.Н. Елисафенко [8]. 1 – базальты, андезито-базальты берикюльского комплекса среднего кембрия; 2–4 – породы интрузивных фаз массива: субщелочное габбро, инъецированное жильными телами тералитов (2), основные фойдолиты (3), фоййиты (4); 5 – тектонические разрывные нарушения; 6 – границы геологических тел. На врезке в левом верхнем углу показано географическое расположение массива.

раннего–среднего девона. Габбро-сиенит-нефелин-сиенитовые плутоны другой группы с подчиненным развитием собственно щелочных пород тяготеют к осевой части Кузнецко-Алатауского хребта и пространственно сопряжены с магматитами иной формационной принадлежности, включая разновозрастные ассоциации гранитоидов, диоритоидов, габбро-пироксенитов и альпийно-типных гипербазитов. Конвергентное геологическое строение этих структурных сегментов существенно затрудняет однозначную хронологическую интерпретацию проявлений щелочного магматизма в регионе и вызывает оживленную дискуссию среди специалистов. Большинство имеющихся К–Аг-изотопных датировок по интрузиям подобного рода, в отличие от горячегорского комплекса, варьирует в широком временном диапазоне (380–546 млн. лет) от среднего кембрия до среднего девона с удешивением возраста у габброидных производных [7]. Изученный нами Верхнепетропавловский массив по своему геологическому положению может быть отнесен к плутонам именно второго типа, но представляет собой несколько необычную для них ассоциацию субще-

лочных габброидов, тералитов, основных фойдолитов и фоййитов. Ее уникальность, и не только для Кузнецкого Алатау, заключается также в развитии кальциокарбонатитов, комагматичность которых с силикатными щелочно-мафитовыми породами подтверждается нашими более ранними исследованиями [8, 9]. Новые данные по изотопному составу самария и неодима в породах и минералах этого массива позволили уточнить хронологическую последовательность его формирования и обосновать мантийную природу первичного вещества карбонатитов и ассоциирующихся щелочных пород.

Массив расположен в верховьях рч. Петропавловки, левого притока р. Большой Тулуя (55°00' с.ш., 88°12' в.д., рис. 1) и представляет собой полифазную интрузию с площадью выхода около 3 км² [8]. Наиболее раннее субщелочное габбро образует почти вертикальное штокообразное тело с интрузивными контактами, прослеженное до глубины 800 м среди измененных основных эффузивов кембрийского возраста. Вдоль зоны субмеридионального разлома субщелочные габброиды последовательно инъецирова-

Таблица 1. Изотопный состав неодима и стронция в породах и минералах Верхнепетропавловского массива

Образец	Порода	Анализ. материал	Nd, ppm	Sm, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_T$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM}	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	$\epsilon\text{Sr}(T)$
6/239.6	Субщелочное габбро	Вал. состав	9.43	2.74	0.17551	0.512937 ± 5	0.512353	7.23	0.85	0.70412	3.13
ПТ-14	Основной фойдолит	Вал. состав	27.5	5.18	0.11384	0.512618 ± 5	0.512239	5.00	0.82	0.70537	20.87
45/208.7	Карбонатит	Вал. состав	106	21.5	0.12235	0.512648 ± 4	0.512241	5.04	0.84	0.70584	27.46
		Пироксен	11.9	2.97	0.15042	0.512740 ± 7	0.512239	5.01	–	–	–
		Апатит	756	147	0.11764	0.512630 ± 4	0.512238	4.98	–	–	–

Примечание. Концентрации Sm и Nd определены с точностью ± 1 отн. %. Погрешности значений (2σ) для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ не превышают 0.2 отн. %. Параллельное измерение стандарта La Jolla показало средние результаты: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511837 \pm 12$ ($2\sigma_{\text{ед}N} = 36$, нормировано к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$). При расчете соответствующих возрасту первичных изотопных отношений и величины ϵ применяли современные значения для CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и UR ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$). Модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}}$ (млрд. лет) рассчитан на основе современных значений деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$. Исходные данные для $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ взяты из работы [9].

ны жилообразными телами тералитов, основных фойдолитов, фойяитов и карбонатитов. В составе последних, наряду с кальцитом, в переменных количествах присутствуют диопсид, ферромонтчеллит, апатит, магнетит, флогопит, бастнезит, пирротин и пирит [8], которые образуют минеральный парагенезис, обычно характерный для наиболее ранних магматических карбонатитов. Эндогенная природа данных пород подтверждается также на геохимическом уровне. Карбонатиты содержат в заметных количествах такие типоморфные элементы, как стронций (до 1500–3000 г/т), РЗЭ и иттрий (до 700–800 г/т) при повышенном отношении Sr/Ba (2.4–7.0). Установленные особенности гомогенизации микровключений со-

левого расплава в монтчеллите и клинопироксене свидетельствуют о сравнительно высокотемпературном (570–890°C) состоянии карбонатитобразующей системы [8].

