

лась в закономерной смене высокотемпературных метасоматитов более низкотемпературными, в закономерном снижении пробы золота, увеличении отношения Ag/Au в рудах, изменении типоморфных свойств пирита и минералов метасоматитов. Все это свидетельствует о небольшом эрозион-

ном срезе рудных участков и перспективе их на глубину.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки. АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2011 годы)». Регистрационный номер: 2.1.1/12705.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нарсеев В.А. Теория эндогенной зональности рудных месторождений // Отечественная геология. – 1994. – № 5. – С. 3–10.
2. Санин В.Н. Модель золоторудных проявлений в структурах Майско-Лебедской площади, Республика Алтай // Руды и металлы. – 2009. – № 4. – С. 42–54.
3. Тимкин Т.В. Критерии локализации золотого оруденения в Майско-Лебедском рудном поле (Горная Шория) // Вестник Иркутского государственного технического университета. – 2011. – Т. 48. – № 1. – С. 58–63.
4. Ворошилов В.Г., Санин В.Н., Тимкин Т.В. Аномальные геохимические поля зон сульфидной минерализации Майско-Ле-

- бедского золоторудного узла // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. – № 3. – С. 36–41.
5. Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Ревякин П.С., Арифудов Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений. – М.: ЦНИГРИ, 1993. – 213 с.
6. Калинин Ю.А., Росляков Н.А., Прудников С.Г. Золотоносные коры выветривания юга Сибири. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. – 339 с.

Поступила 18.03.2011 г.

УДК 552.11:552.3:550.4:550.93(571.51)

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ ЮЖНОГО ЗААНГАРЬЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ

В.В. Врублевский, А.М. Сазонов*, И.Ф. Гертнер, П.А. Тишин, Ю.В. Колмаков**

Томский государственный университет

*Сибирский федеральный университет, г. Красноярск

**Томский политехнический университет

E-mail: labspm@ggf.tsu.ru

Производные мантийного магматизма в южном Заангарье Енисейского кряжа представлены среднетатарским ийолит-фойяитовым и пенченгинским фенит-карбонатитовым комплексами неопротерозоя. Начальные фазы их становления (~725...680 млн л назад) совпадают с одной из эпох плюмовой активности и рифтогенеза на окраине Сибирского палеоконтинента. Источники родоначальных магм по Nd-Sr-изотопным параметрам соответствуют материалу деплетированной мантии PREMA/FOZO-типа и E-MORB при некотором смещении с обогащенным веществом EM I. Предполагаются сходный геодинамический режим и изначальная пространственная сближенность проявлений позднедокембрийского мантийного щелочного магматизма Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Ключевые слова:

Щелочной магматизм, карбонатиты, мантийный плюм, Енисейский кряж.

Key words:

Alkaline magmatism, carbonatites, mantle plume, Yenisei Ridge.

Введение

В геологическом строении Енисейского кряжа принимают участие неопротерозойские разноформационные магматические комплексы и массивы щелочных пород и (или) карбонатитов, которые, предположительно, сформировались в обстановке пульсационной плюмовой активности и континентального рифтинга [1–4]. Согласно одной из существующих геодинамических моделей докембрийский складчато-надвиговый пояс Енисейского кряжа образовался в результате последовательной аккреции нескольких террейнов к окраине Сибирского кратона. При этом считается, что глав-

ные коллизионные события в интервалах 880...860 и 760...720 млн л назад сопровождались внедрением крупных гранитоидных интрузивов тейского, аятинского и глушихинского комплексов, расположенных в центральной и западной частях Заангарья [5, 6]. На этой территории выделяются два этапа коллизионного метаморфизма с возрастными пиками 862...849 и 802...798 млн л, а также стадии охлаждения горных пород, эксгумированных при надвигах, в диапазонах ~849...815 и ~795...773 млн л назад соответственно [7–9]. Предполагается, что на рубеже рифея – венда (~700...630 млн л назад), происходило присоединение к палеоконтиненту островодужных

комплексов и обдукция офиолитов Приенисейского пояса.

С этим этапом тектогенеза по времени совпадает формирование в регионе анорогенных гранитов татарского комплекса (650...630 млн л назад) [6], а также большинство проявлений щелочного и карбонатитового магматизма в диапазоне ~710...610 млн л назад. В Заангарской части Енисейского кряжа известно несколько центров такого магматизма неопротерозойского возраста – чапинский щелочной пикрит-лампроитовый, захребетнинский габбро-нефелинсиенитовый, чивидинский трахибазальтовый, среднетатарский ийолит-фойяитовый, пенченгинский фенит-карбонатитовый комплексы, распространенность которых ограничивается Центрально-Ангарским террейном и приуроченностью к Татарско-Ишимбинской разломной зоне. Наряду с другими проявлениями внутриплитного магматизма Енисейского кряжа этого времени их можно сопоставить с эпохами предполагаемой рифтогенной деструкции на возрастных рубежах ~700 и 670...650 млн л [4].

