

Rb–Sr-ВОЗРАСТ ОРТОГНЕЙСОВ – СУБСТРАТА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ (КОЧКАРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2014 г. Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородина, Н. Г. Солошенко, М. В. Стрелецкая

Проблема природы и возраста субстрата уральских позднепалеозойских гранитов – наиболее распространенных магматических пород в восточной части Уральского подвижного пояса – одна из ключевых в понимании основных закономерностей развития пояса, формирования его коры и взаимодействия кора–мантия. Граниты Урала хорошо сопоставляются по возрасту с гранитами варисцид Западной Европы [4, 6, 7], гранитами Главного Кавказского хребта, Тянь-Шаня и Урало-Монгольского пояса, отличаясь от них более низким первичным отношением изотопов стронция (0.704–0.705 для уральских гранитов и более 0.705 – для всех остальных). Большинство уральских геологов объясняют эту особенность гранитов наличием в их источнике молодой коры, не успевшей накопить радиогенный стронций. Выполненные нами исследования позволяют конкретизировать это положение.

Материалом для изотопных исследований послужили образцы метаморфических пород, отобранных при изучении метаморфических пород и гранитоидов Кочкарского антиклинория в рамках хозяйственного с Зеленогорской экспедицией, выполнявшей поисковые работы, которые сопровождалась проходкой многочисленных скважин. Собранный в ходе этих исследований материал послужил основой для создания карты метаморфизма и гранитоидных

комплексов Кочкарского антиклинория (см. рис. 38 в [3]) и позволил отобрать наиболее представительные пробы для изотопных исследований.

По геологическим данным установлено, что вмещающими породами гранитных массивов Кочкарского антиклинория – структуры, в которой локализованы наиболее крупные массивы Южного Урала, являются гранитогнейсы, реже – гнейсы более основного состава. Эти породы слагают основание разреза метаморфических толщ суммарной мощностью не менее 10 км. В разрезе выделяются следующие толщи: нижняя ортогнейсовая, сложенная гранито- и тоналитогнейсами амфиболитовой фации, терригенно-карбонатная флишеидная и верхняя преимущественно парагнейсовая [3]. Фаунистический возраст последней был определен как визейский [2]. Породы ортогнейсовой толщи образуют купола, в которых и залегают гранитные массивы. Фрагмент такого купола показан на рис. 1. Как и большинство других куполов, он срезается меридиональными структурами, возникшими в процессе коллизии (орогенеза).

Позднепалеозойские граниты Урала являются производными богатой водой магмы и в связи с этим залегают недалеко от места генерации [5]. Можно полагать поэтому, что вмещающие массивы ортогнейсы представляют собой субстрат гранитов.

Таблица 1. Краткая характеристика проанализированных образцов

№ п.п.	Проба	Название	Минеральный состав	Текстура, структура
1	56/150	Биотитовый плагиогнейс мигматизированный	Bt, Qtz, Pl _{25–30} с обр. зональностью , Ap, Tihem, Chl, Ms	Гнейсовидная, участками массивная. Неравномерно-зернистая, с неправильным чередованием тонко- и среднезернистых Qtz–Pl-агрегатов
2	61/36	Биотит-амфиболовый тоналитогнейс	Hbl, Bt, Qtz, Pl _{30–40} с обр. зональностью , Mc, Ep, Aln, Ttn	Гнейсовидная, тонкозернистая, с послойными более крупнозернистыми порфиробластовыми полосами того же состава
3	63/187	Биотит-эпидот-амфиболовый тоналитогнейс	Hbl, Bt, Q, Pl _{30–40} с обр. зональностью , Mc, Ep, Ilm	Гнейсовидная, порфиробластовая
4	74/240	Биотитовый гранито-гнейс	Bt, Qtz, Pl _{25–30} с обр. зональностью , Mc, Ms, Ap, Tihem, Chl, Ep, Zrn	Гнейсовидная, равномерно-зернистая, гранобластовая
5	74/280	То же	Bt, Qtz, Pl _{25–30} , Mc, Ms, Ap, Zrn, Chl, Zl, Tihem	Гнейсовидная, равномерно-зернистая, гранобластовая

В числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина. Минералы: Aln – алланит, Ap – апатит, Bt – биотит, Chl – хлорит, Ep – эпидот, Hbl – роговая обманка, Ilm – ильменит, Mc – микроклин, Ms – мусковит, Pl₂₀ – плагиоклаз и его номер, Qtz – кварц, Tihem – титаногематит, Ttn – титанит, Zrn – циркон, Zl – цеолит.

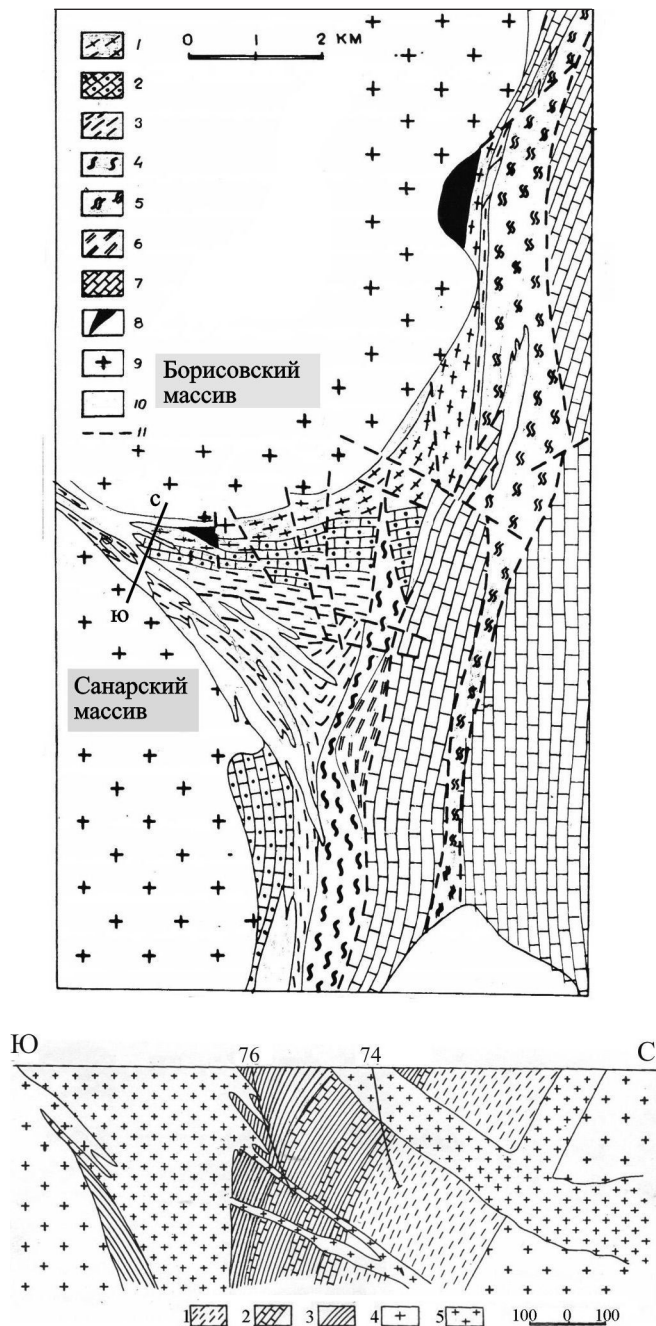


Рис. 1. Геологическая карта и разрез зоны сочленения Борисовского и Санарского массивов. Составили Г.Б. Ферштатер и Н.С. Бородина по материалам Зеленогорской экспедиции и собственным наблюдениям.

