

УДК 550.93 (470.5)

НОВЫЕ U–Pb-ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНАМ ПЛАГИОГРАНИТОВ КЫТЛЫМСКОГО МАССИВА: ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ПОЗДНИХ СОБЫТИЙ В ИСТОРИИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

© 2005 г. А. А. Ефимов, Ю. Л. Ронкин, С. Зиндерн, У. Крамм, О. П. Лепихина, О. Ю. Попова

Представлено академиком В.А. Коротеевым 03.02.2005 г.

Поступило 17.02.2005 г.

В последние годы в изотопном датировании пород и минералов Платиноносного пояса Урала имеются определенные успехи. Для горнблендитов Качканарского массива K–Ar-методом по флогопиту и роговой обманке получен возрастной интервал 415–432 млн. лет [6], для габбро-норита из Чистопского массива Sm–Nd-изохронным методом – 419–12 млн. лет, для циркона из габбро-норита Кумбинского массива U–Pb-методом – 428 ± 7 млн. лет [10]. Для единичных цирконов из дунита Кытлымского массива получены возрастные кластеры в диапазоне 315–1802 и 333–2838 млн. лет [9]. И наконец, по валовым составам обогащенных калием тылаитов, описанных для Кытлымского массива [3], получена Rb–Sr-эрохрона 340 ± 22 млн. лет [8]. Приводимые ниже новые данные, полученные авторами U–Pb-методом по цирконам из плагиогранитов того же Кытлымского массива, представляют особый интерес, поскольку известно, что плагиограниты прорывают все структурно-вещественные комплексы Пояса, в том числе аповулканические гранулиты (“роговики”), и, следовательно, моложе их всех. Эпоха растяжения и гидратации (водного метаморфизма амфиболитовой ступени) с синхронным гранитоидным магматизмом – последнее крупное событие в истории предполагаемой глубинной зоны, в которой происходило формирование Пояса как единого целого [1].

В Кытлымском массиве плагиограниты слагают крупную интрузию (рис. 1), заполняющую тектонический разрыв между тремя структурными блоками – Серебрянским, Валенторским и Сухогорским [3]. Это монолитное тело с прихотливыми внешними границами, в котором обычны зоны, насыщенные ксенолитами вмещающих пироксенитов и габбро. Жильные плагиограниты и продукты их

десиликации – жильные плагиоклазиты (“плагиоаплиты” Л. Дюпарка) известны во многих других пунктах массива. В Качканарском и Тагильском массивах известны плагиоклазитовые штокверки, образовавшиеся при десиликации плагиогранитного протолита в пироксенит-габбровой матрице, по времени и причинно связанной с водным метаморфизмом последней [2, 4].

