

УДК 553.491.8:553.062:550.93(470.5:571.5)

КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ ИЗ ХРОМИТИТОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО И ГУЛИНСКОГО МАССИВОВ (РОССИЯ): СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА, ВОЗРАСТ

© 2011 г. К. Н. Малич, А. А. Ефимов, И. Ю. Баданина

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 28.03.2011 г.

Поступило 20.04.2011 г.

Предметом нашего сообщения являются новые изотопно-геохимические данные, основанные на изучении минералов системы Os–Ir–Ru и вмещающих их хромититов Нижнетагильского и Гулинского клинопироксенит-дунитовых массивов, уникальных по металлогеническому потенциалу, расположенных на Среднем Урале и севере Сибирской платформы соответственно [2, 6 и др.]. Исследование является частью более масштабной попытки выявить условия образования и источники Os-содержащих минералов платиновой группы (МПГ) субконтинентальной и океанической мантии [2, 3, 7, 10, 12 и др.].

Для минералогического и изотопно-геохимического исследования хромититов и платиноидной минерализации использован комплекс методов, включающий сканирующую электронную микроскопию, микрорентгеноспектральный анализ, изотопное разбавление и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ID-ICP-MS), масс-спектрометрию электроотрицательных ионов (negative thermal ionization mass spectrometry, N-TIMS), лазерную абляцию и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно связанной плазме (laser ablation attached to an inductively coupled plasma mass spectrometry, LA-MC-ICP-MS). Подробнее методики аналитических методов приведены в ряде работ [1, 12, 14 и др.].

Изученные образцы хромититов с ярко выраженным подиформным характером залегания выявлены в дунитах Александровского Лога центральной части Нижнетагильского массива [6, рис. 1] и

дунитах северной и южной части Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (рис. 1).

Хромититы Нижнетагильского массива характеризуются повышенными концентрациями элементов платиновой группы (ЭПГ), из которых платина и иридий (1297–2434 и 60–103 мг/т соответственно) доминируют над другими ЭПГ (табл. 1). Иридиево-платиновая специализация хромититов образует M-образный тип распределения содержаний ЭПГ (рис. 2). Данный тип характерен для хромититов зональных ультраосновных массивов других провинций планеты [2]. Отличительной особенностью хромититов Гулинского массива является преобладание тугоплавких платиноидов (Ir-группы: Os, Ir и Ru) над легкоплавкими ЭПГ (Pt-группы: Rh, Pt и Pd) (табл. 1, рис. 2). Подобный тренд распределения платиноидов близок таковому подиформных хромититов из мантийных разрезов дунит-гарцбургитовых массивов (или ультрамафитов офиолитовой ассоциации).

подавляющее большинство МПГ хромититов Нижнетагильского массива образованы Pt-Fe- и Os-Ir(-Ru)-твердыми растворами размером от 10 до 2000 мкм, обнаруживающими значительные вариации состава. Доминирующей является ассоциация МПГ, представленная железоплатиновым твердым раствором состава Pt₂Fe (Pt – ЭПГ; Fe – [Fe + Cu + Ni]), тетраферроплатиной PtFe, названным МПГ состава Pt(Fe, Cu) и/или туламином (Pt₂FeCu) (рис. 3а, б). По номенклатуре Д. Харриса и Л. Кабри [9] Os-Ir(-Ru)-твердые растворы представлены минералами осмия и иридия. Данный тренд составов типичен для Os-Ir-сплавов, образующих включения в железоплатиновых твердых растворах из зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Алданской (Кондерский, Инаглинский и др. [2]) и других провинций. В Pt-Fe-твердых растворах также диагностированы Ru-Os-сульфиды (рис. 3б) ряда лаурит (RuS₂)–эрликманит (OsS₂) и Rh-Ir-сульфоарсениды ряда холлингвортит (RhAsS)–ирасит (IrAsS).

