

УДК 550.93+552.321.6 (470.5)

О ВЕРХНЕЙ ВОЗРАСТНОЙ ГРАНИЦЕ ФОРМИРОВАНИЯ ДУНИТОВ ВОСТОЧНО-ХАБАРНИНСКОГО ГАББРО-УЛЬТРАМАФИТОВОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ПО ДАННЫМ U–Pb-ВОЗРАСТА ЦИРКОНОВ ИЗ ЖИЛЬНЫХ ГОРНБЛЕНДИТОВ

© 2011 г. И. А. Готтман, Е. В. Пушкарев, Н. М. Кудряшов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 23.12.2010 г.

Поступило 14.12.2010 г.

Восточно-хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый комплекс (ВХК) по набору пород, петрохимическим и геохимическим особенностям сопоставляется с габбро-гипербазитовыми комплексами Платиноносного пояса Урала, Корякии, Юго-Восточной Аляски и др. [1]. Считается, что формирование подобных комплексов происходит в конвергентных геотектонических обстановках островодужных областей, в зонах перехода океан–континент, хотя аналогичные образования известны и на платформах [2–4]. До недавнего времени представления о возрасте формирования таких комплексов основывались на палеонтологических и геохронологических данных, полученных по вмещающим породам, с которыми массивы имеют тектонические контакты.

В последнее время проведены многочисленные изотопно-геохронологические исследования, позволившие получить информацию о возрасте ультраосновных пород и габброидов, непосредственно формирующих комплексы урало-алаянского типа [5, 7–9 и др.]. Эти данные оказались неоднозначными и пока приводят лишь к усложнению общей картины. Например, на Урале возраст пород, входящих в структуру дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса, полученный разными авторами и методами, охватывает интервал от венда до позднего палеозоя, а возраст цирконов из этих пород — от архея до мезозоя. Наиболее дискуссионным остается вопрос о времени образования дунитов, так как эти породы все еще трудно датировать прямыми изотопными методами и вся информация об их возрасте получена при изотопном U–Pb-

изучении извлеченных из них цирконов. Как правило, дуниты содержат несколько популяций цирконов с различными геохимическими характеристиками и возрастом [5–9]. Природа цирконов в дунитах является самостоятельной минералогическо-геохимической проблемой и здесь не рассматривается, а оценка возраста образования дунитов по возрасту цирконов все еще во многом зависит от научных предпочтений авторов.

Верхний возрастной предел формирования дунитов может быть определен по возрасту жильных пород, секущих ультрамафиты и генетически связанных с ними. К таким породам относятся мелкозернистые жильные горнблендиты (иситы), которые образуют многочисленные дайки и тела эруптивных брекчий в дунитах и реже в клинопироксенитах. Жильные горнблендиты никогда не выходят за пределы ультраосновных тел, обладают минералогическими и петрогеохимическими особенностями, указывающими на их генетическое родство с ультрамафитами. Жильные горнблендиты рассматриваются как своеобразные пегматиты основного состава, завершающие становление дунит-клинопироксенитовых серий [10].

Изученные нами горнблендиты образуют многочисленные дайки мощностью до нескольких метров и протяженностью до 100 и более метров, секущие дуниты и связанные с ними хромититы восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбрового комплекса на Южном Урале (рис. 1) [11]. Дайки сгруппированы в рои и формируют обширные жильные поля. Контакты даек с дунитами и рудами резкие. В контакте с ультрамафитами горнблендиты имеют мелкозернистую структуру, а в центре тел среднезернистую, более раскристаллизованную. Некоторые дайки содержат ксенолиты дунитов и хромититов, размером от нескольких миллиметров до полуметра. Количество ксенолитов иногда достигает 30–40 об. %, и в этом случае породы представля-

*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург*

*Геологический институт Кольского научного центра
Российской Академии наук, Апатиты Мурманской обл.*

