

ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДАХ ПРИМОРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Г.А. Валуи, Е.Ю. Москаленко, А.А. Стрижкова, Г.Р. Саядян

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 16 января 2007 г.

Впервые определен состав изотопов кислорода в мел-палеогеновых гранитах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и позднемеловых гранитоидах татибинской серии (Центральный Сихотэ-Алинь). По величине $\delta^{18}\text{O}$ выделены 3 группы гранитоидов: I – со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +5.5 до +6.5 ‰; II – с $\delta^{18}\text{O}$ от +7.6 до +10.2 ‰ и III – менее +4.5 ‰. Породы I группы со значениями $\delta^{18}\text{O}$, аналогичными величине $\delta^{18}\text{O}$ океанических базальтов, могли возникнуть за счет парциального плавления базальтовой коры. Породы II группы, представленные гранитами татибинской серии, обладают более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на участие осадочного материала при генерации первичных расплавов, сформировавших эти интрузивы. Породы III группы образованы либо путем расплавления существовавших ранее пород с низким содержанием ^{18}O , либо путем позднего обмена расплавов с низкоизотопными флюидами или метеорными водами в субсолидусных условиях. Относительно низкие значения изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) гранитоидов Приморья свидетельствуют, что гранитоидные расплавы произошли за счет пород с непродолжительной коровой историей и могут быть результатом: (1) плавления осадочных пород, содержащих много молодого вулканического материала, накопленного в желобе вдоль трансформной континентальной окраины (граниты татибинской серии) и (2) плавления смеси глубоководных осадков, базальтов океанического дна и верхней мантии в литосферной плите, погружающейся под континент в зоне субдукции (граниты ВСАВП).

Ключевые слова: гранитоиды, изотопы кислорода, изотопные отношения стронция, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса гранитных магм вызывает неизменный интерес специалистов и активно обсуждается в современной геологической литературе. При изучении сложных процессов образования гранитных магм и особенно влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов широко используются изотопные и геохимические данные [15, 20, 35–39 и др.]. Однако гранитоидные породы Приморья в изотопном отношении слабо изучены, так как систематических исследований изотопов здесь не проводилось, имеются только отдельные определения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в районе рудных месторождений: Востока-2 [7, 8, 23], Тигриного [6], Лермонтовки [24], Арсеньевского [9], Вознесенского [16, 33]. В настоящей работе приводятся первые определения изотопного состава кислорода в гранитоидах Приморья и генетическая интерпретация их изотопных характеристик.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИЗОТОПИИ КИСЛОРОДА В ГРАНИТОИДАХ

Исследование изотопного состава кислорода в магматических породах (в том числе и гранитных батолитов) показало, что коровые породы обогащены ^{18}O по сравнению с мантийными магмами, для которых $\delta^{18}\text{O} = 6$ ‰. Осадочные породы имеют наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, которые колеблются от +12 до +20 ‰ [22, 35].

Абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ в магматических породах определяются несколькими факторами: (1) температурой кристаллизации, (2) величиной $\delta^{18}\text{O}$ в исходной магме, (3) эффектом фракционирования, (4) ретроградными эффектами, обусловленными установлением нового равновесия при температурах субсолидуса, (5) взаимодействием с водными растворами [22].

В магматических породах проявляется тенденция увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении концентрации SiO_2 . В ультраосновных породах $\delta^{18}\text{O}$ ко-

леблется от +5.4 до +6 ‰, в габбро, базальтах и анортозитах – от +5.5 до +7.4 ‰, так же как и в андезитах, трахитах и сиенитах, а в гранитах и пегматитах возрастает до +13 ‰ [22].

Х. Тейлор [35] указывает, что все граниты, кварцевые монзониты, гранодиориты и тоналиты (и их вулканические аналоги) могут быть разделены по величине $\delta^{18}\text{O}$ на 3 группы:

- а) “низко- ^{18}O ” – с $\delta^{18}\text{O}$ меньше +6 ‰;
- б) “нормальные” – с $\delta^{18}\text{O}$ от +6 до +10 ‰;
- в) “высоко- ^{18}O ” – с $\delta^{18}\text{O}$ больше +10 ‰.

На изотопный состав гранитных пород влияют различия в материнских породах, из которых за счет частичного плавления образуются магмы. Это впервые было показано О’Нилом и Б. Чаппелом [22] на примере австралийского батолита Нью-Ингленд, состоящего из большого числа гранитных плутонов, которые были разделены на 4 серии. Первые две обладают минералогическими и геохимическими свойствами, свидетельствующими, что они сформировались из магмы, образованной в результате плавления богатых глиной осадочных пород. Они эквивалентны S-типу. Две другие серии образовались из магматических материнских пород и соответствуют I-типу гранитов. Первые обогащены ^{18}O по сравнению со вторыми. В S-типе гранитов $\delta^{18}\text{O} = +10 - +12.5$ ‰, тогда как в I-типе – меньше +10 (от +7 до +9.9 ‰).

