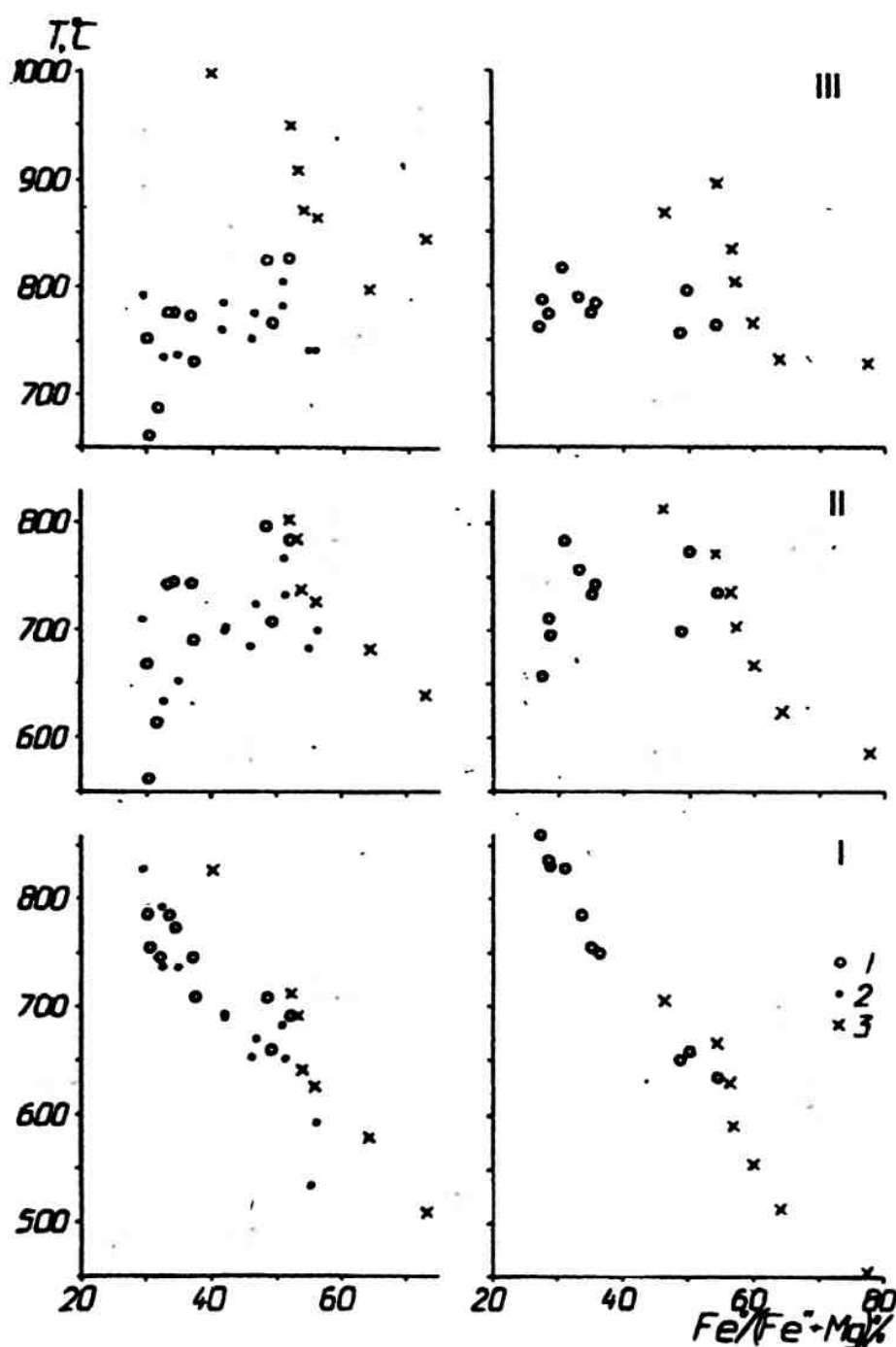


И.С. Чашухин, С.Л. Вотяков, В.Н. Быков

О корректности некоторых оливин-хромшпинелевых геотермометров

Значение оливин-хромшпинелевой геотермометрии для петрологических и металлогенических исследований велико, так как она до настоящего времени остается практически единственным методом изучения термической истории дунитов и хромититов. Однако еще К. Озава на примере альпинотипных ультрамафитов Миямори и Ихиногемата показал неоднозначность оценок температур оливин-хромшпинелевого равновесия при использовании различных геотермометров, основанных на этом равновесии, и объяснил ее некорректностью большинства из них [6]. С аналогичной проблемой столкнулись и мы при изучении петрологии альпинотипных и концентрически-зональных ультрамафитов Урала, когда применили разработанные независимо друг от друга, основанные на различных исходных данных и широко используемые в петрологических построениях геотермометры — Реддера-Джексона [7], Оно [5] и Фабри [3]. Но в отличие от других исследователей, в том числе от К. Озавы, мы при расчетах температур учли реальное межпозиционное распределение ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре хромшпинелида и ввели поправку на нестехиометрию его состава [1], полагая, что именно с этим связана причина несогласованности геотермометров.