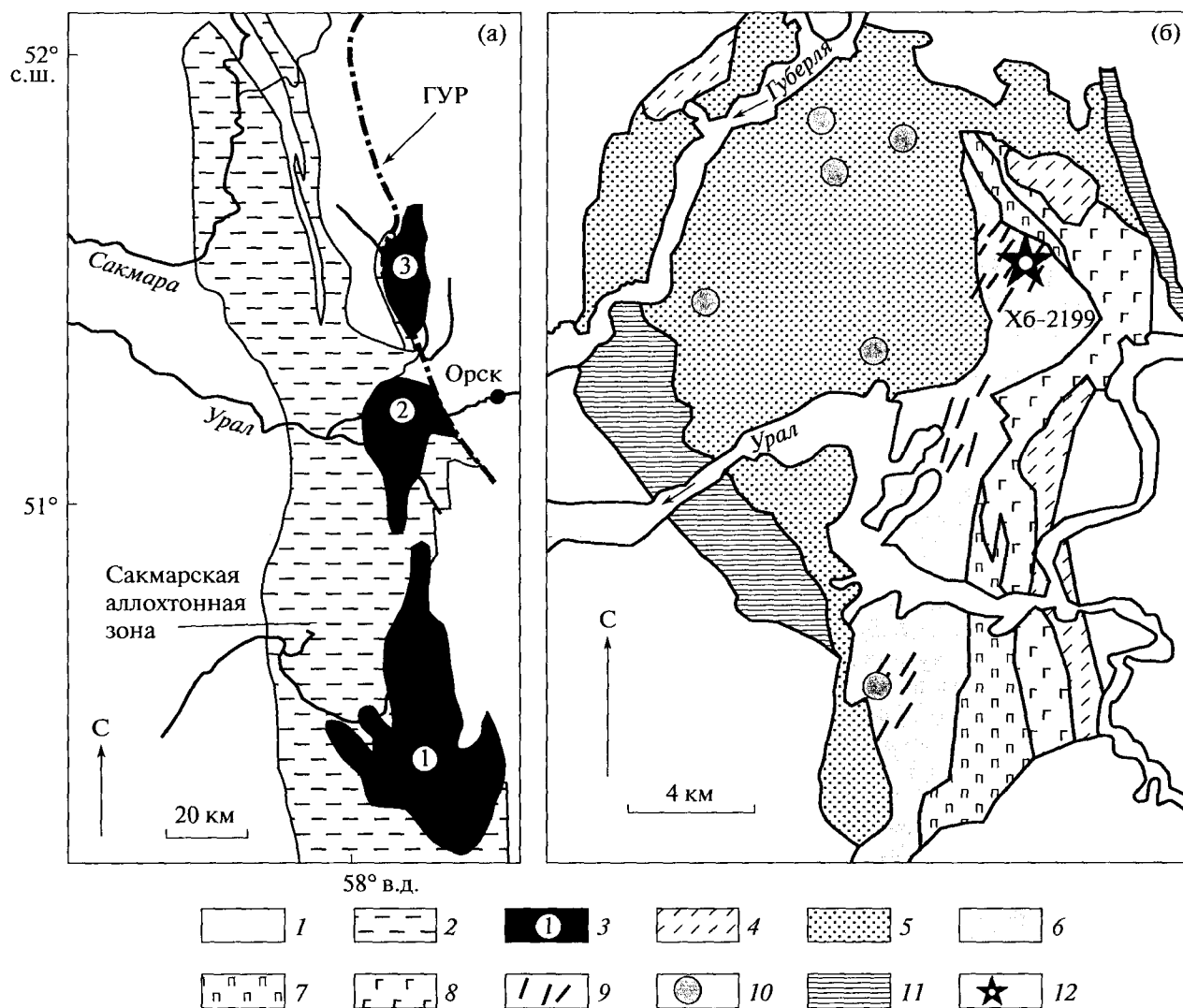


Рис. 1. Положение крупных ультрамафит-мафитовых аллохтонов в структуре Сакмарской зоны Южного Урала (а) и схема геологического строения Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона [1] (б). 1 – палеозойские вмещающие породы параавтохтона, 2 – комплексы Сакмарской аллохтонной зоны, 3 – ультрамафит-мафитовые аллохтоны: 1 – Кемпирсайский, 2 – Хабаровинский, 3 – Халиловский; 4 – метаморфические породы основания Хабаровинского аллохтона; 5 – офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс; 6–9 – восточно-хабарнинский комплекс (ВХК): 6 – дуниты, 7 – клинопироксениты и вебстериты, 8 – габбро-нориты, 9 – рои горнблендитовых даек, секущих дуниты ВХК; 10 – кольцевые клинопироксенит-габбро-гранитоидные интрузивы молостовского комплекса, прорывающие породы офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса; 11 – аккермановский верлит-габбро-плагиигранитный комплекс; 12 – положение датированной дайки горнблендитов.

ют собой эруптивные брекчии с горнблендитовым цементом [11].