Согласно представлениям [10], развитие позднерифейского-вендского щелочного магматизма на окраине Сибирского палеоконтинента, по-видимому, обусловлено деятельностью суперплюма, вызвавшего распад Лавразии (Родинии) и раскрытие Палеоазиатского океана. Для тектонической структуры Енисейского кряжа рассматривается также вероятность эволюции щелочного магматизма в неопротерозое в условиях аккреционных процессов на активной континентальной окраине [11]. По пенченгинскому фенит-карбонатитовому и среднетатарскому ийолит-фойяитовому комплексам в южном Заангарье, являющимся производными мантийного магматизма на Енисейском кряже, нами получены Ar-Ar-, Sm-Nd-, Rb-Sr-геохронологические даты, а также геохимические и изотопные данные, которые позволяют уточнить их возраст и последовательность формирования, установить источники карбонатитовых и фельдшпатоидных магм, оценить длительность процессов рифтогенеза и плюмовой активности на позднедокембрийском этапе геологического развития региона.

Геология и вещественный состав магматических комплексов

Пенченгинский фенит-карбонатитовый комплекс. Ареал распространения пород комплекса расположен в юго-западной части Центрально-Ангарского террейна на водоразделе верховий рек Большая Пенченга и Татарка, притоков рр. Большого Пита и Ангары. Пласто- и линзообразные тела карбонатитов и сопряженные с ними мощные фенитовые ореолы образуют протяженную (до 25 км при ширине 2...6 км) крутопадающую субмеридиональную зону вдоль Татарско-Ишимбинского разлома [12]. Они прорывают протерозойские мраморы и слюдяные кристаллосланцы пенченгинской и кординской свит, metabазиты индуглинского комплекса и находятся вблизи Татар-

ского гранитного плутона (рис. 1). Крупные карбонатитовые линзы мощностью до 120...150 м или серии сближенных более мелких жил имеют субсогласное залегание относительно вмещающих метаморфизованных пород.

Наряду с линейной морфологией, одной из особенностей комплекса является отсутствие щелочных силикатных магматических пород, генетически связанных с карбонатитами. Последние характеризуются ассоциацией доминирующего ферродолomite (50...90 %) с магнезиоарфведсонитом и флогопитом (до 15...30 %), апатитом (до 10...15 %), более редкими пирротином, пироксолом, магнетитом, ильменорутилом, колумбитом, цирконом [2, 12]. По соотношению петрогенных компонентов (табл. 1) породы классифицируются как магнезиокарбонатиты. Они близки по составу к щелочно-доломитовым расплавам, которые равновесны с карбонатизированными мантийными перидотитами и обычно рассматриваются в качестве возможных первичных карбонатитовых магм. Суммарное содержание и дифференцированный характер распределения редких земель в породах (до ~1200...2000 г/т, La/Yb~80...140), также как и концентрации остальных гидромагматофильных элементов, вполне сопоставимы с составом среднего магнезиокарбонатита и других подобных образований. Вместе с тем, по сравнению с модельным источником ОІВ, считающимся эталоном внутриплитного магматизма, карбонатиты пенченгинского комплекса заметно обогащены фосфором, легкими РЗЭ, Nb, Sr, Th, U и обеднены барием, цирконием и гафнием (рис. 2) [2].

Среднетатарский ийолит-фойяитовый комплекс. В составе комплекса объединяются четыре массива щелочных пород, установленных в бассейне р. Татарки, притока Ангары на юго-западе Центрально-Ангарского террейна. Наиболее крупным (~17 км²) из них является Заангарский ийолит-фойяитовый плутон (рис. 1) [13]. Интрузив имеет штокообразную форму и залегает среди верхнерифейских мраморизованных известняков и кристаллосланцев. В узкой (200...500 м) экзоконтактной зоне вмещающие породы фенитизированы. В строении массива преобладают лейкократовые эгириновые фойяиты, жильная фация которых представлена щелочными сиенит-пегматитами, преимущественно развитыми в породах рамы. Значительно меньше распространены полевошпатовые ийолиты, относящиеся к другой интрузивной фазе. Они образуют субгоризонтальную пластовую залежь (2–3,4 км) мощностью до 300 м в центральной части плутона и мелкие сателлиты среди фойяитов. Контакты между ийолитами и нефелиновыми сиенитами имеют инъекционный характер. Формирование фойдолитов завершают жильные фойяит-пегматиты, сосредоточенные в контурах массива.

Северо-восточный эндоконтакт интрузии осложнен зоной мусковитовых сиенитов, более кремнекислых и с меньшим содержанием щелочей по сравнению с фойяитами. Все первично-магма-

