

О КОРРЕКТНОСТИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ Rb/Sr ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

С.В. Ефремов, С.И. Дриль, Г.П. Сандиминова, И.В. Сандимиров

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Статья посвящена проверке достоверности Rb/Sr изотопных датировок мелового гранитоидного комплекса Центральной Чукотки. В результате выполненных исследований показано, что Rb/Sr изотопные даты для позднеорогенных гранитоидов не являются достоверными. Вариация изотопных характеристик позднеорогенных гранитоидов может быть объяснена с позиции смешения первичных мантийных магм с веществом континентальной коры. Наиболее вероятной причиной смены изотопных возрастов может быть постоянство составов компонентов смешения и их пропорций.

Гранитоиды, изотопный возраст, ультракалийевые базиты.

Rb/Sr ISOTOPE STUDIES OF CRETACEOUS GRANITOIDS IN THE CENTRAL CHUKCHI REGION: CORRECTNESS OF GEOCHRONOLOGICAL INTERPRETATION OF RESULTS

S.V. Efremov, S.I. Dril', G.P. Sandimirova, and I.V. Sandimirov

The validity of the Rb/Sr isotopic ages of Cretaceous granitoid complex in the central Chukchi region has been verified. The performed studies showed that the Rb/Sr isotopic ages of late-orogenic granitoids are not reliable. Their variation can be explained in terms of the mixing of primary mantle magmas with continental-crust matter. Most probably, the variation is due to the constant compositions of mixing components and their proportions.

Granitoids, isotopic age, ultrapotassic basites

ВВЕДЕНИЕ

Гранитоидный магматизм обычно связан с интенсивными тектоническими перестройками в континентальной литосфере. Это позволяет использовать изотопный возраст гранитоидов для датирования тектонических процессов. С этих позиций большое значение приобретает достоверность изотопных датировок.

По геологическим данным, в пределах Центральной Чукотки выделяются два этапа мезозойского гранитообразования: позднеорогенный (K_1) и посторогенный (K_2) [Гельман, 1970; Милов, 1975; Загрузина, 1977]. Образование позднеорогенных гранитоидов связано с коллизией Чукотской и Евразийской плит [Зоненшайн и др., 1990; Nokleberg et al., 2000], а посторогенных — с заложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) [Ефремов и др., 2000].

Результаты, полученные при Rb/Sr датировании гранитоидов, не согласуются с геологическими данными. В регионе выделяются четыре возрастных этапа гранитообразования: 147—139, 127—126, 107—103 и 85—82.5 млн лет [Дудкинский и др., 1992; Ефремов и др., 2000, 2008].

Если этап 85—82.5 млн лет (посторогенные гранитоиды) вполне может быть сопоставлен с заложением ОЧВП, то первые три этапа соответствуют позднеорогенным гранитоидам и должны быть сопоставлены с коллизионным событием, произошедшим в аптское время. Обращает на себя внимание разброс изотопных датировок позднеорогенных гранитоидов от 147 до 103 млн лет. Причем коллизионному событию по возрасту близки только гранитоиды этапа 127—126 млн лет, а остальные являются либо более «древними», либо более «молодыми». Так как все позднеорогенные гранитоиды не несут следов динамического воздействия и участвуют в строении единых складчатых структур, можно предположить, что в большинстве случаев Rb/Sr датировки не отражают реальный возраст образования гранитоидов.

Однако этому выводу противоречит одна интересная особенность, выраженная в «синхронной» смене Rb/Sr изотопных датировок гранитоидов, в пределах всей Центральной Чукотки [Ефремов и др., 2000]. Это свидетельствует о том, что совпадения возрастов не являются случайными, и они вполне могут отражать этапы геологического развития региона. Для подтверждения или опровержения этого вывода необходимо проверить достоверность Rb/Sr датировок.

Настоящее исследование посвящено выявлению причин вариации Rb/Sr возрастов мезозойских гранитоидов Центральной Чукотки.