Цирконы обнаружены в шлифах среднезернистых горнблендитов центральной части дайки мощностью около 1 м, секущей дуниты ВХК в районе хромитового месторождения Карьер 9, расположенного в 4 км к северо-западу от пос. Хабаровый. Химический состав горнблендитов (среднее из двух определений), мас. %: SiO_2 40.39, TiO_2 1.32, Al_2O_3 8.53, Fe_2O_3 10.46, FeO 5.38, MnO 0.25, MgO 16.11, CaO 10.67, Na_2O 1.46, K_2O 0.88, п.п.п. 4.07. Для изотопных исследований из про-

бы весом около 10 кг по стандартной методике (дробление, отмучивание, магнитная сепарация, разделение в тяжелых жидкостях, ручная разборка) выделено несколько сотен зерен цирконов. Цирконы представляют собой идиоморфные кристаллы призматического облика, размером 150–400 мкм, с коэффициентом удлинения 2–3, полупрозрачные или непрозрачные. Цвет изменяется от красновато-коричневого и чайного до бесцветного.

При наблюдении в катодных лучах и в режиме обратнорассеянных электронов видно, что цирконы имеют широкое однородное идиоморфное

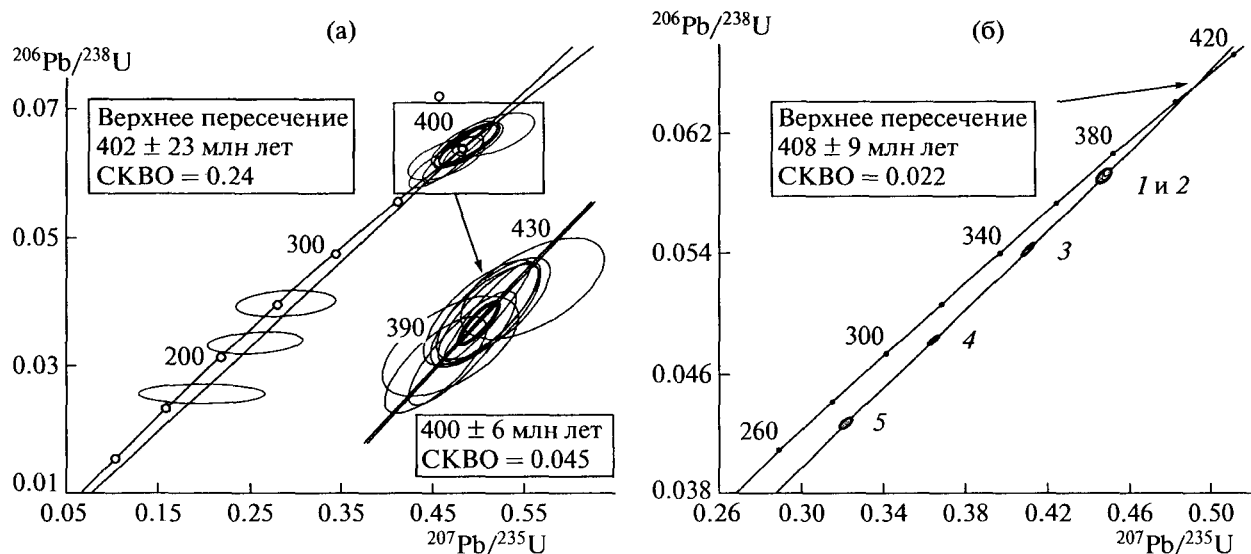


Рис. 2. U–Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из жильных горнблендитов восточно-хабарнинского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: по данным SHRIMP-II (а) и ID-TIMS (б). 1–5 – номера фракций цирконов, см. табл. 2.

ядро, которое обрастает по краям зональной каймой. Эта кайма, в свою очередь, обрастает и замещается нелюминесцирующим цирконом с высоким содержанием урана. Цирконы содержат включения силикатных минералов. Зерна цирконов пронизаны сетью тонких трещин, при этом целостность кристаллов не нарушается. Отмечаются также признаки поверхностной регенерации граней дипирамиды.

U–Pb-датирование цирконов осуществлялось с использованием ионного микроанализатора

SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ под руководством С.А. Сергеева по стандартной методике и классическим термоионизационным методом на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) под руководством Т.Б. Баяновой.