Изотопный анализ самария и неодима проведен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме измерений по стандартной методике. Параметры изохроны и абсолютный возраст исследованных образцов рассчитывали методом Д. Йорка [10]. Результаты определения изотопного состава приведены в табл. 1. Расположение аналитических точек на Sm–Nd-изохроне, определяемое составами карбонатита, его породообразующих минералов – диопсида и апатита, а также ассоциирующего основного фойдолита, аппроксимируется линией регрессии с наклоном, соответствующим возрасту 509 ± 10 млн. лет при $\epsilon\text{Nd}(T) = 5.1 \pm 0.2$ и $\text{MSWD} = 0.1$ (рис. 2). При этом из расчета регрессии была исключена валовая проба субщелочного габбро, которое по своим изотопным параметрам заметно отличается от других пород массива (табл. 1, обр. 6/239, 6) и не может рассматриваться в качестве комагматичной фазы. По-видимому, его следует относить к более древним образованиям, генерированным из значительно сильнее деплетированного мантийного источника. Проведенное изотопное датирование показало, что формирование ассоциации щелочных пород и карбонатитов Верхнепетропавловского массива совпадает по времени с хронологической границей кембрий – ордовик. С нашей точки зрения, этот возрастной рубеж соответствует началу этапа посторогенной тектонической активизации региона, с которой, по-видимому, было связано наиболее интенсивное проявление ордовикского (450–490 млн. лет) магматизма на территории АССО [11].

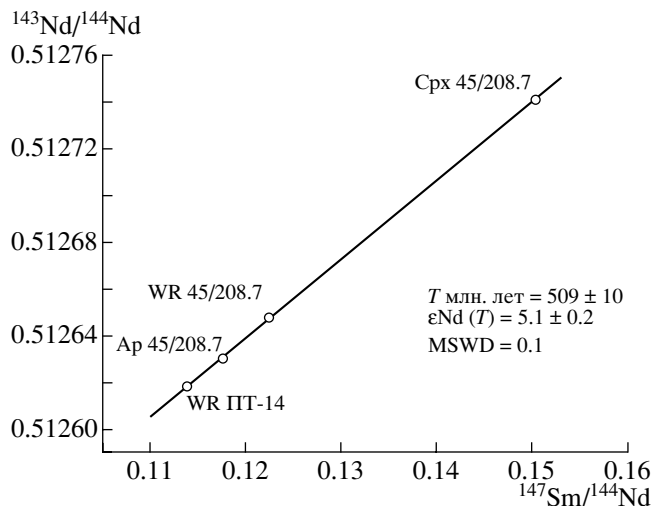


Рис. 2. Sm–Nd-изохрона по породам и минералам Верхнепетропавловского массива. Цифры у точек соответствуют номерам образцов в табл. 1. WR – валовый состав породы, Ap – апатит, Срх – моноклиновый пироксен.

Установление природы источника рассматриваемой ассоциации щелочных пород и карбонатитов осложняется эффектом селективной контаминации магматических расплавов коровым веществом. Особенно заметно ее влияние отразилось на составе С–О–Sr-изотопных систем, которые были значительно нарушены в ходе своей эволюции [9]. При этом первичные мантийные характеристики сохранили, по-видимому, только клинопироксены ($I_{0(509)}^{Sr}$ 0.7020–0.7024; $\delta^{18}O$ 6.3–8.6 ‰ SMOW) габброидов. В остальных случаях указанные изотопные системы минералов и пород ассоциации в той или иной степени несут следы мантийно-корового взаимодействия. Исключение составляет первичный изотопный состав неодима, который остается практически неизменным в проанализированных нами образцах основного фойдолита, карбонатита и его породообразующих минералах (табл. 1). Рассчитанные для них величины $\epsilon Nd(T)$ (4.98–5.04) попадают в диапазон значений, характерных для плюмового HIMU-компонента (рис. 3). Его участие в процессах карбонатитогенеза, особенно при смешении с мантийным материалом EM I, рассматривается как типичное для большинства молодых (<200 млн. лет) карбонатитовых комплексов [13, 14]. Вместе с тем субщелочному габбро свойственно более высокое значение $\epsilon Nd(T) \sim 7.23$, сопоставимое с MORB, а также с продуктами некоторых проявлений ранне-среднепалеозойского базитового магматизма АССО, для которых в качестве источника предполагается умеренно деплетированная мантия типа PREMA [1]. Полученные данные свидетельствуют о гетерогенности и полихронном образовании Верхнепетропавловского массива. Наблюдаемое на ϵNd – ϵSr -диаграмме (рис. 3) смещение составов изученных пород в область положительных значений ϵSr , подобно карбонатитовым комплексам Индии (Амба-Донгар) и Бразилии (Якупиранга) [14], обусловлено, главным образом, процессами коровой контаминации, благодаря которой в магму мог поступать дополнительный радиогенный стронций из ремобилизованных рассолов, захороненных в карбонатных осадочных толщах Кузнецкого Алатау [9].