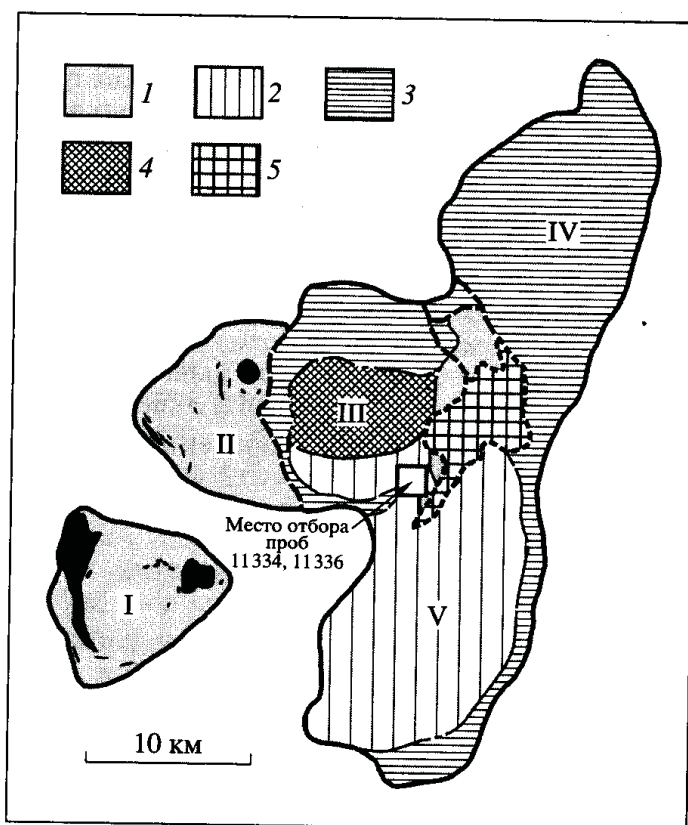


Рис. 1. Структурная схема Кытлымского массива с указанием места отбора изученных образцов. 1 – расчлененный дунит-пироксенит-тылаитовый комплекс (“горячий меланж”; черное – дунитовые тела); 2 – комплекс анортит-оливиновых габбро; 3 – габбро-норитовый комплекс; 4 – комплекс роговообманковых габбро серебрянского типа; 5 – интрузия плагиогранитов. I–V – структурные блоки массива, соответственно – Косьюинский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский, Валенторский и Сухогорский.

Образцы плагиогранитов для изотопного датирования отобраны из малой интрузии – дайкообразного тела размерами приблизительно 200 × 50 м, слагающего скальные выходы среди роговообманковых габбро в 2.3 км к северо-западу от устья р. Серебрянки. Плагиограниты выполняют полости растяжения в габбро и содержат ксенолиты последнего. Контакты с габбро резкие, ровные и обычно прямолинейные, однако явно “сваренные”, без признаков физической прерывности. Признаков закалки нет, почему можно считать, что плагиогранитная магма внедрялась в твердую, но горячую матрицу и кристаллизовалась в ней, скорее всего, при температурах около 700°C, т.е. в *PT*-условиях образования вмещающих габбро, которые являются, в строгом фациальном смысле, габброподобными амфиболитами и близки по составу к типичному продукту эпохи гидратации – так называемым серебрянским габбро (роговая обманка, равновесный с нею низкотемпературный клинопироксен фассаитового типа, плагиоклаз, сидеронитовый магнетит, иногда примесь апатита). В отличие от последних (анортитовых) они содержат более кислый плагиоклаз. Наблюдаются проявления метаморфизма зеленосланцевого уровня (грануляция амфиболовых скоплений, появление актинолита, хлорита, эпидота, сфена) и деформаций того же уровня. В общем эти породы близки к черноисточинским гранитизированным габбро, вмещающим десилицированный плагиогранитный штокверк [2]. Плагиограниты – однообразные ультраейкократовые породы, часто затронутые катаклизом – от очень слабого, едва ощутимого, до сильного. Совершенно не деформированные разности редки. Первичный плагиоклаз An_{20} – An_{25} образует идиоморфные выделения без ясно выраженной зональности; при катаклазе они приобретают “окатанную” форму и цементируются мелкозернистой существенно кварцевой флюидальной массой, в которой вторичные фемические минералы – актинолит, хлорит, эпидот, стильпно-мелан – группируются в цепочки и слойки. Остается довольно неясным, какой первичный фемический минерал присутствовал в плагио-гранитах: роговая обманка в шлифах не наблюдалась; возможно, присутствовал первичный биотит, но в очень малых количествах – породы бедны калием (табл. 1).

Состав плагиоклаза (обычно лабрадор) и наличие нормативного кварца наводят на мысль, что метаморфизм “первичных” (с безводным парагенезисом, скорее всего оливин-анортитовых) габбро сопровождался слабой гранитизацией с привнесением Na и Si, а плагиограниты внедрились с некоторым запозданием относительно метаморфизма и гранитизации, но еще в *PT*-условиях метаморфизма. Отсутствие признаков химического обмена между контрастными породами (табл. 1, рис. 2) говорит о том, что в этот момент не было

Таблица 1. Химический и нормативный состав плагиогранитов и вмещающих габбро, мас. %

