

550.93+552.32 (470.54)

## ВОЗРАСТ И ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАНИТОВ МУРЗИНСКО-АДУЙСКОГО БЛОКА, СРЕДНИЙ УРАЛ: Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

**В.С. Попов\***, **В.И. Богатов\*\***, **А.Ю. Петрова\*\***, **Б.В. Беляцкий\*\*\***

*\*Московский государственный геологоразведочный университет*

*117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23*

*E-mail: vsp@rinet.ru*

*\*\*Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов*

*121357, Москва, ул. Вересаева, 15*

*\*\*\*Институт геологии и геохронологии докембрия, РАН*

*199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*

*Поступила в редакцию 21 января 2003 г.*

На основании минеральных Rb-Sr изохрон, характеризующих Адуйский, Мурзинский и Ватихский плутоны, выделены ранне- и позднепермские, ранне-среднетриасовые и раннеюрские граниты и пегматиты (~260, 250, 230 и 200 млн лет, соответственно). Раннемезозойский возраст имеют пегматоидные граниты и редкометалльные пегматиты, локализованные вблизи юго-восточного контакта Адуйского плутона, а также слюдиты Малышевского месторождения изумрудов. Малышевский лейкогранитовый интрузив и связанная с ними молибденитовая минерализация имеют раннепермский возраст. Rb-Sr изохронный возраст тоналитов и трондjemитов Рефтинского плутона оценен в  $393 \pm 57$  млн лет. Изотопная Sm-Nd и Rb-Sr систематика гранитных пород позволила уточнить возможный состав и возраст источников гранитных магм.

Ключевые слова: *гранит, изотопный возраст, Rb-Sr изотопная система, Sm-Nd изотопная система.*

## AGE AND POSSIBLE SOURCES OF GRANITES FROM THE MURZINKA-ADUI BLOCK, THE CENTRAL URALS: Rb-Sr AND Sm-Nd ISOTOPIC EVIDENCE

**V.S. Popov\***, **V.I. Bogatov\*\***, **A.Yu. Petrova\*\***, **B.V. Belyatsky\*\*\***

*\*Moscow State Geological Prospecting University*

*\*\*Institute of Mineralogy, Geochemistry, and Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow*

*\*\*\*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg*

Early and Late Permian, Middle-Late Triassic, and Early Jurassic granites and pegmatites (~260, 250, 230, and 200 Ma, respectively) were recognized from Rb-Sr mineral isochrons characterizing the Adui, Murzinka, and Vatikha plutons. The pegmatoid granites and rare-metal pegmatites localized near the southeastern contact of the Adui pluton, as well as glimmerite at the Malyshevo emerald deposit are Early Mesozoic in age whereas the Malyshevo leucogranitic intrusion and related molybdenite mineralization are Early Permian. The Rb-Sr isochron age of tonalite and trondhjemite from the Reft pluton was estimated as  $393 \pm 57$  Ma. Possible composition and age of granitic magma sources are specified from Sm-Nd and Rb-Sr isotope systematics.

Key words: *granite, isotopic composition, Rb-Sr isotope system, Sm-Nd isotope system.*

Мурзинско-Адуйский блок – один из сегментов осевой части Восточно-Уральского поднятия – сложен метаморфическими породами неясного возраста и насыщен палеозойскими гранитными плутонами (рис. 1), геологическое

строение и состав которых хорошо изучены [Ферштатер, 2001; Ферштатер, Беа, 1993; Ферштатер и др., 1994; Левин и др., 2000; Levin et al., 2000]. В предыдущие годы гранитные породы были датированы K-Ar, Rb-Sr и Pb-Pb изо-

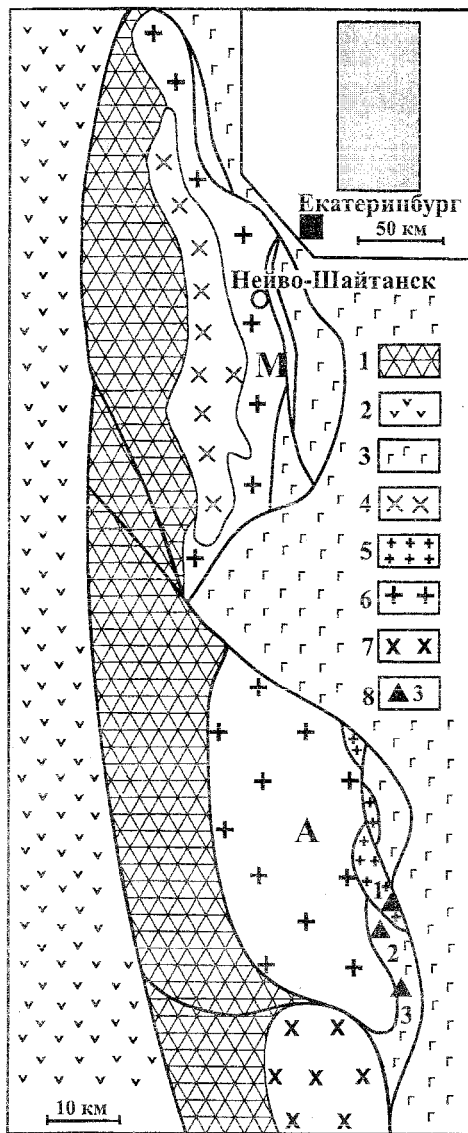


Рис. 1. Геологическая схема Мурзинско-Адуйского блока.

1 – метаморфические породы Мурзинско-Адуйского блока; среднепалеозойские осадочные, вулканические и plutонические породы (2) Арамильско-Медведевской и (3) Режевской зон; 4 – адамеллиты, граниты и лейкограниты Ватихского плутона; 5 – лейкограниты Малышевского интрузива; 6 – биотитовые, двуслюдяные граниты и лейкограниты Мурзинского (М) и Адуйского (А) плутонов; 7 – гранодиориты и адамеллиты Каменского плутона; 8 – месторождения: (1) Шамейское, (2) Малышевское, (3) Квартальное.

топными методами (см. ссылки в [Попов и др., 2002]), однако, геохронологическая характеристика гранитов остается фрагментарной. В данной работе приведены новые данные о возрасте Адуйского, Мурзинского, Ватихского плутонов и Малышевского интрузива, основанные на Rb-Sr минеральных изохронах, а также сведения о Rb-Sr возрасте крупного Рефтинского плутона, расположенного к востоку от Мурзинско-Адуйского блока. Соотношения между изотопными составами Sr и Nd в валовых пробах гранитов позволили сделать выводы о возможных источниках гранитных магм.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изотопный состав Sr был определен в лаборатории ИМГРЭ (аналитики В.И. Богатов и А.Ю. Петрова). Минеральные фракции (раз-

мер зерен 0,25–0,50 мм) разной плотности были выделены из образцов весом 100–200 г в смеси иодистого метилена ( $\rho=3,3 \text{ г/см}^3$ ) или бромформа ( $\rho=2,9 \text{ г/см}^3$ ) с ацетоном. Дополнительная очистка проводилась вручную под биноклем. Полевошпатовые фракции состояли из плагиоклаза, K-Na полевого шпата и их смесей в разных пропорциях, точнее не определявшихся; о доле разных полевых шпатов можно качественно судить по содержаниям Rb и Sr. Разная плотность фракций биотита обусловлена вариацией железистости, наличием вростков других минералов, а в некоторых пробах, кроме того, частичным замещением мусковитом. Разложение образцов и хроматографическое выделение Rb и Sr выполнены по стандартной методике [Костицын, 1991]. Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре МИ-1201Т. Величина холостого загрязнения в лаборатории составляла: [Rb] = 0,02 нг, [Sr] = 0,1 нг. В ходе проведения исследований изотопные отношения в стандарте SRM-987 по 12 анализам составили:  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,710236 \pm 67$  и  $(^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,056475 \pm 41$  (при 95 % доверительном интервале). В расчетах параметров изохрон и других вычислениях принята минимальная погрешность измерения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равная 0,01 %. Смешанный трассер  $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$  позволил определить Rb/Sr отношения с погрешностью не хуже 1 %. Вычисление параметров изохрон проводилось по программе Isoplot/Ex 2,49 [Ludwig, 2001] при 2s уровне значимости.

