

**RB-SR И ЦИРКОНОВЫЙ U-Pb ВОЗРАСТ
КАМЕНСКОГО МИГМАТИТ-ПЛУТОНА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

**Г.Б. Ферштатер, Г.Ю. Шардакова, А.А. Краснобаев,
Е.С. Богомолов, Н.Г. Бережная**

В статье приводятся первые изотопные данные по возрасту Каменского гранодиорит-гранитного мигматит-плутона, расположенного в палеоконтинентальной зоне северо-западного островодужно-континентального мегаблока непосредственно южнее крупнейшего на Среднем Урале сложно устроенного Адуйского гранит-

ного батолита (рис. 1). По аналогии со сходным по составу пород и внутреннему строению Мурзинским массивом, для которого установлено как минимум два коровых магматических источника-протолита – протерозойского и палеозойского возраста [Montero et al., 2000; Краснобаев и др., 2005], можно предполагать подоб-

ную ситуацию и для Адуйского массива. В качестве палеозойского протолита, судя по геологическим данным, можно предполагать именно породы Каменского мигматит-плутона [Краснобаев и др., 2006].

Массив сложен тоналитами, гранодиоритами и гранитами, претерпевшими местами интенсивную мигматизацию. Зоны частичного плавления представлены полосчатыми и пятнистыми мигматитами, в которых лейкосома – это гранит или адамеллит, обычно бедный калием, а меланосома – породы, богатые роговой об-

манкой и биотитом. Из пород массива были отобраны образцы для Rb-Sr анализа валовых проб и цирконов с целью определения возраста.

Образцы анализировались в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева (два последних соавтора этой статьи являются сотрудниками этой организации). U-Pb анализы были выполнены на ионном микрозонде SHRIMP – по стандартной методике [Larionov et al., 2004 и ссылки в этой статье]. Ионные токи измерялись вторично-электронным умножителем (ВЭУ) в режиме сканирования по массам. Вещество образца ионизировалось потоком первичных O_2^- в эллиптической аналитической точке $\sim 25 \times 20$ мм, при ионном токе $-4,0 / -4,6$ нА. Разрешение по массе $M/\Delta M \geq 5000$ (на 254 аем) исключает изобарные наложения в анализируемом диапазоне масс.

Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 и Темога в оксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~ 100 Е слоем 99,999 % золота для элиминации негативного поверхностного заряда. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции (CL).

Для анализа предпочтительно выбирались области с низкой интенсивностью CL, без видимых трещин и включений. Золотое покрытие и возможное поверхностное загрязнение (Pb) удалялось 2-минутной процедурой «растривания» первичным пучком перед каждым анализом. Процедура анализа включает измерение следующих ионов со следующими временами интегрирования (сек.): $196(Zr_2O)$ – 2, $204Pb$ – 10, Фон (с. $204,2$ AMU) – 10, $206Pb$ – 7, $207Pb$ – 14, $208Pb$ – 7, $238U$ – 2, $248ThO$ – 2, и $254UO$ – 2. Ионы с массами $196(Zr_2O)$ и $254(UO)$ использовались для юстировки центра пика ионного тока в каждом масс-спектре. Для каждого анализа регистрировалось 4 масс-спектра. Аналитическая сессия начиналась и заканчивалась измерением стандартных цирконов 91500 и Темога. Каждый четвертый замер выполнялся на стандартном цирконе Темога.

