

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ (Rb-Sr, Sm-Nd) ИЗУЧЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ШАТАКСКОГО КОМПЛЕКСА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ)

© 2018 г. С. Г. Ковалев, С. И. Высоцкий, С. С. Ковалев

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru

Введение

В пределах Башкирского мегантиклинория основание среднерифейских отложений представлено машакской свитой, впервые выделенной К.А. Львовым [5] и А.И. Ивановым [2] и детально охарактеризованной В.П. Парначевым с соавторами [7]. В южной части Ямантауского антиклинория возрастным аналогом машакской свиты считаются вулканогенно-осадочные образования Шатакского комплекса, выделенные в районе хребтов Мал. и Бол. Шатак и позднее изученные А.Ф. Ротарем с соавторами [9] в Кухтурском и Узьянском блоках в междуречье рек Белой, Малого и Сухого Кухтуров. Породы комплекса расположены на восточном крыле Ямантауского антиклинория, слагая моноклиналь, осложненную дизъюнктивными нарушениями и мелкой складчатостью, где они с угловым несогласием перекрывают юшинскую свиту нижнего рифея, постепенно сменяясь зигальгинскими кварцитами. Среди отложений, слагающих Шатакский комплекс, выделяются стратифицированная вулканогенно-осадочная ассоциация, а также магматические породы субвулканической и дайковой фаций (рис. 1). Детальные исследования комплекса в районе хребтов Бол. и Мал. Шатак позволили расчленить его на восемь подсвит с таким же названием, как и в машакской свите (снизу вверх): кузельгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куянтавскую, каранскую, шакитарскую и ямантаускую [9]. В последнее время при проведении научно-исследовательских работ нами был получен новый материал по изотопным характеристикам магматических пород Шатакского комплекса. Результаты исследований приводятся ниже.

Методика исследований

Рубидий-стронциевые и самарий-неодимовые изотопные характеристики и абсолютный возраст пород определялись на мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Neptune Plus в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

Геолого-петрографическая характеристика магматических пород

Магматические породы Шатакского комплекса представлены пикритами, базальтами и риолитами (рис. 2). Пикриты образуют пластовую интрузию, расположенную в основании машакской свиты, на ее непосредственной границе с подстилающими отложениями юшинской свиты [3]. Макроскопически породы представлены зеленовато-серыми, темно-зелеными среднезернистыми, амфиболизированными разновидностями, имеющими массивную текстуру и видимую мощность около 25–30 м. Детальное изучение позволило выделить в строении интрузии три зоны: нижнюю эндоконтактовую, центральную и верхнюю эндоконтактовую. Породы верхней эндоконтактовой зоны представлены метадолеритами с микроофитовой и микродолеритовой структурой. Центральная часть интрузии сложена пикритами, первичными минералами которых являлись оливин, клинопироксен, ортопироксен и роговая обманка (см. рис. 2а, б). Породы сильно изменены и практически полностью превращены в тальк-амфибол-серпентиновый агрегат. Нижний горизонт представлен интенсивно измененными пикродолеритами.

Из первичных минералов по псевдоморфозам устанавливаются клинопироксен и плагиоклаз. Вторичные минералы представлены амфиболом, лейкоксеном, хлоритом, серпентином, альбитом, карбонатом, апатитом, тальком и серицитом.

Метабазальты Шатакского комплекса, максимальное количество которых входит в состав кузельгинской, казавдинской и каранской подсвит, представляют собой зеленые, зеленовато-серые,