В нашем распоряжении были коллекции акцессорных хромшпинелидов из альпинотипных ультрамафитов, представленных лерцолит-гарцбургитовой (массив Ю. Крака) и дунит-гарцбургитовой (Кемпирсайский массив) сериями, и из дунитов нижнетагильского дунит-клинопироксенитового комплекса. Каждая из них характеризует широкий спектр составов хромшпинелидов (см. таблицу). По геологическим и петрографическим данным ультрамафиты каждого тела сформировались в результате одноактного процесса, и нет оснований предполагать вариаций РТ-условий в ходе их трансформации в коре, тем более для ультрамафитов Кемпирсайского массива, представленных в нашем



Значения температур оливин-хромшпинелевого равновесия, рассчитанные по уравнениям Реддера-Джексона (I), Оно (II) и Фабри (III), в зависимости от железистости хромшпинелида.

Левая часть — из допущения стехиометрии состава хромшпинелида, правая часть — с учетом данных ЯГР-спектроскопии. 1 — лерцолит-гарцбургитовая серия массива Ю. Крака (широтное пересечение в северной части); 2 — дунит-гарцбургитовая серия Кемпирсайского массива (юго-восточная часть, скв. 245, гл. 1159.0 м); 3 — дуниты Нижнетагильского массива, скв. 7529

Результаты расчета температур оливин-хромшпинелевого равновесия по уравнениям Реддера-Джексона (I), Оно (II) и Фабри (III)

Номер образца	По- рода	Ga, %	Хромипинелид				Температура, °C									
			Ti, форм. ед.	Cr", %	Fe ³⁺ /Fe, %		f", %	Me _{IV} ²⁺ / Me _{VI} ³⁺	по I				по II		по III	
					а	б			а	б	а	б	а	б		
Массив Южный Крак																
422	лц	9.1	0.005	28.1	10.4	15.1	30.1	28.9	0.488	780	830	670	710	750	790	
441	лц	8.7	0.014	39.6	4.8	11.4	32.7	31.0	0.483	790	830	740	790	780	820	
464	гб	8.6	0.006	46.8	8.6	10.8	37.0	36.2	0.494	740	750	730	740	770	780	
481	гб	9.1	0.031	61.3	16.7	14.9	48.8	49.0	0.508	660	650	710	700	770	760	
513	лц	10.4	<0.001	26.2	9.9	13.1	32.0	29.1	0.446	750	840	610	700	690	770	
552	гб	9.1	0.023	71.7	16.4	11.2	48.6	50.2	0.523	710	660	800	770	820	800	
552a	гб	9.1	0.027	74.6	21.0	9.6	51.1	54.7	0.554	690	640	780	730	830	760	
538	гб	8.6	0.022	44.0	1.6	10.2	37.6	35.2	0.476	710	760	690	730	730	780	
568	лц	9.8	0.005	19.4	0.0	14.3	30.6	27.5	0.449	750	860	560	660	660	760	
610	гб	8.7	<0.001	42.5	5.2	7.3	34.2	33.5	0.494	770	790	750	760	780	790	
Нижнетагильский массив																
663	д	12.4	0.117	79.6	46.0	32.3	73.2	77.5	0.648	510	460	640	590	840	730	
682	д	8.7	0.110	77.0	29.9	27.9	64.0	64.3	0.617	580	510	680	620	800	730	
684	д	8.2	0.082	79.0	41.1	32.2	53.7	57.2	0.562	640	590	740	700	870	800	
689	д	8.3	0.099	78.1	41.1	28.9	55.4	60.0	0.598	620	560	730	670	860	770	
746	д	9.0	0.090	79.4	44.5	39.0	52.1	54.4	0.539	710	670	800	770	950	900	
750	д	8.9	0.078	78.8	41.0	31.6	52.9	56.5	0.566	690	630	790	740	910	830	
828	д	7.3	0.075	80.5	44.0	28.0	40.1	46.3	0.590	830	710	910	810	1000	870	
Кемпирсайский массив																
7099-1	д	8.6	0.042	71.9	16.1	-	55.2	-	-	530	-	690	-	740	-	
7099-3	д	8.6	0.042	73.5	15.5	-	56.1	-	-	590	-	700	-	740	-	
7099-5	д	8.6	0.051	71.9	17.5	-	51.2	-	-	650	-	740	-	780	-	
7099-7	д	8.6	0.042	63.1	16.4	-	46.7	-	-	670	-	730	-	780	-	
7099-8	д	8.6	0.033	57.7	16.8	-	46.0	-	-	650	-	690	-	750	-	
7099-9	гб	8.7	0.021	52.3	15.5	-	42.0	-	-	690	-	700	-	790	-	
7099-10	гб	9.1	0.023	50.9	14.0	-	42.2	-	-	690	-	700	-	760	-	
7099-12	гб	9.1	0.018	34.6	12.8	-	34.9	-	-	740	-	650	-	740	-	
7099-14	д	9.3	0.051	71.9	17.5	-	51.2	-	-	680	-	770	-	810	-	
7099-15	гб	9.1	0.012	30.0	16.8	-	29.7	-	-	830	-	710	-	790	-	
7099-17	гб	8.7	0.012	31.9	10.9	-	32.6	-	-	730	-	630	-	740	-	
7099-20	гб	9.3	0.008	27.4	3.8	-	32.5	-	-	740	-	610	-	690	-	