Определения концентраций рубидия и стронция производились методом изотопного разбавления. Выделение стронция для изотопного анализа производилось путем катионообменной хроматографии на смоле марки AG50W-X8. Анализ Rb и Sr производился на

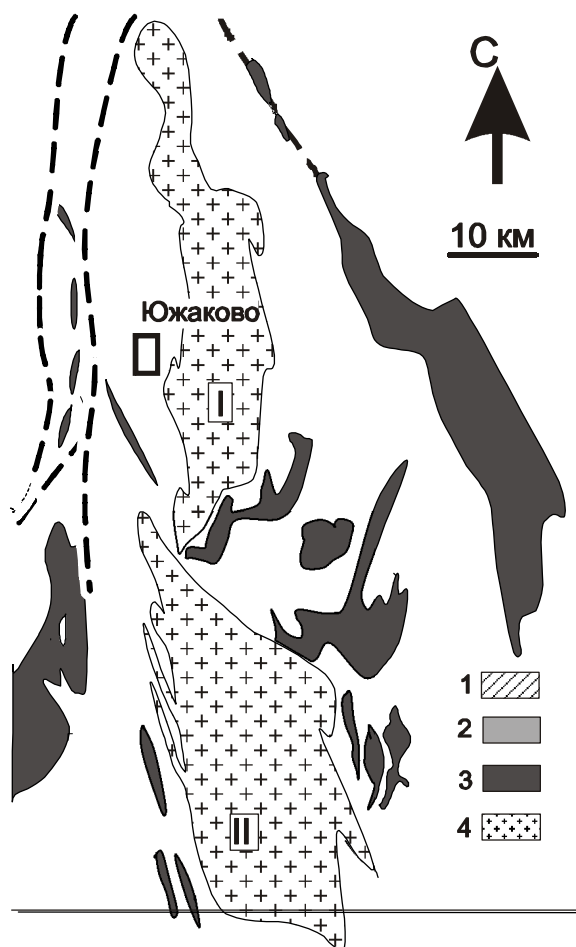


Рис. 1. Схема геологического строения северной части палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока.

1 – метаморфические породы палеопротерозойского возраста (>1600 млн лет); 2 – S-D вулканогенно-осадочные толщи; 3 – серпентиниты; 4 – гранодиориты, граниты, мигматиты Каменского массива; 5 – граниты главной фазы; 6 – граниты ватихского комплекса; 7 – адамеллиты и граниты малышевского комплекса.

Массивы: I – Мурзинский, II – Адуйский, III – Каменский.

Таблица 1

Содержания петрогенных (мас. %) элементов, Rb и Sr (г/г) в гранитоидах Каменского массива

№	1	2	3	4	5	6	7	8
	300*	311	319	316	312	330	309	302
SiO ₂	67,66	62,56	66,22	69,10	69,38	72,08	74,68	74,87
TiO ₂	0,44	0,74	0,49	0,33	0,29	0,34	0,19	0,14
Al ₂ O ₃	14,39	16,55	16,69	16,42	16,52	13,76	14,02	14,06
Fe ₂ O ₃	1,49	2,22	1,80	1,08	1,22	1,08	0,04	0,32
FeO	3,48	2,87	1,44	1,44	1,25	1,08	1,44	0,72
MnO	0,06	0,08	0,05	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02
MgO	1,52	2,53	1,52	1,26	1,14	1,03	0,70	0,70
CaO	2,85	3,50	2,59	2,60	2,08	2,05	1,11	0,90
Na ₂ O	5,45	6,16	5,68	5,68	5,03	4,93	4,26	4,50
K ₂ O	1,53	2,21	2,93	2,15	3,03	3,19	4,05	4,24
P ₂ O ₅	0,12	0,21	0,20	0,06	0,07	0,11	0,03	0,00
Сумма	98,99	99,63	99,61	100,15	100,05	99,69	100,54	100,47
Rb	77	28	45	49	61	58	52	202
Sr	364	695	466	483	400	448	203	245

Примечание. *1 (пр.300) – слабо деформированный гранодиорит, по которому определен U-Pb возраст циркона (см. табл. 2); 2-7 – гранитоиды из зоны мигматизации, вскрытой траншеей под 4-й энергоблок; 8 – гранит (1 км восточнее 4-го энергоблока).

Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

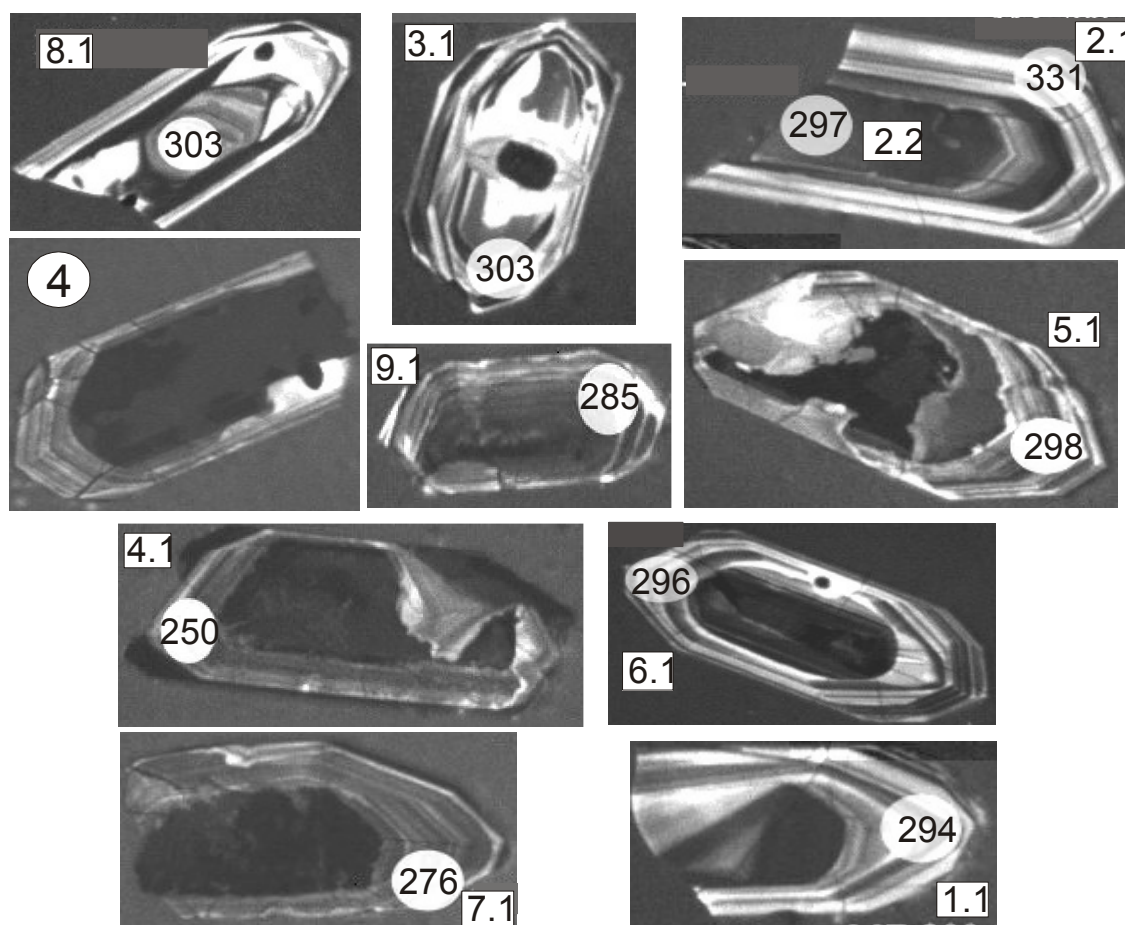


Рис. 2. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона из гранодиорита мз-300 Каменского массива.

Кружками обозначено положение кратера, диаметр которого составляет примерно 30 микрон; цифры внутри кружка – возраст, млн лет. Номера зерен те же, что в табл. 2. Пояснения – в тексте.