Изотопный состав Nd был определен в лаборатории ИГГД РАН (аналитик Б.В. Беляцкий). Содержания Sm и Nd определялись методом изотопного разбавления. Выделение элементов проводилось по стандартной методике двухступенчатого катионнообменного и хрома-

тографического разделения [Беляцкий и др., 1994]. Измерение изотопного состава выполнялось на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в двухленточном режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Величина холостого опыта на период проведения работ составляла: [Sm] = 0,02 нг, [Nd] = 0,04 нг и не вносила существенных изменений в изотопный состав исследованных образцов. Значение изотопного стандарта La Jolla во время проведения исследований составило  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511869 \pm 12$  (2s, 5 измерений). Результаты анализа стандартного образца BCR-1: [Sm] = 6,487 г/т, [Nd] = 28,45 г/т,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512663 \pm 9$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,13829$ . Воспроизводимость определений содержаний, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1 равна ~0.5 %. Ошибки воспроизводимости для измеренных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  приняты равными 0.5 %, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – 0,005 %.

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

### Адуйский плутон, его восточный экзоконтакт и Малышевский интрузив

Образцы для изотопных исследований (табл. 1–4), характеризуют крупно- и среднезернистые биотитовые граниты и лейкограниты розоватого цвета, занимающие основной объем Адуйского плутона (обр. 403, 404, 2125), более молодые среднезернистые биотитовые граниты серого цвета (обр. 2122), а также самые поздние пегматоидные граниты (обр. 4206) и пегматиты (обр. 402, 405), залегающие внутри плутона и его восточном экзоконтакте (рис. 1). В карьере Стройгородка (северная часть Адуйского плутона) наблюдались пересечения ранних лейкогранитов (обр. 2125) биотитовыми гранитами (обр. 2122), а последних, в свою очередь, жилами мелкозернистых аплитовидных гранитов и пегматитов (обр. 402) [Levin et al., 2000]. Кроме того, были изучены лейкограниты Малышевского интрузива, вскрытые карьером на Шамейском молибденовом месторождении (обр. 416), кварц-флюорит-мусковитовый прожилок с молибденитом из этого же карьера (обр. 417), а также слюдит из Малышевского месторождения изумрудов (обр. 408). На основании полученных результатов граниты, пегматиты, метасоматиты и жилы разделены на четыре возрастные группы: раннепермскую (~260 млн лет),

позднепермскую (~250 млн лет), средне-позднетриасовую ( $229 \pm 4$  млн лет) и раннеюрскую (~200 млн лет). Здесь и ниже использована геохронологическая шкала 1999 г. [Palmer, Geissman, 1999].

К *первой группе* относятся граниты главной фазы Адуйского плутона, лейкограниты Малышевского интрузива и связанный с ними штокверк кварцевых и грейзеновых прожилков с молибденитом на Шамейском месторождении (табл. 3, изохроны 5–7). Валовые изотопные составы обр. 403, 2125 из Адуйского плутона и обр. 416 из Малышевского интрузива (табл. 2) лежат на Rb-Sr изохроне 6 (рис. 2) с возрастом  $260 \pm 3,9$  млн лет и начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7080$  (СКВО = 0,29). Начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в рудном прожилке из Шамейского месторождения (изохрона 5, см. табл. 3 и рис. 2) несколько понижено по сравнению с валовой пробой лейкогранита (обр. 416), но возраст тех и других идентичен. Альбитизированный лейкогранит (обр. 404) на участке Квартального пегматитового месторождения тантала (рис. 1) не отличается по возрасту от упомянутых выше гранитов (изохрона 7), но выделяется значительно более высоким начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,723 \pm 0,04$  (определено по изохроне, см. рис. 2), а также обогащен Rb (табл. 2). Для этого образца характерно аномально высокое Sm/Nd отношение, отражающее наличие в породе граната [Левин и др., 2000], однако начальное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  соизмеримо с другими образцами из Адуйского и соседних плутонов (табл. 4).

*Вторая группа* представлена серым биотитовым гранитом из карьера Стройгородка (обр. 2122), который отчетливо пересекает лейкограниты (обр. 2125). Изохрона 4 (табл. 3; рис. 3), построенная по семи точкам, определяет возраст кристаллизации этой породы как  $250,2 \pm 1,5$  млн лет (СКВО = 0,36). При этом начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70829$  оказывается таким же, как и для обр. 2125, 403 и 416 (с учетом разницы в возрасте).

*Третья группа* охарактеризована обр. 4206 (пегматоидный лейкогранит из Первомайского карьера из гранитов в карьере Стройгородка). Вместе с тремя пробами биотита, выделенного из обр. 2118 (Мурзинский плутон, см. ниже), валовые пробы 4206 и 402 лежат на изохроне 3 (табл. 3; рис. 4, врезка) с возрастом  $229 \pm 4$  млн лет и начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7200$  (СКВО = 5.4). Если исключить пробу 402,

Таблица 1

## Химический состав интрузивных пород (петрогенные элементы, мас. %)

Образец	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Алудьский шлутон											
4206	Лейкогранит	72,99	0,12	15,74	1,30	0,01	0,27	0,87	4,21	4,41	0,07
2122	Биотитовый гранит	70,76	0,17	16,65	1,48	0,01	0,42	1,28	4,73	4,45	0,05
2125	Лейкогранит	72,18	0,09	16,51	1,01	0,01	0,21	0,74	4,60	4,60	0,05
403	Биотитовый гранит	70,55	0,18	16,56	1,99	0,04	0,63	1,33	3,97	4,69	0,05
404	Лейкогранит	71,49	0,01	17,72	0,99	0,05	0,11	0,31	5,21	4,03	0,08
Малышевский интрузив											
927	Лейкогранит	73,48	0,21	13,31	2,48	0,01	0,41	1,60	3,68	4,78	0,05
416	Лейкогранит	71,52	0,10	15,48	1,64	0,05	0,57	0,95	4,52	5,06	0,12
Мурзинский шлутон											
2118	Двуслюдяной гранит	72,59	0,10	15,96	1,30	0,01	0,21	0,80	4,69	4,29	0,05
2113	Биотитовый гранит	70,92	0,14	16,31	1,87	0,01	0,32	1,29	4,19	4,90	0,05
Ватихский шлутон											
1115	Лейкогранит	73,65	0,06	14,34	1,28	0,01	0,28	1,07	3,14	6,13	0,03
1110	Биотитовый гранит	72,05	0,16	15,22	1,88	0,02	0,45	1,57	3,81	4,82	0,03
Рефтинский шлутон											
933	Тоналит	64,40	0,43	16,50	5,29	0,05	1,98	5,95	4,03	1,31	0,06
937	Трондьемит	69,31	0,25	14,97	4,49	0,04	1,08	5,09	4,34	0,41	0,02
939	Трондьемит	70,31	0,21	14,10	4,49	0,08	1,17	4,56	4,35	0,70	0,02

Примечание. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом в лаборатории ВСЕГЕИ. Химические составы пересчитаны на 100 % сухого вещества; FeO<sub>t</sub> – суммарное количество железа.

то остальные четыре точки образуют изохрону с возрастом  $229,3 \pm 1$  млн лет и начальным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,72007$  (СКВО = 1,5). Лейкогранит 4206 выделяется самым низким из измеренных отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (табл. 4), а также высокими содержаниями Rb (310 г/т), Cs (6,7 г/т) и особенно Li (170 г/т).

К четвертой группе отнесены обр. 405 (пегматит с Та минерализацией на месторожде-

нии Квартальное) и обр. 408 (слюдит на Малышевском месторождении изумрудов). Минеральные изохроны 1 и 2 (табл. 3; рис. 4) соответствуют  $196,5 \pm 1,9$  и  $207,3 \pm 5,2$  млн лет и указывают если не на идентичный, то весьма близкий, возраст пород около 200 млн лет. Характерны очень высокие начальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,76-1,10$ , рассчитанные с большой неопределенностью из-за высокого Rb/Sr отношения.