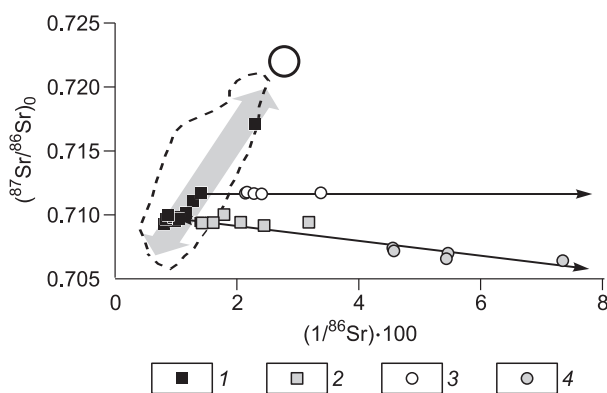
ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве объектов исследования нами выбраны гранитоиды Певекского и Пырканайского массивов (рис. 1). Оба массива относятся к позднеорогенному этапу гранитообразования и входят в состав вулканоплутонической ассоциации [Гельман, 1963; Загрузина, 1977; Дудкинский и др., 1993], представленной породами калиевой и ультракалиевой серий [Ефремов, Козлов, 2007; Ефремов, 2009]. Rb/Sr изотопный возраст гранитоидов этих массивов составил 147.1 ± 25.1 и 126.8 ± 8.6 млн лет соответственно [Дудкинский и др., 1992]. Несмотря на разницу в изотопном возрасте, гранитоиды обоих массивов могут рассматриваться как производные близкой по геохимической характеристике магмы, эволюционировавшей на разных уровнях континентальной коры [Ефремов, 1994].

Для оценки корректности изотопных датировок расположим точки составов гранитоидов на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (1/^{86}\text{Sr}) \cdot 100$ (рис. 2). Согласно изохронной модели, все точки составов должны иметь единое первичное отношение и лежать на прямой линии, параллельной оси абсцисс диаграммы. Любые наклонные тренды рассматриваются как линии смешения.

Это условие выполняется только для гранитоидов Певекского массива. Расположение точек составов Пырканайского массива может быть описано линией тренда, имеющей отрицательный наклон, которая должна рассматриваться как линия смешения. Это позволяет сделать вывод, что датировка, полученная для Пырканайского массива, не имеет геологического смысла, а сами гранитоиды могут рассматриваться как продукт смешения первичных мантийных магм с веществом континентальной коры.

Для иллюстрации этого процесса авторами использована модель Р. Бенито [Benito et al., 1999], предполагающая образование первичных ультракалиевых магм путем плавления субконтинентального литосферного источника, метасоматизированного флюидами, выделившимися при дегидратации океанической литосферы в зоне субдукции. Вектор, отражающий долю метасоматирующего агента в составе ультракалиевых магм, показан на диаграмме серой стрелкой (см. рис. 2). Помимо этого на диаграмме приведены составы ультракалиевых и калиевых вулканитов, входящих с позднеорогенными гранитоидами в единую вулканоплутоническую ассоциацию, а также поле составов ультракалиевых базитов Средиземноморья и оценка состава метасоматирующего флюида.



2 — калиевые; 3, 4 — гранитоиды: 3 — Певекский массив, 4 — Пырканайский. Часть составов вулканитов взята из работы [Котляр, Русакова, 2004]. Отношения изотопов Sr пересчитаны на возраст 147 млн лет. Тонкими стрелками даны линии эволюции составов Певекского и Пырканайского массивов.

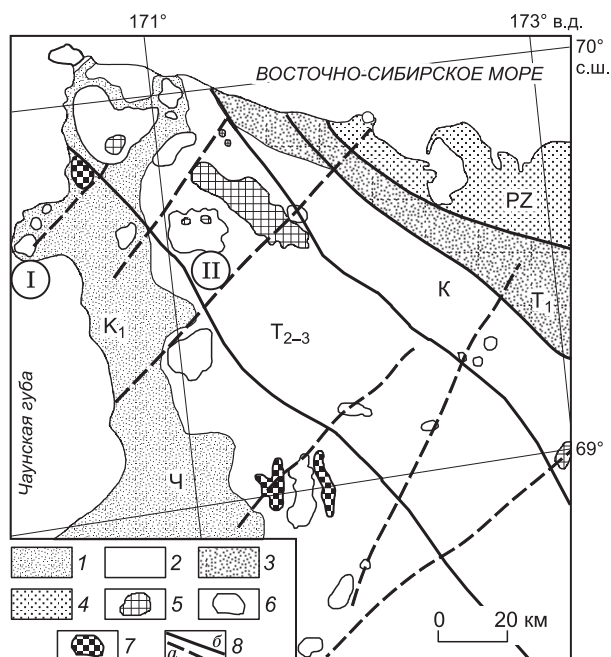


Рис. 1. Геологическая схема Чаунского района Центральной Чукотки.