Компонент	Плагиограниты		Габбро	
	обр. 11334	обр. 11336	обр. 11334	обр. 11336
SiO ₂	70.72	79.97	49.72	44.84
TiO ₂	0.246	0.077	0.883	1.019
Al ₂ O ₃	14.82	14.45	14.89	17.58
Fe ₂ O ₃	3.86	2.03	13.79	14.37
MnO	0.035	0.013	0.236	0.219
MgO	1.11	0.310	5.01	5.83
CaO	3.38	3.05	9.50	11.29
Na ₂ O	5.13	4.96	2.46	1.57
K ₂ O	0.11	0.10	0.73	0.47
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.58	0.59
П.п.п.	0.52	0.14	1.31	0.69
Сумма	99.79	98.13	99.11	99.10
Sr, г/т	629	500	651	890
Нормативный состав				
Fsp	61.36	59.47	54.40	57.22
Qu	31.42	37.46	7.62	1.89
Срх	0.00	0.00	13.94	13.67
Орх	4.01	1.13	11.51	14.59
Tmt	3.14	1.89	11.16	11.68
Pl _N	26.39	25.12	55.41	73.72
f	62.85	76.90	58.62	55.87

Примечание. Fe₂O₃ – суммарное железо. Нормативный состав: Fsp, Qu, Срх, Орх, Tmt – соответственно сумма полевых шпатов, кварц, клино- и ортопироксен, сумма ильменита и магнетита, мас. %; Pl_N – нормативный плагиоклаз, мол. % An; f – железистость, ат. %.

большой водонасыщенности; возможно, весь флюид был уже израсходован при гидратации габбро. Пластической деформации также не было, но позднее, когда система габбро + жилы охладилась до температур около 500°C и ниже, проявились сколовые напряжения и слабый метаморфизм зеленосланцевой ступени. Катаклиз и пластическая деформация наиболее заметны в плагиогранитах, видимо, вследствие разницы в реологических свойствах пород при данной температуре. Таким образом, плагиогранитная интрузия, почти одновременная с метаморфизмом амфиболитовой ступени, после затвердевания магмы испытала вместе с габбровой матрицей деформацию и диафторез зеленосланцевой ступени. Морфология жильных внедрений при этом не претерпела видимых изменений.

Для изотопных исследований использованы два образца плагиогранитов. В обр. 11334, взятом из большого тела, наблюдаются следы катаклаза

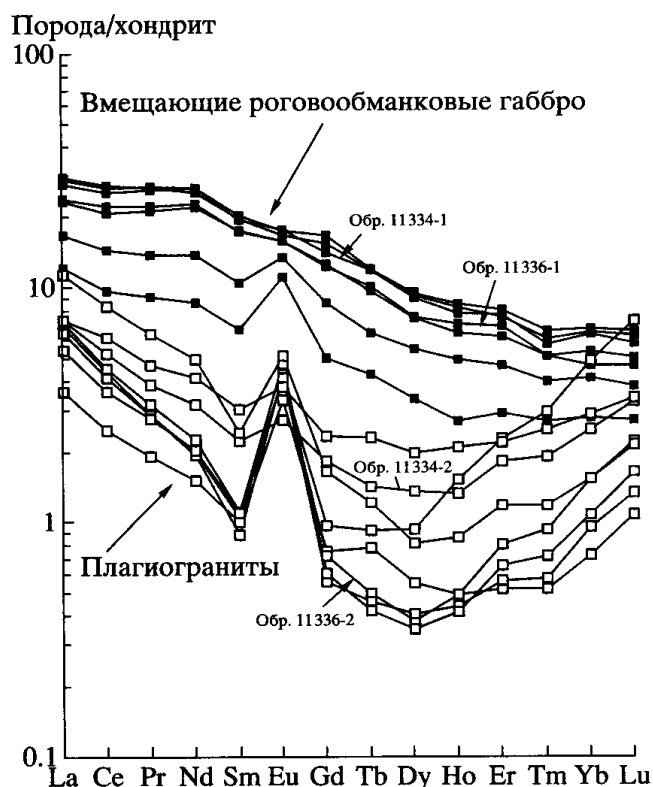


Рис. 2. Спектры элементов группы редких земель в породах изученного местонахождения; выделены две группы – вмещающие клинопироксен-роговообманковые габбро и прорывающие их плагииграниты.