Карта: 1 – гранитогнейсы, 2 – мраморы, 3 – гранодиорито- и тоналито-гнейсы, 4 – микрогнейсы, 5 – биотит-амфиболовые сланцы, 6 – двуслюдяные сланцы, 7 – визейские известняки, 8 – оливин-тальковые породы, 9 – граниты, 10 – жильные адамеллиты и граниты, 11 – тектонические нарушения.

Разрез: 1 – гранито-гнейсы, 2 – мраморы, 3 – диорито-гнейсы, 4 – биотитовые граниты Борисовского и Санарского массивов, 5 – жильные адамеллиты и граниты, секущие метаморфические породы.

Для определения возраста пород были отобраны образцы из ортогнейсовой толщи, залегающей между Санарским и Борисовским гранитными массивами (см. рис. 1), где пробурена большая часть скважин. Краткая характеристика проанализированных гнейсов приведена в табл. 1, а их химический состав – в табл. 2. Образцы 1–3 отобраны из верхней части ортогнейсовой толщи и представляют собой бедные калием биотит-амфиболовые гнейсы тоналит(кварцевый диорит)-гранодиоритового состава (см. табл. 1, 2). Образцы 4–5 – это мелкозернистые биотитовые гнейсы гранитного состава (место отбора – см. разрез на рис. 1). При отборе образцов для изотопных исследований мы старались избегать видимых вторичных изменений, а также деформаций и выветривания.

Изотопные определения были выполнены в лаборатории физико-химических методов (аналитики Н.Г. Солошенко и М.В. Стрелецкая). Разложение образцов осуществлялось при $t = 190^\circ\text{C}$ в автоклавах в смеси концентрированных HF и HNO_3 , взятых в соотношении 5:1. Навеска образца с дозированным количеством трассера ^{85}Rb – ^{84}Sr (исходя из условий оптимального смешения и минимизации погрешностей) и смесью кислот для разложения во фторопластовой посуде помещалась в автоклав. После достижения полного разложения раствор выпаривался, сухой остаток солей обрабатывался 10н HCl и полученная смесь при $t = 190^\circ\text{C}$ выпаривалась досуха. Полученный сухой остаток солей растворялся в 2н HCl и после центрифугирования в виде прозрачного раствора вносился в хроматографическую колонку с катионитом Bio-Rad AG 50×8, 200–400 меш. В качестве элюэнта использовалась 2н HCl . Фракция рубидиевого элюата упаривалась и анализировалась на масс-спектрометре. Стронций перед измерением переводился в нитрат добавлением после упаривания капли концентрированной HNO_3 с последующим выпариванием.

Измерение изотопного состава Sr и Rb в образцах проводилось на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton Plus в статическом режиме. Для анализа рубидия использовался двухленточный источник ионов с ренийевыми лентами; стронций измерялся в одноленточном режиме с танталовым эмиттером. Предварительно все ленты были отожжены от мешающих примесей в дегазаторе.

Коррекция на изотопное масс-фракционирование при измерении изотопного состава стронция проводилась нормированием по $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ по экспоненциальному закону. Для достижения требуемой сходимости внутри опыта измерялось 90 масс-спектров. Правильность и воспроизводимость изотопного состава стронция контролировалась повторными измерениями международного стандарта Sr SRM-987 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710257 \pm 15$ ($2\sigma_{\text{ст}}$ по 65 измерениям). Концентрации рубидия и стронция определены методом изотопного разбав-