Последующие исследования показали, что в других точках земного шара в гранитных породах наблюдаются значительные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ [35, 37, 38]. В некоторых плутонах значения $\delta^{18}\text{O}$ практически постоянны и положительно коррелируются с первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. При увеличении расстояния от конвергентных границ плит наблюдается прогрессивное обогащение плутонов ^{18}O [35, 37].

Большой объем исследований по изучению изотопов кислорода и стронция был выполнен по вулканическим породам Японии. В пределах островов Хонсю и Хоккайдо, характеризующихся сравнительно развитой корой континентального типа, выделяют две островодужные системы: восточную и западную. Восточная Японская дуга через дугу Идзу переходит в Марианскую, которая является типичной внутриокеанической островной дугой, заложенной на относительно тонкой (17–20 км) миоценовой коре океанического типа. Заметного влияния “коровой” контаминации на изотопный состав кислорода эффузивов Марианской дуги (среди которых преобладают андезиты) не устанавливается. Величина $\delta^{18}\text{O} = (+5.5) - (+6.8$ ‰) обнаруживает слабое обогащение ^{18}O от

базальтов к дацитам, которое может быть объяснено фракционной кристаллизацией в закрытой системе [15, 27 и др.]. В южной части Марианской дуги первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70332–0.70348) несколько ниже, чем в северной (0.70365–0.70394).

Эффузивы Японских островов, прорывающие более мощную кору континентального типа, отличаются от эффузивов Марианской дуги более высокими величинами $\delta^{18}\text{O} = 6.3 - 9.9$ ‰ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70357 - 0.70684$, что свидетельствует об активном участии в их генезисе корового материала [29, 30].

Для дифференцированных серий отдельных вулканов Японии типичны два различных тренда: (1) параллельное увеличение $\delta^{18}\text{O}$ и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от основных магм к кислым; (2) значительное увеличение $\delta^{18}\text{O}$ при почти постоянном или очень слабом росте отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Первый тренд интерпретируется как контаминация “примитивных” островодужных магм гранитами и гранодиоритами, широко распространенными в центральной части Японии, а второй – как контаминация тех же магм метаосадочными породами [15, 31].

С. Ишихара и И. Мацухиза [26], изучившие изотопные отношения кислорода в миоценовых гранитоидных интрузивах Внешней зоны юго-западной Японии, установили, что S-тип гранитоидов имеет более высокое значение $\delta^{18}\text{O}$, чем I-тип, и граница между этими значениями равна +10.5 ‰. Они же считают, что граниты S-типа имеют более высокую пропорцию осадочных пород в первичных расплавах (от 45 до 64 % мас.), чем гранитные расплавы I-типа (от 30 до 43 % мас.).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМЫХ ГРАНИТОИДОВ

Объектами нашего исследования явились мел-палеогеновые граниты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и позднемиоценовые гранитоиды татибинской серии (Центральный Сихотэ-Алинь), сформировавшиеся в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины, согласно реконструкциям А.И. Ханчука [28] (рис. 1).

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Авторами установлено, что интрузивы (Оприченский, Владимирский, Валентиновский, Заповедный) восточной части ВСАВП (на побережье Японского моря – I группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернотекучими диорит (88–72)-гранодиорит(69–65)-гранитными (64–60 млн лет, по данным K-Ar опреде-



Рис. 1. Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья.

1 – гранитоидные интрузивы, 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, 3 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

лений) породами [2, 4]. Они кристаллизовались при $650^{\circ}\text{--}750^{\circ}\text{C}$ и являются магнетитовыми. Массивы западной части вулканического пояса – в пределах Дальнегорского района (II группа) и Краснореченского поднятия (III группа) – однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии. Они кристаллизовались при $750^{\circ}\text{--}850^{\circ}\text{C}$ и $800^{\circ}\text{--}900^{\circ}\text{C}$, соответственно. Возраст дальнегорских габбродиоритов, по данным К-Аг метода, – 83, гранодиоритов – 69–72, гранитов – 60–63, краснореченских монцогранодиоритов – 83–87 млн лет [3]. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском районе), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления. Мощность земной коры в пределах Восточного Сихотэ-Алия по сейсмическим и гравиметрическим данным составляет 25–30 км, гранитного слоя – 5–8 км, а вертикальная мощность гранитных массивов не превышает 1.5–2 км [1, 13].

