

ХАЙЛАМИНСКИЙ И АРЫСКАНСКИЙ МАССИВЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ В САЯН: ВРЕМЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПО ДАННЫМ Rb–Sr ИЗОТОПНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2004 г. Ю. А. Костицын, Е. Н. Алтухов

*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
121357 Москва, ул. Вересаева, 15; e-mail: Kostitsyn@imgre.iitp.ru*

Поступила в редакцию 18.03.2002 г.

В пределах Западных Саян изучены щелочные граниты Хайламинского массива, включающего Зашихинское редкометальное месторождение, и в С-В Туве метасоматиты Арысканского редкометального месторождения и безрудные щелочные гранитоиды Астыг и Аксуг, предположительно генетически связанные с Арысканом. По шести образцам щелочных гранитов Хайламинского массива получена Rb–Sr изохрона с возрастом 261 ± 4 млн. лет и начальным отношением стронция 0.703 ± 11 , СКВО₁. Точка, отвечающая метасоматически измененному (альбитизированному) образцу, лишь незначительно отклоняется от изохроны, что не позволяет сделать вывод о различии возраста магматического и метасоматического процессов. Рудоносные метасоматиты Арыскана не дали изохроны, но, скорее всего, возникли непосредственно вслед за магматическим процессом около 455 млн. лет назад, а примерно 340 млн. лет назад Rb–Sr система этих пород, а также гранитоидов Астыга и Аксуга была нарушена в результате перекристаллизации под действием стресса. Щелочные гранитоиды С-В Тувы сформировались в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза. Образование Хайламинского массива связано с анорогненным магматизмом Ц. Азии. Анализ полученных Rb–Sr данных и примеров из литературы показывает, что изохрона, в строгом смысле этого определения, полученная по магматическим породам без отчетливых следов гидротермально-метасоматических или метаморфических преобразований, отражает возраст магматического процесса. При этом опробование должно исключать возможность диффузионного обмена Rb и Sr между образцами.

В современных схемах магматизма юга Сибири щелочные граниты Хайламинского массива относят к позднему палеозою, либо границе палеозой/мезозой по аналогии со щелочными гранитоидами Забайкалья и Монголии [1–3 и др.]. K–Ar геохронологические данные показали большой разброс значений, от 105 до 270 млн. лет [4], что, хотя и не позволяло считать возраст этих гранитов точно установленным, все же свидетельствовало о возможном их позднепалеозойском или мезозойском возрасте. Хайламинский гранит вмещает Зашихинское редкометальное месторождение, которое считается формационным и возрастным аналогом Арысканского месторождения СВ Тувы [5, 6]. По предварительным оценкам [7]. Арысканское месторождение могло быть синхронным с находящимся в нескольких километрах от него Катунским щелочным гранитом ордовикского возраста (454.6 ± 1.4 млн. лет). Таким образом вопрос о возрастном соотношении Хайламинского и Катунского щелочных гранитов, а также Зашихинского и Арысканского редкометальных месторождений остается открытым.

Поскольку со щелочно-гранитоидным магматизмом связан определенный тип редкометального оруденения, возраст и этапность проявления этих пород важны для прогноза месторождений. Согласно одним прогнозно-поисковым моделям редкометальные месторождения следует искать на площади всего южно-сибирского мегаареала щелочно-гранитоидных пород, преимущественно в зонах региональных разломов [8 и др.]. Согласно другим моделям их поиски следует сосредоточить преимущественно на окраинах микроконтинентов [9 и др.]. Таким образом, определение времени и условий формирования редкометальных щелочных гранитов является актуальной и важной задачей при прогнозировании редкометальных месторождений.

В статье приводятся результаты Rb–Sr изотопно-геохронологических и геохимических исследований Хайламинского щелочного гранита, включая метасоматически измененные породы, а также метасоматитов Арысканского месторождения и расположенных вблизи него щелочных гранитов Ак-

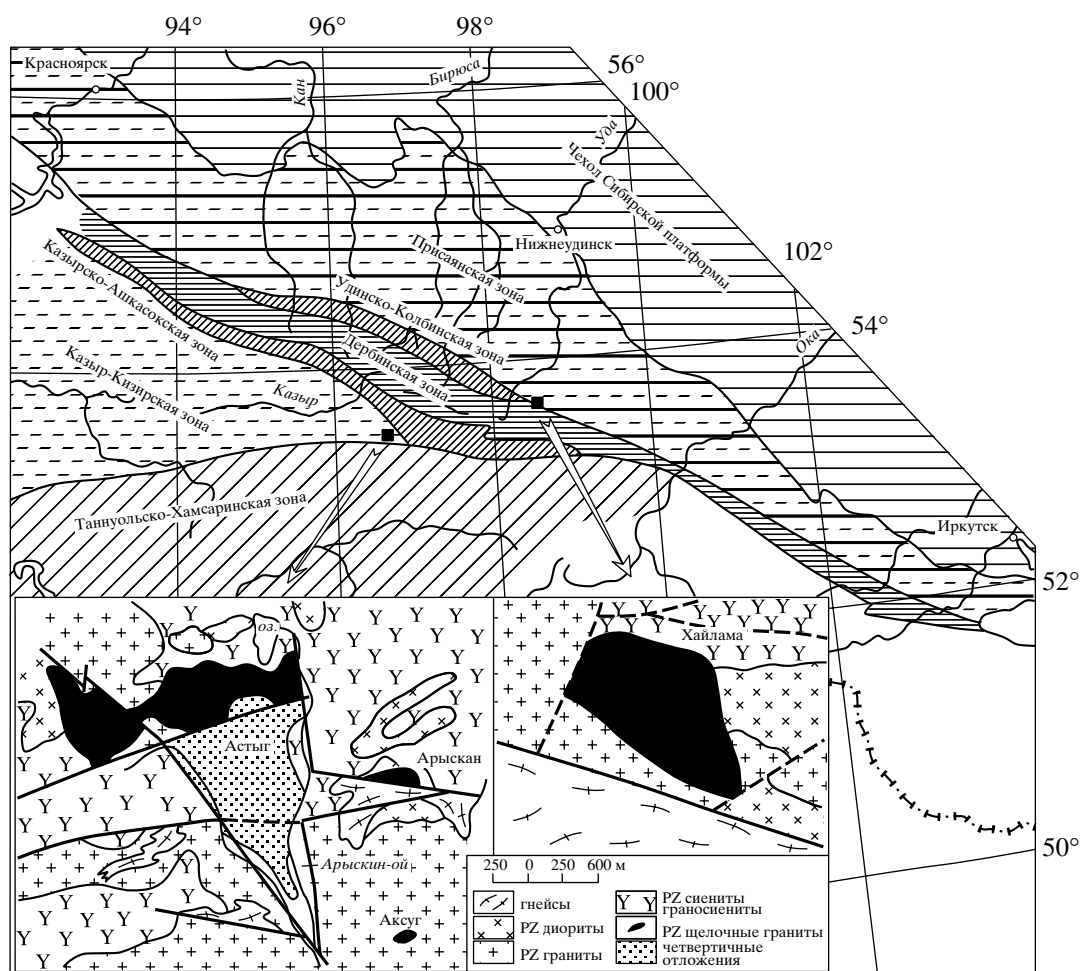


Рис. 1. Тектоническая позиция Зашихинского и Арысканского месторождений в региональных структурах юга Сибири. Местоположение врезок обозначено черными прямоугольниками.