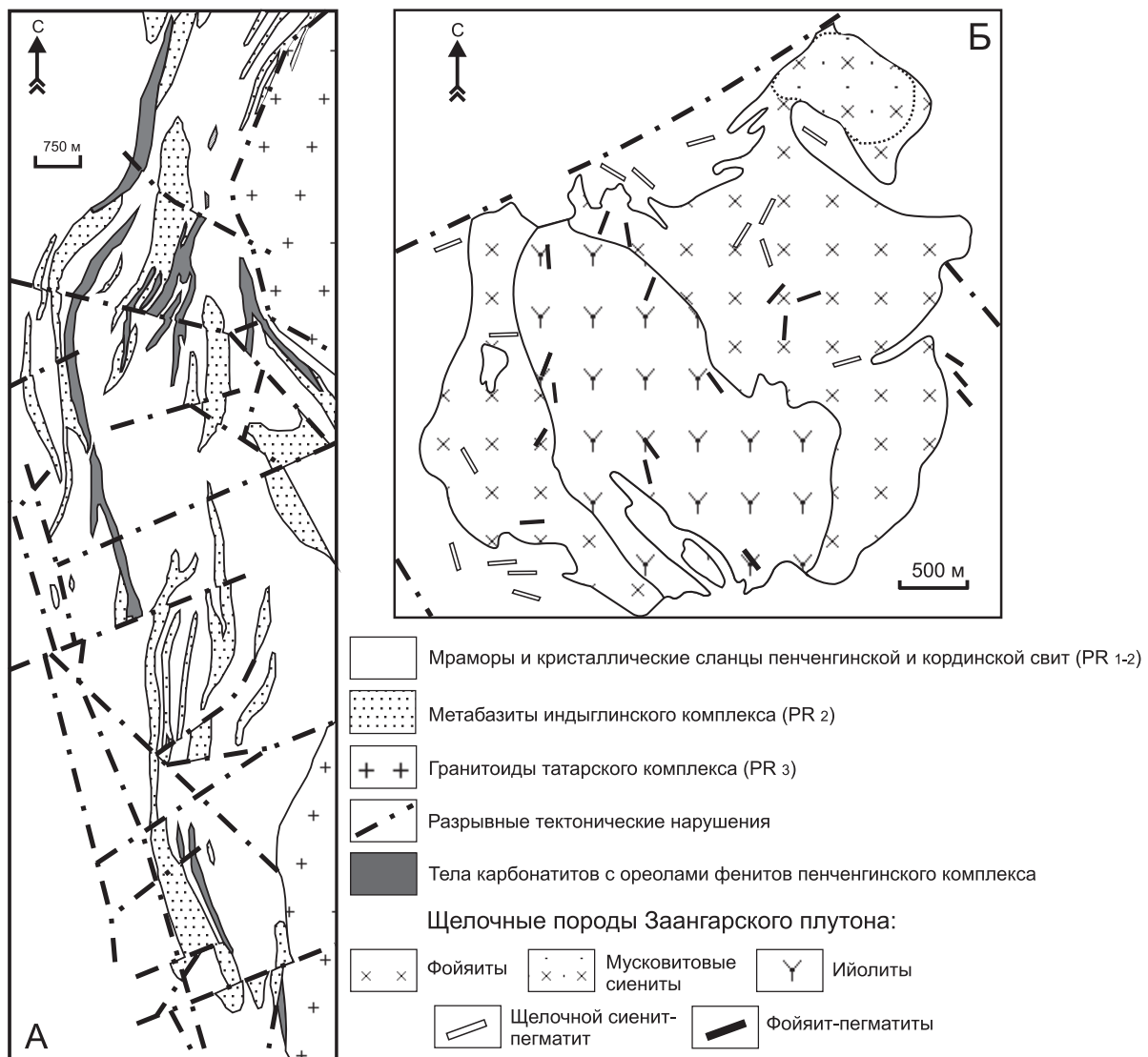


Рис. 1. Геологические схемы пенченгинского комплекса (а) и Заангарского массива (б) (приведено по [3, 12] с изменениями)

тические породы в разной степени подверглись микроклинизации и альбитизации. Поздне- и постмагматические изменения приводили к разнообразной редкометальной (Zr, Nb, Th, Li, TR) и рассеянной золото-платиноидной минерализации.

Развитые в пределах массива жильные силикатно-карбонатные образования по особенностям Nd-Sr-O-C-изотопного состава отнесены к мантийным карбонатитам [14]. Нефелинсодержащие породы Заангарского плутона при пониженной кремнекислотности ($\text{SiO}_2 \sim 47 \dots 56$ мас. %) обогащены $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 18 \dots 22$ мас. % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \sim 11 \dots 14$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1,2 \dots 2,2$. Для более меланократовых ийолитов характерно увеличение концентраций фермических компонентов, кобальта и фосфора при сходных с фойяитами низких (до $12 \dots 16$ г/т) содержаниях Cr, Ni, табл. 1. Вместе с тем, уровень накопления в них большинства HFS- и LIL-элементов примерно в 2...4 раза выше, чем в нефелиновых сиенитах, что при почти семикратном обогащении РЗЭ, $357 \dots 672$ г/т, $\text{La}/\text{Yb} \sim 22 \dots 53$, рис. 2, свидетельствует

либо о различной природе магматических источников, либо о разных степенях смешения их вещества. Характер спектров распределения и соотношение редких элементов в ийолитах, $\text{Ba}/\text{Nb} \sim 4 \dots 9$, $\text{Ba}/\text{La} \sim 9 \dots 12$, $\text{La}/\text{Nb} \sim 0,5 \dots 0,8$, $\text{Rb}/\text{Nb} \sim 0,6 \dots 0,9$ сопоставимы с параметрами внутриплитного источника ОИВ. Кроме того, формирование фойяитов, $\text{Rb}/\text{Nb} \sim 2,5 \dots 4,6$, $\text{Ba}/\text{La} \sim 16,5 \dots 20,6$, по-видимому, происходило при участии корового компонента. Влияние этих источников в процессах магмогенеза заметно отразилось и на Nd-Sr-изотопном составе пород Заангарского массива.