1—3 — мезозойские вулканогенно-осадочные отложения: 1 — раннемеловые, 2 — среднепозднетриасовые, 3 — раннетриасовые; 4 — палеозойские осадочные отложения; 5, 6 — гранитоиды: 5 — посторогенные, 6 — позднеорогенные; 7 — позднеорогенные вулканиты; 8 — разломы: а — по геологическим данным, б — по геофизическим.

Рис. 2. Диаграмма $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (1/^{86}\text{Sr}) \cdot 100$ для пород позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации.

Широкой серой стрелкой дан вектор, отражающий долю метасоматирующего агента в составе ультракалиевых магм [Benito et al., 1999]. Штриховой линией ограничено поле составов ультракалиевых базитов Средиземноморской провинции, по [Benito et al., 1999; Conticelli et al., 2002; Prelevic et al., 2004, 2005; Duggen et al., 2005]. Окружность — состав метасоматирующего флюида, по [Benito et al., 1999]. Позднеорогенная вулканоплутоническая ассоциация: 1, 2 — вулканиты: 1 — ультракалиевые,

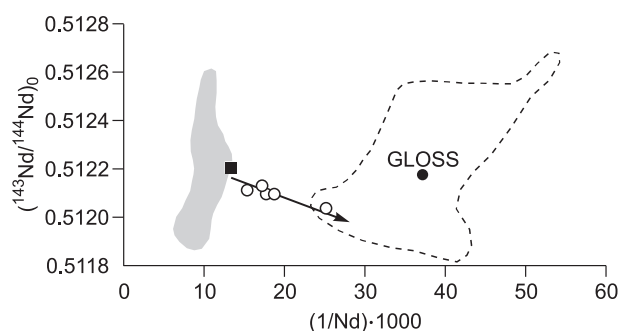


Рис. 3. Диаграмма $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (1/\text{Nd}) \cdot 1000$ для пород Певекского массива.

Серое поле ограничивает вариации составов ультракальциевых базитов Средиземноморской провинции [Conticelli et al., 2002; Prelevic et al., 2004, 2005; Duggen et al., 2005]. Штриховой линией ограничено поле составов субдуцируемых осадков (GLOSS), черной окружностью дан их средний состав [Plank, Langmuir, 1998]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

Мы видим, что эволюция составов ультракальциевых базитов вулканоплутонической ассоциации Центральной Чукотки вполне соответствует модели Р. Бенито, согласуясь с данными по Средиземноморской провинции. Большинство точек составов ультракальциевых базитов Центральной Чукотки приурочено к вектору изменения составов первичных ультракальциевых магм и могут рассматриваться в качестве продуктов плавления метасоматически преобразованного мантийного источника [Ефремов, 2009].

Другая часть составов базитов вместе с гранитоидами Пырканайского массива образуют линию смешения (см. рис. 2). Эти магматические образования относятся к породам калиевой серии, которые обычно рассматриваются в качестве продуктов смешения ультракальциевых магм с веществом континентальной коры [Conticelli, Recerillo, 1992; Miller et al., 1999; Conticelli et al., 2002].

Приуроченность к единой линии смешения одновозрастных гранитоидов и вулканитов позволяет предполагать, что они имели единую первичную магму и единый источник контаминации. В качестве оценки состава первичной магмы может быть взят любой из составов ультракальциевых вулканитов, лежащих на пересечении линии смешения и вектора составов первичных магм. Оценка состава источника контаминации более сложна и требует дополнительных изотопных данных.