Таблица 2

Параметры для определения U-Pb возраста цирконов (пр. 300)

Номер зерна	U ppm	Th ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	епт согт
				возраст	возраст	возраст	возраст							
1.1	501	202	20,2	294,2	$\pm 2,8$	267	± 210	0,0516	0,99	0,332	9	0,04669	9,99	0,110
2.1	684	161	31,4	331	$\pm 3,7$	431	± 240	0,0555	1,2	0,403	11	0,05269	1,2	0,105
2.2	820	166	33,3	296,6	$\pm 2,2$	274	± 96	0,0518	0,77	0,336	4,3	0,04708	0,77	0,182
3.1	534	260	22,2	302,8	$\pm 2,9$	173	± 220	0,0495	0,97	0,329	9,3	0,0481	0,97	0,104
4.1	1563	567	54	250,3	$\pm 1,6$	-36	± 160	0,0454	0,64	0,248	6,7	0,03959	0,64	0,096
5.1	1036	413	42,3	297,9	± 2	298	± 110	0,0523	0,67	0,341	4,8	0,04729	0,67	0,138
6.1	370	131	15,1	295,9	$\pm 3,2$	215	± 220	0,0504	1,1	0,327	9,5	0,04697	1,1	0,116
7.1	1218	618	47	275,7	$\pm 2,3$	211	± 240	0,0503	0,84	0,303	10	0,04369	0,84	0,082
8.1	411	139	17,4	302,7	± 5	-546	± 840	0,037	1,7	0,246	31	0,04807	1,7	0,054
9.1	1082	382	44,1	285,8	$\pm 2,5$	113	± 310	0,0483	0,88	0,302	13	0,04533	0,88	0,066

Примечание. $^{206}\text{Pb}^*$ – радиогенный свинец.

девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование стронция выполнена при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$. Нормализованные отношения приводились к значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$ в международном изотопном стандарте NBS-987. Погрешность определения содержаний Rb и Sr составила 0,5 %. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb и 30 pg для Sr.

Циркон для определения возраста был выделен из слабо мигматизированного биотит-роговообманкового гранодиорита 300 (1 км восточнее строящегося 4 энергоблока Белоярской АЭС), анализ которого приведен в табл. 1.

Цирконы представляют собой полигенную популяцию, сформированную как минимум в три этапа, каждому из которых соответствует свой тип:

I – ранний, представленный реликтами, фрагментами зональных кристаллов, сохранившимися после растворения (рис. 2, зерна 8.1 и 3.1); весьма вероятно, что подобные реликты первичный циркон гранодиоритов;

II-III – этапы кристаллизации циркона, связанные с процессом мигматизации, частичного плавления и образования собственно гранитного расплава. II тип представлен зоной 2.2, а III – зоной 2.1 в том же зерне и краевыми зонами всех остальных кристаллов (см. рис. 2).

Судя по содержанию U и Th (табл. 2), можно говорить о прогрессивном усложнении

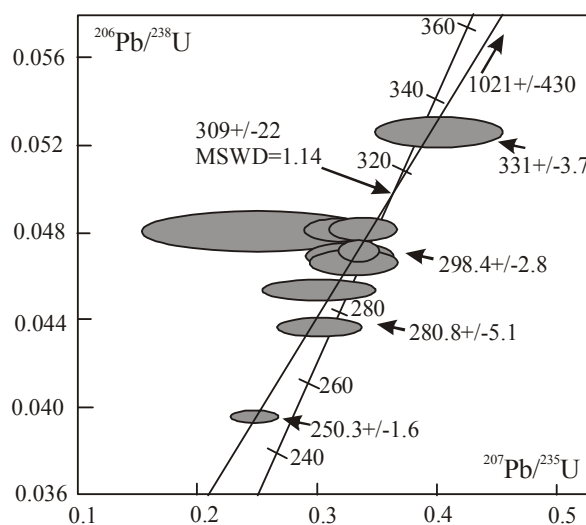


Рис. 3. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для зерен циркона из пробы мз-300 Каменского массива.