Радиогенная геохронология пород и минералов

По данным K-Ar- и Rb-Sr-изотопного датирования флогопита и валовых проб пород возраст пенченгинского комплекса ранее устанавливался в диапазоне 640...660 млн л [12, 15]. Sm-Nd изохрона по составам карбонатита и его породообразующих амфибола, апатита и пирохлора соответствует возрасту 672 ± 93 млн л ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5,4$) [2]. Для уточне-

Таблица 1. Представительный химический состав щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья

Компонент	T-3-35	T-5-26/1	T-0-3/1	T-4-3	T-8-22	T-6-31	T-5-26	C 86	72/182	50/278
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	61,44	61,04	65,23	66,37	54,29	53,43	48,23	4,63	3,67	2,44
TiO ₂	0,14	0,19	0,22	0,20	0,15	0,51	2,78	0,03	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	23,75	24,12	24,35	17,09	28,35	19,68	18,40	0,85	0,43	0,53
Fe ₂ O ₃	2,85	2,18	1,26	8,49	3,16	9,96	10,35	6,35	6,77	4,55
MnO	0,14	0,11	<0,03	0,18	0,34	0,47	0,30	0,84	0,70	0,74
MgO	0,17	0,42	0,14	0,41	0,17	0,91	3,07	14,14	15,13	16,74
CaO	1,11	1,49	0,16	0,36	0,48	6,72	8,92	32,24	31,89	32,54
Na ₂ O	4,94	4,36	2,23	5,66	7,64	4,69	5,01	0,30	0,30	0,30
K ₂ O	3,36	4,19	4,51	0,25	2,89	2,32	1,94	0,78	0,19	0,05
P ₂ O ₅	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,07	0,52	9,30	7,83	6,37
П.п.п.	1,18	0,84	1,46	0,39	1,74	0,56	0,58	29,59	31,66	34,93
Сумма	99,11	98,97	99,62	99,67	99,24	99,32	100,10	99,05	98,60	99,22
Cr	12	12	15	22	10	14	12	9,0	15	8,0
Ni	16	10	10	20	10	16	16	17	37	10
V	28	34	20	32	20	24	230	9,0	10	6,0
Co	1,0	1,0	0,6	1,4	0,8	4,5	14	7,0	7,0	4,0
Cs	2,8	2,5	1,0	0,2	5,8	0,7	2,5	0,8	0,1	0,1
Rb	283	282	579	21	316	142	197	37	4,3	0,2
Ba	341	547	313	75	31	2170	852	56	214	69
Sr	759	1124	64	105	680	3005	1472	6145	5898	6641
Nb	61	111	114	955	581	241	214	261	10266	26726
Ta	2,1	4,6	3,8	23,3	12,3	7,0	8,7	3,4	1168	1074
Zr	428	482	461	6328	3754	681	839	124	3,3	163
Hf	8,7	8,1	10	88	47	11	15	0,2	0,2	0,6
Y	8,2	11,5	60	66	320	37	51	71	65	78
Th	7,1	12,8	12,4	72	9,7	24	14	1,5	17	41
U	3,5	7,1	5,3	132	16,5	10	3,8	0,7	54	20
La	16,6	33,2	14,8	77	403	180	97	389	324	405
Ce	23,2	53,4	14	218	592	323	147	855	759	979
Pr	2,0	4,5	2,3	16,3	52	32	15,3	93	86	113
Nd	5,5	12,3	6,4	47	155	97	53	310	300	349
Sm	0,8	2,0	1,3	11	30	12,3	9,8	60	59	58
Eu	0,2	0,4	0,3	2,8	9,8	3,5	3,1	14	13	16
Gd	0,7	1,5	2,0	8,1	34	7,7	9,1	41	39	47
Tb	0,1	0,3	0,6	1,5	7,1	1,1	1,4	6	5,2	5,4
Dy	0,9	1,6	6,3	11	52	6,1	8,5	22	20	24
Ho	0,2	0,3	1,7	3,0	12,4	1,2	1,7	3,3	3,1	3,3
Er	0,7	1,1	5,4	12,4	40	3,3	4,7	7,2	6,5	7,2
Tm	0,1	0,2	0,8	2,6	6,5	0,5	0,7	0,5	0,5	0,6
Yb	1,1	1,7	4,0	20	40	3,4	4,4	3,0	2,8	2,9
Lu	0,2	0,3	0,5	3,1	5,0	0,5	0,6	0,3	0,3	0,4

1–7 – щелочные породы Заангарского плутона: фойяиты (1, 2), мусковитовый сиенит (3), сиенит-пегматит (4), фойяит-пегматит (5), фойдолиты (6, 7); 8–10 – карбонатиты пенченгинского комплекса. Содержание петрогенных (рентгенофлюоресцентный анализ, мас. %) и редких (ICP-MS, г/т) элементов определялось в Аналитических центрах ИГМ СО РАН (Новосибирск) и ИМГРЭ (Москва).