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в образцах гнейсов

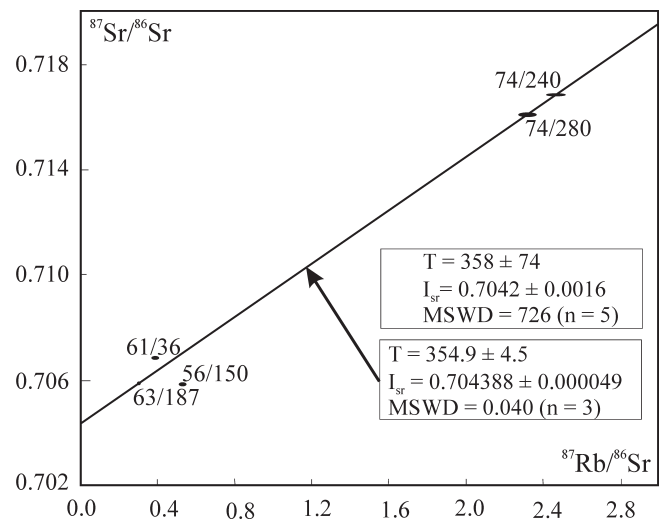
Компонент	56/150	61/36	63/187	74/240	74/280
SiO ₂	67.40	61.46	56.38	72.45	69.76
TiO ₂	0.53	0.65	0.95	0.24	0.25
Al ₂ O ₃	14.00	15.82	16.88	13.60	14.33
Fe ₂ O ₃	4.5*	1.26	5.12	2.75*	0.49
FeO	He опр.	5.15	2.28	He опр.	2.48
MnO	He опр.	0.09	0.14	0.00	0.06
MgO	2.10	3.77	3.67	1.17	1.17
CaO	1.75	3.70	9.12	1.30	2.22
Na ₂ O	5.42	3.67	2.88	3.50	2.98
K ₂ O	1.48	2.40	1.10	5.41	5.36
P ₂ O ₅	He опр.	0.24	0.33	He опр.	0.08
П.п.п.	He опр.	1.62	1.34	He опр.	0.97
Li	137	33.29	39.17	33.25	42.41
Rb	56.37	43.77	16.70	122	175
Cs	7.34	2.47	1.59	2.52	3.63
Be	2.72	2.18	2.60	3.65	2.59
Sr	241	434	802	149	213
Ba	620	600	823	754	945
Sc	12.31	17.71	24.80	6.26	7.27
V	71.60	88.03	196	18.66	21.37
Cr	40.76	127	36.68	33.02	29.67
Co	7.18	10.50	20.01	2.18	2.29
Ni	7.11	9.02	15.36	6.81	4.05
Cu	16.20	9.71	10.10	3.81	3.63
Zn	51.89	94.99	101	55.21	59.30
Ga	15.44	16.34	19.51	13.63	14.84
Y	7.55	17.59	22.88	8.01	10.05
Nb	6.85	8.41	6.99	10.28	11.06
Ta	0.51	0.46	0.22	0.85	0.91
Zr	82.25	93.81	27.66	105.83	73.13
Hf	2.28	2.40	0.78	2.97	2.10
Mo	0.24	2.50	0.39	0.63	0.71
Sn	2.23	8.13	4.65	3.52	3.56
Tl	13.19	1.66	65.89	122.51	1.07
Pb	14.40	17.98	31.44	11.87	6.89
U	3.08	3.55	2.77	4.26	4.91
Th	7.59	8.92	8.76	14.74	17.12
La	25.56	26.75	33.52	23.42	35.76
Ce	48.35	49.47	61.55	49.43	62.60
Pr	5.10	5.54	7.30	4.57	6.46
Nd	18.39	20.30	29.15	15.84	21.50
Sm	3.27	4.14	5.97	3.01	3.86
Eu	0.91	1.07	1.70	0.56	0.75
Gd	3.03	3.36	5.01	2.53	3.05
Tb	0.35	0.52	0.67	0.34	0.42
Dy	1.57	2.96	3.69	1.69	2.03
Ho	0.29	0.63	0.80	0.33	0.38
Er	0.76	1.69	2.16	0.90	0.91
Tm	0.10	0.25	0.31	0.14	0.12
Yb	0.74	1.67	2.03	0.87	0.88
Lu	0.12	0.25	0.29	0.15	0.13

ления с использованием трассера ⁸⁵Rb+⁸⁴Sr и погрешностью 1%. Холостое загрязнение лаборатории: [Sr] = 0.22 нг, [Rb] = 22 пг.