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

*Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург*

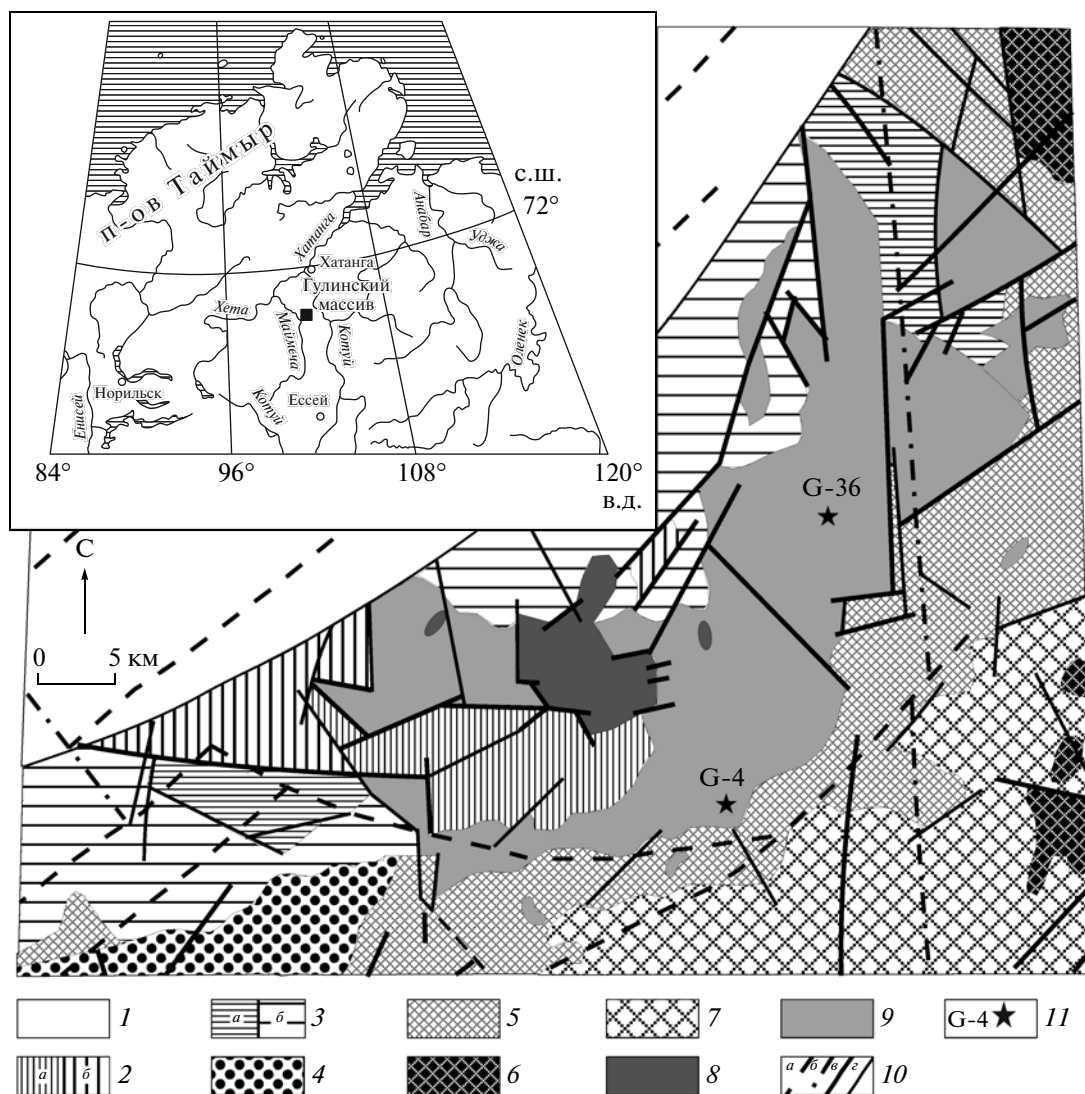


Рис. 1. Схема расположения и геологического строения Гулинского массива с указанием места отбора хромититов и МПГ. 1 – терригенные отложения (J_3-K_1) Хатангского прогиба; 2 – пикрит-меймечитовый комплекс (T_{1-2}), меймечиты и порфиновые пикриты: *a* – маймечинской свиты, *б* – субвулканической и дайковой фации; 3 – дельканская свита (T_1): *a* – трахибазальты и андезиты, *б* – авгититы, лимбургиты и нефелиниты; 4 – тыванкитская свита (T_1): трахибазальты и трахиандезито-базальты; 5 – коготокская свита (T_1): базальты; 6 – арьджангская свита (P_2-T_1): щелочные пикриты, фондиты и щелочные лейкобазальты; 7 – правобоярская свита (P_2-T_1): пирокластические породы основного состава; 8 – ийолит-карбонатитовый комплекс (T_2): щелочно-ультраосновные, щелочные породы и карбонатиты; 9 – клинопироксенит-дунитовый комплекс (D_3-C_1): дуниты, хромититы и клинопироксениты; 10 – разломы: *a* – Енисей-Котуйская система, разделяющая надпорядковые структуры, *б* – Саяно-Анабарская система, разделяющая крупные блоки платформы, *в* – фундамента платформы, магмоконтролирующие, *г* – платформенного чехла; 11 – место отбора образцов.