и пластического течения, в плагииграните выраженные гораздо отчетливее, чем в габбро, – он превращен в грубо-, а местами в тонкополосчатую породу, в которой светлые плагиигранитовые порфирокласты облекаются существенно кварцевой массой. Обр. 11336 взят из малоомощной (около 0.5 м) плагиигранитной жилы. Во вмещающих ее габбро катаклаза не наблюдается, вторичные изменения слабы; плагиигранит слабо катаклазирован. Аксессуарный циркон выделен традиционными методами. Для анализа были отобраны единичные прозрачные кристаллы с минимальным количеством включений (рис. 3). Перед масс-спектрометрическим анализом отобранные индивиды подвергались процедуре аэробразии в среде пиритового концентрата. U–Pb датирование единичных кристаллов и их фрагментов было выполнено методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ путем одновременного разложения нескольких кристаллов в тefлоновой капсуле и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U.

Капсула представляла собой цилиндр с шестью отверстиями по периферии, в которые помещались цирконы. Для разложения использовалось около 100 мкл 24M HF, загружаемых в отверстие по центру капсулы. Для ускорения процесса разло-

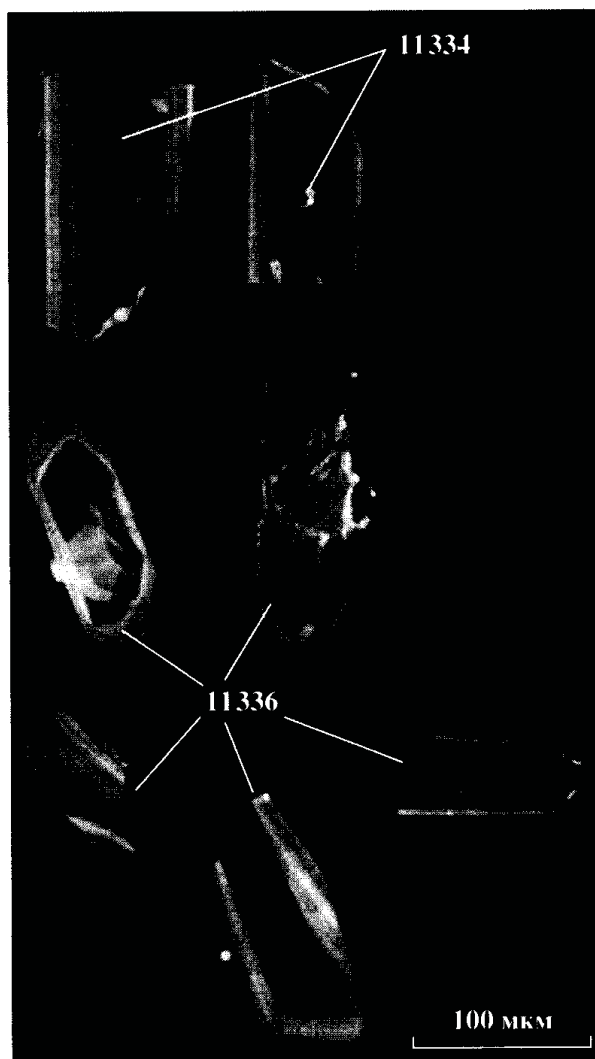


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения проанализированных цирконов, полученные SEM “CamScan MX2500” с системой CLI/QUA2 Bentham.

жения в каждое отверстие, содержащее индивидуальное зерно циркона, добавлялось около 3 мкл 24M HF. Далее капсула закладывалась в кожух из нержавеющей стали и подвергалась нагреву в автоклаве до 180°C в течение суток или более до полного разложения. После остывания до комнатной температуры в каждое из шести отверстий добавлялось 3 мкл 6M HCl и $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ -трассер, а в центральное отверстие – 100 мкл 6M HCl. Далее смеси вновь гомогенизировались путем нагрева до 180°C в течение 12 ч. Специальный опыт позволил оценить фактор взаимной контаминации шести кристаллов во время разложения менее чем в 1%, что представляется незначимым для конечных результатов.