Петрологический анализ полученных материалов показывает, что I группа интрузивов сформиро-

валась из более низкотемпературных расплавов, содержащих менее 3 мас. % H_2O , выплавленных на меньших глубинах (15–20 км), чем II и III группы массивов, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием более 3 мас. % H_2O и на глубине 20–25 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Такое различие, видимо, обусловлено углублением магматических очагов по направлению от побережья в сторону континента. Исходное флюидосодержание определило различную динамику кристаллизации и характер отделения флюидов. Это привело, в свою очередь, к формированию в одном случае равномернозернистых пород и широкому развитию процессов дифференциации (I группа), а в другом – резкопорфировидных пород, недифференцированных интрузивов и выделению флюидов во вмещающие породы (II и III группы массивов) [3, 4].

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводила к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и согласованным

распределением редкоземельных элементов [3, 4], и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбродиоритов, гранодиоритов или гранитов в Дальнегорском районе, сформированных отдельными порциями отдифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад – от многофазных прибрежных массивов, через однофазные дальнегорские – к однофазным слабо дифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, параллельно с возрастом мощности земной коры (от 25 до 30 км).

Гранитоиды Сихотэ-Алинского плутонического пояса

Интрузивы татибинской серии распространены преимущественно в зонах Западного и Центрального швов Приморья и оперяющих их разломов, образуя Хунгари-Татибинский или Сихотэ-Алинский [5, 17, 18] плутонический пояс. Он не имеет эффузивных аналогов и состоит из отдельных линейно-вытянутых плутонов северо-восточного простирания. Пояс протягивается с севера на юг более чем на 500 километров (татибинская серия) и включает дальне-арминский комплекс интрузивов биотит-амфиболовых гранодиорит-адамеллит-гранитов, а также близкие им по возрасту габбро-монцонит-сиениты (Березовский и Араратский интрузивы). Возраст серии, по данным К-Аг определений, 105–85 млн лет [5, 14].

Комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитов татибинской серии наиболее широко проявлен в Дальне-Арминском районе Сихотэ-Алиня и приурочен к участкам наибольшей мощности земной коры, которая здесь достигает 35–40 км. Гравиметрические поля над интрузивами характеризуются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, что указывает на значительную мощность плутонов (8–10 км) или существование глубинных гранитных “корней” [5, 11, 12, 21].

Массивы татибинских гранитов многофазны, образуют тела площадью до 400 км². В комплексе выделяются два типа пород: (1) гранодиорит-адамеллиты (86–72 млн лет) – Дальний, Излучинский, Усть-Арминский, Присковый массивы; и (2) адамеллит-граниты (81–72 млн лет) – массивы Арминский, Водораздельный, Мечта и др. Иногда оба типа совмещены в одном массиве – например, в Присковом.

В южной части Приморья к татибинской серии относят массивы гранодиоритов – Ливадийский (98–102 млн лет) и Криничный (104 млн лет) и гранодио-

рит-гранитов – Успенский (гранодиориты 106–124 и граниты – 80–96 млн лет) [5, 14].

Детальная петрогеохимическая характеристика изученных массивов приводится в работах [2–4, 11, 19, 21 и др.]

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение изотопного состава кислорода в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов Приморья было проведено в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ по стандартной методике. Анализируемые образцы массой 2–5 мг подготовлены по методу фторирования, реакция выделения кислорода под действием BrF_5 протекала в никелевых реакторах при температуре 650°C. Выделенный кислород очищен от продуктов реакции и остатков реактива на криогенных ловушках и на поглотителе KBr , затем выморожен в отдельный контейнер на силикагель при температуре жидкого азота. Изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ измерены на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с использованием двойной системы напуска. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) образцов составляет 0.2 ‰, $n=5$. Калибровка метода проведена по лабораторным стандартам и международным стандартам NBS-28, NBS-30. Результаты определений представлены в таблице и на рис. 2.

Установлено, что исследованные граниты по величине $\delta^{18}\text{O}$ образуют 3 группы: (1) – со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +5.5 до +6.5 ‰; (2) – с $\delta^{18}\text{O}$ от +7.6 до +10.2 ‰ и (3) – менее +5.5 и до -0.2. К первой группе относятся диориты Опричненского массива и гранодиориты всех исследуемых массивов, ко второй – граниты массивов Водораздельного и Успенского, монцониты ключа Лапшина, а к третьей группе – граниты наиболее поздних фаз Владимирского и Валентиновского интрузивов, а также диориты Валентиновского и габбродиорит-порфиры Николаевского штока.

Эти результаты могут быть интерпретированы следующим образом.