Среди МПГ хромититов Гулинского массива доминируют минералы тугоплавких платиноидов размером от 3 до 100 мкм, представленные иридий-осмием (рис. 3в, г) и лауридом. Минеральная ассоциация платиноидов соответствует геохимическому распределению ЭПГ в данных породах. Иридий-осмиевый характеризуется однообразным составом. Кроме доминирующего осмия он содержит иридий (~28 ат. %) и рутений (~5 ат. %) и имеет состав $Os_{66}Ir_{28}Ru_5$. Лаурит кроме рутения и

серы содержит незначительные концентрации осмия и иридия, которые изменяются в пределах 0.70–1.64 и 0.50–0.93 ат. % соответственно.

Os-изотопные данные представлены в табл. 2. Значение $^{187}Os/^{188}Os$ в Os-Ir-сплавах Нижнетагильского массива изменяется от 0.12205 ± 0.00018 до 0.12322 ± 0.00041 ($n = 13$). Незначительный разброс значений $^{187}Os/^{188}Os$ близок в пределах погрешности таковому лауриту (0.1222 ± 0.0004) и хромититу (0.1217 ± 0.0012). Примечательно, что осмистый

Таблица 1. Содержание элементов платиновой группы и рения в хромититах Нижнетагильского и Гулинского массивов, мг/т

Массив	Образец	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Сумма	Pt/Pd	Pt/Ir	Re
Гулинский	G-4	148	96	287	10.2	1.36	0.8	543.36	1.70	0.01	0.28
	G-36	54	39	241	14.8	2.33	0.7	351.83	3.33	0.06	0.20
Нижнетагильский	NT-9-1	3	60	29	80	1297	11.7	1480.70	110.85	21.62	0.09
	NT-9-2	3	103	30	94.3	2434	18.0	2682.30	135.22	23.63	0.13

Таблица 2. Начальный Os-изотопный состав и модельный $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -возраст МПГ и хромититов Нижнетагильского и Гулинского массивов