Таблица 2

Измеренные параметры Rb-Sr изотопной системы

Образец	Местонахождение	Порода	Материал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Адуйский плутон и его восточный экзоконтакт							
408	Малышевское месторождение	1	Phl 3,29 – 3,10	4188	8	1446	5,33814*
			Phl 3,10 – 3,02	4250	5	2296	7,87672*
			Phl 3,02 – 2,96	4475	10	1280	4,88583*
405	Квартальное месторождение	2	WR	174	8	66,33	0,94230
			Bi	3547	62	166,2	1,22258**
			Fsp	77	9	23,62	0,82332
4206	Первомайский карьер	3	WR	329	98	9,739	0,75181
402	Карьер	2	WR	383	25	44,50	0,86222**
2122	Стройгородка Карьер Стройгородка	5	WR	169	251	1,954	0,71527
			Fsp 2,63 – 2,60	69	394	0,509	0,71007
				218	338	1,862	0,71493
			Fsp 2,56 – 2,60	336	332	2,930	0,71874
			Fsp <2,56	420	329	3,693	0,72146
			Bi 3,10 – 3,24	1062	16	196,6	1,40724***
			Bi 2,95 – 3,00	874	46	54,45	0,90153
403	Режевский тракт	5	WR	200	206	2,820	0,71843
2125	Карьер	3	WR	304	136	6,481	0,73192
404	Стройгородка Квартальное месторождение	3	WR	597	12	143,7	1,25354***
			Fsp 2,69 – 2,63	162	9	52,13	0,91753**
			Fsp 2,57 – 2,52	1426	21	199,5	1,47603
			Fsp 2,52	2015	22	262,3	1,69561
Малышевский интрузив							
416	Шамейское месторождение	3	WR	245	99	7,186	0,73463
417			Fl	2	133	0,045	0,70643
			Mu	1010	11	274,2	1,72160

1	2	3	4	5	6	7	8
Мурзинский плутон							
2118	Западная окраина Нейво- Шайтанска	4	WR	257	111	6,657	0,73344
			Fsp 2,65 – 2,60	144	194	2,146	0,71766
			Fsp 2,60 – 2,55	613	151	11,73	0,75258
			Fsp 2,55 – 2,53	687	147	13,48	0,75790
			Fsp <2,53	731	151	13,99	0,76042
			Bi 3,23 – 3,12	1747	17	299,2	1,68929**
			Bi 3,12 – 3,01	1519	35	125,3	1,13044
			Bi 3,01 – 2,94	1144	61	54,12	0,89719
2113	5 км западнее Нейво- Шайтанска	5	WR	139	182	2,213	0,71671
			Fsp 2,60 – 2,65	3	317	0,027	0,70869
				12	289	0,118	0,70906
			Fsp 2,6 – 2,52	300	245	3,532	0,72162
			Fsp <2,52	315	246	3,703	0,72245
			Bi 3,23 – 3,15	816	9	262,8	1,61675**
			Bi 3,15 – 3,02	819	10	232,7	1,50772**
			Bi 3,02 – 2,85	796	12	196,2	1,39001**
Ватихский плутон							
1115	Ватихский карьер	3	WR	140	244	1,660	0,71401
			Fsp 2,63 – 2,60	47	372	0,364	0,70945*
			Fsp 2,52 – 2,50	287	360	2,310	0,71633*
			Bi 3,29 – 3,21	657	12	158,9	1,27458*
1110	Ватихский карьер	5	WR	120	202	1,726	0,71562
			Fsp 2,7 – 2,63	9	289	0,087	0,70984
			Fsp 2,63 – 2,55	208	290	2,077	0,71698
			Fsp 2,55 – 2,5	278	294	2,740	0,71939
			Fsp <2,5	272	306	2,573	0,71873
			Bi 2,23 - 3.10	722	7	293,4	1,77269**
Рефтинский плутон							
933	Правый берег	7	WR	11	276	0,116	0,70528
939	р. Пышма	6	WR	4,8	280	0,049	0,70491
937	около пос. Светлое	6	WR	1,5	353	0,013	0,70472
				1,4	344	0,012	0,70467

Примечание. Породы: 1 – слюдит, 2 – пегматит, 3 – лейкогранит, 4 – двуслюдяной гранит, 5 – биотитовый гранит, 6 – трондземит, 7 – тоналит. Материал: WR – валовая проба, Fsp – полевой шпат (плагиоклаз, K-Na полевой шпат и их смеси), Bi – биотит, Mu – мусковит, Phl – флогопит, Fl – флюорит. Цифры в столбце «Материал» – плотность минеральных фракций, г/см<sup>3</sup>. Аналитическая неопределенность измерения <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr – 1 %, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – 0,01 %, \*0,005 %, \*\*0,012–0,016 %, \*\*\*0,026–0,034 % (2s).

Таблица 3

Параметры Rb-Sr изохрон

Изохрона, эпохрона	Образец	Местонахождение	Порода	Точки на изохроне	Возраст (t), млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$	СКВО
Адуйский плутон, его восточный экзоконтакт и Малышевский интрузив							
1	408	Малышевское месторождение	Слюдит	3 (Phi)	207,3 ± 5,2	1,10 ± 11	1,9
2	405	Квартальное месторождение	Пегматит	3 (WR, Fsp, Bi)	196,5 ± 1,9	0,7573 ± 10	0,25
3	4206	Первомайский карьер	Лейкогранит	5 (4206-WR, 402-WR, 2118-3Bi)	229 ± 4	0,7200 ± 49	5,4
4	402	Карьер Стройгородок	Пегматит				
4	2118	[Мурзинский плутон]	Двуслюдяной гранит				
4	2122	Карьер Стройгородок	Биотитовый гранит	7 (WR, 4Fsp, 2Bi)	250,2 ± 1,5	0,70829 ± 6	0,36
5	417	Шамейское месторождение	Рудный прожилок	2 (Fl, Mu)	260,3 ± 2,5	0,70626 ± 5	-
6	403	Режевский тракт	Биотитовый гранит	3 (403-WR, 2125-WR, 416-WR)	260,0 ± 3,9	0,70800 ± 25	0,29
6	2125	Карьер Стройгородок	Лейкогранит				
6	416	Шамейское месторождение	Лейкогранит				
7	404	Квартальное месторождение	Лейкогранит	4 (WR, 3Fsp)	262 ± 16	0,723 ± 40	5,7
Мурзинский плутон							
8	2118	Сев. окраина	Двуслюдяной гранит	4 (Fsp)	253 ± 14	0,7100 ± 23	4,6
9		Нейво-Шайтанска		5 (WR, 4Fsp)	253,4 ± 9,9	0,7098 ± 14	6,7
10				3 (Bi)	228,1 ± 2,4	0,7218 ± 29	1,4
11	2113	8 км севернее	Биотитовый гранит	4 (Fsp)	261,0 ± 2,3	0,70860 ± 5	1,7
12		Нейво-Шайтанска		5 (WR, 4Fsp)	260,6 ± 5,6	0,70589 ± 18	2,2
13				3 (Bi)	238 ± 11	0,7250 ± 36	1,9
Ватихский плутон							
14	1115	Ватихский карьер	Лейкогранит	4 (WR, 2Fsp, Bi)	249,7 ± 1,9	0,70815 ± 4	0,74
15	1110	Ватихский карьер	Биотитовый гранит	6 (WR, 4Fsp, Bi)	253,4 ± 1,9	0,70948 ± 6	1,6
Рефтинский плутон							
16	933 937, 939	Правый берег р. Пышма	Тоналит Трондьемит	4 (933-WR, 937-2WR, 939-WR)	393 ± 57	0,70463 ± 5	0,41

Примечание. Результаты измерений и обозначения минералов приведены в табл. 2. Порядок стандартных отклонений начального отношения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  соответствует последним цифрам среднего значения.