Содержание Rb и Sr и изотопные характеристики гранитоидов Каменского массива

Образец	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
302	185,8	227,6	2,3596	0,713402 \pm 9
309	57,39	225,6	0,7350	0,707569 \pm 8
311	49,83	790,9	0,1820	0,705141 \pm 5
312	55,10	464,2	0,3430	0,705825 \pm 6
316	59,41	501,4	0,3423	0,705833 \pm 7
319	59,03	503,7	0,3386	0,706048 \pm 8
330	58,10	409,3	0,4102	0,706134 \pm 9

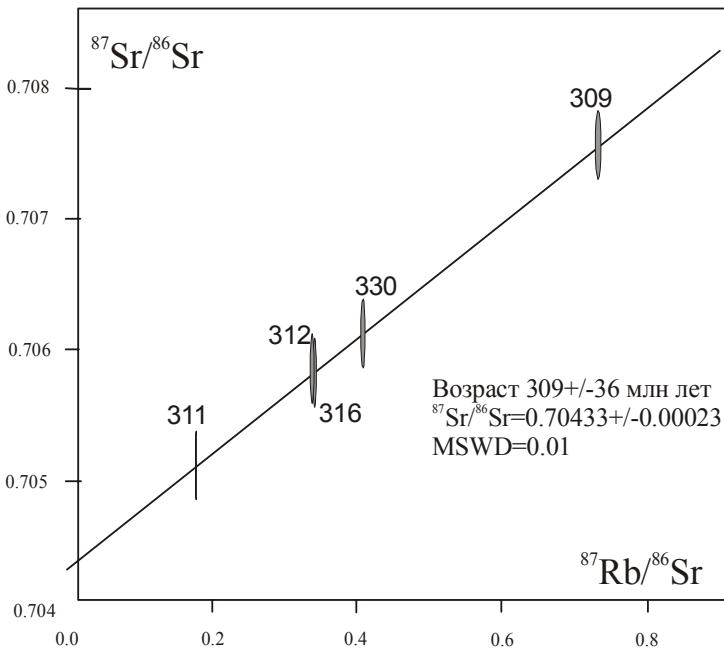
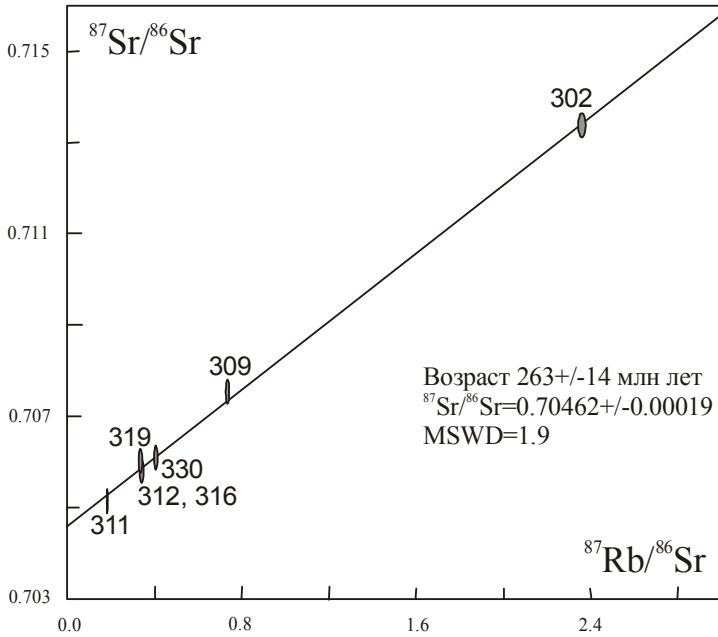


Рис. 4. Rb-Sr изохроны для пород Каменского массива.

Анализы пород приведены в табл. 1, результаты изотопных исследований – в табл. 3. Пояснения в тексте.