Породы первой группы со значениями $\delta^{18}\text{O} = (+5.5) - (+6.5 \text{ ‰})$, которые аналогичны величине $\delta^{18}\text{O}$ океанических базальтов, могли возникнуть за счет парциального плавления базальтовой коры.

Породы второй группы представлены гранитами татибинской серии Центрального Сихотэ-Алиня, сформировавшимися в условиях более мощной коры (36 км по сравнению с корой прибрежной зоны Приморья, где мощность коры – 25 км). Они обладают более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, что, согласно исследованиям С. Ишихары и И. Мацухизы [26] грани-

Таблица. Содержание изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ SMOW) в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Интрузив	№ обр.	Порода	SiO ₂ , %	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса					
<i>Магнетитовые</i>					
Опричненский	B-300	диорит	60.84	+6.5	
	B-1212	гранит	72.26	+4.7	
Владимирский	B-496	адамеллит	69.46	+6.4	
	B-720	гранит	72.58	+0.2	
Валентиновский	B-1007в	диорит	53.45	+3.5	
	B-901	гранодиорит	66.78	+5.6	
	B-915	гранит	71.64	+6.2	
	B-991	гранит	72.50	+3.2	
Заповедный	B-1154а	диорит	58.35	-0.2	
	B-1147в	гранит	71.92	+2.0	
<i>Ильменитовые</i>					
Кл. Лапшин	A-192в	монцит	65.28	+8.5	0.7088*
Николаевский	B-1554а	габбродиорит	53.0	+2.3	
Дальнегорский	B-1498и	адамеллит	69.3	+4.7	
Гранитоиды татибинской серии Сихотэ-Алинского плутонического пояса					
<i>Ильменитовые</i>					
Водораздельный	A-6	гранит	73.75	+9.2	0.7056 [7]
Зимний	C-1006	адамеллит	69.75	+6.3	0.7068 [7]
Успенский	B-1341	гранодиорит	67.16	+9.6	0.7050 [34]
	B-1352	гранит	75.52	+10.2	0.7070 [34]
Криничный	КС 20/68	гранодиорит	68.05	Пл +9.0 Кв +10.6	0.7048 [9]
Ливадийский	B-29	гранодиорит	62.62	+6.4	0.7048 [34]
Тазгоу	B-1356	гранит	70.50	+8.6	
Гродековский комплекс					
Гродековский	Гр-17	гранодиорит	68.38	+7.6	0.7074 [8]

Примечание. Изотопы кислорода определены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, аналитки: Н.П. Коновалова, Е.С. Ермоленко. * Определение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в монцитах кл. Лапшина выполнено в лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ СО РАН, Иркутск, аналитик Г.С. Плюснин. Остальные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr приведены по литературным данным в скобках.

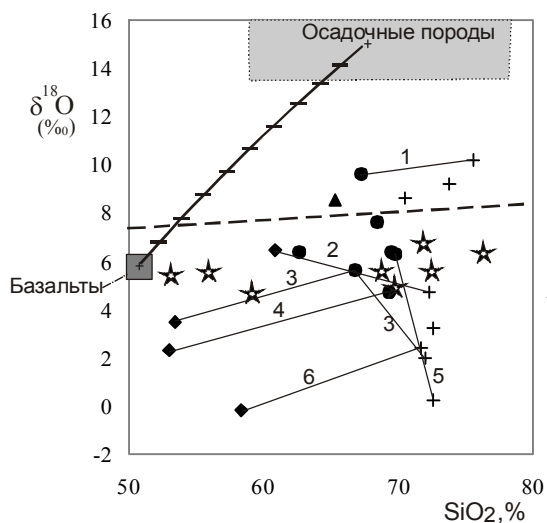


Рис. 2. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ – SiO₂ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

1 – габбро и диориты, 2 – монциты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты, 5 – тоналиты низкокальцевой магнетитовой серии Танзава [26].

Линиями соединены значки пород из одного интрузива: 1 – Успенского, 2 – Опричнинского, 3 – Валентиновского, 4 – Николаевского-Дальнегорского, 5 – Владимирского, 6 – Заповедного.

Поле значений осадочных пород, линия пропорции смешения первичных расплавов и пунктирная линия границы ильменитовых и магнетитовых гранитов Японии – по [26].

тоидов Внешней зоны юго-западной Японии, может указывать на участие осадочного материала при формировании первичных расплавов, образовавших эти интрузивы.

Породы первой и второй групп относятся к “нормальным” гранитам по классификации Х.Тейлора [33].