Несмотря на соответствие изохронной модели, эволюция составов Певекского массива также может быть рассмотрена с позиций модели смешения первичной ультракальциевой магмы с веществом кон-

Изотопная характеристика пород позднеорогенной вулканоплутонической ассоциации Центральной Чукотки

Номер пробы	Порода	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2s$	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$
Вулканиты									
Ч-1830	Шошонит	244	760	0.71285	0.00009	—	—	—	—
Ч-1832	»	256	840	0.71185	0.00001	—	—	—	—
Ч-1835	»	230	690	0.71357	0.00013	12.95	75.44	0.512306	0.000008
Певекский массив									
Ч-1569	Монцодиорит	282.7	483.8	0.71517	0.00018	10.81	56.43	0.512207	0.000005
Ч-1565	Гранодиорит	266.9	478.1	0.71497	0.00011	9.20	58.10	0.512222	0.000008
Ч-1570	»	260.5	453.8	0.71509	0.00008	9.61	53.37	0.512200	0.000008
Ч-1544	»	275.4	430.1	0.71545	0.00012	10.11	65.09	0.512202	0.000007
Ч-1538	Гранит	294.4	306.5	0.71744	0.0001	7.32	39.74	0.512144	0.000007
Пырканайский массив									
Ч-1654	Гранит	278.9	219.4	0.71482	0.00021	—	—	—	—
Ч-1403	»	265.1	218.5	0.71425	0.00031	—	—	—	—
Ч-1659	»	286.7	183	0.71614	0.00014	—	—	—	—
Ч-1661	»	314.8	183.9	0.71656	0.00017	—	—	—	—
Ч-1665	»	342	136.1	0.72108	0.00013	—	—	—	—

Примечание. Определение изотопного состава Sr пород проводилось в ИГХ СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201Т. Правильность изотопного анализа Sr контролировалась по стандарту ВНИИМ, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором составила 0.70800 ± 13 , при рекомендованном значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.708028$ [Чернышев и др., 2000]. Изотопные измерения Nd выполнялись на масс-спектрометре Finnigan-Mat 262 (Байкальский аналитический ЦКП СО РАН, г. Иркутск). Правильность изотопного анализа Nd контролировалась по стандарту JNd-1, измеренная величина которого составила $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512100 \pm 5$ при рекомендованном значении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121003 \pm 104$ [Orihasi et al., 1997]. Для расчета $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в пробах использовали данные ICP-MS анализа, выполненного методом ICP-MS в Иркутском центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Аналитики Г.П. Сандиминова, И.В. Сандимиров. Прочерк — нет данных.

тинентальной коры. Это было показано на основании $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ систематики [Ефремов, Козлов, 2007], однако отсутствие надежной оценки величины $\delta^{18}\text{O}$ в континентальной коре Центральной Чукотки не позволило сделать однозначные выводы.

Для того чтобы снять это противоречие, было выполнено исследование изотопного состава Nd в гранитоидах Певекского массива. Полученные результаты приведены на рис. 3 и в таблице. На рисунке приведена диаграмма $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (1/\text{Nd}) \cdot 1000$, принципы интерпретации которой аналогичны таковой диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (1/^{86}\text{Sr}) \cdot 100$.

Составы гранитоидов Певекского массива на диаграмме могут быть аппроксимированы наклонной линией, она может рассматриваться как линия смешения между производными первичных мантийных магм и веществом континентальной коры. В качестве оценки первичной магмы взят состав ультракалиевого шшонита (см. таблицу, пр. Ч-1835). Для иллюстрации возможности смешения с коровым компонентом использовано поле составов субдуцируемых осадков, наиболее полно отражающих состав верхней континентальной коры.

Эти результаты показывают, что Rb/Sr возраст, полученный для Певекского массива, также не имеет геологического смысла, а сами гранитоиды являются продуктом смешения первичных ультракалиевых магм с веществом континентальной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Учитывая полученные результаты, можно сделать вывод, что «синхронная» смена Rb/Sr возрастов позднеорогенных гранитоидов вряд ли связана со сменой тектонического режима. С большей степенью вероятности она может быть обусловлена постоянством составов мантийного и корового источников вещества и различными пропорциями их смешения при образовании «разновозрастных» гранитоидных магм.

При данной степени изученности полностью обосновать это предположение невозможно. Для этого нам необходимы подробные данные о составе и строении континентальной литосферы Чукотки, но в настоящее время они отсутствуют. Однако мы можем проиллюстрировать возможность этого процесса.