На схеме показаны: Присяйская зона выступов раннедокембрийского фундамента среди шельфовых и рифтогенных комплексов позднего докембрия и палеозоя; протерозойские Дербинская шельфовая зона и рифтогенные Удинско-Колбинская и Казырско-Ашкассокская зоны; раннепалеозойские Казыр-Кизирская зона преимущественно шельфовых и рифтогенных комплексов и Таннуольско-Хамсаринская зона океанических, островодужных и окраинноморских комплексов.

суг и Астыг, с которыми тоже связаны рудопроявления редких металлов (Zr, Nb, U, REE).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Общей чертой исследуемых массивов является их приуроченность к зонам крупнейших региональных разломов. Так, Хайламинский массив сформировался на южной окраине Сибирского кратона в зоне Главного Восточно-саянского разлома. Арысканский массив вместе с соседними Аксугским, Астыгским и Катунским, расположены в зоне сочленения Восточно-Саянского и Кандатского региональных разломов (рис. 1). Приуроченные к этим разломам разновозрастные магматические породы, приразломные прогибы, в том числе рифтогенные, зоны милонитизации мощностью многие сотни метров, современные гидротермальные ис-

точники – все это указывает на длительное активное развитие этих разломов.

Хайламинский массив является петротипом хайламинского комплекса щелочных гранитов. Он расположен в бассейне правых верхних притоков реки Хайлами в центральной части Восточных Саян. По тектонической позиции он приурочен к раннедокембрийскому Монкресскому выступу фундамента Агульского палеозойского рифта, сформировавшегося на Присяйской окраине Сибирского кратона (рис. 1). Массив сложен микроклинальбитовыми гранитами с рибекитом, рибекит-альбит-микроклиновыми гранитами, альбититами, флюорит-полевошатовыми метасоматитами, образующими зональное штокообразное тело площадью выхода около 7.5 км². В апикальных частях штока широко развиты микроклинизированные,

альбитизированные гранитоиды, грейзены, образующие руды Зашихинского редкометального месторождения [4]. Вмещающими породами для Хайламинского массива являются преимущественно сиениты, граносиениты и граниты огнистого интрузивного комплекса.

Для исследований отобраны шесть образцов неизмененных щелочных гранитов и один образец альбитизированного гранита (ХА-7) из разведочных скважин с фланга Зашихинского месторождения.

Арысканское месторождение вмещается одноименным массивом щелочных гранитов и находится в С-В Туве, в левом борту ручья Арыскан-Ой. Арысканский массив, близлежащие тела щелочных гранитов Астыг и Аксуг (рис. 1) со слабо проявленным оруденением, а также щелочные граниты Катунского массива [7] относятся к окуневскому интрузивному комплексу. Их тектоническая позиция определяется приуроченностью к зонам зачаточных нижнепалеозойских рифтов и упоминавшихся выше региональных разломов, ограничивающих Даштыгхемский выступ фундамента Казыр-Кизирской раннекаледонской зоны [9].

Арысканский массив длиной 375 м вытянут вдоль разлома, ширина его колеблется от 15–20 м в западной части до 70 м в восточной. В разрезе тело имеет дайкообразную форму, с глубиной оно расширяется и имеет четко выраженное склонение на запад. Апикальная часть Арысканского интрузива сложена рудными метасоматитами с эгирином, рибекитом и цирконом, содержание которого в рудах достигает местами 5–10%. Метасоматиты сложены альбитом и калиевым полевым шпатом в различных пропорциях с переменным количеством кварца. При этом кварцосодержащие разности образовались главным образом по щелочным гранитам, бескварцевые – по щелочным сиенитам. Местами содержание альбита достигает 90%, за что эти метасоматиты в целом называют альбититами. В метасоматитах Арыскана, так же как и рибекитовых гранитах Астыга и Аксуга, отчетливо проявлена минеральная полосчатость, выраженная ориентировкой удлиненных зерен кварца, альбита и рибекита и согласованная с простираемием самих массивов и контролирующими их разломов. В шлифах видно сегментирование кварца, волнистое угасание, внутризерновая и межзерновая грануляция. Все это свидетельствует о (частичной?) перекристаллизации породы под воздействием стресса.

Вмещающими породами для Арысканского массива служат докембрийские гнейсы, нижнепалеозойские диориты, граниты и сиениты. Обнаженные на поверхности тела Арысканского, Астыгского и Аксугского массивов на глубине могут образовывать единый интрузив щелочных гранитоидов [10].

Расположенный в 13 км к С-З от Арыскана Катунский массив щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов был изучен ранее Rb–Sr изотопным методом [7]. По минеральным фракциям образца щелочного гранита получена изохрона, отвечающая возрасту 454.6 ± 1.4 млн. лет и начальному изотопному отношению стронция 0.70424 ± 13 . Две точки, отвечающие образцам метасоматитов Арыскана, оказались вблизи этой минеральной изохроны Катунского гранита, хотя и за пределами экспериментальной погрешности. На этом основании авторы [7] сделали предварительный вывод о возможной одновозрастности щелочных гранитоидов Катунского и Арысканского массивов. Для настоящей работы отобрана более представительная коллекция образцов из керна скважин, представляющих метасоматиты разных горизонтов месторождения.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы были раздроблены и перетерты в мелкую пудру. Изотопный анализ стронция и определение концентраций Rb и Sr методом изотопного разбавления проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИМГРЭ.

Разложение образцов проводили в тefлоновой посуде при атмосферном давлении смесью плавиковой и азотной кислот. Выделение Rb и Sr осуществляли методом элюентной хроматографии на колонках внутренним диаметром 6 мм, заполненных 5 см³ смолы Dowex50 × 8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2.3 N соляная кислота. Все используемые кислоты очищали двойной дистилляцией. Воду после первой стадии кубовой перегонки очищали в системе Millirog. Общая примесь фонового рубидия – 0.2 нг, стронция – 1.0 нг.

Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре МИ-1201 Т [11]. Статистическая обработка изохрон проводилась методом Д. Йорка [12] с умножением оценок стандартных отклонений параметров изохроны на 95%-ный квантиль *t*-распределения Стьюдента для (*n* – 2) степеней свободы, где *n* – количество точек на изохроне [13]. В расчетах возраста использовалась величина константы распада ⁸⁷Rb, равная 1.42×10^{-11} год⁻¹ [14].

Определение химического состава пород проводили на ICP-AES спектрометре Optima-3300RL (главные компоненты) и ICP-MS спектрометре Elan-6100 DRC (микропримеси). Образцы перед анализом высушивали при температуре 105°C. Затем 50 мг пудры смешивали с 250 мг метабората лития и в стеклоглелеродном тигле в атмосфере аргона на 20 минут помещали в муфель, разогретый до 1050°C. Плавень растворяли в 50 мл двухнормальной азотной кислоты с добавкой 3 мг/л индия в качестве внутреннего стандарта. Полу-

Таблица 1. Rb–Sr изотопные данные для исследованных гранитоидов

Образец	Состав	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Хайлама:						
ХА-1	ЩГр	563	7.43	238.2	1.5815	0.0002
ХА-2	ЩГр	596	11.77	154.6	1.2763	0.0002
ХА-3	ЩГр	681	3.45	720.7	3.3870	0.0094
ХА-4	ЩГр	658	8.28	250.7	1.6332	0.0002
ХА-5	ЩГр	651	11.45	175.0	1.3569	0.0004
ХА-6	ЩГр	608	13.43	137.4	1.2136	0.0002
ХА-7	АЩГр	769	12.71	187.2	1.4088	0.0012
Астыг:						
11в-9у	ЩГр	510	1.43	2100	11.3200	0.0095
363-1	ЩГр	485	2.71	720.6	4.7285	0.0009
Аксуг:						
9-94	С	83.6	28.8	8.453	0.75754	0.00011
5в-94	ЩГр	731	11.20	211.8	1.9515	0.0003
1-85	ЩГр	298	5.79	162.6	1.6399	0.0002
Арыскан:						
330-1	М	143	11.27	37.62	0.9498	0.0002
322-2	М	37.6	16.35	6.674	0.74675	0.0011
1-1/90	М	706	6.23	393.1	2.7260	0.0032
5-2/90	М	49.5	1.52	98.29	1.1733	0.0053
5-3/90	М	591	6.68	302.5	2.5657	0.0004
8-3/90	М	53.9	10.52	15.05	0.8526	0.0010
15-3/90	М	630	6.41	367.1	3.6930	0.0004
30-3/90	М	737	13.09	178.2	1.6713	0.0013
37-3/90	М	623	6.16	349.3	2.6914	0.0002
46-3/90	М	1118	9.35	428.3	3.1295	0.0002
46-3/90	М	1204	9.76	444.6	3.2133	0.0025
47-3/90	М	1984	6.27	1703	9.4928	0.0007

Примечание. Обозначения пород: ЩГр – щелочной гранит, АЩГр – альбитизированный щелочной гранит, С – сиенит, М – метасоматит.

ченный раствор анализировали на ICP-AES спектрометре без разбавления, а аликвоту в 1 мл разбавляли в 10 раз и анализировали на ICP-MS спектрометре. Погрешности анализа составляют примерно 1 отн. % для главных компонентов и 10 отн. % – для микропримесей. Фтор определяли с помощью ионно-селективного электрода.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты изотопного и химического анализа изученных образцов приведены в табл. 1 и 2.

По шести неизменным образцам Хайламинского щелочного гранита получена изохрона (рис. 2а), наклон которой отвечает возрасту $261 \pm \pm 4$ млн. лет при начальном изотопном отношении стронция 0.703 ± 11 . Средний квадрат взве-

шенных отклонений (СКВО) экспериментальных точек от изохроны оказался равным 1.0, что определенно свидетельствует об отсутствии нарушений изотопной Rb–Sr системы этих образцов. Большая погрешность начального изотопного отношения стронция обусловлена очень высокими Rb/Sr отношениями во всех исследованных образцах, что вполне обычно для редкометальных гранитов. Точка, отвечающая альбитизированному образцу ХА-7, несколько отклоняется от изохроны, хотя ее включение в расчеты приводят лишь к увеличению СКВО до 2.3, тогда как значения возраста и начального изотопного отношения изменяются крайне незначительно. Таким образом, альбитизация не привела к существенному нарушению Rb–Sr изотопной системы гранитов, что может служить указанием на ее автотасомати-