После гомогенизации образец (без хроматографического разделения) наносился на рениевую ленту ионного источника мультиколлекторного масс-спектрометра “Finnigan MAT262” в смеси силикогеля и 2 мкл раствора, содержащего

90% 6N HCl и 10% 0.1N H₃PO₄. Pb определялся при 1200–1380°C, а U – при 1400–1500°C. Измерения велись в основном с помощью SEM, который был предварительно откалиброван по процедуре, подобной описанной в [11]. Максимальный 2σ_{max} уровень погрешностей для отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb и ²³³Pb/²³⁸U определялся значениями 3.0, 0.05 и 0.1% соответственно. Конечные результаты были исправлены на изотопное фракционирование (0.11 ± 0.02/amu), холостой (<10 пг) и общий свинец по двухстадийной модели [12].

Графики в координатах ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U (рис. 4) демонстрируют локализацию полученных данных около конкордии. Калькуляция полученных U–Pb-данных для цирконов, выделенных из плагиогранитов 11334 и 11336, выполненная с помощью программы Isoplot ver. 2.49, определяет раннесилурийский U–Pb-возраст плагиогранитов 415 ± 10 и 416.6 ± 1.6 млн. лет (при 95%-ном доверительном уровне) соответственно. В рамках обозначенных погрешностей оба возраста практически перекрываются.

Большая часть цитированных выше силурийских датировок, полученных K–Ar-, Sm–Nd- и U–Pb-методами, находится в некотором соответствии с полученными нами величинами, однако Rb–Sr-валовая эррохрона [8] для тылаитов Косьвинского Камня (340 ± 22 млн. лет) вносит в эту картину явный диссонанс. Некоторые методические моменты несколько снижают доверие к полученным результатам: а) сомнительна корректность применения Rb–Sr-метода к валовым составам, демонстрирующим “растяжку” по оси ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr всего лишь 0.129; б) отношение ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr получено не изотопным разбавлением с окончанием на прецизионном магнитном масс-анализаторе, а с применением ICP-MS квадрупольного анализатора; в) рекалькуляция приводимых в статье Rb–Sr-данных с указанными 2σ погрешностями отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 0.003% определяет иные параметры, нежели приводимые в публикации: погрешность возраста ±13 млн. лет (в статье 22 млн. лет), погрешность первичного отношения ±0.000015 (в статье 0.00024), СКВО = 1.4 (в статье 4.3). По надежным геологическим данным, эти химически своеобразные породы входят в структуру расслоенной серии горячих тектонитов (“горячего меланжа”), слагающей монолитный блок Косьвинского Камня. Магматическая природа обнаруженных в них Е.В. Пушкаревым [7] ортоклаз-нефелиновых симплектитов (“псевдолейцита”) сомнительна [5]. Полученная величина, из которой авторы делают далеко идущие выводы, могла бы иметь очень важное геологическое значение, если бы не находилась в резком противоречии с фундаментальным фактом прорывания плагиогранитами всех структурно-вещественных комплексов Платиноносного пояса.