Таблица 4

## Параметры Sm-Nd изотопной системы в плутоновых породах

Образец	Плутон	Порода	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$t$ , млн лет	$(^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$(\epsilon_{\text{Nd}})_t$	$(\epsilon_{\text{Nd}})_m$	$t(\text{DM})_{\text{Nd}}$
4206	А	Лейкогранит	3,59	19,7	0,1101	0,511908	229	0,511743	-11,72	-14,2	1759-1888
403	А	Биотитовый гранит	5,86	36,8	0,0962	0,511973	260	0,511809	-9,64	-13,0	1461-1741
2113	Му	Биотитовый гранит	5,74	34,9	0,0993	0,511987	260	0,511818	-9,48	-12,7	1483-1726
404	А	Лейкогранит	0,722	1,84	0,2374	0,512273	262	0,511866	-8,49	-7,1	1664
1115	В	Лейкогранит	3,25	20	0,0982	0,512033	250	0,511872	-8,67	-11,8	1407-1651
1110	В	Биотитовый гранит	5,54	32,4	0,1033	0,512043	250	0,511874	-8,63	-11,6	1458-1648
2118	Му	Двуслюдяной гранит	4,66	25	0,1129	0,512301	250	0,512116	-3,90	-6,6	1201-1253
2122	А	Биотитовый гранит	3,15	18,5	0,1027	0,512428	250	0,512260	-1,10	-4,1	911-1019
416	Ма	Лейкогранит	2,21	17,3	0,0774	0,512295	260	0,512163	-2,74	-6,7	892-1164
2125	А	Лейкогранит	3,76	18,4	0,1236	0,512483	260	0,512278	-0,65	-3,0	1032-978
937	Р	Трондьемит	1,78	8,06	0,1337	0,512732	393	0,512388	5,00	1,8	678-631

Примечание. Плутоны: А – Адуйский, Му – Мурзинский, В – Вагхский, Ма – Малышевский, Р – Рефтинский. Нижний индекс m относится к измеренным величинам, индекс t – к начальным величинам, соответствующим времени t. Величины  $\epsilon_{\text{Nd}}$  рассчитаны относительно состава хондритового однородного резервуара (CHUR);  $t(\text{DM})_{\text{Nd}}$  – модельный возраст, рассчитанный относительно состава деплетированной мангит DM [De Paolo et al., 1991]. В последней колонке слева даны значения одностадийного возраста, справа – двухстадийного возраста при  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,118$  (среднее значение для тоналита [Wederohl, 1995]) на ранней стадии.



Рис. 2. Rb-Sr изохроны, характеризующие возраст раннепермских гранитов.

1 – граниты Адуйского плутона (обр. 403, 2125) и Малышевского интрузива (обр. 416); 2 – рудный прожилок на Шамейском молибденовом месторождении (обр. 417); 3 – биотитовый гранит из центральной части Мурзинского плутона (обр. 2113); 4 – изохрона 5; рудный прожилок, обр. 417 (см. врезку); 5 – изохрона 7, лейкогранит из юго-восточного эндоконтакта Адуйского плутона, обр. 404 (см. врезку).

Здесь и на рис. 3 и 4 параметры изохрон (возраст, начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , СКВО), а также состав проб в точках приведены в табл. 3. Номера изохрон соответствуют номерам в этой таблице.

Параллельность изохрон указывает на одинаковый возраст исследованных образцов (~260 млн лет) при заметной разнице начальных изотопных отношений.

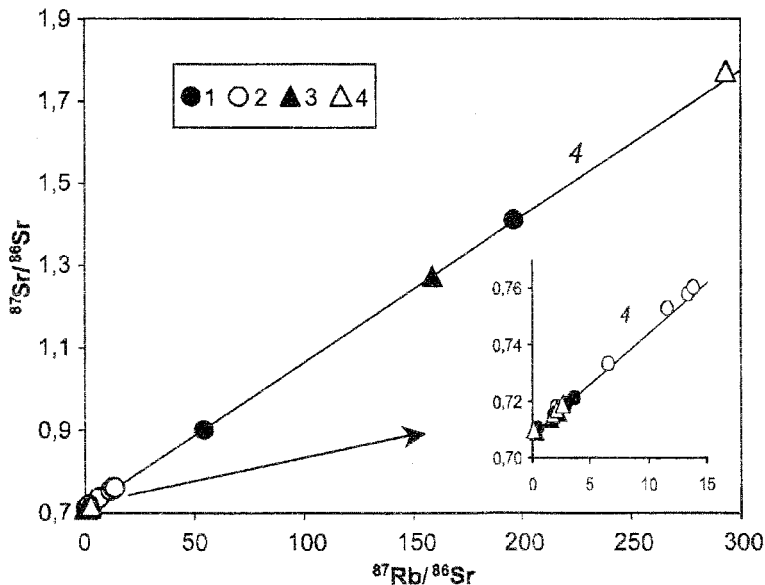
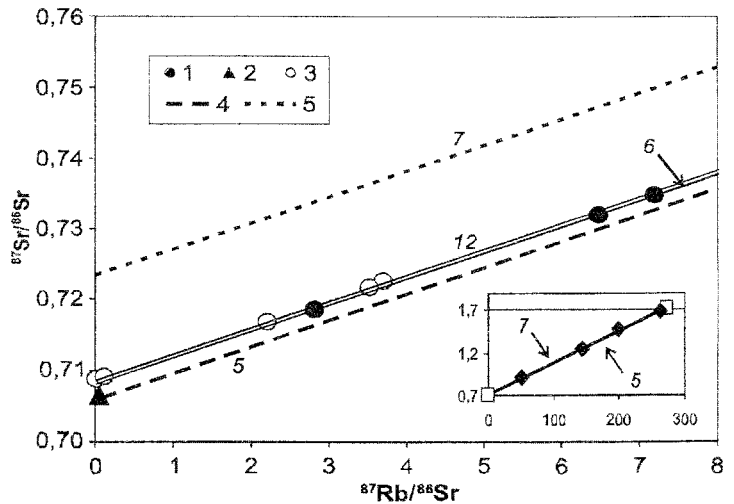


Рис. 3. Rb-Sr изохроны, характеризующие возраст позднепермских гранитов.

1 – биотитовый гранит из северной части Адуйского плутона (обр. 2122); 2 – двуслюдяной гранит из восточной части Мурзинского плутона (обр. 2118, валовый состав и полевые шпаты); 3 – лейкогранит (обр. 1115) и 4 – биотитовый гранит (обр. 1110) из Ватихского плутона.

Образцы не обнаруживают значимых различий в возрасте, но немного отличаются начальными изотопными отношениями. Общая эрохрона по 22 точкам соответствует возрасту  $251,5 \pm 1,5$  млн лет.

### Мурзинский плутон

В Мурзинском плутоне (рис. 1) преобладают две разновидности гранитных пород: средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, развитые на западе, и более лейкократовые, преимущественно среднезернистые, двуслюдяные граниты с гранатом, которые протягиваются вдоль восточного контакта. Первые охарактери-

зованы обр. 2113, а вторые – обр. 2118 (табл. 1–4). Минеральные изохроны, построенные отдельно по полевым шпатам (плагноклаз и K-Na полевой шпат) и биотиту, имеют неодинаковые наклоны. Возраст биотитового гранита, определенный по полевым шпатам (табл. 3, изохрона 11), равен  $261 \pm 2,3$  млн лет, а начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70860$  (СКВО = 1,7). Если к четырем точкам полевым шпатов добавить ва-

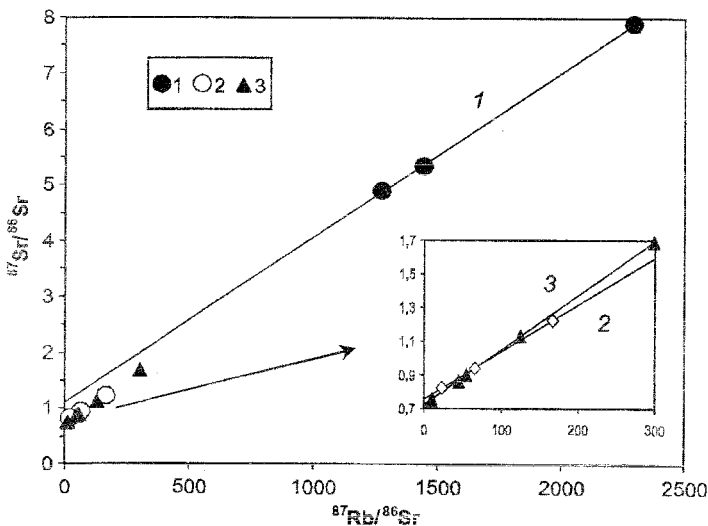


Рис. 4. Rb-Sr изохроны, характеризующие возраст мезозойских гранитов и пегматитов.