ния времени формирования комплекса проведен Ar-Ar-изотопный анализ магнезиоарфведсонита и флогопита из карбонатитов. Полученные спектры выделения аргона характеризуются хорошо выраженными плато с возрастом $725,9 \pm 6,3$ млн л для амфибола и $637,6 \pm 5,7$ млн л для слюды [16]. Очевидно, такие существенные различия свидетельствуют о полихронном характере формирования комплекса. При этом Ar-Ar-изотопная дата ~726 млн л представляется наиболее реальной для оценки времени его главной фазы. Она также сов-

падает с K-Ar-изотопным возрастом амфибола (720...725 млн л) из карбонатитов зиминского щелочно-ультраосновного комплекса неопротерозоя в Урикско-Ийском грабене Восточного Саяна [17].

По свидетельству А.Д. Ножкина с соавторами [4] именно в диапазоне 725...730 млн л назад в пределах Енисейского кряжа происходило заложение рифтогенных структур одной из эпох тектоно-магматической активизации. Вероятно, с данным событием связано и становление пенченгинского комплекса. Значительно более молодой Ar-Ar-изо-

топный возраст проанализированного флогопита (~638 млн л) вполне объясним, если сопоставить его по времени с формированием Татарского гранитного массива, вблизи которого расположены тела пенченгинского комплекса. По данным U-Pb-изотопного датирования циркона гранитообразование происходило приблизительно 630 млн л назад [6]. Нами предполагается, что количества тепла и флюидов, выделяемых при становлении такого крупного по размерам гранитоидного интрузива как Татарский (~150 км²), вполне достаточно для частичного переплавления материала более ранних карбонатитов. Возможно также, что омоложение возраста обусловлено только их повторным нагревом при термическом воздействии остывающей гранитной магмы, вызвавшим перестройку изотопной системы именно флогопита, температура закрытия которого значительно меньше, чем у амфибола.

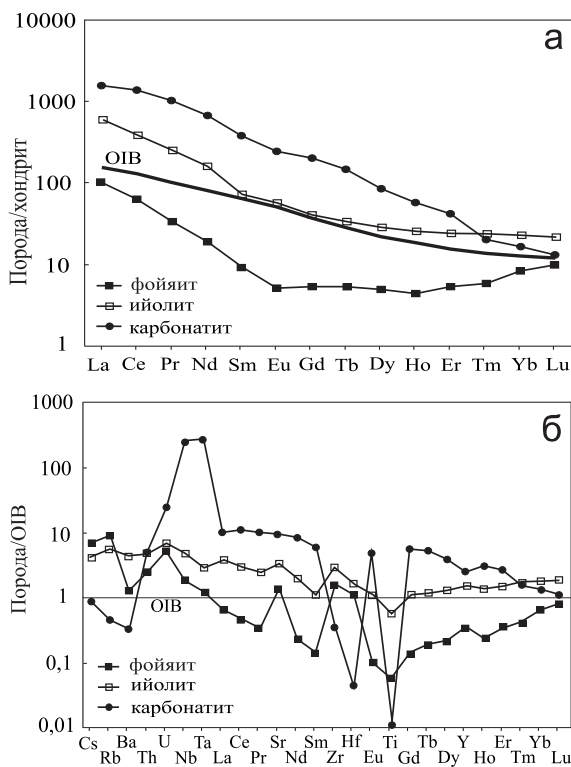


Рис. 2. Распределение РЗЭ (а) и редких элементов (б) в карбонатитах и щелочных породах пенченгинского комплекса и Заангарского плутона. Средние концентрации элементов в породах нормированы к составам хондрита *C1* и базальтов океанических островов (OIB) по Sun&McDonough

Результаты K-Ar-изотопного датирования Заангарского плутона [13] предполагают более позднее внедрение нефелиновых сиенитов (~660 млн л назад) по сравнению с ийолитами (675±27 млн л). Полученные нами данные свидетельствуют об иной последовательности и длительности формирования этого массива [3]. Rb-Sr-изохрона по эгирину, альбиту, флюориту и валовому составу фойяитов (обр. 3–35, табл. 2) соответствует возрасту

678±7,9 млн л ($I_{Sr}=0,702715$, MSWD=1,48), характеризуя их как самую раннюю интрузивную фазу. С учетом валовых составов фойяитов (обр. 5–26/1, 8–23) и щелочного сиенит-пегматита (жильная фация фойяитов, обр. 4–3) получается более сбалансированная изохрона с возрастом 675±5,8 млн л ($I_{Sr}=0,70273$, MSWD=0,94). Близкие датировки ($T=680±61$ млн л, MSWD=0,04, $\varepsilon_{Nd}=5,3$ и $T=678±72$ млн л, MSWD=1,5, $\varepsilon_{Nd}=5,2$) получены при изучении Sm-Nd-изотопных систем тех же образцов (табл. 2). U-Pb – изотопный возраст нефелиновых сиенитов по сфену и циркону составляет 700...711 млн л [11], что сопоставимо со временем формирования карбонатитов пенченгинского комплекса (~726 млн л назад), а также базитов повышенной щелочности Захребетнинской вулканотектонической структуры (~703 млн л назад) в северном Заангарье [4, 16]. Образование полевошпатовых ийолитов происходило значительно позднее, что, очевидно, указывает на полихронный характер становления Заангарского плутона. Эгирин, биотит и валовый состав фойдолитов (обр. 5–26, табл. 2) образуют Rb-Sr-изохрону с возрастом 611±7,2 млн л ($I_{Sr}=0,702548$, MSWD=0,59). В комбинации с еще двумя валовыми пробами фойдолитов и фойяит-пегматитом наклон регрессионной прямой практически не изменяется ($T=610±7$ млн лет, MSWD=0,74, $I_{Sr}=0,702656$) [3].