Образец	Минерал, порода	Атомные пропорции МПГ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	T_{CHUR} , млн лет
Нижнетагильский массив				
NT-1-1*	Осмистый иридий	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12296	799
NT-1-2*	То же	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12294	802
NT-1-3*	»	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12298	796
NT-1-4*	»	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12287	811
Среднее	$n = 4$		0.12294 ± 0.00005	802 ± 6
NT-1-5	Осмистый иридий	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12295	800
NT-1-6	То же	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12322	763
NT-1-7	»	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12297	798
NT-1-8	»	$\text{Ir}_{41}\text{Os}_{28}\text{Ru}_{18}\text{Fe}_{10}\text{Rh}_3$	0.12279	823
Среднее	$n = 4$		0.12298 ± 0.00018	796 ± 25
NT-5-1*	Иридий осмий	$\text{Os}_{65}\text{Ir}_{30}\text{Ru}_5$	0.12270	835
NT-5**	Лаурит	$(\text{Ru}_{0.96}\text{Os}_{0.04})\text{S}_2$	0.12217	910
NT-5-2**	Иридий осмий	$\text{Os}_{57}\text{Ir}_{28}\text{Ru}_{15}$	0.12251	862
NT-5-3**	Осмистый иридий	$\text{Ir}_{53}\text{Os}_{30}\text{Ru}_{11}\text{Pt}_4$	0.12229	893
NT-5-4**	Иридий осмий	$\text{Os}_{58}\text{Ir}_{27}\text{Ru}_{15}$	0.12247	868
NT-5-5**	То же	$\text{Os}_{60}\text{Ir}_{27}\text{Ru}_{13}$	0.12205	927
Среднее	$n = 6$		0.12237 ± 0.00024	883 ± 34
Среднее	Все МПГ, $n = 8$		0.12251 ± 0.00034	862 ± 48
NT-9	Хромитит		0.1217	975
Гулинский массив				
G-36**	Иридий осмий	$\text{Os}_{66}\text{Ir}_{28}\text{Ru}_5$	0.12432	608
G-36	Хромитит		0.1242	625

Примечание. N-TIMS-анализы выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT TRITON T1* и МИ-1320**; другие анализы выполнены методом LA-MC-ICP-MS (Thermo Elemental Axion). T_{CHUR} – модельный возраст рассчитан с учетом данных изотопного состава осмия в CHUR [8] и константы распада ^{187}Re , $\lambda = 1.666 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ [15].

иридий (обр. NT-1), проанализированный разными методами, характеризуется идентичными результатами (табл. 2). Действительно, по данным N-TIMS и LA-MC-ICP-MS величина среднего значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составляет соответственно 0.12294 ± 0.00005 ($n = 4$) и 0.12298 ± 0.00018 ($n = 4$). Особенности начального изотопного состава осмия, выявленные для Os-Ir-сплавов и хромитита Нижнетагильского массива, близки начальному изотопному составу осмия хро-

мититов Кытлымского массива Платиноносного пояса ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.122$ [11]).

Os-изотопные систематики хромитита и иридий-осмиевого осмия Гулинского массива (табл. 2) характеризуются несколько более радиогенными значениями ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1242 \pm 0.0004$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.1243 \pm 0.0001$ соответственно).

Выявленное сходство значений начального изотопного состава осмия хромититов и МПГ свидетельствует о том, что Os-изотопная систематика

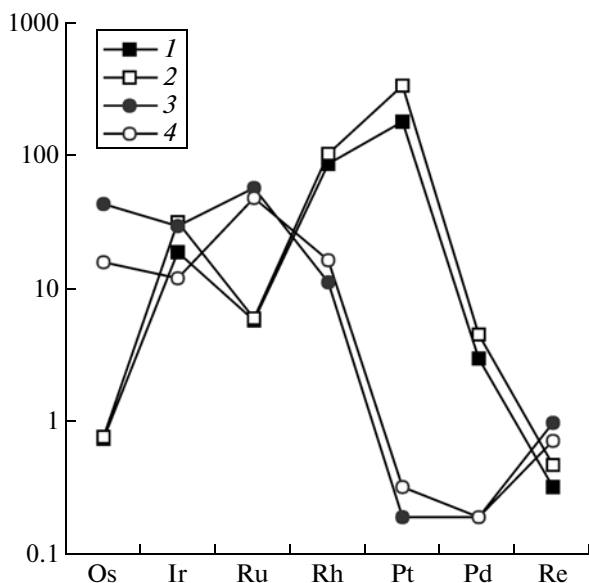


Рис. 2. Нормализованные относительно мантии содержания ЭПГ в хромититах Нижнетагильского (1, 2) и Гулинского (3, 4) массивов. Состав мантии по [13].

