

УДК 550.42+550.89+551.21+552.3+552.112+553.212+546.212+549.691

ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

И.С. Чашухин, С.Л. Вотяков, Е.В. Пушкарев, Е.В. Аникина, А.Б. Миронов*, С.Г. Уймин

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 98-05-65000, 98-05-64826.

Вестник ОГГГН РАН № 2(12)/2000, т. 2

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dggms/2-2000/empg_99/magm_13.htm#begin

© 2000 ОИФЗ РАН, ОГГГН РАН

Методом кислородной термобарометрии изучено окислительно-восстановительное состояние дунитов и хромититов Платиноносного пояса Урала (Нижнетагильский массив, Иовское, Сосновское и Косьвинское тела Кытлымского массива) и Уктусского массива.

Состав хромшпинелидов и оливинов определен рентгеноспектральным методом на приборах JXA-5 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.Г. Гмыра) и Camebax (ГЕОХИ, аналитик Н.Н. Кононкова). Мономинеральные фракции хромшпинелида выделены в тяжелых жидкостях и дочищены под бинокулярным микроскопом. Степень окисления железа во всех образцах рассчитана по данным ЯГР-спектроскопии по методике, описанной ранее [1]. Расчет летучести кислорода проведен по уравнению Больхауза-Берри-Грина [2], температура оливин-хромшпинелевого равновесия – по модифицированному [1] геотермометру тех же авторов, давление принято равным 1 Гпа. Всего изучено 30 образцов. Результаты приведены в таблице и на рисунке.

Анализ полученных данных свидетельствует о широких вариациях редокс-состояния изученных образцов дунитов и хромититов. Величина летучести кислорода на 1-4 порядка выше задаваемой буфером FMQ.

Наблюдаются пространственные вариации редокс-состояния ультрамафитов в пределах пояса, массива и его отдельного блока (Кытлымский массив). Наиболее отчетливо они выражены при сопоставлении летучести кислорода и железистости сосуществующих хромшпинелидов и оливинов. В этих координатах хромитит-дунитовые серии образуют субпараллельные (или близкие к этому) эллипсы с относительно небольшими, соизмеримыми с погрешностью метода (± 0.4 ед. $\log fO_2$ для единичных определений) вариациями значений фугитивности кислорода, свидетельствующими о постоянстве редокс-состояния в пределах серий (рисунок). Почти одинаковый угол наклона длинных осей эллипсов позволяет для удобства сопоставления рассчитать приведенную к постоянному значению железистости хромшпинелида или сосуществующего оливина величину fO_2 . Так, при железистости хромшпинелида 60 % и оливина 8 % величина летучести кислорода для дунитов г. Соловьевой составляет 2.6, Иовского тела 2.2, Косьвинского тела 3.0, Сосновского тела 2.5, Уктусского массива 1.9 ед. $\log fO_2$ относительно буфера FMQ.

Величина летучести кислорода в сингенетичных с дунитами хромититах с фоновыми концентрациями платиноидов практически тождественна вмещающим дунитам. В связи с тем, что вариации железистости хромшпинелида и оливина в дунитах обусловлены их тесной ассоциацией с клинопироксенитами [3] и значения fO_2 не зависят от этих вариаций, эти значения можно распространить на хромитит-дунит-клинопироксенитовую серию в целом.

В Кытлымском массиве совмещены дунитовые тела с разным редокс-состоянием, в том числе в одном структурном блоке. Это указывает на аккреционную природу не только массива в целом, но и отдельных его фрагментов, что подтверждается геологическими данными [4]. При этом формирование Тылай-Конжаковского структурного блока, вмещающего Иовское дунитовое тело, произошло в более восстановленных условиях и при несколько меньших температурах по сравнению с Косьвинским блоком, включающим Косьвинское и Сосновское тела. Судя по температуре оливин-хромшпинелевого равновесия, аккреция, приведшая к образованию Косьвинского блока, проходила в изотермических условиях, но с некоторым увеличением fO_2 в восточной части.