На ионном микроанализаторе проанализировано двенадцать точек в семи зернах цирконов (семь измерений центральных частей зерен и пять – краевых). Девять определений пересчитываются на конкордантный возраст 400 ± 6 млн лет (СКВО

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из горнблендитов, по данным SHRIMP-II, проба Х6-2199

Точка ана- лиза	²⁰⁶ Pb _c , %	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th ²³⁸ U	Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, млн лет	Изотопные отношения							
		г/г		²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb ± %			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± %					
1.1	—	1081	474	59.8	0.45	402 ± 8.3	1553	2.1	0.0541	1.6	0.487	2.8	0.0644	2.1
2.1	—	1163	683	64.5	0.61	403 ± 8.3	15.48	2.1	0.0549	1.5	0.489	2.6	0.0646	2.1
2.2	6.45	2654	2361	97.2	0.92	251 ± 5.3	23.45	2.1	0.1042	0.92	0.287	7.7	0.0398	2.1
3.1	—	1303	922	69.8	0.73	389 ± 9.3	16.05	2.5	0.0549	1.5	0.473	2.9	0.0623	2.5
3.2	18.67	3159	4672	87.0	1.53	164 ± 3.8	31.20	2.1	0.2068	0.77	0.198	14.0	0.0258	2.3
4.1	0.09	1089	357	60.8	0.34	405 ± 8.3	15.39	2.1	0.0557	1.8	0.492	2.9	0.0649	2.1
4.2	7.63	2863	3046	90.2	1.10	214 ± 4.5	27.25	2.1	0.1160	0.9	0.254	8.3	0.0338	2.1
5.1	0.31	553	166	29.7	0.31	390 ± 8.2	15.96	2.2	0.0566	2.2	0.465	3.7	0.0624	2.2
6.1	0.01	638	225	35.4	0.36	403 ± 8.5	15.47	2.2	0.0544	2.0	0.484	3.0	0.0647	2.2
6.2	0.02	4808	5087	267.0	1.09	404 ± 8	15.45	2.1	0.0549	0.73	0.488	2.2	0.0647	2.1
7.1	—	838	437	44.0	0.54	383 ± 7.9	16.34	2.1	0.0538	1.8	0.456	2.8	0.0612	2.1
7.2	0.00	7985	4150	454.0	0.54	413 ± 8.2	15.10	2.1	0.0566	2.9	0.516	3.5	0.0662	2.1

Примечание. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец соответственно, коррекция Pb_c по измеренному ^{204}Pb .

Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов из горнблендитов по данным ID-TIMS, проба Х6-2199

№ п/п	Фракция, мкм	Pb	U	Изотопные отношения		
		мкг/г		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$
1	+100	49.3	778	1882	0.0625 ± 15	0.1650 ± 7
2	–100 + 75	44.1	693	1381	0.0652 ± 7	0.1705 ± 2
3	+75	52.5	893	1864	0.0625 ± 4	0.1817 ± 1
4	–75 + 50	24.4	453	812	0.0726 ± 4	0.1907 ± 1
5	–50	11.5	253	1792	0.0628 ± 5	0.1612 ± 1

№ п/п	Фракция, мкм	Изотопные отношения		R	Возраст, млн лет		
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	+100	0.05937 ± 30	0.4496 ± 22	0.51	371 ± 1.9	377 ± 2.6	408 ± 16
2	–100 + 75	0.05937 ± 38	0.4492 ± 40	0.87	371 ± 2.6	376 ± 3.0	407 ± 11
3	+75	0.05455 ± 27	0.4129 ± 25	0.90	342 ± 1.7	350 ± 2.1	407 ± 6
4	–75 + 50	0.04856 ± 24	0.3674 ± 22	0.92	305 ± 1.5	317 ± 1.9	407 ± 5
5	–50	0.04306 ± 17	0.3258 ± 23	0.55	271 ± 1.1	286 ± 2.0	407 ± 15

Примечание. Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели Стейси–Краммерса [15]. Погрешности приведены на уровне 2σ и соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

= 0.045) (рис. 2а, табл. 1). Три зерна, возраст центральных ядер которых близок к 400 млн лет, имеют каймы с дискордантными значениями, равными 252, 214, 165 млн лет соответственно. Они характеризуются высокими содержаниями урана и отсутствием катодной люминесценции, что может свидетельствовать о метамиктном состоянии вещества. Пересчет всей совокупности полученных значений формирует дискордию с верхним пересечением конкордии в точке с возрастом 402 ± 23 млн лет (СКВО = 0.24) (рис. 2а), расположенной в пределах эллипса ошибок конкордантных значений.

Классическим термоионизационным методом проанализировано пять фракций циркона, разделенных по крупности (табл. 2) по методике, принятой в изотопной лаборатории ГИ КНЦ РАН (Апатиты). Значения возраста, полученные по всем фракциям, образовали дискордию, что свидетельствует о частичной потере цирконами радиогенного свинца. Две наиболее крупные фракции № 1 и № 2 показали сходные значения возраста, соответственно 371 и 377 млн лет, по двум изотопным отношениям (табл. 2). Верхнее пересечение дискордии с конкордией определяет возраст 408 ± 9 млн лет (СКВО = 0.022) (рис. 2б), который мы интерпретируем как возраст первичной кристаллизации циркона.