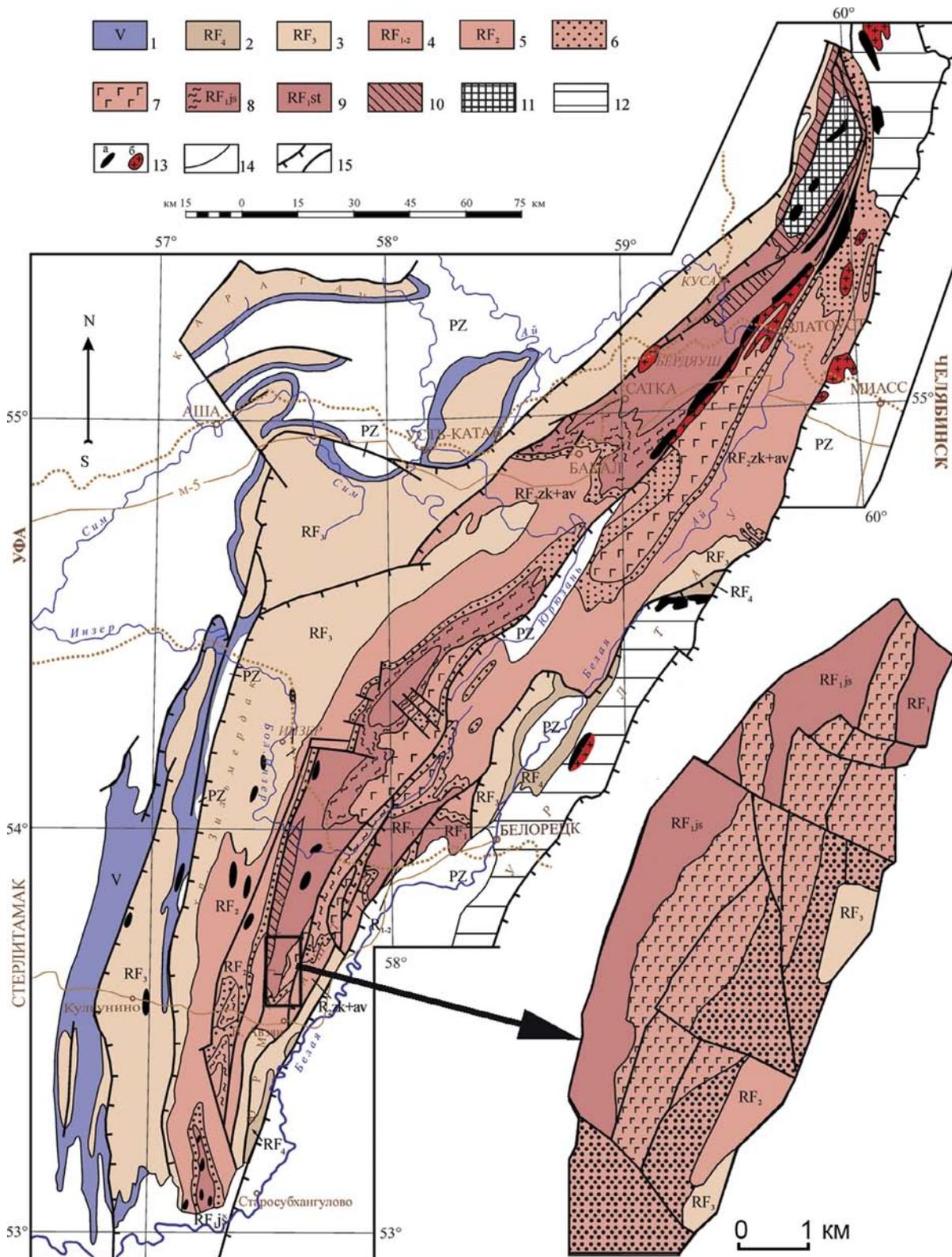


Рис. 1. Геологическая схема Башкирского мегантиклинория и Шатакского комплекса

PZ — нерасчлененные отложения палеозоя; 1 — венд; 2 — завершающий рифей (аршиний); 3 — верхний рифей; 4 — нижний и средний рифей Маярдакского антиклинория; 5 — нерасчлененные отложения зигазино-комаровской и авзыанской свит; 6 — зигалгинская свита (RF₂); 7 — машакская свита (RF₂); 8 — бакальская и юшинская свиты; 9 — саткинская и суранская свиты; 10 — айская и большеинзерская свиты; 11 — метаморфические образования архея–раннего протерозоя тараташского комплекса; 12 — метаморфические образования Уфалей-Уралтауского мегантиклинория; 13 — габбро-долериты (а), граниты (б); 14 — геологические границы; 15 — основные разрывные нарушения.

средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микроделеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфириовидная структуры (см. рис. 2в, г). Минеральный состав пород включает в себя клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, титаномагнетит и магнетит. Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом актинолит-тремолитового ряда, хлоритом (пеннин – клинохлор), эпидотом, серицитом, титанитом, лейкоксеном и гематитом. В крупных телах наблюдается отчетливое увеличение размерности зерен в направлении от контактов внутрь тел, при этом минеральный состав не претерпевает каких-либо изменений, изменяются лишь размерность кристаллов и микроструктурные особенности пород: в эндоконтактах структура близка к интерсертальной с удлиненными лейстами плагиоклаза и интерстициальным пространством,

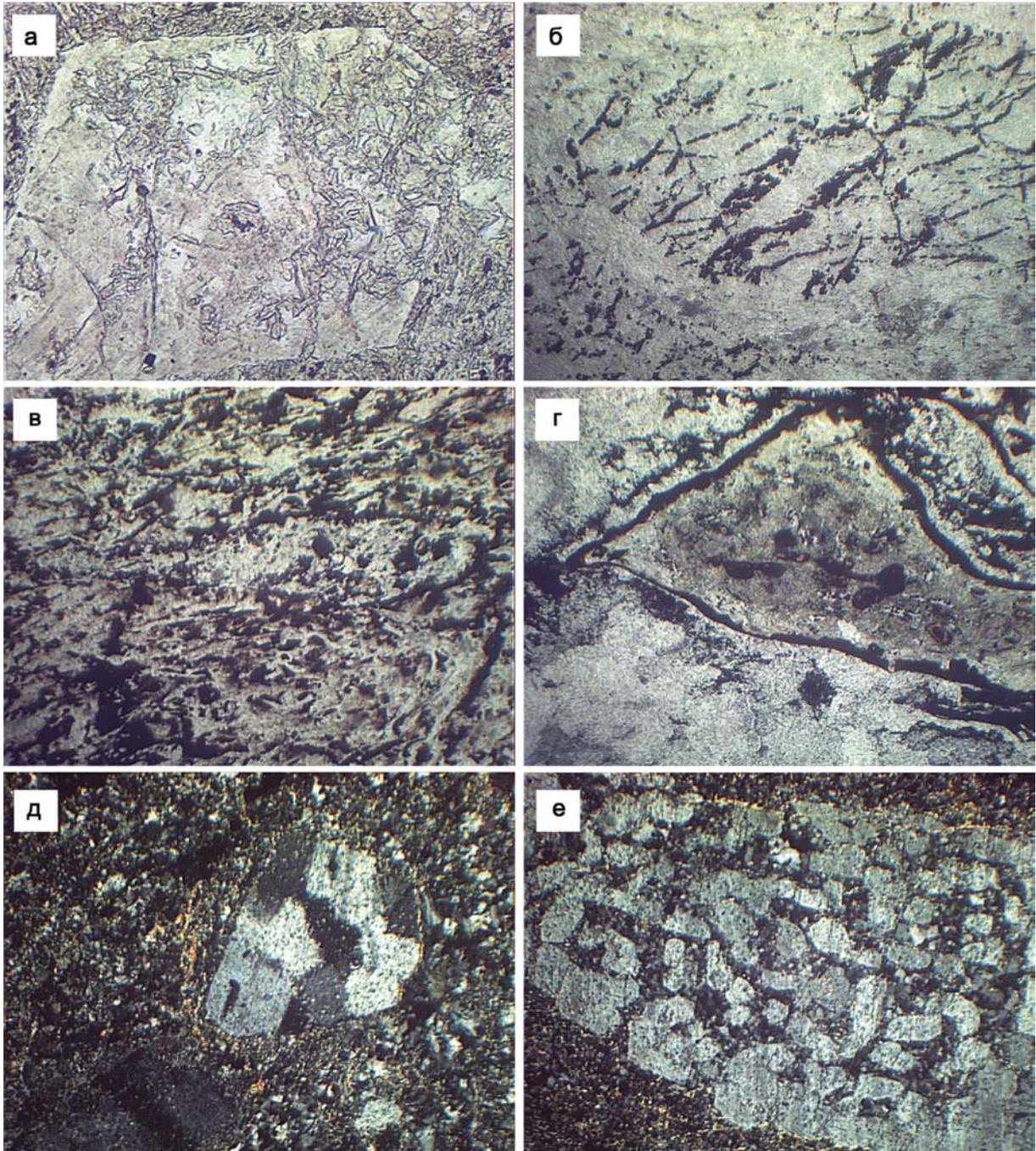


Рис. 2. Микрофотографии магматических пород Шатакского комплекса

а, б — пикриты; в, г — базальты; д, е — риолиты.