Таблица 2. Химические данные для исследованных гранитоидов

Компонент	Образец									
	ХА-1	ХА-2	ХА-3	ХА-4	ХА-5	ХА-6	ХА-7	11в-94	9-94	363-1
	Массив									
	Хайлама							Астыг		
	Порода									
ЩГр	ЩГр	ЩГр	ЩГр	ЩГр	ЩГр	ЩГр	АЩГр	ЩГр	С	ЩГр
SiO ₂ , %	71.61	73.34	72.62	71.29	66.16	72.36	71.06	76.01		73.54
TiO ₂	0.014	0.010	0.017	0.012	0.020	0.019	0.018	0.043		0.041
Al ₂ O ₃	14.25	13.32	13.30	13.97	15.02	13.89	13.97	11.44		12.84
FeO _t	1.61	2.04	2.03	2.38	1.97	1.65	1.63	2.72		2.75
MnO	0.073	0.102	0.110	0.121	0.112	0.064	0.097	0.053		0.038
MgO	0.010	0.029	0.009	0.013	0.009	0.012	0.021	0.011		0.015
CaO	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.09	0.03	0.02		0.03
Na ₂ O	4.40	6.04	6.82	5.12	3.81	4.53	6.99	4.12		6.26
K ₂ O	6.64	4.18	4.08	5.60	8.20	5.77	3.96	4.54		3.93
P ₂ O ₅	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003		0.003
F	0.16	0.21	0.92	0.07	1.97	0.085	1.17	0.015		0.079
ппп	0.27	0.37	1.11	0.57	1.91	0.38	1.6	0.45		0.1
-O=F	0.07	0.09	0.39	0.03	0.83	0.04	0.49	0.01		0.03
Сумма	99.25	99.88	100.98	99.49	98.67	99.07	100.3	99.76		99.95
Be, ppm	4.38	4.22	5.02	4.75	4.39	5.32	8.94	5.33	5.39	9.33
Se	99	92.4	111	96	82.7	83.7	79.7	99.6		100
V	6.21	4.09	3.48	3.28	12.9	6.56	4.06	6	13	3.78
Cr	48.9	61.6	54.6	59.4	68.9	69.4	57.8	15.6	56.9	8.52
Co	0.634	0.812	0.798	0.821	1.64	1.1	0.926	0.575	2.6	0.497
Ni	41.4	105	42.2	75.7	52.4	72.1	36.2	38.2		23.3
Cu	8.5	10.8	9.09	11.9	27.8	14.1	24	9.65	21.8	5.73
Zn	195	284	413	402	428	397	650	406	109	266
Ga	68.5	62.9	62.2	71	72.4	77	93.3	40.3	48.0	60.2
Y	91.2	124	116	62.1	111	106	160	50.7	38.8	61
Zr	657	710	821	1070	406	889	1640	193	317	1160
Nb	272	229	821	136	456	364	599	23.5	9.6	88.1
Mo	1.9	2.76	1.93	2.26	2.49	2.06	2.85	0.718	4.1	0.65
Cs	1.6	1.31	1.66	1.92	3.53	2.25	2.96	1.56	1.25	2.64
Ba	17.3	15.7	15.5	16.2	31	22.7	36.1	15.2	279	10.5
Hf	36.4	30.2	37.7	39.6	18.2	28.7	96.1	8.2	6.7	32.7
Ta	50.2	43	78.4	33.5	38.8	50.8	87.4	1.75	1.06	8.93
W	2.06	3.68	1.74	2.39	2.65	2.31	5.71	3.49	3.96	4.08
Pb	50	80.7	75.9	40.5	135	72.2	41.5	12.5	17.3	30.5
Th	104	131	269	228	64.2	33.9	263	10.8	5.39	7.77
U	68.5	77.4	66.9	48.7	26.7	27.2	17.6	1.97	2.16	10.9
La	38.2	50.9	32.3	42.5	41.1	38.4	32.3	17.3	37.8	30.5
Ce	111	144	97.5	109	120	113	93.5	36.5	90.7	80.7
Pr	13.2	16.9	11.6	12.4	14.3	13.1	11.6	3.76	12.4	10.2
Nd	38.1	47.1	33.4	35.3	42.6	36.5	33.9	11.6	48.7	40.2
Sm	7.04	8.89	7.25	5.86	8.75	7.47	8.76	3.08	10.1	13.5
Eu	0.132	0.163	0.13	0.0965	0.176	0.122	0.163	0.111	0.99	0.365
Gd	6.19	8.7	7.2	5.13	7.29	6.54	8.9	4	9.75	15.4
Tb	1.31	1.79	1.7	1.09	1.61	1.38	2.15	0.985	1.58	2.49
Dy	7.93	10.7	10.7	6.81	9.67	9.96	17.3	7.2	8.36	14.2
Ho	1.78	2.51	2.54	1.71	2.12	2.46	3.91	1.69	1.75	2.76
Er	6.42	8.29	8.8	6.85	6.62	9.45	14.7	4.99	4.80	7.71
Tm	1.26	1.4	1.53	1.36	1.14	1.76	3.03	0.782	0.615	1.13
Yb	8.67	10.3	11.2	10.7	8.6	13.6	25.6	5.86	4.88	7.97
Lu	1.30	1.55	1.78	1.74	1.17	2.03	3.72	0.86	0.89	1.2
A/CNK	0.983	0.915	0.846	0.959	0.988	1.003	0.882	0.975		0.879
(La/Lu) _n	3.05	3.41	1.88	2.54	3.65	1.96	0.90	2.08	4.41	2.64
Eu/Eu*	0.061	0.057	0.055	0.054	0.067	0.053	0.056	0.097	0.31	0.077

Таблица 2. Окончание

Компо- нент	Образец										
	5в-94	1-85	322-2	1-1	5-2	8-3	15-3	30-3	37-3	46-3	47-3
	Массив										
	Аксуг		Арыскан								
	Порода										
ЩГр	ЩГр	М	М	М	М	М	М	М	М	М	М
SiO ₂ , %	73.47	73.00	69.97	75.03	66.16	71.41	74.91	73.81	75.40	75.43	74.08
TiO ₂	0.015	0.37	0.069	0.32	0.102	0.25	0.17	0.28	0.18	0.63	1.21
Al ₂ O ₃	14.48	10.88	14.70	10.25	18.28	13.49	11.75	11.58	11.74	8.19	7.94
FeO _t	0.62	4.93	3.24	2.32	2.63	3.53	2.37	4.06	2.96	2.91	4.42
MnO	0.031	0.097	0.066	0.083	0.059	0.134	0.065	0.107	0.093	0.224	0.390
MgO	0.016	0.080	0.021	0.043	0.017	0.065	0.036	0.034	0.020	0.044	0.062
CaO	0.11	0.38	0.20	0.03	0.00	0.07	0.06	0.08	0.12	0.09	0.16
Na ₂ O	6.10	4.11	9.57	4.79	11.56	8.88	5.75	6.15	6.62	3.26	2.18
K ₂ O	3.73	4.59	0.39	3.32	0.29	0.30	2.80	3.26	2.28	4.03	5.41
P ₂ O ₅	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
F	0.058	0.16	0.20	0.10	0.10	0.048	0.20	0.29	0.20	0.27	0.28
ппп	0.41	0.39	0.47	0.53	0.61	0.82	0.69	0.37	0.62	0.68	0.72
-O=F	0.02	0.07	0.08	0.04	0.04	0.02	0.08	0.12	0.08	0.11	0.12
Сумма	99.17	99.49	99.17	97.09	100.1	99.39	99.05	100.4	100.5	96.10	97.44
Be, ppm	462	4.99	18.1	22	8.42	20.1	19.3	21	18.6	15.1	22.7
Se	118	96.9	96.6	118	90.9	103	115	102	99.7	113	110
V	6	6.18	7.38	3.47	4.56	12	3.16	4.05	3.42	2.96	2.52
Cr	20.5	27.5	25.6	20.2	17.4	62.4	29.6	17.5	32.8	24.7	18.4
Co	0.74	1.72	0.875	0.577	0.654	0.969	0.611	0.866	0.644	0.63	0.514
Ni	54.1	110	49.3	48.7	39	161	75.7	34.6	82.1	44.2	49.7
Cu	6.71	65.7	12.3	13	9.67	15.9	11.3	15.1	9.2	16.3	20.1
Zn	43.9	134	587	1300	351	951	953	933	959	2050	2020
Ga	52.7	33.9	66.3	80.5	111	107	89.9	83	85.8	65.3	58.3
Y	19.9	25.2	1850	1200	111	1020	793	339	169	2360	3290
Zr	72.9	141	1080	34600	87.2	30500	21300	6840	4570	24100	35800
Nb	104	39.3	18.3	2270	101	3740	2880	6180	1660	3310	5580
Mo	14.4	87.2	1.84	2.06	0.905	1.86	1.2	0.969	1.11	0.952	0.744
Cs	9.67	7.21	0.359	6.71	0.775	1.21	2.13	2.34	3.07	114	246
Ba	20.4	50.4	13.9	35.9	8.55	17.5	20	21.5	18.6	28	33.8
Hf	13.5	4.28	32.8	897	3.21	744	558	167	96.8	1380	14600
Ta	78.6	2.53	1.16	254	5.52	491	374	761	218	378	1040
W	8.03	4.04	3.25	11.6	2.99	7.53	6.78	7.77	7.94	6.76	9.79
Pb	43.5	30	11.1	349	7.74	715	680	262	134	2370	4440
Th	14.2	3.9	15	1010	5.56	368	261	140	66.7	781	827
U	11.3	5.84	3.22	292	11.2	823	319	1050	152	260	760
La	6.81	36.5	43.4	130	19.3	240	184	425	129	116	296
Ce	24	78.4	122	390	55.1	756	605	1360	411	354	968
Pr	3.06	8.58	17.8	48.1	6.95	92.6	71.3	156	46.9	48.5	131
Nd	8.39	30.8	71.4	154	20.9	268	216	437	133	180	444
Sm	2.41	5.47	48.8	75.2	7.74	92.2	75.8	107	38.6	131	227
Eu	0.0307	0.306	1.8	2.05	0.198	2.22	1.97	2.15	0.894	4.15	6.02
Gd	1.74	5.18	85.2	87.1	9.41	86.7	78.7	71.8	28.1	209	283
Tb	0.459	0.798	29.5	26.6	2.64	24.8	22.2	15.2	6.22	60	79.9
Dy	3.57	4.67	240	232	19.4	208	181	98.9	42.6	463	619
Ho	0.825	0.948	57.3	64.5	4.45	57.3	48.2	20.4	10	108	151
Er	3.41	3.37	184	248	13.2	209	178	67.4	35.2	348	519
Tm	0.918	0.527	24.2	39.9	1.8	35	29.5	10.1	5.5	49.2	78.5
Yb	9.67	4.34	130	271	11.1	236	198	66.9	37.2	304	509
Lu	1.55	0.728	13.8	37.6	1.38	32.2	26.6	9.35	5.62	40.2	64.4
A/CNK	1.015	0.876	0.889	0.890	0.946	0.895	0.933	0.840	0.865	0.828	0.817
(La/Lu) _n	0.46	5.20	0.33	0.36	1.45	0.77	0.72	4.72	2.38	0.30	0.48
Eu/Eu*	0.046	0.176	0.085	0.077	0.071	0.076	0.078	0.075	0.083	0.077	0.073