В качестве одного из источников мы должны рассматривать метасоматически преобразованную литосферную мантию, изотопная характеристика которой контролируется составом метасоматизирующего агента (флюида) и его долей в балансе вещества [Benito et al., 1999]. Вариации отношений изотопов Sr в этом источнике могут быть оценены по составам первичных ультракалиевых магм. В большинстве своем они ограничены значениями 0.709—0.712 и почти полностью перекрывают таковые для позднеорогенных гранитоидов [Дудкинский и др., 1992; Ефремов и др., 2000].

Другим источником вещества должна быть континентальная кора региона, данные о ее строении и составе крайне ограничены. Единственным литературным источником, на основании которого могут быть сделаны какие-либо оценки, является работа И.Л. Жулановой [1990].

По возрасту, генетической принадлежности и составу пород континентальная кора региона может быть подразделена на две части: палеопротерозойскую и неопротерозойскую. Более высокие возрастные уровни (PZ, MZ) нами не рассматривались ввиду фрагментарности аналитических данных и невозможности гранитообразования в пределах верхних коровых этажей.

Для иллюстрации процессов смешения мы использовали диаграмму $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (1/^{86}\text{Sr}) \cdot 100$, приведенную на рис. 4, поместив на нее оценки составов континентальной коры, ультракалиевых магм (см. таблицу, пр. Ч-1835; см. обр. 2556-5 [Котляр, Русакова, 2004]), точки составов гранитоидов Певекского и Пырканайского массивов.

Положение точек составов на диаграмме показывает, что наиболее вероятным источником контаминации для гранитоидов Певекского массива были породы неопротерозойской континентальной коры, а гранитоидов Пырканайского массива — палеопротерозойской. При этом вариации оценок составов коры дают возможность предполагать, что первичные ультракалиевые магмы взаимодействовали не с самим протолитом, а с продуктами его плавления. Для иллюстрации этого тезиса нами был выполнен расчет равновесного плавления пород обоих уровней континентальной коры. Линии, отражающие эволюцию составов расплавов при различной степени плавления, даны на диаграмме штриховыми линиями.

Использование расплавов в качестве смешивающихся компонентов позволяет рассчитать вклад каждого из них в суммарную вещественную характеристику конкретной магматической породы. Для Певекского массива в качестве оценки состава корового расплава был взят средний состав биотитового гранита кооленского комплекса [Жуланова, 1990], наиболее вероятным источником которого были породы неопротерозойского уровня континентальной коры Чукотки. Для Пырканайского массива был взят гипотетический состав, соответствующий 10%-й выплавке из палеопротерозойского источника.

Полученные параметры смешения показывают, что для гранитоидов Певекского массива (147 млн лет) доля мантийной компоненты колеблется от 60 до 30 %, а для Пырканайского массива