Nd-Sr изотопная систематика и источники вещества щелочных пород и карбонатитов

Изотопный анализ неодиима и стронция в щелочных породах и карбонатитах проводился на масс-спектрометрах Finnigan MAT-262, TRITON-T1 в ИМГРЭ (Москва) и ИГГД РАН (Санкт-Петербург) в статическом режиме измерений по стандартной методике. Его результаты приведены в табл. 2.

Первичное отношение изотопов стронция в амфиболе и апатите из карбонатитов пенченгинского комплекса характеризуется очень низкими значениями ($^{87}Sr/^{86}Sr$)~0,70228...0,70235, сопоставимыми с параметрами MORB (Middle Oceanic Ridge Basalts)-резервуара. В породообразующем ферродоломите эта величина не намного выше (0,7025...0,7026) [2, 12] Очевидно, что наиболее полно состав источника карбонатитов отражает отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в апатите – главном концентрате стронция (12040 г/т). Наряду с $\varepsilon_{Sr}(T)$ ~-(19,4...20,4), установленный радиогенный изотопный состав неодиима пород и минералов пенченгинского комплекса, $\varepsilon_{Nd}(T)$ ~(5,1...5,5), свидетельствует о глубинной природе карбонатитового вещества, его возможным комбинированном источнике в умеренно деплецированной мантии типа PREMA/FOZO (Prevalent Mantle/Focus Zone)+E-MORB (Enriched Middle Oceanic Ridge Basalts) при некотором смещении с материалом EM I (Enriched Mantle I), рис. 3. Подобная гетерогенность устанавливается для большинства карбонатитосодержащих магматических комплексов мира [18, 19 и др.]. При этом компо-

Таблица 2. Nd-Sr-изотопный состав щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья

Образец, порода	Материал	Sm, г/т	Nd, г/т	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _T	ε _{Nd} (T)	T(Nd) _{DM} млн л
Заангарский плутон								
3-35, Ф	Вс	2,347	14,23	0,09968	0,512460±3	0,512017	+4,98	922
	Аб	0,130	0,918	0,08548	0,512410±10	0,512030	+5,24	
	Эг	3,120	20,49	0,09201	0,512437±17	0,512028	+5,20	
	Фл	2,816	19,73	0,11226	0,512529±6	0,512030	+5,24	
8-23, Ф	Вс	0,744	5,133	0,08759	0,512413±3	0,512024	+5,12	890
5-26/1, Ф		2,869	19,52	0,08887	0,512395±6	0,512000	+4,65	922
4-3, СП		18,32	88,31	0,12537	0,512586±14	0,512029	+5,22	973
5-26, И		11,15	60,68	0,11108	0,512529±7	0,512085	+4,61	922
4-6, И		6,705	35,45	0,11435	0,512511±3	0,512054	+4,01	980
6-31, И		15,42	122,9	0,07585	0,512369±4	0,512066	+4,24	864
8-22, ФП		129,6	663,0	0,11816	0,512496±2	0,512023	+3,40	1043
Пенченгинский комплекс								
50/278, К	Вс	60,2	359	0,10147	0,512481±7	0,512035	+5,10	910
	Пир	67,7	693	0,05901	0,512299±5	0,512040	+5,19	
	Амф	1,29	9,63	0,08103	0,512412±6	0,512056	+5,51	
50/254, К	Ап	262	1487	0,10650	0,512517±5	0,512049	+5,37	
Образец, порода	Материал	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _T	ε _{Sr} (T)	
Заангарский плутон								
3-35, Ф	Вс	275,8	808,4	0,98747	0,712392±16	0,702837	-12,41	
	Аб	322,0	414,5	2,25122	0,724387±8	0,702602	-15,75	
	Эг	30,49	1444	0,06105	0,703288±5	0,702697	-14,40	
	Фл	9,362	9401	0,00288	0,702715±17	0,702687	-14,54	
8-23, Ф	Вс	447,5	392,1	3,31095	0,734498±13	0,702459	-17,78	
5-26/1, Ф	Вс	235,9	1349	0,50594	0,707568±10	0,702672	-14,75	
4-3, СП	Вс	13,78	119,1	0,33467	0,705995±20	0,702757	-13,54	
5-26, И	Вс	247,7	1530	0,46846	0,706531±12	0,702453	-18,86	
	Эг	78,47	1561	0,14543	0,703908±31	0,702642	-16,17	
	Би	1112	365,9	8,85386	0,779708±7	0,702628	-16,37	
	4-6, И	Вс	203,2	2024	0,29046	0,705140±7	0,702611	-16,61
6-31, И	Вс	166,3	3193	0,15065	0,703988±13	0,702677	-15,67	
8-22, ФП	Вс	192,1	2952	0,18827	0,704517±6	0,702878	-12,82	
Пенченгинский комплекс								
50/278, К	Амф	1,02	203	0,0146±4	0,702485±11	0,702346	-19,40	
50/254, К	Ап	0,17	12040	0,00004±5	0,702278±9	0,702278	-20,36	