1 – слюдит Малышевского месторождения (обр. 408); 2 – пегматит Квартального месторождения; 3 – пегматоидный гранит из восточного эндоконтакта Адуйского плутона (обр. 4206) и биотит из двуслюдяного гранита в восточной части Мурзинского плутона (обр. 2118).

ловый состав гранита 2113 (табл. 3, изохрона 12), то средние величины возраста и начального изотопного отношения не меняются, однако, качество линейной аппроксимации ухудшается (СКВО увеличивается до 2,2). Возраст обр. 2113 соответствует гранитам первой возрастной группы в Адуйском плутоне, а начальное изотопное отношение чуть выше (сравнить изохроны 12 и 6 на рис. 2). Изохрона 13, построенная по трем фракциям биотита из обр. 2113, характеризуется статистически отличными параметрами: возраст  $238 \pm 11$  млн лет и начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7250$  (СКВО = 1,9).

Возраст двуслюдяного гранита 2118, определенный по полевым шпатам (табл. 3, изохрона 8), составляет  $253 \pm 14$  млн лет при начальном отношении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7100$  (СКВО = 4,6), что соответствует гранитам второй возрастной группы Адуйского плутона (рис. 3). Так же, как для обр. 2113, добавление валовой пробы лишь несколько увеличивает СКВО (табл. 3, изохрона 9). Изохрона 10, построенная по трем фракциям биотита, обладает иными параметрами: возраст  $228,1 \pm 2,4$  млн лет и начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7218$  (СКВО = 1,4), которые не обнаруживают значимого отличия от биотитовой изохроны в обр. 2113.

Возраст и начальное изотопное отношение биотита из гранитов Мурзинского плутона соответствуют пегматоидным гранитам и пегматитам третьей возрастной группы в Адуйском плутоне. Как было отмечено выше, изотопные составы биотитов из обр. 2118 и валовые составы гранита 4206 и пегматита 402 лежат на общей эрохроне 3 (табл. 3; рис. 4) с возрастом  $229 \pm 4$  млн лет.

Судя по наблюдениям под микроскопом,

биотит в обр. 2118 частично замещен мусковитом, находящимся в парагенезисе с зернами позднего кварца, что указывает на проявление эпигенетического кислотного выщелачивания. Следы этого же процесса, но проявленного в меньшей степени, отмечаются и в биотитовом граните 2113. Воздействие кислотного гидротермального флюида, скорее всего, и привело к нарушению Rb-Sr системы в слюде при сохранении ее замкнутости в полевых шпатах. Поскольку полевых шпатов в изученных гранитах примерно на порядок больше, чем слюд, это нарушение мало и не отразилось на изотопном составе Sr валовых проб.

### Ватихский плутон

Ватихский плутон расположен непосредственно к западу от Мурзинского плутона (рис. 1) и на мелкомасштабных картах их обычно показывают как одно интрузивное тело. Однако составы гранитных пород в Ватихском и Мурзинском плутонах обнаруживают существенные различия [Ферштатер и др., 1994], и они представляют собой самостоятельные интрузивы. Если исключить из рассмотрения ксенолиты и останцы более древних (вероятно, раннекаменноугольных) габброидов, тоналитов и гранодиоритов с низкими содержаниями K и Rb, то наиболее распространенными породами Ватихского плутона являются высококалийевые адалелиты и биотитовые граниты, прорванные лейкогранитами. В нашей выборке ранний биотитовый гранит представлен обр. 1110, а поздний лейкогранит – обр. 1115. Оба образца отобраны в Ватихском карьере, где прежде добывалось самоцветное сырье. Минеральные изохроны 14 и

15 (табл. 3) свидетельствуют о близком возрасте пород (~250 млн лет). Начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  раннего биотитового гранита (0,70948) несколько выше, чем позднего лейкогранита (0,70815). В целом, граниты Ватихского плутона сопоставимы по возрасту и изотопному составу Sr с гранитами второй группы Адуйского и Мурзинского плутонов (рис. 3). Однако начальные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в ватихских гранитах заметно ниже, чем в одновозрастных породах из соседних плутонов (табл. 4).

### Рефтинский плутон

Крупный Рефтинский плутон находится в Режевской зоне, которая расположена восточнее Мурзинско-Адуйского блока и представляет собой сложно дислоцированный прогиб, который заполнен осадочно-вулканогенными породами силура и девона, среднепалеозойскими габброидами и гранитоидами, а также тектоническими пластинами офиолитов, надвинутыми в восточном направлении и частично перекрывающими Мурзинско-Адуйский блок. Рефтинский плутон, занимающий площадь около 800 км<sup>2</sup>, сложен породами габбро-тоналит-трондьемит-плагиогранитной серии с преобладанием тоналитов и трондьемитов [Ферштатер и др., 1984]. Интрузивные породы обычно считают силурийскими или девонскими; в последние годы появились предположения об их раннекаменноугольном возрасте. Геологические соотношения с вмещающими породами противоречивы, а достоверных изотопных Rb-Sr возрастных определений до сих пор выполнено не было, что в значительной мере связано с предельно низким содержанием Rb в гранитоидах (табл. 2). Калиевый полевой шпат в них отсутствует, а биотит практически полностью хлоритизирован.

Нами построена Rb-Sr изохрона для трех валовых проб тоналитов и трондьемитов (табл. 2, 4; в обр. 937 измерения выполнены дважды). Несмотря на низкую величину СКВО = 0,41 и малую неопределенность в оценке начального отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70463 \pm 5$ , возможная дисперсия возраста весьма велика  $393 \pm 57$  млн лет, что обусловлено узким диапазоном вариации  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  отношения (табл. 2). Средняя оценка возраста (ранний девон) близка к Pb-Pb возрасту тоналитов и трондьемитов Салдинского блока [Петров и др., 1998], однако последние, обладая столь же низким современным Rb/Sr отношением, что и гранитоиды Рефтинского

плутона, отличаются также и низким начальным отношением ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70369$  для 400 млн лет) [Попов и др., 2002]; в Рефтинском плутоне это отношение равно 0,70463. Расхождение может быть объяснено либо разной природой магматических источников, либо (по крайней мере, отчасти) разными условиями метаморфизма в Салдинском и Рефтинском блоках. Высокоградный метаморфизм в Салдинском блоке, развивавшийся в раннем девоне [Краснобаев и др., 2001], мог сопровождаться не только выносом Rb, но и изотопным обменом с флюидной фазой, понижавшим отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [Hansen et al., 2002]. Более низкотемпературный раннедевонский метаморфизм в Рефтинском блоке также приводил к выносу Rb, но начальное изотопное отношение оставалось сравнительно высоким. Учитывая возможное влияние метаморфизма, изотопный Rb-Sr возраст следует рассматривать как минимальную оценку истинного возраста Рефтинского плутона.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Возрастные группы гранитных пород

Новые определения изотопного Rb-Sr возраста Адуйского, Мурзинского и Ватихского гранитных плутонов, в целом, согласуются с ранее опубликованными геохронологическими оценками в интервале 250–260 млн лет, полученными K-Ar, Rb-Sr и Pb-Pb методами [Montero et al., 2000; Ферштатер, 2001] и подтверждают имеющиеся в литературе ссылки на наличие пород мезозойского возраста (210–240 млн лет) [Левин и др., 2000; Levin et al., 2000]. Вместе с тем, новые данные позволили существенно уточнить геохронологическую информацию и геологическое положение отдельных возрастных групп.