Примечание. A/CNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)_{ат.} Eu* = √Sm_nGd_n. Аналитики: Б. И. Волков, Е. К. Хохлов, Е. М. Корниенко, Д. З. Журавлев. Обозначения пород соответствуют таблице 1.

ческий характер, тесную сближенность во времени с кристаллизацией гранита.

Изотопные исследования гранитов и метасоматитов Арыскана, Астыга и Аксуга не привели к получению изохрон. Точки с $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 300$ с большим разбросом располагаются вдоль изохроны для Катунского гранита (рис. 2б), остальные – вытягиваются, также с большим разбросом, вдоль более пологой линии, с наклоном около 340 млн. лет и с нереально высоким начальным изотопным отношением стронция – около 1.24. Очевидно, около 340 млн. лет назад произошло нарушение Rb–Sr изотопной системы, а время исходного формирования этих гранитоидов – более раннее, около 455 млн. лет [14]. Ясно, что эти возрастные оценки приблизительны, т.к. делать их приходится по нарушенной изотопной системе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Чему отвечает Rb–Sr изохрона по породам?

Для Rb–Sr изотопных исследований Хайламинского гранита нами были отобраны наиболее свежие образцы, однако каждый геолог знает, что понятие “свежая порода” – очень неопределенное и субъективное. Практически в любой магматической породе наблюдается помутнение, пелитизация полевых шпатов, нередко – спорадическая хлоритизация темноцветных минералов и другие изменения под действием различных вторичных, постмагматических процессов: выветривания (авто)метасоматоза, термальных событий, а возможно и их комбинации. Поэтому, прежде чем обсуждать значение полученной Rb–Sr изохроны 261 ± 4 млн. лет по Хайламинскому граниту, необходимо определить, какому событию в истории породы может отвечать это значение возраста, т.к. Хайламинский массив щелочных гранитов вмещает Зашихинское редкометальное месторождение. Собственно, сами граниты местами были метасоматически изменены до состояния рудных грейзенов и альбититов, один из которых нами также проанализирован.

Теоретически, полученная изохрона может отвечать времени (1) завершения магматического процесса, т.е. кристаллизации гранита или (2) некоторого постмагматического процесса. Подобная дилемма довольно часто возникает перед исследователями, поэтому детальный анализ возможных решений имеет более широкое применение, чем только лишь к Хайламинскому граниту.

Наложенный процесс, выраженный в частичной перекристаллизации минералов и альбитизации, отчетливо проявлен только в одном образце ХА-7. Отвечающая этому образцу точка на изохронной диаграмме (рис. 2а) незначительно отклоняется от изохроны, но, строго говоря, это не

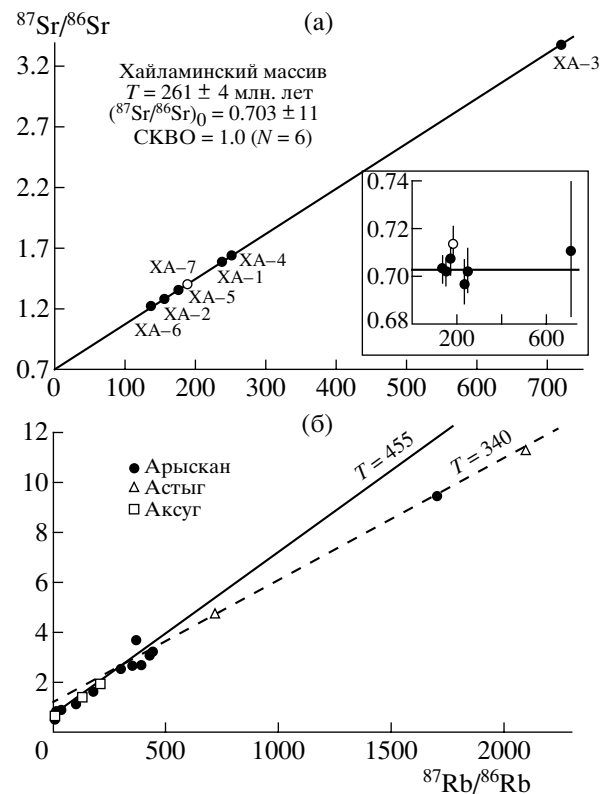


Рис. 2. Изохронные диаграммы для Хайламинских щелочных гранитов (а) и гранитоидов месторождения Арыскан и рудопроявлений Астыг и Аксуг (б).