Присутствие в жильных горнблендитах, секущих дуниты ВХК, однотипных по строению и геохимии цирконов магматического облика говорит о том, что они являются собственными минералами горнблендитов и отражают время их кри-

сталлизации. Возраст цирконов, определенный двумя методами, соответственно 402 ± 23 и 408 ± 9 млн лет, свидетельствует о том, что формирование пород произошло в раннем девоне. Насколько нам известно, это первое определение возраста цирконов из горнблендитов Урала.

Данные об изотопном U–Pb-возрасте цирконов из жильных горнблендитов, секущих дуниты восточно-хабарнинского габбро-ультрамафитового комплекса на Южном Урале, указывают на их внедрение в дуниты с хромитовой минерализацией в раннем девоне (402–408 млн лет назад), что и определяет верхний возрастной предел формирования дунитов ВХК. Это согласуется с данными о возрасте вебстеритов и габброидов ВХК (412 млн лет), с которыми дуниты образуют единую ассоциацию [1, 12]. Ранее опубликованные данные по U–Pb-изотопной геохимии цирконов, извлеченных из дунитов ВХК, показали, что среди изученных минералов есть цирконы с архейскими, протерозойскими, ордовикскими, раннедевонскими и каменноугольными датировками [9]. Основываясь на минералогических и геохимических критериях, эти авторы пришли к заключению, что собственно дунитовые цирконы кристаллизовались в интервале 407–402 млн лет, что с учетом ошибки анализов перекрывается с возрастом горнблендитовых цирконов. Наблюдаемые различия в U–Th-геохимии дунитовых [9] и горнблендитовых (наши данные) цирконов отражают особенности состава минералообразующей среды и свидетельствуют о первичности цирконов в обоих типах пород. Близкие значения воз-

раста цирконов в этих породах подтверждают известное представление о том, что горнблендиты генетически связаны с ультраосновными породами и завершают своим внедрением становление дунит-клинопироксенитовых комплексов урало-аляскинского типа. В Хабаровинском массиве этому возрастному уровню соответствует внедрение дифференцированных клинопироксенит-габбро-гранитоидных интрузий молостовского комплекса, в состав которых также входят горнблендиты как производные от клинопироксенитовых магм породы [12].

Следует отметить, что горнблендиты, в том числе жильные, широко развиты в массивах Платиноносного пояса Урала. По данным О.К. Иванова [13], К–Аг–возраст горнблендитов, секущих дуниты массива Светлый Бор, соответствует раннему девону и равен 415 млн лет. Аналогичный возраст получен нами U–Pb-методом по циркону из меланократовых габброидов, которые ассоциируют с горнблендитами и вместе с ними прорывают дуниты и клинопироксениты Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала [14].

Согласно данным [6 и др.] формирование дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов на Урале происходило в венде и в ордовик-силурийское время. Наши новые данные и результаты ранее проведенных исследований [9, 12, 14] показывают, что в раннем девоне на большей части Урала также образуются дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы урало-аляскинского типа, на заключительных этапах становления которых внедряются горнблендиты. Причина периодичности образования дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов на Урале пока неясна и может стать предметом специального исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09–05–00911–а) и Программ ОНЗ РАН № 2 (09–Т–5–1011) и № 10 (09–Т–5–1019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Петрология постгарибуржитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
2. Вильданова Е.Ю., Зайцев В.П., Кравченко Л.И. и др. Корякско-Камчатский регион – новая платиновая провинция России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 383 с.
3. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and Petrogenesis of Alaskan-Type Ultramafic-Mafic Intrusions, Southeastern Alaska. Washington: US Geol. Surv. Prof. Pap., 1995. 47 p.
4. Ефимов А.А., Травин И.Ф. // ДАН. 1978. Т. 243. № 4. С. 991–994.
5. Bea F., Fershtater G.B., Montero P., et al. // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407–412.
6. Попов В.С., Беляцкий Б.В. // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
7. Кнауф О.В. // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2009. Вып. 4. С. 64–71.
8. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
9. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф. и др. // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 539–558.
10. Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 13–23.
11. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В. // Литосфера. 2009. № 2. С. 78–86.
12. Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицин Ю.А., Травин А.В. Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 277–285.
13. Иванов О.К., Калеганов Б.А. // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.
14. Готтман И.А., Пушкарёв Е.В. Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 116–121.
15. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.