Главный объем Адуйского и Мурзинского плутонов занят биотитовыми гранитами и лейкогранитами *первой возрастной группы*, которые кристаллизовались ~260 млн лет тому назад в конце ранней перми (табл. 3, изохроны 6, 7, 11, 12). Валовый изотопный состав лейкогранитов Малышевского интрузива также лежит на изохроне 6 (рис. 2). Связанная с ним молибденитовая минерализация в кварцевых и грейзеновых прожилках имеет аналогичный возраст (табл. 3; рис. 2, изохрона 5). В результате сдвиговых перемещений вдоль восточного края Адуйского выступа Малышевский интрузив

оказался разделенным на три тектонических блока (рис. 1). Первоначально он был внедрен в пакет аллохтонных надвиговых пластин, перекрывших этот выступ с востока, и представлял собой либо ответвление Адуйского плутона, либо самостоятельное интрузивное тело, отделенное от этого плутона вмещающими породами и принадлежавшее Режевской тектонической зоне. Если это так, то Малышевский интрузив можно сопоставить с гранитами Соколовского плутона, который расположен севернее [Коровко, 1988]. В любом случае, у нас нет оснований для выделения молодого малышевского интрузивного комплекса и тем более для отнесения его к мезозою [Levin et al., 2000].

*Вторая возрастная группа* гранитных пород, которые были внедрены и затвердели ~250 млн лет назад в поздней перми, представлена адаметеллитами, биотитовыми гранитами и лейкогранитами Ватихского плутона, близкими по составу и внешнему облику породами, прорывающими главную интрузивную фазу Адуйского плутона в северной его части (карьер Стройгородка), а также двуслюдяными лейкогранитами в восточной части Мурзинского плутона.

*Третья возрастная группа* пегматоидных лейкогранитов и пегматитов была сформирована  $229 \pm 4$  млн лет назад на границе среднего и позднего триаса. В нашей выборке эта группа представлена лейкогранитом с высокими содержаниями Li, Rb и Cs (обр. 4206), вскрытом в Первомайском карьере вблизи восточного контакта Адуйского плутона, и пегматитовой жилы (обр. 402) в карьере Стройгородка (северная часть Адуйского плутона). Близкие по внешнему облику лейкограниты и пегматиты можно наблюдать и в других местах как внутри Адуйского плутона, так и в зоне его юго-восточного эндо- и экзоконтакта, однако нет уверенности в том, что все они имеют одинаковый возраст. Так, лейкогранит в эндоконтакте Адуйского плутона на участке Квартального пегматитового месторождения, также сильно обогащенный Rb (обр. 404), имеет Rb-Sr изохронный возраст  $262 \pm 16$  млн лет, а пегматит на этом участке (обр. 405) –  $196,5 \pm 1,9$  млн лет (табл. 3).

Самый молодой, раннеюрский, возраст (~200 млн лет) имеют редкометальные пегматиты Квартального месторождения в восточном экзоконтакте Адуйского плутона и слюдиты на Малышевском месторождении изумрудов, выделенные в четвертую возрастную группу. Следует подчеркнуть резко различный изотопный

возраст редкометального пегматита и слюдиты, с одной стороны, и гранитов Адуйского плутона – с другой, что указывает на существование самостоятельного мезозойского интрузивного комплекса, который представлен преимущественно жилами редкометальных пегматитов, несущих Ta и Be минерализацию. Наши данные не подтвердили возраст слюдитов в интервале 245–285 млн лет, указанный В.Я. Левиным [Levin et al., 2000].

Ни редкометальные пегматиты, ни Изумрудные копи не связаны хронологически или генетически с раннепермскими лейкогранитами Малышевского интрузива. Последние лишены пегматитов, а комплекс аксессуарных минералов в них резко отличен от набора этих минералов в пегматоидных лейкогранитах и пегматитах, развитых вблизи восточного контакта Адуйского плутона [Левин и др., 2000]. К сожалению, имеющиеся в литературе ссылки на наличие мезозойских гранитных пород в районе пос. Малышево [Левин и др., 2000; Levin et al., 2000] не сопровождаются аналитическими данными и точной привязкой исследованных образцов. Вероятно, молодые значения возраста когда-то полученные K-Ar и U-Pb методами, относились к пегматитам и лейкогранитам в приконтактной зоне Адуйского плутона, а не к Малышевскому интрузиву.

Адуйский плутон и его восточный экзоконтакт остаются пока единственным местом на Среднем и Южном Урале, где мезозойский возраст поздних гранитных пород, пегматитов, и постмагматической минерализации подтвержден изотопными измерениями Rb-Sr методом.

### **Изотопная систематика гранитных пород и возможные источники гранитных магм**

По начальным отношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изученные породы можно разделить на четыре группы, которые не всегда совпадают с группами, выделенными по возрасту. Разновозрастные, но пространственно сближенные, граниты часто обладают сходным изотопным составом Sr и Nd. К *первой группе* следует отнести граниты и пегматиты со средними начальными  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношениями 0,720–0,723 и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношениями 0,5117–0,5119: пегматоидный лейкогранит 4206 и пегматит 402 (средний-поздний триас), а также лейкогранит 404 (ранняя пермь); изотопный состав Nd в обр. 402 неизвестен. Изотопные параметры и геохи-

мические особенности этих пород позволяют связывать их происхождение с частичным плавлением корового сиалического субстрата с достаточно высокими содержаниями калия и коррелятивных ему литофильных элементов-примесей. Учитывая высокие содержания Li, Rb и Cs в лейкограните 4206, обогащение лейкогранита 404 Rb и наличие пегматитов среди пород данной группы, можно полагать, что в частичное плавление были вовлечены граниты или ортогнейсы, обогащенные слюдой вследствие метаморфизма гидратации (эпидот-амфиболитовая фация). Палеопротерозойский модельный возраст протолита заключен в интервале от 1900 до 1650 млн лет (табл. 4). Оценить возраст метаморфизма по имеющимся данным невозможно.

*Вторая группа* объединяет гранитные породы с начальным  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношением 0,708–0,710 и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0,5118–0,5119: раннепермские граниты Адуйского (обр. 403) и Мурзинского (обр. 2113) плутонов, а также позднепермские граниты Ватихского плутона (обр. 1110 и 1115). *Третья группа* представлена породами с таким же начальным отношением изотопов Sr, но с более высоким  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношением в интервале 0,5121–0,5123: ранне- и позднепермские граниты на севере Адуйского плутона (обр. 2125, 2122), раннепермский лейкогранит Малышевского интрузива (обр. 416) и позднепермский двуслюдяной гранит Мурзинского плутона (обр. 2118).

Граниты второй группы, возможно, были выплавлены из сиалического корового материала, имевшего палеопротерозойский или раннерифейский модельный возраст (1740–1410 млн лет), а граниты третьей группы – из источника со средне-позднерифейским модельным возрастом (1250–890 млн лет, см. табл. 4). Если докембрийские породы в источниках имели примерно такое же Sm/Nd отношение, что и связанные с ними палеозойские граниты, то раннерифейский одностадийный модельный возраст гранитов второй группы (1480–1410 млн лет) и позднерифейский возраст гранитов третьей группы (890–1200 млн лет) могут быть ближе к истинному возрасту корового протолита, чем более древние двухстадийные оценки (табл. 4). Практически одинаковый начальный изотопный состав Sr в гранитах второй и третьей групп (рис. 5) можно объяснить тем, что разновозрастный коровый материал в источниках впоследствии испытал однотипный метаморфизм, который сопровождался обменом ве-

щества между породами и флюидом, и, как следствие этого, выравниванием отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  [Hansen et al., 2002].