Породы третьей группы с низкими и отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ относятся к гранитам, обедненным ^{18}O . Как отмечает Тейлор [35, 37], они могут быть образованы либо путем расплавления существовавших ранее пород с низким содержанием ^{18}O , либо путем позднего обмена с низкоизотопными гидротермальными флюидами или метеорными водами в субсолидусных условиях. Среди изученных гранитных массивов в третьей группе оказались граниты последних фаз многофазных интрузивов Восточного Сихотэ-Алиня и штоки габбро и диоритов, имеющие небольшие размеры (сотни метров в диаметре) и внедренные в трещиноватые породы, где наиболее вероятен обмен изотопами кислорода магматических расплавов с метеорными водами. Среди изученных образцов самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ обладают диориты (-0.2 ‰) и граниты (+2.0 ‰) Заповедного интрузива, формировавшегося в зоне глубинного Центрального разлома, где облегчены циркуляции метеорных вод и изотопный обмен в системе вода–порода.

В гранодиоритах Криничного массива в образце из скважины 20 с глубины 68 м были определены изотопы кислорода в плагиоклазе ($\delta^{18}\text{O} = +9.0$) и кварце ($\delta^{18}\text{O} = +10.6$). Температурная зависимость фракционирования ^{18}O между кварцем и плагиоклазом может быть рассчитана по формуле [32]:

$$1000 \ln \alpha_{\text{кв-пл}} = 1.59 \cdot 10^6 / T^2$$

$$\alpha_{\text{кв-пл}} = (1000 + \delta_{\text{кв}}) / (1000 + \delta_{\text{пл}}) = 1010.6 / 1009 = 1.00158$$

$$1000 \ln 1.00158 = 1.59 \cdot 10^6 / T^2$$

$$T^2 = 1.59 \cdot 10^6 / 1.584$$

$$T = 1000^\circ(\text{K}) = 729^\circ(\text{C}).$$

Таким образом, температура изотопного фракционирования ^{18}O между кварцем и плагиоклазом при кристаллизации гранодиоритов Криничного массива была 729°C .

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Считается, что соотношение изотопов кислорода и первичных стронциевых отношений может быть показателем генезиса кислых магм, т.е. из каких по-

род возникали первичные расплавы и каким способом: фракционированием базальтовых или переплавлением коровых пород. Можно судить и о доле участия осадочных пород при смешении первичных расплавов с контаминантами.

По мнению ряда исследователей [25, 36], Sr-O-изотопия изверженных пород может быть важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации. Коровая контаминация (ассимиляция вмещающих пород в магматической камере) должна сопровождаться обратной корреляцией концентраций и начальных изотопных отношений Sr, а Sr-O линия смешения должна тяготеть к гиперболе, выгнутой вверх. Контаминация же источника (мантийный метасоматоз) должна сопровождаться увеличением содержания Sr, а линия смешения будет представлять гиперболу, сильно прогнутую вниз [15, 36].

Точки состава пород некоторых из изученных массивов, для которых имелись определения отношений изотопов Sr, были нанесены нами на диаграмму $\delta^{18}\text{O} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3). Установлено, что изотопные характеристики адамеллитов Зимнего массива соответствуют таковым магм (расплавов), образованных путем контаминации источника с отношением концентраций Sr в магме и контаминанте 1:5, тогда как граниты Водораздельного массива той же татибинской серии по изотопным характеристикам соответствуют модельной линии коровой контаминации с отношением Sr(M): Sr(K) = 2:1. Точка гранодиоритов Ливадийского массива лежит на линии контаминации источника 1:2, а гранодиориты территориально близко расположенного к нему Криничного массива – на линии коровой контаминации 5:1. Монциты ключа Лапшина образованы расплавами, контаминированными в источнике в пропорции 1:5 (рис. 3).

Отсюда можно сделать вывод, что исходные расплавы для гранодиоритов при их образовании были контаминированы на уровне источника магм, а гранитные магмы – результат коровой контаминации.

Равенство отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах территориально близко расположенных Ливадийского и Криничного интрузивов свидетельствует о близости условий выплавления расплавов, образовавших эти массивы. Но дальнейшая их эволюция различна. Гранодиоритовые расплавы Ливадийского массива без изменений были перемещены на уровень кристаллизации (в магматическую камеру), где сформировали однородный однофазный массив, сохранив первичный изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O} = +6.4$ ‰. Гранодиориты Криничного массива