Изохрона на рис. а построена по шести образцам неизмененных гранитов. Точка, отвечающая альбитизированному граниту ХА-7, несколько отклоняется от изохроны. Метасоматиты и измененные гранитоиды Арыскана, Астыга и Аксуга не дали изохроны. Для сравнения показана изохрона 455 млн. лет, полученная по Катунскому щелочному граниту [7]. Часть точек метасоматитов группируется возле этой линии, другие – возле линии с заметно меньшим наклоном.

дает нам ключа к решению сформулированной выше альтернативы. Для решения проблемы сравним результаты анализа наиболее свежих Хайламинских гранитов и метасоматитов Арыскана, где Rb–Sr система пород отчетливо нарушена.

Расположение на изохронной диаграмме (рис. 2б) аналитических точек позволяет предположить, что первичное формирование пород Арыскана, Астыга и Аксуга произошло более или менее синхронно с Катунским щелочным гранитом, около 455 млн. лет назад. Заметно оторванный во времени вторичный процесс привел к частично перераспределению рубидия и стронция около 340 млн. лет назад. Очень высокое начальное изотопное отношение стронция этой вторичной эрохроны, около 1.24, определенно свидетельствует, что к моменту нарушения изотопной системы в породах накопилось большое количество радиогенного стронция в силу высоких Rb/Sr отношений, что как раз

и характерно для щелочных гранитов. Если бы 340 млн. лет назад произошло новообразование редкометальных гранитов, они имели бы вполне рядовые начальные изотопные отношения стронция [15, 17]. Отсюда очевидно, что вторичным преобразованиям подверглись ранее существовавшие щелочные породы, возникшие около 455 млн. лет назад. Осталось выяснить, что это был за вторичный процесс.

Вызвать частичное нарушение Rb–Sr системы пород Арыскана, Астыга и Аксуга в принципе могли метасоматоз или тектоническое воздействие (стресс), отчетливо сказавшееся на текстуре пород (см. выше). По следующим причинам мы полагаем, что эти процессы разорваны во времени, причем первый значительно не оторван от магматического этапа, а второй произошел существенно позже.

1. Точки, отвечающие метасоматитам Арыскана на рис. 2б, в большинстве своем сгруппированы около линии 455 млн. лет. Т.е. наличие метасоматических преобразований не является достаточной причиной для омоложения Rb–Sr системы этих пород.

2. Гранитоиды Астыга, чьи точки на рис. 2б демонстрируют нарушение Rb–Sr системы, не несут следов метасоматических преобразований, но имеют все признаки перекристаллизации под действием стресса.

3. Как видно на рис. 4, уровень содержания рудных элементов в породах Арыскана, Аксуга и Астыга не зависит от кажущегося возраста образцов, т.е. рудный метасоматоз не связан с нарушением Rb–Sr системы.

4. На рис. 2б видно, что на единой линии с наклоном 340 млн. лет лежат точки, отвечающие образцам из разных тел (Арыскан и Астыг), расстояние между которыми не менее километра. Это означает, что процесс, вызвавший нарушение изотопной системы, проявлялся в разных телах одновременно. Поскольку свидетельств метасоматических процессов во вмещающих породах нет, этим процессом было скорее всего тектоническое воздействие, вызванное активизацией разломов.

Наложённые преобразования, вызванные механическим воздействием на породы, в значительной мере изменили щелочные породы Арыскана, Астыга и Аксуга, особенно их структуру и текстуру. Она стала отчетливо полосчатой, часто похожей на гнейсовидную. Очевидно, эти преобразования привели к частичному нарушению Rb–Sr системы щелочных гранитоидов (рис. 2б), но, что наиболее существенно в обсуждаемом контексте, полного переуравновешивания изотопной системы в породе не произошло.

В Хайламинском граните, напротив, образцы, не несущие следов вторичных воздействий, обра-

зуют единую изохрону. Таким образом, высказанное выше предположение, что Rb–Sr изохрона в принципе может отвечать некоторому невидимому постмагматическому процессу, приходится отвергнуть в свете данных, полученных по Арыскану и Астыгу. В этих массивах к полному переуравновешиванию Rb–Sr изотопной системы (получению новой, омоложенной изохроны) не привели даже вполне очевидные минеральные преобразования. Следовательно, изохрона по Хайламинскому граниту может отвечать только магматическому событию, т.е. времени его кристаллизации.

Полная гомогенизация стронция в породах в целом далеко не всегда достигается также и при метаморфизме, вплоть до самых высоких его ступеней, при эклогитовой [18] или амфиболитовой фациях [19]. Из вышесказанного мы можем сделать вывод, весьма важный для Rb–Sr геохронологии в целом. Если по магматическим породам, не несущим отчетливых следов вторичных преобразований (метасоматических, метаморфических или преимущественно механических), получена Rb–Sr изохрона, значит, она отражает возраст магматического процесса.

Вывод этот имеет большой запас надежности, но следует сделать несколько оговорок: 1) он, очевидно, не относится к минеральным изохронам; 2) породы должны быть опробованы на достаточном расстоянии – десятки или даже сотни метров – чтобы заведомо была исключена возможность диффузионного обмена при высокотемпературных процессах; 3) речь идет о настоящих изохронах с небольшим СКВО и достаточным количеством точек – по двум–четырем анализам очень легко пропустить изотопную гетерогенность (нарушенную изохрону).

Особенности распределения редких металлов в щелочных гранитах и альбититах

На рис. 3 показаны нормированные по хондритам [20] спектры распределения редкоземельных элементов в исследованных гранитоидах и метасоматитах. Обращает на себя внимание очень однородное распределение РЗЭ во всех образцах Хайламинского массива. Невысокое $(La/Lu)_n = 2.7$ в среднем по шести пробам и глубокий европиевый минимум $(Eu/Eu^* = 0.058)$ характерны для редкометальных гранитов [21, 17]. Альбитизированный гранит ХА-7 заметно отличается повышенными содержаниями тяжелых РЗЭ, $(La/Lu)_n = 0.9$.