Согласно альтернативной интерпретации, граниты второй и третьей групп образовались в результате частичного плавления смешанных источников, состоявших из палеопротерозойского корового субстрата и трещинных инъекций (дайки, прожилки) мантийных пород, связанных с обогащенными резервуарами. Примерами подобных инъекций служат послегранитовые дайки слюдяного лампрофира, описанные в Шарташском плутоне на Среднем Урале [Прибавкин, 2000], и дайки лампроитов, известные в Куйбасовском плутоне и Александринском рудном поле на Южном Урале [Сурин, 1999]. Судя по изотопному составу Nd, лампрофиры Шарташа являются производными раннерифейского обогащенного мантийного резервуара с модельным возрастом ~1500 млн лет, а лампроиты Куйбаса – дериватами позднерифейского или ранневендского резервуара (~690 млн лет) [Попов и др., 2003]. Начальные отношения изотопов Sr и Nd в гранитах второй и третьей групп действительно группируются вблизи линий смешения гранитов первой группы и отмеченных выше мантийных пород (рис. 5). Модель зарождения гранитных магм, связанных со смешанными источниками, подробно рассмотрена в специальной работе [Попов и др., 2003]. Эта модель позволяет объяснить пространственные вариации изотопного состава Sr и Nd в пределах одного плутона или одной возрастной группы гранитов неравномерным распределением мантийных инъекций в коровом материале. Время взаимодействия кора–мантия остается неопределенным. Если рассматриваемые граниты связаны со смешанными источниками, то их модельный возраст  $t(\text{DM})_{\text{Nd}}$  скорее всего, не имеет реального хронологического значения.

К *четвертой группе* относятся раннеюрский редкометальный пегматит (обр. 405) из юго-восточного экзоконтакта Адуйского плутона и слюдит (обр. 408) из Малышевского месторождения изумрудов. Оба образца характеризуются весьма высокими начальными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,76–1,10); сведениями об изотопном составе Nd в этих породах мы не располагаем. Пегматитовое поле вблизи юго-восточного контакта Адуйского плутона обычно рассматривают в генетической связи с обнаженными рядом лейкогранитами. Одним из главных аргументов в пользу такой интерпретации яв-

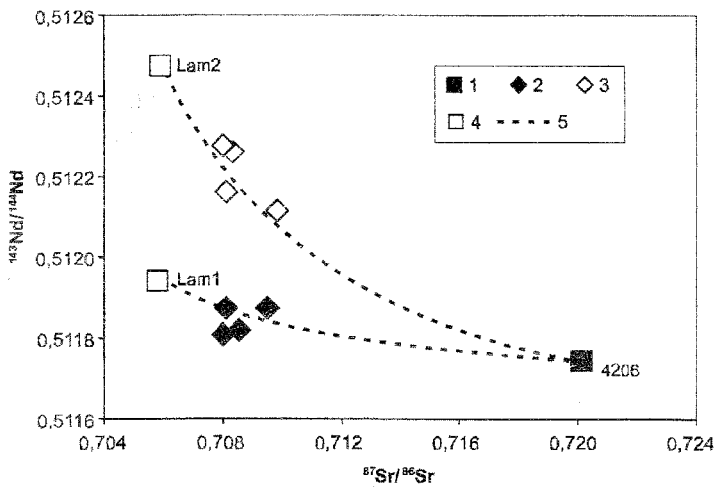


Рис. 5. Соотношения между начальными отношениями изотопов Nd и Sr в гранитах Мурзинско-Адуйского блока.

1–3 – граниты I, II и III групп (см. текст; обр. 4206 см. табл. 2); 4 – позднепалеозойские и раннемезозойские слюдяные лампрофиры Шарташского (Lam1) и Куйбасовского (Lam2) плутонов; 5 – линии смешения.

ляется латеральная зональность морфологии и состава пегматитовых тел относительно интрузивного контакта [Левин, 2000; Levin, 2000]. Однако возраст лейкогранита, представленного в нашей выборке обр. 404, оказался равным  $262 \pm 16$  млн лет, тогда как возраст расположенного рядом пегматита (обр. 405) –  $196,5 \pm 1,9$  млн лет. Сохранение остаточного расплава в гранитном плутоне в теченис десятков миллионов лет представляется невероятным. Если наши изотопные данные верны, то следует полагать, что пегматитовое поле объединяет две группы разновозрастных и разнотипных пегматитов. Ранние маломощные и короткие (часто шпировые), недифференцированные, безрудные пегматитовые жилы, залегающие в эндоконтактовой зоне лейкогранитов и частично проникающие во вмещающие породы, действительно являются дериватами раннепермского Адуйского плутона. В то же время мощные и протяженные, дифференцированные редкометальные пегматитовые тела, расположенные во вмещающих породах и, возможно, частично проникающие в граниты, образовались позднее и были связаны с более глубинным источником.

Если предположить, что таким источником служили неизменные пермские или триасовые граниты с начальными отношениями, равными 0,708 (260 млн лет) или 0,720 (229 млн лет), то для того, чтобы достичь начальной величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,757$  в обр. 405 (196 млн лет назад), отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в источниках должно было составлять 50–80, что примерно на порядок выше измеренных величин (табл. 2). Следовательно, либо источник редкометальных пегматитов был более древним, либо Rb/Sr отношение в нем резко возросло за счет метасоматического обогащения рубидием, который пре-

имущественно фиксируется в слюде, и одновременного выноса Sr при гидролитическом разложении плагиоклаза. Например, таким источником могли быть измененные лейкограниты, близкие по элементному и изотопному составу к обр. 404, в котором величина  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  равна 144, а среднее отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  262 млн лет назад составляло 0,719 (табл. 2) – 0,723 (табл. 3). В ранней юре (196,5 млн лет назад) отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  возросло до 0,85, т.е. даже превысило начальное отношение 0,76 в пегматите (обр. 405). Таким образом, источниками редкометальных пегматитов теоретически могла быть метасоматически измененная апикальная часть скрытого купола пермских или триасовых гранитов, вовлеченная в частичное плавление в юре. Однако в зоне восточного экзоконтакта Адуйского плутона гранитные купола можно предполагать на глубине не более 1–2 км от современной дневной поверхности [Levin et al., 2000], и вряд ли они затем подвергались плавлению. Более вероятно, что источником редкометальных пегматитов служили те же палеопротерозойские сиалические породы, с которыми генетически связаны залегающие рядом раннепермские лейкограниты (обр. 404), а также триасовые лейкограниты (обр. 4206) и пегматиты (обр. 402). Все эти породы могли возникнуть в результате нескольких последовательных эпизодов частичного плавления одного источника, что подтверждается их геохимической общностью. Частичное замещение биотита мусковитом в пермских гранитах Мурзинского плутона с нарушением замкнутости Rb-Sr системы в триасе, вероятно, является отголоском одного из таких эпизодов.

Максимальное обогащение самых поздних (юрских) пегматитов некогерентными

элементами, в том числе редкими металлами, скорее всего, обусловлено минимальной степенью частичного плавления.

Предложенная модель иллюстрируется рис. 6. Изотопный состав Sr в гипотетическом палеопротерозойском источнике (S) выбран соответствующим таковому в мигматизированном плаггиогнейсе селянкинского комплекса в Ильменогорском блоке [Попов и др., 2002]. Линия развития 1 характеризует возможное выплавление пермских и триасовых гранитов из источника S. Отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в источнике, соответствующее этой линии, равно 0,6–0,7, что отвечает умеренно- или высококалийевому адалеллиту-гранодиориту. Более крутая линия развития 2 демонстрирует возможное выплавление юрского редкометалльного пегматита из того же источника S; отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  возрастает до 2,3. Это означает, что при минимальной степени частичного плавления в жидкую фазу переходила только легкоплавкая фракция источника S, обогащенная K и Rb, например, лейкосома мигматитов. Наконец, линия развития 3 иллюстрирует образование пегматитов за счет частичного плавления метасоматически измененных молодых гранитов. В этом случае отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в источнике должно быть максимально высоким (40–80).