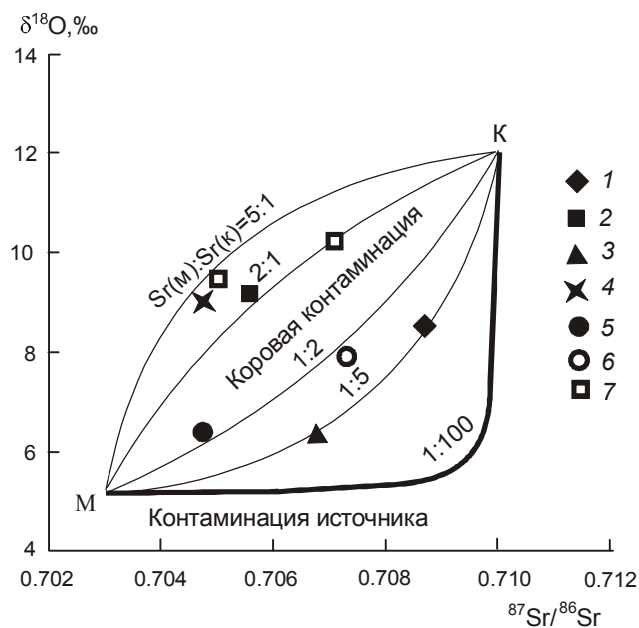


Рис. 3. Модельные Sr-O изотопные графики смешения мантийного (М) и корового (К) вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминате [25, 36].

Цифры на линиях – отношения концентраций Sr в мантии или магме к концентрациям в контаминате.

Точки изученных гранитоидов: 1 – монцонит (массив кл. Лапшина); 2 – гранит (массив Водораздельный); 3 – адамеллит (массив Зимний); 4 – гранодиорит (массив Криничный); 5 – гранодиорит (массив Ливадийский); 6 – гранит (массив Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (массив Успенский).

испытали дифференциацию и подверглись коровой контаминации, что привело к увеличению $\delta^{18}\text{O}$ до +10 ‰. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в гранодиоритах Криничного кроме того могло явиться следствием изотопного обмена с метеорными водами, имеющими $\delta^{18}\text{O} = 0$ – (+18 ‰), в магматической камере при достаточно высокой температуре (250–450°C) [22]. Подобная эволюция расплава возможно и привела к формированию Криничного золоторудного месторождения, в то время как гранодиоритовый Ливадийский интрузив не образует месторождения, а только обнаруживает рассеянное акцессорное золото, состав которого, определенный на микрозонде JXA – 5А И.М. Романенко (ДВГИ ДВО РАН) – $\text{Au}_{94}\text{Ag}_5$.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, показывающей вариации изотопных характеристик земных пород [25, 29, 36, 37], точки составов изученных гранитоидов лежат в поле измененных океанических базальтов (гранодиориты Ливадийского и адамеллиты Зим-

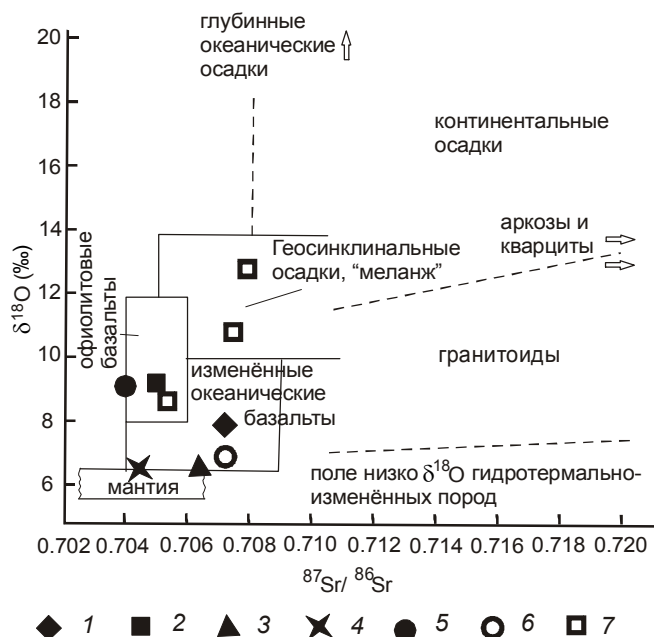


Рис. 4. Вариации изотопных составов земных пород с точками составов изученных гранитоидов [29, 32, 36, 37].

1–7 – аналогично рис. 3.

него массивов – в нижней части его на границе с мантийными значениями, монцониты Лапшина и граниты Гродековского – в центре этого поля), а гранодиориты Криничного и Успенского массивов – в поле офиолитовых базальтов, тогда как граниты Успенского – в поле граувакк (рис. 4). Считается [22, 35 и др.], что гранитоиды сохраняют изотопные характеристики пород, за счет которых произошли расплавы, образовавшие впоследствии данные гранитоидные массивы. Поэтому можно предположить, что источниками магм гранодиоритов служили породы базальтовой коры, а гранитов – те же породы с добавлением осадочных.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ [10] большинство точек составов изученных гранитоидов Приморья лежат вдоль модельной линии 3 смешения мантийного компонента, содержащего $\text{Sr} = 500$ ppm, с гипотетическим коровым резервуаром с отношением ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.708$, кроме адамеллитов Зимнего массива, изотопные характеристики которого не соответствуют модельным линиям данной диаграммы (рис. 5). Изотопная характеристика Гродековского интрузива, расположенного в пределах Ханкайского срединного массива, приведенная для сравнения, соответствует модельной линии 1, которая отличается наиболее высоким стронцие-