хромититов контролируется начальным изотопным составом осмия Os-содержащих сплавов и сульфидов. Пониженные относительно хондритового универсального резервуара ($CHUR = 0.12863 \pm 0.00046$ [8]) значения $^{187}Os/^{188}Os$ указывают на субхондритовый источник ЭПГ. Данные Re-Os-систематики платиноидной минерализации изученных и ряда других клинопироксенит-дунитовых и дунит-гарцбургитовых массивов [2, 3, 7, 10, 12 и др.] не противоречат выводу о том, что МПГ образовались в тесной ассоциации с ультраосновными породами.

Так как величины $^{187}Os/^{188}Os$ во всех проанализированных хромититах и МПГ Нижнетагильского и Гулинского массивов не превышали значения, свойственного $CHUR$, а также учитывая линейную зависимость $^{187}Os/^{188}Os$ в данном резервуаре, выявленную в [8], можно рассчитать их модельный $^{187}Os/^{188}Os$ -возраст. Средние модельные $^{187}Os/^{188}Os$ -возрасты для Нижнетагильского и Гулинского массивов оказались позднерифейскими (соответственно 862 ± 48 и 616 ± 8 млн лет, табл. 2). Os-изотопные возрастные данные МПГ хромититов наряду с геохронологическими U–Pb- и

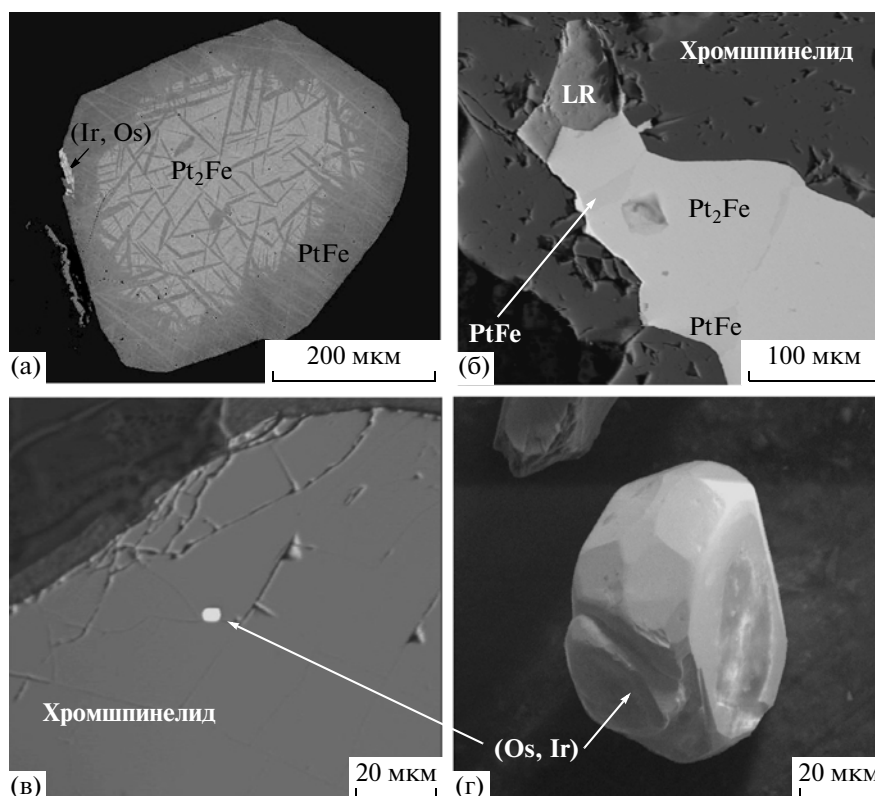


Рис. 3. Особенности морфологии и внутреннего строения МПГ хромититов Нижнетагильского (а – обр. NT-5-2, б – обр. NT-5) и Гулинского (в, г – обр. G-4) массивов. Изображения в обратнорассеянных электронах (а–в) и во вторичных электронах (г). Pt_2Fe – железистая платина, $PtFe$ – тетраферроплатина, (Os, Ir) – иридий осмий, (Ir, Os) – осмистый иридий, LR – лаурит. Кристаллические индивиды иридий осмия в аншлифе *in situ* (в) и после выделения по методу ppm-минералогии (г), подробности <http://www.natires.com>.