В заключение следует отметить, что полученные нами возрастные данные для пород Верхнепетропавловского массива не совсем укладываются в рамки общепринятой геохронологической схемы эволюции щелочного магматизма в северной части Кузнецкого Алатау, предполагающей главную фазу его активности в раннем девоне. Кроме этого, фактически перекрывающиеся хронологические интервалы формирования коллизионных гранитоидов и рассмотренной ассоциации щелочных пород и карбонатитов ставят под сомнение исключительно континентальную природу происходивших процессов рифтин-

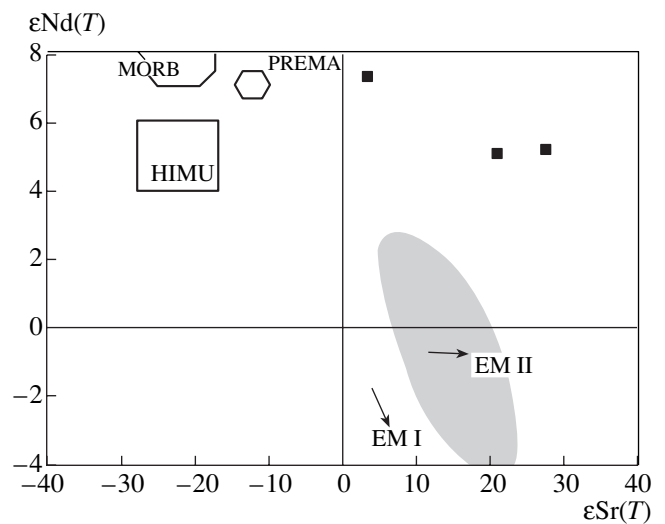


Рис. 3. Изотопный состав Nd и Sr в породах Верхнепетропавловского массива. Положение резервуаров MORB, PREMA, HIMU, EM I, EM II на диаграмме приведено в соответствии с их современными изотопными параметрами по [12]. Серым фоном показано поле составов карбонатитов Южной Америки и Индии по [14].

га. Судя по установленной нами редкоэлементной специализации щелочно-мафитовых производных [15], нельзя отрицать возможность того, что в ордовикско-силурийское время на территории региона проявился конвергентный щелочно-габброидный магматизм рифтогенного типа, эволюционировавший в условиях пространственного совмещения и последовательной смены окраинно-континентальной и внутриплитной палеообстановок. В качестве вероятного аналога такого тектонического режима авторами предлагается рассматривать сложную геодинамическую обстановку формирования известных мезозойско-кайнозойских карбонатитовых комплексов Кордильерской складчатой системы. Принимая во внимание первично-мантийную природу источника вещества карбонатитов и ассоциирующих щелочных пород Кузнецкого Алатау, можно предположить, что геологическое развитие региона, начиная приблизительно с раннего ордовика, находилось под влиянием устойчивой горячей точки (плюма). Ее пульсационная деятельность, осложнявшая субдукционные процессы на активной окраине Сибирского континента, по-видимому, во многом определяла полихронность рифтинга и связанного с ним магматизма повышенной щелочности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования РФ (грант Е 02–9.0–92) и ФЦП “Интеграция” (проект Е 0254).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
2. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
3. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. // ДАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
4. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.
5. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169 с.
6. Довгаль В.Н., Широких В.А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 215 с.
7. Макаренко Н.А., Кортусов М.П. Петрология габбро-сиенит-нефелинсиенитовой ассоциации Мариинской Тайги. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1991. 310 с.
8. Врублевский В.В., Бабанский А.Д., Тронева Н.В., Елисафенко В.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 65–81.
9. Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринев О.М. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 81–94.
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. Zindler A., Hart S.R. // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.
13. Bell K., Kjarsgaard B.A., Simonetti A. // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11/12. P. 1839–1845.
14. Harmer R.E., Gittins J. // J. Petrol. 1998. V. 39. № 11/12. P. 1895–1903.
15. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н. и др. В сб.: Материалы Всерос. конф. “Петрология магматических и метаморфических комплексов”. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2002. Т. 1. В. 3. С. 55–67.