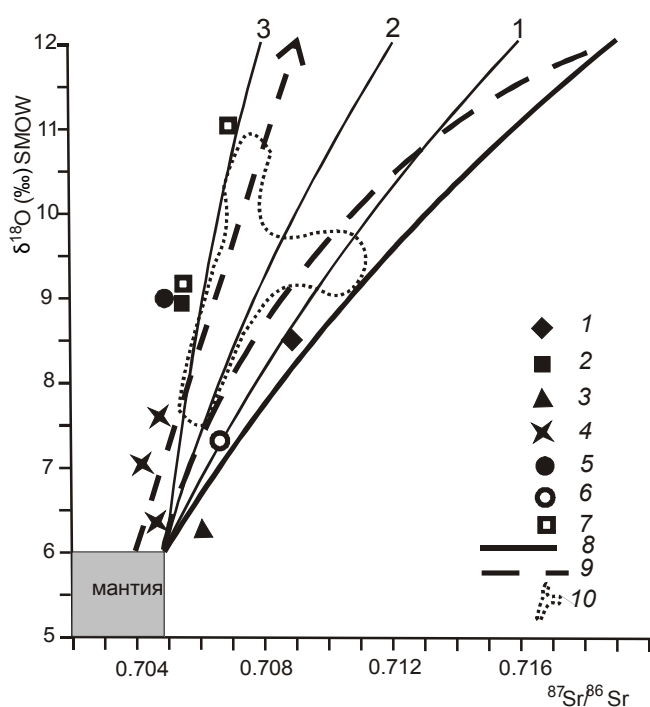


Рис. 5. Модельные Sr-О изотопные графики смешения мантийного и корового вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминате [10].

1–7 – аналогично рис. 3; 8–9 – модели смешения вещества мантийного и корового источников с параметрами (соответственно): (8) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$, $\text{Sr}=1000$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\text{Sr}=350$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=12$ и (9) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$, $\text{Sr}=500$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\text{Sr}=350$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=12$; 10 – поле составов гранитоидов Восточного Забайкалья [10].

Тренды 1, 2 и 3 – модели смешения мантийного ($\text{Sr}=500$ ppm) с гипотетическим коровым резервуаром с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.716$, 0.712 и 0.708 , соответственно.

вым отношением, как и монциты кл. Лапшина по сравнению с гранитами татибинской серии. Необходимо отметить, что изученные приморские гранитоиды по своим изотопным характеристикам заметно отличаются более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаниями Sr, например, от фанерозойских гранитоидов Восточного Забайкалья, источником расплавов которых исследователи [10] считают нижнюю кору или палеозойские метасадки, вовлеченные в процессы магмогенерации в результате субдукционных процессов и коллизии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, впервые проведенное исследование изотопного состава кислорода в гранитных породах Приморья выявило широкие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$, которые обусловлены как различиями в ге-

незисе исходных магм, так и большой вероятностью изотопного обмена в магматических и субсолидусных условиях.

Низкие значения изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) гранитоидов Приморья свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что гранитоидные расплавы произошли за счет пород с непродолжительной коровой историей [15, 22] и могут быть результатом: (1) плавления осадочных пород, содержащих много молодого вулканического материала, накопленного в желобе вдоль трансформной континентальной окраины (ильменитовые граниты татибинской серии) и (2) плавления смеси глубоководных осадков, базальтов океанического дна и верхней мантии в литосферной плите, погружающейся под континент в зоне субдукции (магнетитовые граниты ВСАВП).

Полученные выводы требуют дальнейших исследований с привлечением большего количества анализов и объектов и уточнения в некоторых случаях изотопной равновесности системы минерал–расплав при формировании гранитоидов Приморья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безверхний В.Л. Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа материкового склона Японского моря у берегов юго-восточного Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 24 с.
2. Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М: Наука, 1979. 146 с.
3. Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
4. Валуи Г.А. Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 37–51.
5. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч.1. Геологическое строение. М: Недра, 1969. 695 с.
6. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1183–1185.
7. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня и их геохимическая интерпретация // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473–476.
8. Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164–1169.
9. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтман Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109–125.