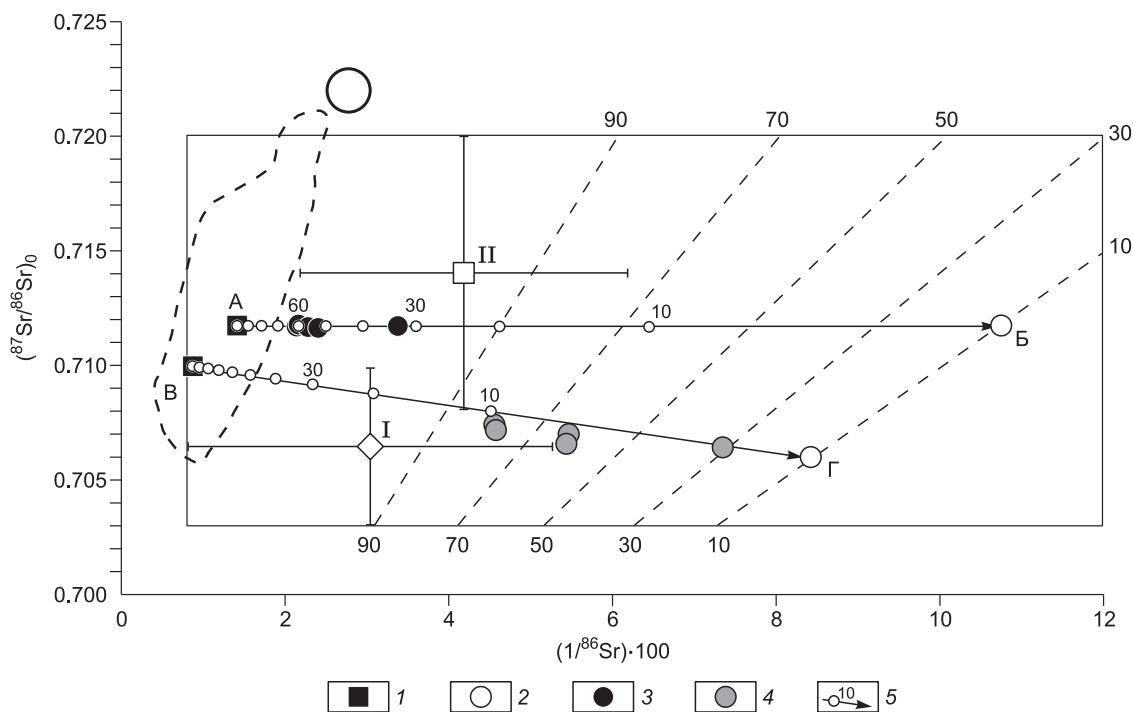


Рис. 4. Модель образования позднеорогенных гранитоидов на базе диаграммы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ — $(1/^{86}\text{Sr}) \cdot 100$.

I — оценка состава ультракалийевой магмы; 2 — оценка состава корового расплава; 3 — изотопная характеристика гранитоидов Певекской интрузии; 4 — изотопная характеристика гранитоидов Пырканайского массива; 5 — линии и пропорции смешения. Буквами обозначены компоненты смешения: Певекский массив: А — оценка состава ультракалийевой магмы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71173$; $^{86}\text{Sr} = 1.42$), Б — оценка состава корового расплава ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71164$; $^{86}\text{Sr} = 10.66$); Пырканайский массив: В — оценка состава ультракалийевой магмы ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7010$; $^{86}\text{Sr} = 0.87$), Г — оценка состава корового расплава ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7059$; $^{86}\text{Sr} = 8.45$).

Римскими цифрами даны оценки составов континентальной коры Чукотки, сделанные по [Жуланова, 1990]: I — палеопротерозойской ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7065 \pm 0.0034$; $^{86}\text{Sr} = 2.47 \pm 2.23$); II — неопротерозойской ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7140 \pm 0.0060$; $^{86}\text{Sr} = 3.19 \pm 2.58$). Расчет выполнен с 95%-м (3 σ) доверительным интервалом.

Тонкие прямые штриховые линии отражают вариации составов расплавов при разной степени плавления этих коровых источников. Величины плавления даны в процентах. Для расчета использовалась простейшая формула равновесного плавления $C_L/C_0 = 1/(F + D - F \cdot D)$, где D — общий коэффициент распределения, F — степень плавления (в долях единицы), C_0 — концентрация в протолите, C_L — концентрация в расплаве. Палеопротерозойская кора: плагиоклаз — 57, амфибол — 35, клинопироксен — 5, кварц — 3; неопротерозойская кора: плагиоклаз — 25, биотит — 15, калишпат — 35, кварц — 25. Коэффициенты распределения Sr: плагиоклаз — 4.4, амфибол — 0.49, клинопироксен — 0.52, биотит — 0.36, калишпат — 3.87 [Geochemical Earth...]. Величина ^{86}Sr рассчитана как 0.1общего Sr. Отношения изотопов Sr пересчитаны на возраст 147 млн лет. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

(126 млн лет) не превышает 10 %. Аналогичные пропорции были получены для гранитоидов Палянского (144 млн лет) [Дудкинский и др., 1992] и Телекайского (127 млн лет) [Ефремов и др., 2000] массивов.

Полученные результаты показывают, что закономерные вариации Rb/Sr возрастов гранитоидов Центральной Чукотки вполне могли быть вызваны выдержанностью составов источников вещества при различных пропорциях их смешения в обеих возрастных группах гранитоидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований было показано, что Rb/Sr датировки для позднеорогенных гранитоидов Центральной Чукотки не являются достоверными и не могут быть использованы для палеогеодинамических реконструкций.