Результаты Rb-Sr-изотопных определений приведены в табл. 3. Построенная по всем пяти точкам

Таблица 3. Содержание Rb и Sr и изотопные характеристики изученных образцов гнейсов

Проба	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	±2s	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2s
56/150	56.37	256.27	0.63638	0.010	0.706495	0.000030
61/36	62.37	434.87	0.41494	0.006	0.707067	0.000033
63/187	16.66	705.90	0.31977	0.005	0.705960	0.000013
74/240	136.46	160.16	2.46727	0.037	0.716866	0.000008
74/280	161.06	201.03	2.31996	0.035	0.716096	0.000057

**Рис. 2.** Диаграмма ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr для гнейсов.

Пояснения см. в тексте.

линия корреляции отвечает возрасту 358 ± 74 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042$, $\text{MSWD} = 726$ (рис. 2). Детальный просмотр шлифов образцов 56/150 и 61/36, которые не попадают на линию, показал, что эти гнейсы участками перекристаллизованы и мигматизированы. Это может быть одной из причин отклонения точек, потому что мигматизация метаморфических пород, несомненно, нарушает их изотопные параметры. Положение трех оставшихся точек отвечает изохронной зависимости с тем же значением возраста, что получено по пяти точкам, но с лучшими статистическими параметрами: возраст 354.9 ± 4.5 млн лет, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704388 \pm 0.000049$, $\text{MSWD} = 0.040$ (см. рис. 2). Этот возраст соответствует времени метаморфизма и совпадает с возрастом фаменских тоналитов, гранодиоритов и гранитов, широко распространенных на Южном Урале [4].

Особенности химического состава гнейсов и распределение в них редких и редкоземельных элементов совпадают с таковыми для соответствующих по основности пород из габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных (ГТГ) массивов. Так, гнейс 63/187 характеризуется такими же трендами распределения редких и редкоземельных элементов, как и тоналиты смолинского комплекса Челябинского массива, циркон которых имеет