В метасоматитах Арыскана, напротив, содержания РЗЭ варьируют более чем на порядок (рис. 3б), начиная от уровней, характерных для Хайламинского, Астыгского и Аксугского гранитов, до более высоких. При этом общая форма распределения и, в частности, глубина европиевого минимума остаются очень выдержанными, Eu/Eu^* меняется всего

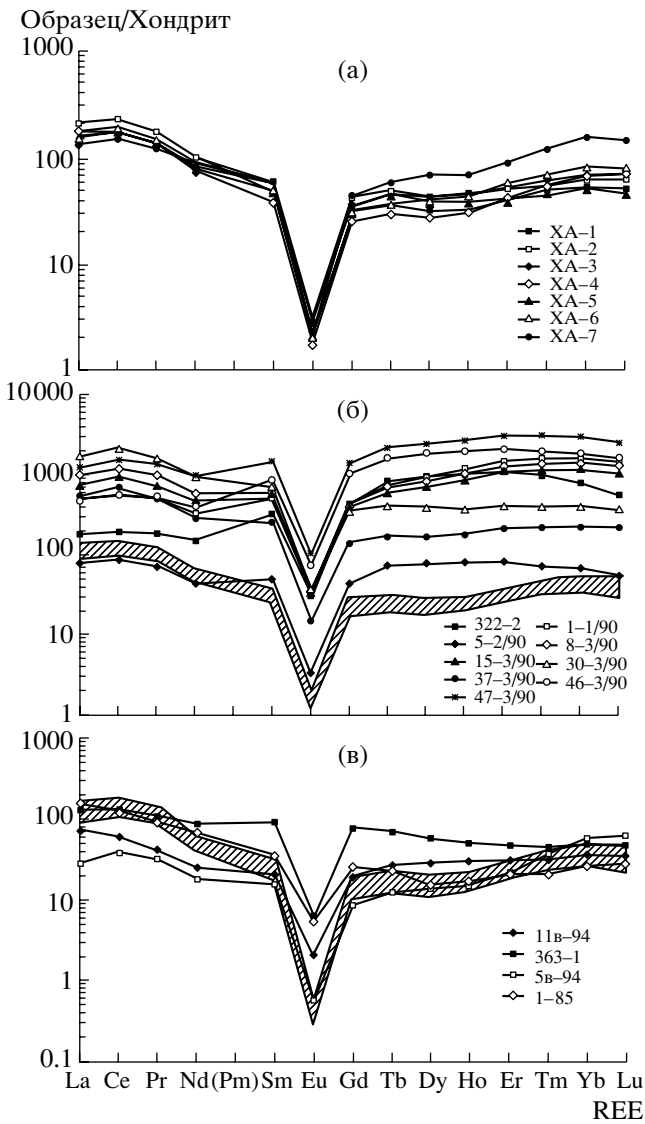


Рис. 3. Распределение нормированных по хондритам редкоземельных элементов.

а – в гранитах Хайламинского массива;
б – в метасоматитах месторождения Арыскан;
в – в гранитоидах Астыг (залитые значки) и Аксуг.
 Данные для хондритов взяты из работы [20]. Заштрихованной полосой на рисунках **б** и **в** показано поле образцов Хайламинского гранита.

лишь от 0.071 до 0.083. Это может означать, что возникновение первоначального профиля РЗЭ в гранитах связано с фракционированием полевых шпатов в расплаве, а изменение содержания РЗЭ в метасоматитах не связано с фракционированием полевых шпатов в расплаве, и, скорее всего, вызвано метасоматическим перераспределением вещества в породе [22].

Геохимические особенности Хайламинского, Катунского, Астыгского, Аксугского и, вероятно, Арысканского гранитов, высокие содержания Nb,

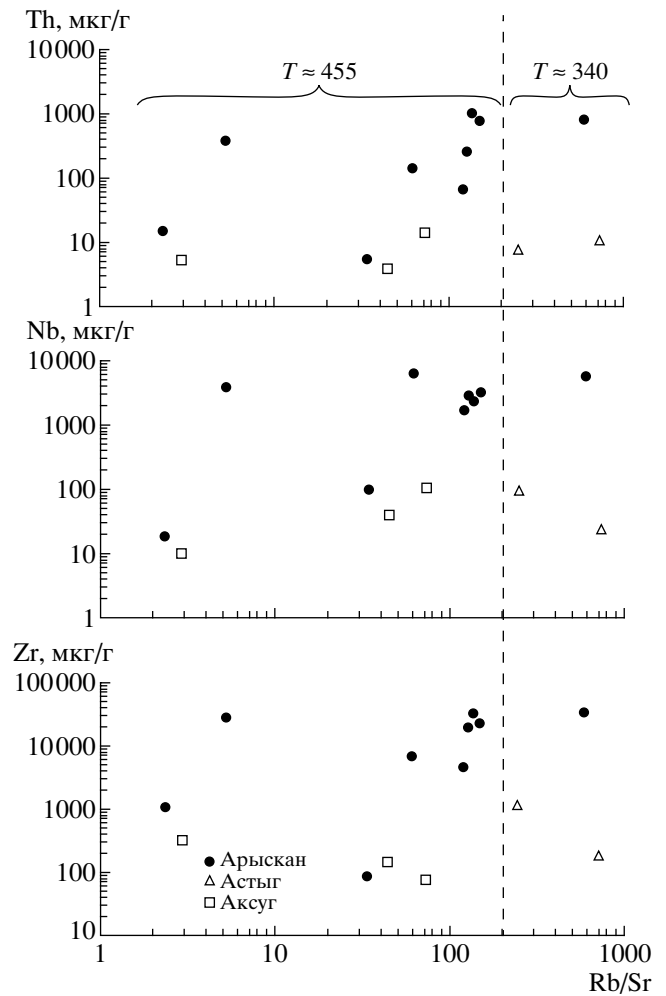


Рис. 4. Содержание Zr, Nb и Th в зависимости от Rb/Sr отношения в исследованных образцах гранитоидов.

Правее вертикальной пунктирной линии лежат “омоложенные” точки, которые на рис. 26 образуют линию 240 млн. лет. Видно, что содержание рудных компонентов не зависит от кажущегося возраста образцов.

Zr, Ta, Rb, низкие содержания Sr, Ca, высокое отношение Fe/Mg, позволяют отнести их к А-типу [23]. Обычно подобные гранитоиды возникают в анорогенной обстановке, в условиях растяжения земной коры.

Этапы формирования щелочных гранитов в В. Саянах

Щелочные граниты известны в различных структурах юга Сибири. С ними связаны редкометальные месторождения Зашихинское и Арысканское. Улуг-Танзегское в Ю-В Туве, а также многочисленные рудопоявления [24]. Многими геологами формирование этих гранитов и месторождений связывалось с единым девонским этапом тектоно-магматической активизации [1, 2 и

др.]. Другие геологи предполагали их различный возраст (от нижнего девона до карбона) и формирования в условиях рифтогенеза [9, 10]. На Карте магматических формаций [6] рассматриваемые щелочные граниты отнесены к пермо-триасовому хайламинскому комплексу на основании К–Аг данных и по аналогии со щелочными гранитоидами Монголии.

Надежные данные о возрасте Улуг-Танзегского массива в настоящее время отсутствуют. Имеется лишь упоминание о К–Аг возрасте этого гранита 300 млн. лет [10]. Анализ был выполнен по породе в целом, что вынуждает относиться к нему как к предварительной ненадежной оценке.