Эволюция изотопных характеристик позднеорогенных гранитоидов может быть объяснена с позиции смешения первичных мантийных магм с веществом континентальной коры.

Наиболее вероятной причиной «закономерной» смены изотопных датировок гранитоидов может быть постоянство составов их мантийного и корового источников при различии пропорций смешения в двух группах «разновозрастных» гранитоидных магм.

ЛИТЕРАТУРА

- Гельман М.Л.** О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, с. 34—37.
- Гельман М.Л.** Магматизм. Общий обзор // Геология СССР. Т. 30, ч. 2. 1970, с. 7—31.
- Дудкин Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д.** Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Докл. АН СССР, 1992, т. 325, № 5, с. 1039—1043.
- Дудкин Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д.** Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеанская геология, 1993, № 6, с. 74—84.
- Ефремов С.В.** Геохимия и рудоносность гранитоидов Чаун-Чукотки (Центральная Чукотка): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 1994, 21 с.
- Ефремов С.В.** Геохимия и генезис ультракалиевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов // Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 1, с. 84—95.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д.** Ультракалиевые базиты Центральной Чукотки и их роль в понимании генезиса оловоносных гранитоидов // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 283—286.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П.** Rb/Sr возрасты гранитоидов Центральной Чукотки — новый взгляд на историю геологического развития региона // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 6, с. 816—819.
- Ефремов С.В., Козлов В.Д., Сандимирова Г.П., Дриль С.И.** Изотопное датирование ультракалиевого магматизма Центральной Чукотки. Rb/Sr возраст и геохимические особенности монзонитов штока Линкор // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (4), с. 319—324.
- Жуланова И.Л.** Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М., Наука, 1990, 300 с.
- Загрузина И.А.** Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М., Наука, 1977, 278 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М., Недра, 1990, 332 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б.** Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 2004, 152 с.
- Милов А.П.** Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. М., Наука, 1975, 128 с.
- Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Гольцман Ю.В.** Высокоточная калибровка стандартных образцов изотопного состава стронция с помощью многоколлекторного масс-спектрометра // Геохимия, 2000, № 12, с. 1280—1285.
- Corticelli S., Peccerillo A.** Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // Lithos, 1992, v. 28, p. 221—240.
- Corticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L., Civetta L.** Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany // Miner. Petrol., 2002, v. 74, p. 189—222.
- Benito R., López-Ruiz J., Cebriá J.M., Hertogen J., Doblas M., Oyarzun R., Demaiffe D.** Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain // Lithos, 1999, v. 46, p. 773—802.
- Duggen S., Hoernle K., Van Den Bogaard P., Garbe-Scho N.D.** Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the western most mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere // J. Petrol., 2005, v. 46, № 6, p. 1115—1201.
- Geochemical Earth Reference Model** // <http://earthref.org/GERM/>
- Miller C., Schuster R., Klotzli U., Frank W.** Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic constraints for mantle source characteristics and Petrogenesis // J. Petrol., 1999, v. 40, № 9, p. 1399—1424.
- Nokleberg W.J., Parfenov M.L., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., School D.W., Fujita K.** Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. Professional Paper, 1626. USGS, 2000, <http://geopubs.wr.usgs.gov/prof-paper/pp1626>.

Orihasi Y., Maeda J., Niida K., Jshinara S. Analysis of Nd isotope ratio for the GSJ reference sample JNdi-1 // Earth Planet. Materials Science. Hokkaido University, Sapporo, Japan, 1997, p. 1—17.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol., 1998, v. 145, p. 325—394.

Prelevic D., Foley S.F., Cvetkovic V., Romer R.L. Origin of minette by mixing of lamproite and dacite magmas in Veliki Majdan, Serbia // J. Petrol., 2004, v. 45, p. 759—792.

Prelevic D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetkovic V., Downes H. Tertiary Ultrapotassic volcanism in Serbia: Constraints on petrogenesis and mantle source characteristics // J. Petrol., 2005, v. 46, № 7, p. 1443—1487.

*Рекомендована к печати 5 февраля 2010 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию
5 мая 2009 г.*