10. Дриль С.И., Покровский В.Г., Козлов В.Д. и др. Sr-O изотопная систематика и источники вещества фанерозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ. Иркутск, 2002. С. 234–235.
11. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. М: Наука, 1980. 160 с.
12. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеол.-техиздат, 1957. 246 с.
13. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 24 с.
14. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.Л. Геология Приморского края. Ч. II. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 66 с.
15. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии / Тр. ГИН, Вып. 535. М: Наука, МНК "Наука/Интерпериодика", 2000. 226 с.
16. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 61–73.
17. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Сихотэ-Алинский вулканический пояс // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М: Наука, 1991. С. 77–84.
18. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
19. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические особенности обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 93–105.
20. Складарев Е.В., Гладкохуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет инжиниринг, 2001. 287 с.
21. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М: Наука, 1980. 124 с.
22. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
23. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А. и др. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарометрических исследований // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 17–28.
24. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. и др. Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 99–108.
25. James D.E. The combine use of oxygen and radiogenetic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual. Rev. Earth. Planet. Sci. 1981. V. 9. P. 311–344.
26. Isihara S., Matsuhisa Y. Oxygen isotopic constraints on the genesis of the Miocene Outer Zone granitoids in Japan // Lithos, 1999. V. 46. P. 523–534.
27. Ito E., Stern R.J. Oxygen- and strontium- isotope investigation of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth and Planet. Sci. Lett., 1986. V.62, N. 314. P. 312–320.
28. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
29. Magaritz M., Whitford D.J., James D.E. Oxygen isotopes and origin of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40, N 314. P. 220–230.
30. Matsuhisa Y. Oxygen isotope composition of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on petrogenesis // J. Volcanol. and Geochem. Res. 1979. V. 5, N s. P. 271–296.
31. Matsuhisa Y., Kurosava H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magma // J. Volcanol. and Geochem. Res. 1983. V. 18. P. 483–510.
32. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London, 1995. 352 p.
33. Sato K., Suzuki K., Nedachi M. et al. Fluorite Deposits at Voznesenka in the Khanka Massif, Russia: Geology and Age of Mineralization // Resource of Geology. 2003. V. 53, N 3. P. 193–211.
34. Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. Crustal control on the redox state of granitoid magmas: tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces in the Circum-Japan Sea Region // Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci. 2004. V. 95. P. 319–337.
35. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope of plutonic granitic rocks. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 177–210.
36. Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // Earth and Planet Sci. Lett. 1980. V. 47, N 2. P. 243–254.
37. Taylor H.P. Igneous Rocks: II. Isotopic case studies of Circum-Pacific magmatism // Rev. Miner. 1986. V.16. P. 273–317.
38. Taylor H.P., Sheppard S.M. Igneous Rocks: I. Processes of Isotopic Fractionation and Isotope Systematics. In Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes // Rev. Min. 1986. V. 16. P. 227–271.
39. Taylor H.P. Oxygen, hydrogen and strontium isotope constains on the origin of granites // Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 317–338.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

G.A. Valui, Ye.Yu. Moskalenko, A.A. Strizhkova, G.R. Sayadyan

Oxygen isotopes in the Cretaceous-Paleogene granites of Primorye, and some problems of their genesis

Oxygen isotope composition has been first determined in the Cretaceous-Paleogene granites of the East Sikhote-Alin volcanic belt and in the Upper Cretaceous granitoids of the Tatibinskaya series (Central Sikhote-Alin). By $\delta^{18}\text{O}$ value, three groups of granitoids have been recognized: I – with $\delta^{18}\text{O} = +5.5$ to $+6.5\text{‰}$; II - with $\delta^{18}\text{O} = +7.6$ to $+10.2\text{‰}$; and III – with $\delta^{18}\text{O} = <+4.5\text{‰}$. The rocks of group I with $\delta^{18}\text{O}$ values analogous to those of oceanic basalts could originate at the expense of partial melting of basaltic crust. The rocks of group II, represented by granites of the Tatibinskaya series, have higher values of $\delta^{18}\text{O}$ suggesting the participation of sedimentary material in the generation of initial melts that formed these intrusions. The rocks of group III developed either through melting of the earlier-lived rocks with low ^{18}O content, or through the later exchange of melts with low-isotope fluids or meteoric waters under subsolidus conditions. Relatively low values of isotopic characteristics ($\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of Primorye granitoids testify to the fact that granitoid melts were generated at the expense of rocks with a short-term crust history and can be the result of (1) melting of sedimentary rocks containing abundant young volcanic material accumulated in the trench along the continental margin (granites of Tatibinskaya series), and (2) melting of mixture of deep-sea sediments and basalts of the oceanic bottom and upper mantle in the lithosphere plate submerged under the continent in the subduction zone (granites of the East Sikhote-Alin volcanic belt).

Key words: granitoids, oxygen isotopes, Sr isotopic ratios, East Sikhote-Alin volcanic belt, Primorye.