Летучесть кислорода в эпигенетичных по отношению к дунитам платиноносных хромититах по сравнению с сингенетичными на 1,5-2 порядка выше. Это, наряду с полевыми наблюдениями, свидетельствует о существовании геологического разрыва между формированием этих типов хромититов и чрезвычайно окисленном составе флюидов, ответственных за генерацию платиноидного оруденения.

Редокс-состояние ультрамафитов Платиноносного пояса Урала и родственных им пород Уктусского массива значительно более окисленное по сравнению с субконтинентальными [5] и субокеаническими [6] альпинотипными ультрамафитами. С этой точки зрения они близки к гарцбургитам островных дуг [7] На островодужную природу вещественных аналогов дунитов Платиноносного пояса – перидотитов Аляски – указал Больхауз с авторами [2]; наши и его оксидометрические данные хорошо согласуются (таблица). Изучение геохимии и минералогии базитов Платиноносного пояса и платиноидной минерализации показало

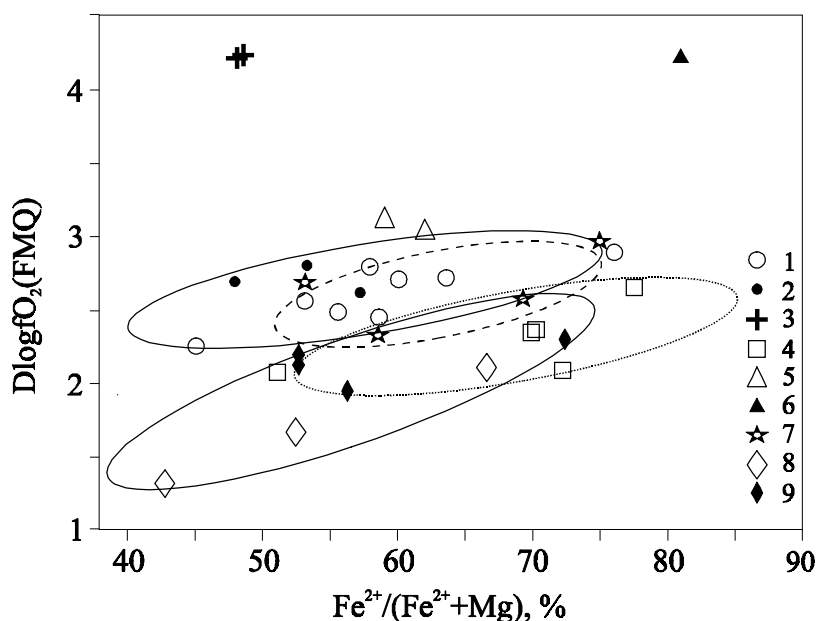
их сходство с островодужными образованиями [8, 9]. Таким образом, приведенные здесь данные по редокс-состоянию ультрамафитов Платиноносного пояса позволяют сделать вывод, что становление всего комплекса пород, участвующих в строении пояса и близкого к нему Уктусского массива, и их металлогения имеют островодужную природу.

Результаты оценки величины летучести кислорода и температуры оливин-хромшпинелевого равновесия в ультрамафитах Платиноносного пояса Урала