Sm–Nd-результатами [4, 5] позволяют уточнить особенности временной эволюции дунитов. U–Pb-данные цирконов дунитов Нижнетагильского массива демонстрируют наличие трех возрастных кластеров [4]. Доминирующий кластер возрастов соответствует диапазону от 2656 ± 21 до 2852 ± 59 млн лет. Второй и третий кластеры представлены единичными значениями (1608 ± 56 и 585 ± 29 млн лет соответственно). По-видимому, архейские U–Pb-датировки определяют временной диапазон, близкий к моменту генерации дунита в субконтинентальной мантии. Наиболее молодая датировка 585 ± 29 млн лет, возможно, имеет отношение к эпохе образования горячего меланжа, следы близкого соседства с которым в прошлом (тылаитовый участок по р. Зотиха) сохранились в Нижнетагильском массиве. Новые Os-изотопные данные подтверждают вывод о генетической самостоятельности уральских дунитовых “ядер” и позволяют считать их наиболее древними образованиями, тектонически включенными в структуру Платиноносного пояса.

Полученный ранее Sm–Nd-изохронный возраст дунитов Гулинского массива (711 ± 140 млн лет [5]) согласуется в пределах погрешности с модельным Os-изотопным возрастом хромититов и Os–Ir-сплавов Гулинского массива (табл. 2). Ранее [3] для дунитов центрального блока Гулинского массива была зафиксирована наиболее продуктивная стадия платиноидного минералообразования, которая определяется интервалом 545–615 млн лет ($n = 121$). Более древний модельный $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -возраст минералов осмия (735–780 млн лет) характерен для юго-западного блока Гулинского массива. Результаты определения начального изотопного состава осмия в Os–Ir-сплавах указывают на дискретность платиноидного минералообразования, что позволило предположить, что в Гулинском массиве совмещены гетерогенные блоки ультрамафитов.

Полученные результаты являются ключевыми для геохронологической типизации ультрамафитов и уточнения временной эволюции тектоносферы в пределах Платиноносного пояса Урала и северного сегмента Сибирской платформы.

Авторы искренне признательны А.И. Костянову, Т. Мейзелу (T. Meisel) и С. Юнку (S. Junk) за содействие при проведении аналитических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 09–05–01242.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Костянов А.И., Пушкарев Ю.Д. // Зав. лаб. Диагностика материалов. 1998. Т. 64. № 2. С. 24–28.
2. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: СПб. картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
3. Малич К.Н. В сб.: Материалы XI съезда Российского минералогического общества “Современная минералогия: от теории к практике” и Федоровская сессия 2010. М., 2010. С. 217–219.
4. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
5. Мамаева Е.И. Минерагения ультрабазит-карбонатитовых массивов севера Сибирской платформы. Автореферат дис. канд. геол.-минерал. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. 22 с.
6. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
7. Brandon A.D., Walker R.J., Puchtel I.S. // Geochim. et cosmochim. acta. 2006. V. 70. P. 2093–2103.
8. Chen J.H., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. // Geochim. et cosmochim. acta. 1998. V. 62. № 19/20. P. 3379–3392.
9. Harris D.C., Cabri L.J. // Canad. Miner. 1991. V. 29. P. 231–237.
10. Hattori K., Hart S.R. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 499–514.
11. Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. In: X Intern. Platinum Symp., Extended Abstrs. Espoo: Geol. Surv. Finland, 2005. P. 437–440.
12. Malitch K.N. // Chem. Geol. 2004. V. 208. № 1/4. P. 157–173.
13. McDonough W.F., Sun S.S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
14. Meisel T., Moser J., Fellner N., et al. // Analyst. 2001. V. 126. P. 322–328.
15. Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W. // Science. 1996. V. 271. P. 1099–1102.