заполненным стекловатым мезостазиом либо продуктами его девитрификации; в центральных частях тел породам присущи микрогаббровая, микродолеритовая и микроофитовая структуры. Часто в прикровельных и приподошвенных частях магматических тел наблюдаются обильные миндалины, выполненные кальцит-кварц-эпидот-хлоритовым агрегатом, что свидетельствует о значительной флюидонасыщенности внедрившейся магмы.

Риолиты — светло-серые породы с порфиroidной флюидальной и шпирово-такситовой структурой. Основная масса сложена мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. В порфиroidных выделениях присутствует плагиоклаз ряда андезин — олигоклаз (см. рис. 2д, е). Темноцветные минералы представлены зеленовато-бурым биотитом и хлоритом. В качестве аксессуаров встречаются апатит, ортит, монацит, титанит, эпидот.

Кроме того, в пределах комплекса встречаются интрузивные габбро, габбро-долериты, представленные силлами или штокообразными телами с рвущими контактами. Практически все магматические породы претерпели интенсивный зеленокаменный метаморфизм. Они окварцованы и серицитизированы.

Изотопная характеристика магматических пород

Для изучения изотопного состава магматических пород Шатакского комплекса были отобраны следующие образцы:

1. Обр. 15ш-3, 15ш-8 — риолиты, в составе которых присутствует мелкозернистый серицит-полевошпат-кварцевый материал с порфиroidными включениями единичных кристаллов либо сростков полевого шпата (андезин — олигоклаз) (см. рис. 2д, е);

2. Обр. 71-12-4, С1/148, С1/158.7, С40/136 — базальты, сложенные клинопироксеном, замещенным минералами группы эпидота, плагиоклазом лейстовидной формы (см. рис. 2в, г), девитрифицированным вулканическим стеклом и магнетитом. Породы хлоритизированы и серицитизированы. Обр. С1/130 представлен долеритом с долеритовой структурой, минеральный состав которого и степень измененности аналогичны базальтам.

3. Обр. 71/ш/2-17 — пикродолерит (см. рис. 2б) и обр. 71/21-9 — пикрит (см. рис. 2а). Породы в значительной степени изменены вторичными процессами. Первоначальный минеральный состав, реконструируемый по псевдоморфозам и реликтам, включал оливин, орто- и клинопироксен, плагиоклаз, амфибол(?) и рудный минерал.

Rb-Sr система. Полученные значения изотопных соотношений Rb и Sr в магматических породах Шатакского комплекса приведены в табл. 1. Как известно, отношение изотопов Sr имеет наиболее низкие значения (0.699) в метеоритах, несколько повышаясь (0.700–0.702) к породам, имеющим мантийное происхождение. Для пород из нижнекорового источника, базальтов срединно-океанических хребтов и некоторых вулканических океанических островов это отношение достигает 0.703–0.708, а для типично коровых пород отношение увеличивается до 0.715–0.720.

Таблица 1

Изотопные соотношения Rb и Sr в магматических породах Шатакского комплекса

№ обр.	Порода	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
71/21-9	Пикрит	0.21	1.34	0.4562	0.0046	0.715318	0.000036
71ш/2-17	Пикробазальт	1.44	532	0.00778	0.00008	0.706412	0.000035
71-12-4	Базальт	4.02	214	0.05407	0.00054	0.707397	0.000035
С1/130	Базальт	3.87	101	0.1103	0.0011	0.708355	0.000035
С1/148	Базальт	168	29.8	16.23	0.16	0.931408	0.000047
С1/158,7	Базальт	222	39.0	16.37	0.16	0.935012	0.000047
С40/136	Базальт	6.27	26.4	0.6824	0.0068	0.719695	0.000036
15ш-3	Риолит	67.9	11.9	16.42	0.16	0.930419	0.000047
15ш-8	Риолит	108	4.93	63.27	0.63	1.55120	0.000078

Как видно из приведенной табл. 1, абсолютные количества рубидия и стронция в магматических породах Шатакского комплекса подвержены значительным колебаниям (Rb от 0.21 до 222 ppm; Sr от 1.34 до 532 ppm), причем максимальные количества этих элементов не коррелируются с основностью пород (максимальные количества Rb установлены в базальтах, а Sr — в пикробазальтах). Вероятнее всего, данная ситуация обусловлена постгенетическим метаморфизмом, но при этом первичное отношение стронция в породах равно 0.70626 (рис. 3). Построенная по полученным материалам эрахрана (см. рис. 3), по нашему мнению, свидетельствует о том, что процесс изменения пород комплекса реализовывался 1376 ± 31 млн лет назад.