№ пп	№ обр.	Порода	Fa, %	Хромшпинелид			T, °C	δlog fO ₂ (FMQ)
				Cr*, %	f ⁿ , %	Fe ³⁺ /Fe (ЯГР), %		
Нижнетагильский массив								
1	31/1	То же	8.5	65.20	60.10	30.8	920	2.7
2	31/2	Эпихромитит	4.0	67.84	48.16	36.9	770	4.2
3	34	Хромитит	7.8	69.19	47.93	36.3	1260	2.8
4	35	Эпихромитит	3.7	72.12	48.56	32.8	750	4.2
5	47	Дунит	7.4	70.40	53.14	30.7	920	2.6
6	a-19a	Дунит	8.4	71.01	58.59	29.4	920	2.5
7	663	То же	12.4	59.18	76.04	36.4	1090	2.9
8	682	То же	8.7	64.59	63.53	30.2	1080	2.7
9	684	Хромитит	8.2	67.09	57.19	32.1	1030	2.6
10	689	Дунит	8.3	65.03	57.92	34.6	1080	2.8
11	746	Хромитит	9.0	63.93	53.32	41.6	1160	2.8
12	750	Дунит	8.9	66.49	55.57	34.2	1060	2.5
13	828	То же	7.3	71.11	45.07	31.4	1110	2.2
Кытлымский массив (Иювское тело)								
14	8855	То же	10.5	69.18	70.20	29.5	750	2.3
15	8861	То же	12.2	67.61	77.50	34.4	740	2.7
16	8863	То же	6.5	68.87	51.08	24.4	740	2.1
17	8864	То же	11.4	64.20	72.14	26.4	740	2.1
18	8868	То же	9.8	65.64	70.04	26.4	710	2.3
Кытлымский массив (Косьвинское тело)								
19	Кт-352	То же	7.7	62.09	62.15	31.8	760	3.1
20	Кт-356	То же	7.0	64.97	59.10	33.5	740	3.1
Кытлымский массив (Сосновский Увал)								
21	Кт385a	То же	10.8	62.99	69.37	34.7	780	2.6
22	Кт-385б	То же	10.8	60.92	75.13	34.7	820	3.0
23	Кт-386	То же	8.4	65.06	58.67	29.3	780	2.3
24	Кт-387	То же	7.5	65.32	53.28	36.2	810	2.7
Уктусский массив								
25	Ук-221	Хромитит	12.0	59.48	56.48	32.7	1450	2.0
26	Ук-241	То же	8.6	65.22	52.76	32.0	1180	2.2
27	Ук-243	То же	9.5	69.73	49.60	21.4	1230	1.0
28	Ук-409	Дунит	7.8	69.89	52.48	21.5	1080	1.7
29	Ук-410	То же	10.9	62.43	66.72	29.4	1170	2.1
30	Ук-412	То же	8.8	68.89	42.75	28.2	1210	1.3
Аляска [2]								
31		Дуниты (?)*		72.4				2.4

Примечания: Cr*=Cr/(Cr+Al+Fe³⁺), fⁿ=Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg); расчет проведен с учетом данных ЯГР-спектроскопии.

* - средний состав из шести анализов



DlogfO₂ как функция
железистости хромшпинелида
1-3 – Нижнетагильский
массив: 1 – дуниты, 2-3 –
хромититы; 2 –
сингенетичные с дунитами, 3
– эпигенетичные; 4-7 –
Кытлымский массив: 4 –
Иовское тело, дуниты, 5-6 –
Косьвинское тело: 5 – дуниты,
6 – эпихромитит, 7 –
Сосновское тело, дуниты; 8-9
– Уктусский массив: 8 –
дуниты, 9 – сингенетичные
хромититы

Литература

1. Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н. Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). I. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // Геохимия. 1998. № 8. С. 791-802.
2. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V107, № 1. P 27-40.
3. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами // Докл. АН СССР. 1963. Е. 151. № 6. С. 1424-1427.
4. Ефимов А.А. Горячий меланж как форма сонахождения дунитов, пироксенитов и габбро в Платиноносном поясе Урала // Материалы Уральской летней минералогической школы-99 "Под знаком платины". Екатеринбург: УГГГА. 1999. С.98-101.
5. Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs // J. Petrol. 1992. V. 33. Part 1. P. 203-230.
6. Bryndzia L.B., Wood B. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and C-O-H volatile composition of the Earth's suboceanic upper mantle // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 1093-1116.
7. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 1577-1618.
8. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т.347. № 5. С. 649-652.
9. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н. Платина Урала (Платиново-минеральное оруденение и перспективы его освоения). // Горный журнал. Екатеринбург: Уральская горно-геологическая академия. 1994. С. 62-85.