(Ф) фойяит, (И) полевошпатовый ийолит, ювит, (СП) сиенит-пегматит, (ФП) фойяит-пегматит, (К) карбонатит, (Вс) валовый состав породы, (Эг) эгирин, (Аб) альбит, (Би) биотит, (Фл) флюорит, (Ап) апатит, (Амф) амфибол, (Пир) пироксид. Стандарты и методика расчета изотопных параметров приведены в [2, 3].

нент PREMA/FOZO может являться главной составляющей суперплюмов, определяющих значительную длительность и эволюцию мантийного, в том числе щелочного и карбонатитового, магматизма Северной Азии [10, 20, 21]. Судя по отношениям стабильных изотопов углерода, кислорода, серы и водорода становление пенченгинского комплекса не сопровождалось значительной коровой контаминацией, как это нередко наблюдается для многих проявлений карбонатитов складчатых областей [2].

По-видимому, аналогичное мантийное вещество послужило главным компонентом щелочных пород и карбонатитов Заангарского плутона [3] Несмотря на существенную разницу в возрасте, слагающие его нефелиновые сиениты, ε_{Nd}(T)=4,7...5,2; ε_{Sr}(T)=-(12,4...17,8), фойдолиты, ε_{Nd}(T)=4,0...4,6; ε_{Sr}(T)=-(15,7...18,9), карбонатиты, ε_{Nd}(T)≈5,5; ε_{Sr}(T)≈-18,5, имеют сходный Nd-Sr-изотопный состав с параметрами, близкими к породам пенченгинского комплекса (рис. 3). Это может указывать на родство мантийных источников

родоначальных фельдшпатоидной и щелочно-доломитовой магм, представляющих продукты смешения типа PREMA/FOZO+E-MORB+EM I. Наблюдаемые изотопные зависимости вполне допустимо рассматривать как результат плюм-литосферного взаимодействия, в ходе которого обычны проявления рифтинга и инициированного щелочного и карбонатитового магматизма.

Относительно синхронными являются неопротерозойские (630...725 млн л) рифтогенные ассоциации щелочно-ультрасосновных пород и карбонатитов в Урикско-Ийском грабене Восточно-Саянской провинции, которые имеют не только сходный с Заангарским массивом и пенченгинским комплексом Nd-Sr-изотопный состав (рис. 3), но и близкие модельные ($T(\text{Nd})_{\text{DM}} \sim 0,83...0,96$ млрд л) датировки [14, 22], косвенно свидетельствующие о родственной природе их источников. Наблюдаемые композиционные отличия могут быть обусловлены неодинаковой степенью смешения компонентов деплетированной мантии с EM I.

С позиции плейттектоники значительно более позднее (~610 млн л) образование ийолитов Заангарского плутона при их обогащенности редкими элементами, пространственной сопряженности и изотопном подобии с фойяитами предпочтительнее рассматривать как следствие повторного частичного плавления литосферной мантии, уже эродированной и метасоматически измененной под воздействием инициального плюма [23].

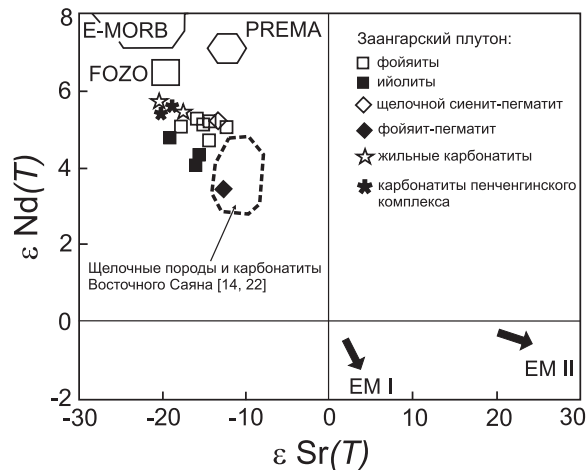


Рис. 3. Nd-Sr-изотопный состав щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья на Енисейском кряже. Мантийные резервуары E-MORB, PREMA, FOZO, EM I, EM II приведены в соответствии с их современными изотопными параметрами по Zindler&Hart, Stracke

Несмотря на происходивший флюидный массоперенос и обогащение редкими элементами, к моменту выплавления фойдолитовой магмы изото-

пные системы литосферного субстрата не успевали придти к новому равновесию. По-видимому, мусковитовые сиениты северо-восточного эндоконтакта массива, имеющие возраст $630 \pm 4,5$ млн л (Rb-Sr, $I_{\text{Sr}} = 0,70640$, MSWD=1,69) [3], не являются самостоятельной интрузивной фазой. Учитывая существенно радиогенный изотопный состав стронция пород, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t \approx 0,706...0,707$, $\epsilon_{\text{Sr}}(T) \approx 32...44$, и относительно древний модельный возраст $T(\text{Nd})_{\text{DM}} \approx 1,1$ млрд л, они могут представлять собой продукты гидротермально-метасоматической мусковитизации фойяитов под воздействием флюида с коровой компонентой. Как и в случае пенченгинского комплекса, возможен также вариант перестройки изотопной системы при повторном нагреве под тепловым воздействием более молодых (650...630 млн л назад) гранитоидных интрузий татарского комплекса.