Из приведенного выше анализа следует, что щелочно-гранитный магматизм проявился в В. Саянах, по крайней мере, дважды, 454,5 ± 1,4 и 261 ± 4 млн. лет назад, в ордовике и перми. Это не позволяет объединять Хайламинский массив с Арысканским в единый интрузивный комплекс.

Формирование ордовикских щелочных гранитоидов связано, вероятно, с процессами рифтогенеза, широко проявленными в протерозойских и раннекаледонских зонах Ц. Азии. В пользу такого вывода свидетельствует пространственная и хронологическая сближенность щелочных гранитоидов С–В Тувы со структурно-вещественными комплексами – индикаторами рифтогенной обстановки – протяженными полосами магматических брекчий, поясами даек основного и кислого состава и др.

Хотя Хайламинский гранит пространственно находится в пределах Агульского рифта, их формирование происходило в разное время. Вулканогенно-осадочный комплекс Агульского рифта по палеонтологическим данным и К–Аг определениям по породам в целом датируется девонем [25], а по К–Аг и Rb–Sr данным для вулканитов и интрузивных гранитоидов [26] – границей ордовик–силур. В любом случае разрыв между формированием Агульского рифтогенного комплекса и Хайламинского массива составляет около 200 миллионов лет. Поэтому пермское гранитообразование в При-Саянии следует рассматривать в связи с поздне-палеозойским – ранне-мезозойским анорогенным магматизмом, широко проявившимся в Ц. Азии.

ВЫВОДЫ

Rb–Sr изохрона, полученная по магматическим породам без отчетливых следов гидротермально-метасоматических или метаморфических преобразований, отражает возраст магматического процесса. При этом опробование должно исключать возможность диффузионного обмена Rb и Sr между образцами.

Формирование щелочных гранитов Хайламинского массива произошло 261 ± 4 млн. лет назад и

связано с анорогенным магматизмом Центральной Азии.

Щелочные гранитоиды С–В Тувы сформировались в ордовике в обстановке внутриконтинентального рифтогенеза. Рудоносные метасоматиты Арыскана скорее всего возникли непосредственно вслед за магматическим процессом около 455 млн. лет назад (Костицын и др., 1998), а около 340 млн. лет назад их Rb–Sr система была нарушена в результате перекристаллизации пород под действием стресса.

Авторы признательны Н.П. Филиной и В.И. Богатову за описание шлифов и обсуждение материалов работы. В проведении анализов нам помогли Б.И. Волков, Д.З. Журавлев, Е.М. Корниенко, Е.К. Хохлов. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 99-05-64978.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Смирнов А.Д., Булдаков В.В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР. 1962. 198 с.
2. Захаров А.А. Восточный Саян // Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск. Наука, 1981. С. 169–192.
3. Геологическая карта Иркутской области и сопредельных территорий масштаба 1 : 500000. Ред. В.Г. Кузнецов, П.М. Хренов. ВостСибНИИГГиМС. Иркутскгеология. 1982.
4. Емельянов Е.Л., Галимова Т.Ф. Об эндогенной зональности редкометального оруденения в ряду щелочные граниты–флюорит–полевошпатовые метасоматиты // Геология и геофизика. 1982. № 2. С. 66–76.
5. Бескин С.М., Нечаева И.А., Усова Т.Ю. и др. Типы и поисковые критерии редкометальных и редкоземельных месторождений щелочно-гранитовых формаций. Москва. ВЭМС. 1987. 54 с.
6. Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-ба 1 : 1500000. Ред.: Г.Я. Абрамович, Г.Л. Митрофанов, П.М. Хренов. ВостСибНИИГГиМС. 1988.
7. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb–Sr изохронное датирование щелочных гранитов СВ Тувы // Геология и геофизика. 1998. № 7. С. 925–931.
8. Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., Наука. 1967. 140 с.
9. Алтухов Е.Н., Бородин Л.С., Брызгова Т.М. и др. Геолого-геохимические критерии выявления редкометально-редкоземельных рудных районов и полей щелочно-гранитоидного типа. М. Изд. ИМГРЭ. 1991. 109 с.
10. Алтухов Е.Н., Филина Н.П., Павлова В.Н., Бородин Л.С. Щелочные граниты юга Средней Сибири и тектонические условия их становления // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 60–65.
11. Костицын Ю.А. Rb–Sr изотопная система в гранитах Алтынтау (Центральные Кызылкумы): От-

- крытая в породах и закрытая в полевых шпатах // Геохимия. 1991. № 10. С. 1437–1443.
12. York D. Least-squares fitting of a straight line // Canadian Journal of Physics. 1966. V. 44. P. 1079–1086.
13. Костицын Ю.А. Обработка изохрон при наличии геохимической дисперсии // Геохимия. 1989. № 5. С. 632–640.
14. Steiger R.H., Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth and Planet. Sci. Letters. 1977. V. 36. P. 359–361.
15. Костицын Ю.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb–Sr изохронное датирование штока онгонитов Ары-Булак (В. Забайкалье) // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 3. С. 381–384.
16. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Шатагин К.Н., Ярмолюк В.В. Rb–Sr изохрона для онгонита Онгон-Хайерхан // Докл. РАН. 1995. Т. 347. № 1. С. 88–89.
17. Kostitsyn Yu.A. Source of rare metals in peraluminous granites: a review of geochemical and isotopic data // Geochemistry International. 2001. V. 39. Sup. Iss. № 1. P. 43–59.
18. Brueckner H.K., Gilotti J.A., Nutman A.P. Caledonian eclogite-facies metamorphism of early proterozoic protoliths from the northeast Greenland eclogite province // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 130. P. 103–120.
19. Frost C.D., Frost B.R. Open-System Dehydration of Amphibolite, Morton Pass, Wyoming – Elemental and Nd and Sr Isotopic Effects // Journal of Geology. 1995. V. 103. P. 269–284.
20. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
21. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометальных Li–F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 383–409.
22. Абрамов С.С. Моделирование процесса фракционирования РЗЭ в системе кислый расплав – фторидно-хлоридный флюид // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 6. С. 1–3.
23. Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. V. 80. P. 189–200.
24. Алтухов Е.Н. Редкометальные провинции России. Тектонические аспекты типизации. Москва. ИМ-ГРЭ. 1997. 148 с.
25. Смагин А.Н., Тетерюк В.К., Ножкин А.Д. Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян) // Магматические комплексы складчатых областей Юга Сибири. Новосибирск. Наука. 1981. С. 118–128.
26. Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Шкорбатова Г.С. О времени проявления “девонского” магматизма в Агульском прогибе // Отечественная геология. 1994. № 3. С. 42–48.