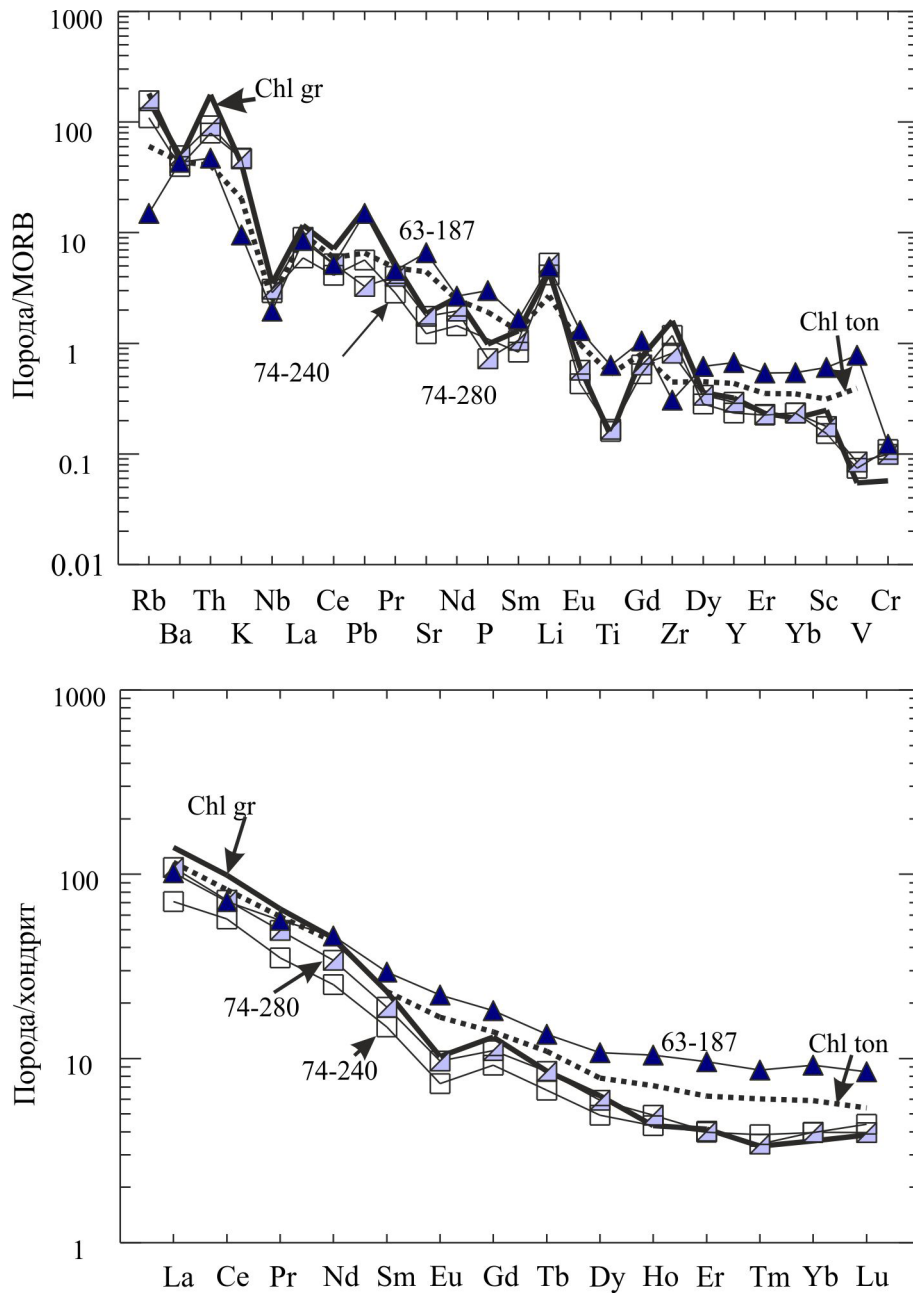


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в гнейсах, гранитогнейсах и интрузивных породах Кочкарского антиклинория.

Chl ton, Chl gr – тоналит и гранит смолинского комплекса Челябинского массива соответственно.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст 360 млн лет [7]. Породы имеют одинаковые положительные аномалии **Pb, Li** и отрицательные **Nb, Zr, Ti** и характеризуются отсутствием **Eu**-аномалии (рис. 3), как и все тоналиты и гранодиориты Урала. Гранитогнейсы 74/240 и 74/280 имеют такие же особенности состава, как граниты того же комплекса. Близость состава и возраста тоналито- и гранитогнейсов, вмещающих позднепалеозойские гранитные массивы, с одной стороны, и пород ГТГГ-массивов, с другой, позво-

ляет предположить, что гнейсы – это метаморфизованные девонские гранитоиды.

Таким образом, изотопные данные и особенности химического состава гнейсов наряду с их залеганием в экзоконтактах позднепалеозойских гранитных массивов свидетельствуют о том, что главным субстратом последних в восточной части Южного Урала были метаморфизованные в амфиболитовой фации породы позднедевонских ГТГГ-комплексов [4], чем и объясняются изотопные пара-

метры гранитов, в частности низкое содержание в них радиогенного стронция и повышенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Породы допалеозойского фундамента, для отдельных блоков которого установлен мезопротерозойский возраст циркона [1], тоже участвовали в гранитообразовании, но играли при этом второстепенную роль.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН (проект № 12-П-5-1024) и РФФИ (проект №12-05-000109-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконы и проблема докембрия в Главном гранитном поясе Урала (кожубаевский метаморфический комплекс) // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 3. С. 370–374.
2. Малахова Н.П., Бушляков И.Н. Органические остатки в метаморфических породах, вмещающих Варламовский массив (Южный Урал) // Ежегодник-1976. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 21–22.
3. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера. Миасс: УрО РАН, 1994. 250 с.
4. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 345 с.
5. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 4. С. 918–921.
6. Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G. et al. Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2002. V. 91. P. 3–19.
7. Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B. 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 // Tectonophys. 2000. V. 317. P. 93–108.