Слюдиты Малышевского месторождения, залегающие в восточном экзоконтакте Адуйского плутона, были образованы в результате взаимодействия высокотемпературного гидротермального раствора, отделенного от пегматитового расплава, с серпентинитами. Аномально высокое начальное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1,10 \pm 0,11$  в слюдите (обр. 408), скорее всего, было достигнуто вследствие крайне высокого Rb/Sr отношения в остаточном расплаве, отделившемся от него

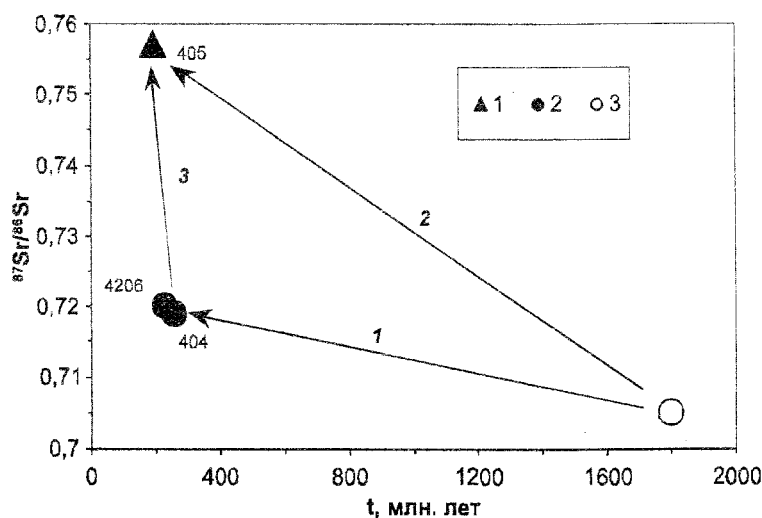
водном флюиде и самом слюдите (табл. 2). Согласно экспериментальным данным, коэффициент распределения Rb между флогопитом и водным (K, Rb) Cl раствором при 800 °C и 10 кбар равен 0,38 [Harlov, Melzer, 2002]. Если флогопит в слюдите содержит 0,40–0,45 мас. % Rb (табл. 2), то во флюиде содержалось 1,0–1,2 мас. % Rb. Учитывая, что коэффициент распределения Rb между биотитом и силикатным расплавом равен 2–4 [Hansen et al., 2002], концентрация Rb в расплаве, вероятно, составляла 0,1–0,2 мас. %. При минимальных содержаниях Sr (< 10 ppm) Rb/Sr отношение в пегматитовом расплаве, остаточном флюиде и слюдите могло достигать нескольких тысяч, что обеспечивало рост отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на 0,0142–0,142 за 1 млн лет.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые аналитические данные позволили выделить среди гранитов Мурзинско-Адуйского блока четыре возрастные группы, которые были сформированы около 260, 250, 230 и 200 млн лет тому назад. Установлен раннемезозойский возраст лейкогранитов и редкометалльных пегматитов вблизи юго-восточного контакта Адуйского плутона. Вместе с тем, Малышевский лейкогранитовый плутон и связанная с ним молибденитовая минерализация имеют раннепермский возраст (260 млн лет). Пространственные вариации изотопного состава Sr и Nd в пределах отдельных плутонов отражают наличие разновозрастных докембрийских сиалических пород в областях генерации палеозойских гранитных магм, их последующий метаморфизм или неравномерное внедрением в эти области мантийных магматических инъекций, связанных с обогащенными резервуарами. Сделанные

Рис. 6. Соотношения изотопного состава Sr редкометалльного пегматита с гипотетическими источниками.

1 – редкометалльный пегматит; 2 – лейкограниты пермского и триасового возраста; 3 – гипотетический палеопротерозойский источник. Возможные линии развития Rb-Sr системы показаны стрелками (пояснения в тексте). Номера образцов соответствуют табл. 2.



выводы базируются на анализе отдельных образцов и не позволяют пока оконтурить на геологических картах граниты разного возраста и изотопного состава. Дополнительные геохронологические и геологические исследования, особенно в юго-восточной краевой части Адуйского плутона и на прилегающей территории, позволили бы уточнить изотопную систематику и геологическую позицию позднепалеозойских и раннемезозойских гранитов и пегматитов.

*Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 00-05-64098 и 02-05-96428) и Программы «Университеты России» (проект УР.09.01.035).*

### Список литературы

- Беляцкий Б.В., Виноградова Л.Г., Крымский Р.Ш., Левский Л.К.* Sm-Nd и Rb-Sr изотопное датирование вольфрамит-редкометального месторождения Забытое, Приморье // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 3. С. 243–250.
- Коровко А.В.* Магматизм и металлогения Мурзинской и Режевской зон (Средний Урал). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: Институт геологии и геохимии, 1988.
- Костицын Ю.А.* Rb-Sr изотопная система в гранитах Алтынтау (Центральные Казылкумы): открытая в породах и закрытая в полевых шпатах // *Геохимия*. 1991. № 10. С. 1437–1443.
- Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др.* Цирконология и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // *Ежегодник-2000*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2001. С. 191–196.
- Левин В.Я., Ласковенков А.Ф., Мормиль С.И. и др.* Геология и минералогия редкометальных гранитных пегматитов Адуйского рудного поля // *Ежегодник-1999*. Департамент природных ресурсов Уральского региона. Екатеринбург: ОАО УГЭСЭ. 2000. С. 108–151.
- Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.Н.* Новые данные по возрасту Салдинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // *Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Тез докл. научн. конф.: Чтения А.Н. Заварицкого, 12–13 марта 1998 г.* Екатеринбург: УрО РАН. 1998. С. 118–120.
- Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З.* Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // *Петрология*. 2002. Т. 10. № 4. С. 389–410.
- Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В. и др.* Изотопный состав Nd и Sr в гранитах Урала как показатель взаимодействия мантия–кора // *Зап. ВМО*. 2003. № 3.
- Прибавкин С.В.* Петрология основных пород в гранитоидах Шабровского и Шарташского массивов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии. 2000.
- Сурин Т.Н.* Триасовые лампроитовиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис. Уфа, 1999. 126 с.
- Феритатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // *Литосфера*. 2001. № 1. С. 62–85.
- Феритатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // *Геохимия*. 1993. № 11. С. 1579–1599.
- Феритатер Г.Б., Бородина Н.С., Ранопорт М.С. и др.* Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИМин УрО РАН. 1994. 250 с.
- Феритатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др.* Эвгеосинклиналильные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука. 1984. 264 с.
- De Paolo D.J., Linn A.M., Schubert G.* The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United State // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. No. B2. P. 2071–2088.
- Hansen E., Khurram A., Harlov D.E.* Rb depletion in biotites and whole rocks across an amphibolite to granulite facies transition, Tamil Nadu, South India // *Lithos*. 2002. Vol. 64. P. 29–47.
- Harlov D.E., Melzer S.* Experimental partitioning of Rb and K between phlogopite and a concentrated (K,Rb)Cl brine: implications for the role of concentrated KCl brines in the depletion of Rb in phlogopite and the stability of phlogopite during charnockite genesis // *Lithos*. 2002. Vol. 64. P. 15–28.
- Levin V., Laskovenkov A., Katkov A. et al.* Granitic rocks of the Adui pluton and related mineral deposits // *The eroded Uralian Paleozoic ocean to continent transition zone: granitoids and related ore deposits. Excursion guidebook*. 2000. P. 32–47.
- Ludwig K.R.* Isoplot/Ex, rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronological Center Spec. Publ.* 2001. No. 1a. 56 p.
- Montero P., Bea F., Gerdes A. et al.* Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals: a perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 317. P. 93–108.
- Palmer A.R., Geissman J.* 1999 geologic time scale. USGS. 1999.
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. Vol. 59. N 2. P. 1217–1232.
- Рецензент доктор геол.-мин. наук А.А. Краснобаев*