в кристаллах и зонах поздних генераций. При возрастании содержания урана от 370 до 1036 г/т значения возраста для большинства кристаллов (кроме зерна 2, зона 2-1) находятся вблизи 300 млн лет, что служит доказательством устойчивости этого параметра. В то же время последующее возрастание содержания U от 1082 до 1563 г/т сопровождается омоложением $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста от 280 до 250 млн лет, что скорее всего обусловлено миграцией радиогенных изотопов Pb на заключительных стадиях цирконообразования.

Специального обсуждения заслуживает кристалл 2 (см. рис. 2, табл. 2), в котором несомненно более поздняя генерация III (точка 2.1) оказывается более древней по сравнению с предыдущей II (точка 2.2). Можно предположить, что центральная точка 2.2. с возрастом 297 млн лет приурочена к плоскости, разделяющей отдельные зоны роста, с которыми совпадают микро-трещины, облегчающие миграцию радиогенного Pb. Наружная часть этого кристалла (2.1, возраст 331 млн лет), естественно, не может быть древнее его внутренней части и, следовательно, большее значение возраста можно объяснить лишь лучшей сохранностью изотопной системы.

Положение анализированных точек на диаграмме (рис. 3) подтверждает наличия названных выше трех этапов преобразования циркона в гранодиорите Каменского массива: с возрастом 330, 298 и

250 млн лет соответственно. Рассмотренный выше кристалл 2 свидетельствует о том, что редкие, наиболее хорошо сохранившиеся участки цирконовых зерен с возрастом 330 млн лет, возможно, отвечают времени формирования Каменского массива, тогда как наиболее распространенные значения возраста около 298 млн лет фиксируют главный этап мигматизации.

Образцы для Rb-Sr анализа (см. табл. 1, 3) отобраны из зоны мигматизации, вскрытой в выемках под 4 энергоблок Белоярской атомной станции. Исключение составляет гранит 302, взятый вблизи гранодиорита 300, и близкий по петрографическим особенностям и химическому составу к гранитам главной фазы Адуйского массива. Изохронный Rb-Sr возраст по всем семи проанализированным пробам составляет 263 ± 14 млн лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70462 \pm 0,00019$ (рис. 4), что примерно соответствует изотопному возрасту гранитов Адуйского массива [Ферштатер, Гердес, Смирнов, 2003; Попов и др., 2003]. Однако, если более строго подойти к отбору точек и ограничиться зоной мигматизации то значение изохронного Rb-Sr возраста (без точки 302) составит 309 ± 36 млн лет при первичном $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70433 \pm 0,00023$. Это значение возраста, по-видимому, представляет собой результат смешения первичных и вновь приобретенных во время мигматизации изотопных характеристик. Длительность процесса мигматизации составляет как минимум 10 млн лет. За это время была сформирована главная масса гранитного расплава, образовавшего восточную часть Адуйского массива, граниты которого содержат сложную полихронную популяцию цирконов с возрастом около 290 млн лет [Краснобаев и др., 2006].

Таким образом, можно говорить о том, что полученный цирконовый и Rb-Sr (по породе в целом) возраст пород Каменского массива в их современном виде составляет 298-309 млн лет и отражает процесс мигматизации (частичного плавления), продукты которого зафиксированы как в самом Каменском массиве (в виде большей части гранитов), так и в крупном Адуйском гранитном массиве.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64079), Президентской программы поддержки научных школ НШ-4210.2006.5, а также Программ отделения наук о Земле РАН (проект № 7 программы «Геодинамика и механизм деформации литосферы» и проект № 8 программы «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах»).

Список литературы

Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 407-410.

Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского батолита (Средний Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 2. С. 244-249.

Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий В.Б. Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2003. № 4. С. 3-18.

Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 146-150.

Шардакова Г.Ю. Геохимия гранитоидов Каменского массива // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 137-143.

Larionov A. N., Andreichiev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Gee, D. G. & Pease, V. L. (eds) 2004. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 30. P. 69-74.

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. V. 317 (1-2). P. 93-108.