Заключение

Интрузивные массивы щелочных пород и карбонатитов южного Заангарья представляют собой полихронные магматические комплексы неопротерозойского возраста, начальные фазы становления которых происходили в диапазоне ~725...680 млн л назад, что по времени совпадает с одной из эпох плюмовой активности и рифтогенеза на окраине Сибирского палеоконтинента. По-видимому, сравнительно синхронно развивались центры магматизма повышенной щелочности, расположенные в северной части Енисейского кряжа. Источники первичных фельдшпатоидной и карбонатитовой магм по своим изотопно-геохимическим параметрам соответствовали материалу PREMA/FOZO — плюмового компонента и E-MORB, в различной степени смешанного с веществом обогащенной литосферной мантии EM I. Предполагается пульсационное внедрение фойдовых расплавов с интервалом ~70 млн л (Заангарский плутон). Такой телескопированный характер геохимически сходных интрузивных фаз возможен только в условиях повторного плавления нижней литосферы, уже эродированной плюмом. Сходство Nd-Sr-изотопного состава и времени образования щелочных пород и карбонатитов Енисейского кряжа и Восточного Саяна позволяют предполагать не только одинаковый геодинамический режим развития позднерифейско-вендского мантийного щелочного магматизма в регионах, но и изначальную пространственную сближенность его проявлений.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ по ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России 2009–2013 гг.», АВЦП «Развитие научного потенциала высшей школы 2009–2011 гг.».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Корнев Т.Я., Качевский Л.К., Ножкин А.Д., Даченко В.М., Стороженко А.А., Заблочский К.А., Романов А.П. Рабочая схема корреляции магматических и метаморфических комплексов Енисейского кряжа // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области / под ред. В.Л. Хомичева. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. – С. 17–46.
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. Вещественный состав и возраст пенчугинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 2. – С. 145–163.
- Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. Заангарский щелочной интрузив, Енисейский кряж: Rb-Sr-, Sm-Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 413. – № 6. – С. 798–802.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 666–688.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. – 2003. – V. 375. – № 1–4. – P. 147–168.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 35–52.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е. Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar – ^{39}Ar -данным) // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 412. – № 6. – С. 799–803.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar – ^{39}Ar -данным) // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 433. – № 6. – С. 796–801.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Травин А.В. Скорость эксгумации пород неопротерозойских коллизионных метаморфических комплексов Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. – 2010. – Т. 435. – № 3. – С. 372–377.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 2005. – Т. 404. – № 3. – С. 400–406.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенов А.М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 419. – № 1. – С. 90–94.
- Лапин А.В., Плошко В.В., Малышев А.А. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже // Геология рудных месторождений. – 1987. – № 1. – С. 30–45.
- Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.М. Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. – М.: Наука, 1976. – 80 с.
- Moriyaki T., Miyazaki T., Kagami H., Vladykin N.V., Chernysheva E.A., Panina L.I., Podgornych N.M. Sr, Nd, C and O isotope characteristics of Siberian carbonatites // Alkaline magmatism and the problems of mantle sources: Proc. Intern. Workshop / Ed. N.V. Vladykin. – Irkutsk, 2001. – P. 69–84.
- Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенчугинской зоны (Енисейский кряж) // Доклады АН СССР. – 1986. – Т. 287. – № 5. – С. 1220–1224.
- Врублевский В.В., Ревердатто В.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Юдин Д.С., Тишин П.А. Неопротерозойский карбонатитовый магматизм Енисейского кряжа, Центральная Сибирь: ^{40}Ar – ^{39}Ar -геохронология пенчугинского комплекса // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 437. – № 4. – С. 514–519.
- Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. – М.: Наука, 1976. – 215 с.
- Bell K., Simonetti A. Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints // Mineralogy and Petrology. – 2010. – V. 98. – № 1–4. – P. 77–89.
- Harmer R.E., Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonate magma // Journal of Petrology. – 1998. – V. 39. – № 11–12. – P. 1895–1903.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.
- Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 12. – С. 1243–1261.
- Чернышова Е.А., Морикио Т. Характеристика источника щелочных пород карбонатитовых комплексов Присаянья по данным изотопного состава Nd и Sr в породах дайковой серии // Доклады Академии наук. – 1999. – Т. 369. – № 3. – С. 381–384.
- Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Борисов С.М., Левченков О.А., Войтенко Д.Н. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 398. – № 3. – С. 374–378.

Поступила 04.05.2011 г.