Sm-Nd система. Полученные значения изотопных соотношений Sm и Nd в магматических породах Шатакского комплекса приведены в табл. 2. Как следует из полученных данных, абсолютные количества Sm и Nd в породах варьируют в значительных пределах (Sm от 0.91 до 48.1 г/т; d — от 3.52 до 301.0 г/т), причем максимальное количество установлено в риолитах. Кроме того, пониженное $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с CHUR, а также отрицательное значение ϵ (см. табл. 2)

означают, что породы произошли из источника, который имел более низкое значение Sm/Nd, чем хондритовый резервуар. То есть они сформировались в результате ассимиляции некоторого количества древних коровых пород, Sm/Nd в которых, при первоначальном отделении их от первичного резервуара, были понижены.

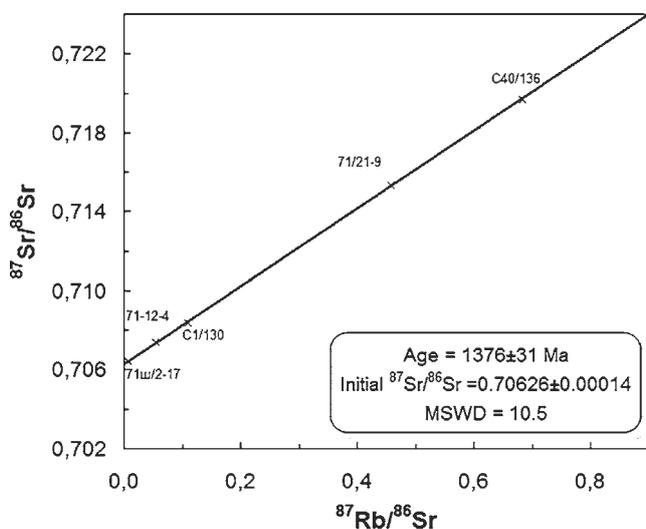


Рис. 3. Rb-Sr эрахрана для магматических пород Шатакского комплекса

Таблица 2

Изотопные соотношения Sm и Nd в магматических породах Шатакского комплекса

№ обр.	Порода	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	ϵ_{1385}
71/21-9	Пикрит	0.91	3.52	0.1567	0.0016	0.512225	0.000020	-1.0
71ш/2-17	Пикробазальт	5.56	24.4	0.1375	0.0014	0.511760	0.000015	-6.7
71-12-4	Базальт	5.76	25.2	0.1380	0.0014	0.512055	0.000015	-1.0
C1/130	базальт	6.43	29.7	0.1310	0.0013	0.511750	0.000015	-5.7
C1/148	Базальт	8.06	30.2	0.1612	0.0016	0.512151	0.000015	-3.2
C1/158.7	Базальт	5.81	23.7	0.1481	0.0015	0.511999	0.000015	-3.9
C40/136	Базальт	3.15	13.3	0.1435	0.0014	0.512105	0.000018	-1.0
15ш-3	Риолит	48.1	301	0.0966	0.0010	0.511351	0.000010	-7.4
15ш-8	Риолит	2.39	10.9	0.1323	0.0013	0.511672	0.000018	-7.5
	CHUR			0.1967		0.512638		

Механизмом, который может обеспечить такой характер эволюции Sm-Nd изотопной системы на магматической стадии, является процесс AFC (assimilation and fractional crystallization) [10]. На рис. 4 представлены результаты расчетов поведения Sm-Nd изотопно-геохимической системы для случаев смешения и AFC процесса предполагаемого исходного расплава, который представлен обогащенными пикробазальтами Горгоны [11] $\epsilon\text{Nd}(1385) = +5$, как производными плюмового источника по аналогии с пикритами Сибирской трапповой провинции и коровых контаминантов архейского и палеопротерозойского возраста, выполненных А.А. Носовой с соавторами [6].

Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ рассчитаны для контаминанта на возраст 1385 млн лет. Линии смешения и линии AFC показаны сплошными для архейских контаминантов и пунктирными для палеопротерозойских.

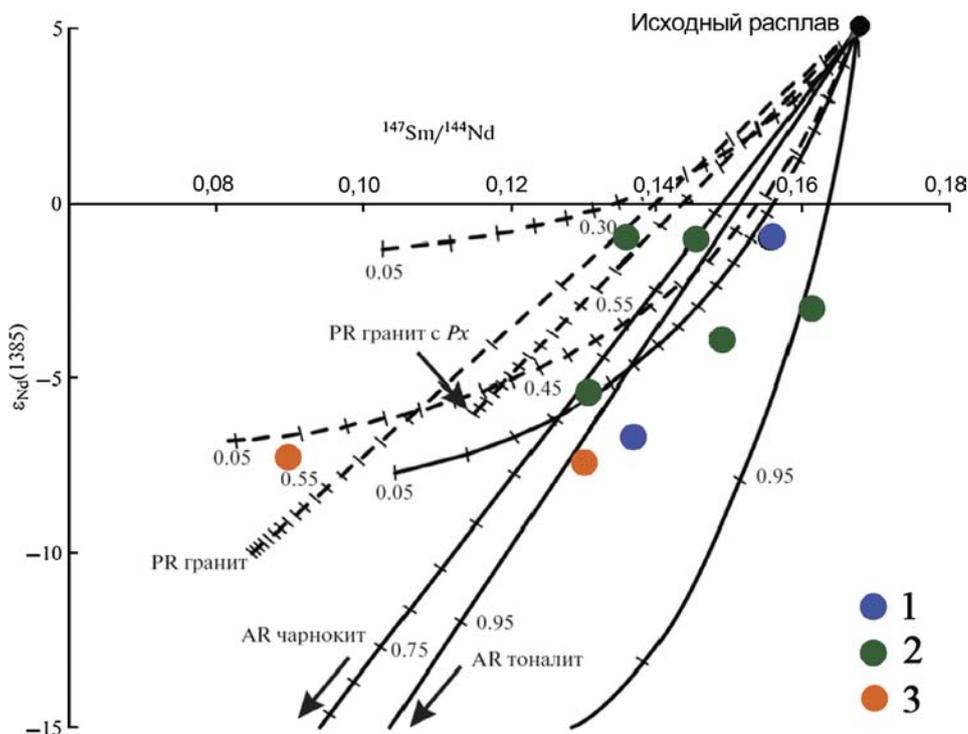


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ для магматических пород Шатакского комплекса (1 — пикриты, 2 — базальты, 3 — риолиты) с линиями смешения и процесса AFC для предполагаемого исходного расплава и разновозрастных коровых контаминантов, по [6].

терозойских контаминантов, черточки и цифры на линиях соответствуют доле исходного расплава для модели смешения и доле оставшегося расплава (F) для модели AFC. В качестве архейских контаминантов приняты составы тоналита из скв. Сулеевская [1] и чарнокита из Тараташского блока [4]; в качестве палеопротерозойских — два различных гранита из скв. Терсинской [1].

Как видно из диаграммы (см. рис. 4), сценарием, обеспечивающим эволюцию Sm-Nd системы в магматических породах Шатакского комплекса, является ассимиляция архейских и палеопротерозойских гранитоидов. Причем положение фигуративных точек валовых составов пикритов относительно линий смешения говорит об архейском возрасте контаминанта, а базальтов и риолитов — о смешанном архей-палеопротерозойском. Принятое в расчетах AFC низкое значение $r = 0.09$ (отношение массы ассимилянта к массе кумулата), при котором достигаются параметры Sm-Nd изотопной системы, близкие к наблюдаемым, свидетельствуют о небольшом количественном вкладе корового контаминанта.

Этому факту не противоречат полученные Sm-Nd эрахроны для пород основного и кислого составов Шатакского комплекса (рис. 5), которые характеризуются следующими особенностями:

1. Эрахрона для пород основного состава соответствует возрасту 1385 ± 250 млн лет, что по абсолютному значению близко к цифре, полученной методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) В.Н. Пучковым с соавторами по ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ и ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ отношениям — 1380.6 ± 1.1 млн лет ($\text{MSWD} = 0.1$) и 1380.1 ± 0.5 млн лет ($\text{MSWD} = 2.0$) соответственно [8].