Примечания: 1. лц — лерцолит, гб — гарцбургит, д — дунит. 2. Колонки а — при допущении стехиометрии состава хромшпинелида, колонки б — с учетом данных ЯГР — спектроскопии. 3. Обр. 7099 представляет собой 30-сантиметровый фрагмент зерна, распиленный на 20 равных частей; ввиду малой величины этих частей выделить хромшпинелид для ЯГР-анализа не представлялось возможным. 4. Расчет температур проведен из следующих уравнений:

$$a) T, K = \frac{3480\alpha + 1018\beta + 2400 - 1720\gamma}{2.23\alpha + 2.56\beta + \ln K_D \cdot 1.987 - 3.08\gamma - 1.47} \quad [7], \text{ где}$$

α, β, γ — мольные доли Cr_2O_3 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 , соответственно по отношению к их сумме;

$$б) T, K = \frac{(0.057 + 0.34Cr'') 10^4}{\ln K_D + 0.937Cr'' - 0.102} \quad [5], \text{ где } Cr'' = Cr/(Cr+Al);$$

$$в) T, K = \frac{4250\alpha + 1343}{(\ln K_D - 4\gamma) + 1.825\alpha + 0.571} \quad [3].$$

исследовании образцом зерна длиной 30 см. Однако оценка температур субсолидусного оливин-хромшпинелевого равновесия, рассчитанных исходя из стехиометрического состава хромшпинелида, показала для всех без исключения геотермометров зависимость этих температур от состава минерала (см. таблицу и рисунок, левая часть), с чем по указанным выше причинам согласиться нельзя: разница в значениях температур даже для кемпирсайского образца достигает 300°C. Более того, эта зависимость для различных геотермометров получилась либо прямой, либо обратной.

Для введения поправок на нестехиометрию состава хромшпинелида были использованы данные ЯГР-спектроскопии [1], существенно откорректировавшие по сравнению со стехиометрическим соотношением ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} и величину коэффициента распределения железа и магния между хромшпинелидом и оливином и как итог — значения равновесных температур. Как видно из рисунка (правая часть) эта корректировка привела к еще более четкой зависимости значений температур от состава хромшпинелида при применении уравнения Реддера-Джексона, для двух других геотермометров вариации температур значительно уменьшились, особенно при приложении геотермометра Фабри к альпинотипным ультрамафитам: разброс значений температур соответствует аналитическим погрешностям ($\pm 30^\circ C$). Следовательно, единственным приемлемым из оливин-хромшпинелевых геотермометров в настоящее время является геотермометр Фабри при условии прямого определения степени окисления железа. Область его применения ограничена альпинотипными ультрамафитами. Предпочтение уравнению Фабри перед геотермометром Реддера-Джексона и рядом других [2, 4] отдал и К. Озава.

Что касается приложения существующих геотермометров к дунитам концентрически-зональных комплексов, то следует признать их некорректность даже при внесении поправок на нестехиометрию хромшпинелида. Причина, по нашему мнению, заключается в неучете вхождения в состав хромшпинелида малых элементов, прежде всего, титана, между содержанием которого в хромшпинелидах зональных комплексов и рассчитанной любыми геотермометрами температурами существует устойчивая обратная связь (см. таблицу).

Таким образом, причинами несогласованности существующих геотермометров, основанных на оливин-хромшпинелевом равновесии, являются как их несовершенство, так и неучет реальной кристаллохимии хромшпинелида.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 93-05-8457, 95-05-14287.

Список литературы

1. Вотяков С.Л., Чашукин И.С., Миронов А.Б., Борисов Д.Р., Быков В.Н. О стехиометрии состава хромшпинелидов из ультрабазитов // Ежегодник-1993/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С. 90—94.
2. Evans B.W., Frost B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39. P. 959—972.

3. *Fabries J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 69. P. 329—336.
4. *Fujii T.* Fe-Mg partitioning between olivine and spinel // *Carnegie Inst. Wash. Year.* 1977. P. 563—569.
5. *Ono A.* Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.* 1983. Vol. 78. P. 115—122.
6. *Ozawa K.* Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 82, № 1. P. 52—65.
7. *Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. Vol. 68. P. 325—334.