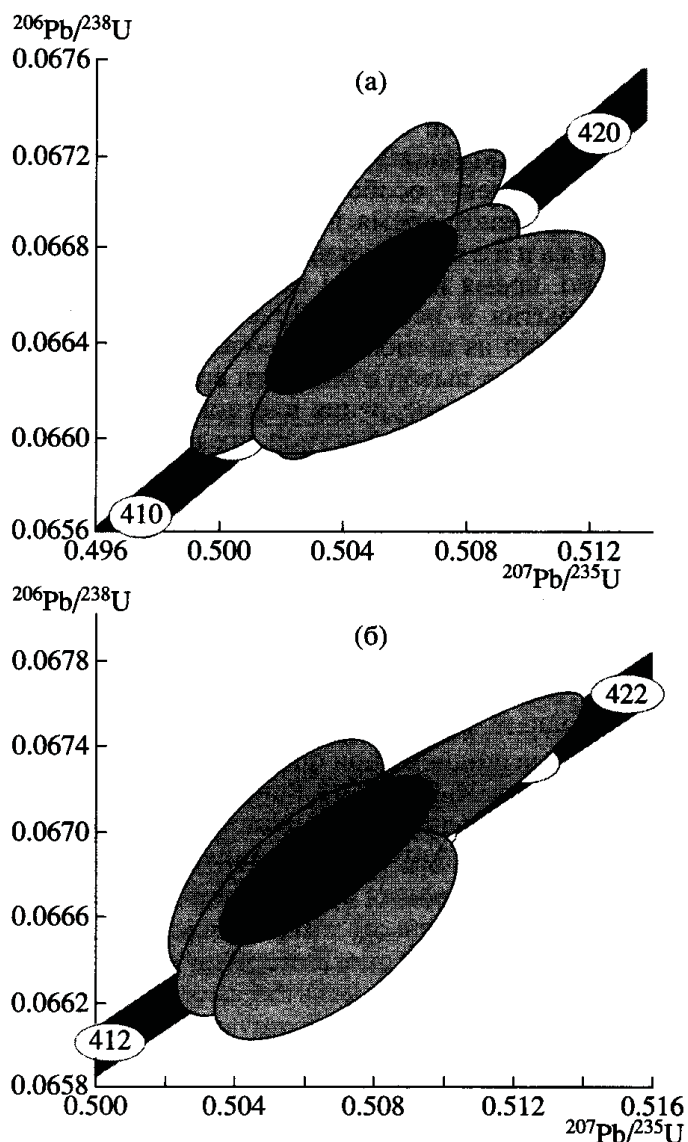


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов, выделенных из плагиогранита 11334 (а) и плагиогранита 11336 (б). а – T = 415 ± 10 млн. лет (уровень погрешности 2σ), СКВО = 1.6, вероятность 0.20; б – T = 416.6 ± 1.6 млн. лет (95%-ный доверительный уровень), СКВО = 5.0, вероятность 0.026.

U–Pb-данные, полученные по единичным цирконам, выделенным из 150-килограммовой пробы дунита [9], еще более усложняют картину. Полученные авторами для четырех морфологических групп цирконов возрастными кластерами в диапазоне 315–1802 млн. лет (SIMS, “Cameca 1270”) и 333–2838 млн. лет (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb stepwise evaporation) вызывают затруднения в интерпретации данных в сравнении с имеющимися и вновь полученными. Смущает наличие всего трех величин U–Pb-возраста 400 ± 16, 432 ± 18, 435 ± 18 млн. лет, полученных SIMS, а для ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb stepwise evaporation возрастов вообще характерно отсутствие силурийских значений. Кажется странным, что силурийский возраст, глобально фиксируемый тремя

методами (в том числе и U–Pb по цирконам [10]), не был зафиксирован U–Pb-системой цирконов, выделенных из дунита, более представительно.

Перечисленные противоречия заслуживают серьезного внимания. В этом смысле новые U–Pb-данные имеют особое значение: они определенно отражают время внедрения и кристаллизации и плагиогранитной магмы и, следовательно, время наиболее позднего магматического события в истории Пояса; подтверждают вытекающий из имеющихся геологических и изотопных данных вывод о близости времени водного метаморфизма и внедрения плагиогранитов; дают надежный верхний возрастной предел (около 420 млн. лет) для всех без исключения структурно-вещественных, в том числе рудоносных, комплексов Пояса, вместе с тем подчеркивают, что вопрос о времени генерации каждого из них остается открытым; и, наконец, дают некоторые указания на время существования предполагаемой зоны [1], из глубин которой в образовавшуюся при горячей аккреции структуру Пояса проникли водный флюид и гранитоидные выплавки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04–05–96078 РФФИ-Урал) и в кооперации с Институтом минералогии Технического университета Аахена (Германия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А.А. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
2. Ефимов А.А. // Литосфера. 2003. № 3. С. 41–62.
3. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
4. Ефимов А.А., Потапова Т.А. // Регион. геология и металлогения. 2002. № 15. С. 45–57.
5. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Ежегодник-1999: Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 294–296.
6. Иванов О.К., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.
7. Пушкарев Е.В. В кн.: Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: Материалы II Всероссийского петрографического совещания, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. 3. С. 294–297.
8. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. // ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373–375.
9. Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. // Terra Nova. 2000. V. 13. P. 1–7.
10. Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. // Terra Nova. 1997. V. 9. Abstr. Suppl. № 1. P. 122.
11. Roddick J.C., Loveridge W.D., Parrish R.R. // Chem. Geol. 1987. V. 66. P. 111–121.
12. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.