2. Эрахрона для пород кислого состава соответствует возрасту 1371 ± 110 млн лет, что по абсолютному значению близко к возрасту, полученному Rb-Sr методом (см. рис. 3).

Таким образом, полученные материалы по изучению изотопных отношений в Rb-Sr и Sm-Nd системах позволяют сделать следующие выводы:

1. Магматические породы основного состава Шатакского комплекса сформировались 1385–1380 млн лет назад. На магматической стадии их образования реализовывался процесс AFC (assimilation and fractional crystallization). В качестве контаминанта выступали архей-палеопротерозойские породы фундамента.

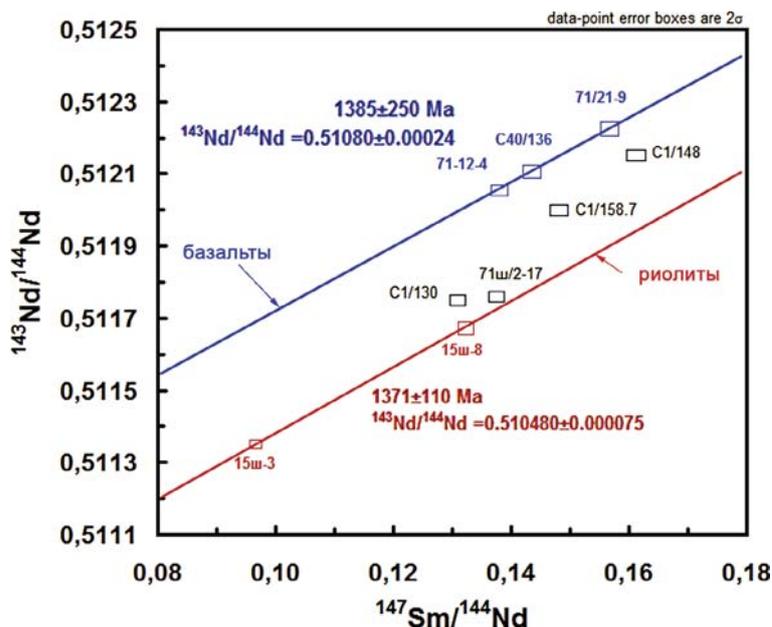


Рис. 5. Sm-Nd эрахроны для магматических пород Шатакского комплекса

2. Риолиты — более поздние образования, они сформировались 1375–1371 млн лет назад. Их генезис оказал влияние на гомогенность Rb-Sr системы пород всего комплекса, которое, вероятнее всего, было выражено в виде сингенетичного метаморфизма не изохимического типа, сопутствующего внедрению риолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 17-45-020045.

Литература:

1. Библикова Е.В., Богданова С.В., Ларионов А.Н., Федотова А.А., Постников А.В., Попова Л.П., Кириозова Т.И., Фугзан М.М. Новые данные о раннеархейском возрасте гранитоидов Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. — 2008. — Т. 419, № 2. — С. 219–233.
2. Иванов А.И. К стратиграфии и древнему орогенезу западного склона Южного Урала // Тр. Баш. геол.управ. Уфа, 1937. — Вып. 7. — С. 2–28.
3. Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. — 2008. — № 3. — С. 280–289.
4. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы — геология, возраст, источники, минерагения. — СПб, 2010. — 310 с.
5. Львов К.А. К тектонике западного склона Южного Урала // Уч. зап. Казанского гос. ун-та. — 1936. — Т. 96, Вып. 102, Кн. 3. — С. 27–32.
6. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. — 2012. — Т. 20, № 4. — С. 392–428.
7. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. — 105 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 280 с.
9. Ротарь А.Ф., Ротарь З.М., Парначев В.П. Стратиграфия шатакской свиты среднего рифея на Южном Урале // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. — Свердловск: ИГиГ, 1982. — С. 53–64.
10. De Paolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. — 1981. — 53. — P. 189–202.
11. Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T., Tarney J., Nivia A., Saunders A.D., Duncan R.A. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. — 1996. — V. 37. — P. 245–260.