

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.08:549.731.11, 18

© А.Н.Юричев, 2014

АКЦЕССОРНЫЕ ШПИНЕЛИДЫ КАК ИНСТРУМЕНТ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

А.Н.Юричев (Томский государственный университет)

Накопленный материал по минералогии акцессорных и рудных шпинелидов показывает, что их состав хорошо коррелирует с составом вмещающих пород и в процессе эволюции изменяется под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых T , P , fO_2 и состав системы. Исходя из особенностей состава шпинелидов или их парагенезисов с силикатными минералами, предпринята попытка оценить эти параметры. Приведены примеры их практической адаптации.

Ключевые слова: ультрамафиты, мафиты, шпинелиды, химизм, термодинамические параметры, геотермометры.

Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

ACCESSORY SPINELIDES AS A TOOL FOR RECONSTRUCTION OF THERMODYNAMIC PARAMETERS OF CRYSTALLIZATION

A.N.Yurichev

Accumulated material on mineralogy of accessory and ore spinels shows that their composition well correlates with the composition of the host rocks and undergoes changes during evolution under the influence of numerous thermodynamic factors, chief among them T , P , fO_2 and composition of system. Based on features of composition of spinelides or their parageneses with silicate minerals, an attempt was made to evaluate these intensive parameters. Examples of their practical adaptation are shown.

Key words: ultramafics, mafics, spinelides, chemistry, thermodynamical parameters, geothermometrics.

Химические и физические свойства минералов группы шпинели ($Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ содержат важную информацию для реконструкции геохимической характеристики мантийных источников расплавов, PT -режима в ходе магмогенерации [9, 18, 19, 24, 27] и условий дифференциации первичных расплавов [20]. Они используются и в качестве палеотектонических индикаторов [9, 12, 13, 21, 25]. Исследование взаимосвязи структурных и физических свойств природных шпинелидов, в частности хромитов, дает уникальные сведения об изменении технологических свойств хромитовых руд в зависимости от условий их образования, что, несомненно, позволяет более корректно разрабатывать схемы обогащения [6, 7, 14].

Шпинелиды — наиболее распространенные акцессорные минералы высокомагнезиальных ультраосновных и основных пород как интрузивного, так и вулканогенного происхождения. Они часто образуют рудные скопления в офиолитовых телах или расслоенных интрузивах.

В настоящее время накоплен обширный фактический материал по минералогии акцессорных и рудных хромшпинелидов из различных типов ультра-

трамафитов и мафитов. Исследования последних десятилетий с применением рентгеноспектрального и микрозондового анализов показали, что составы акцессорных хромшпинелидов изменяются в очень широком интервале, в том числе в пределах отдельных интрузивных и эффузивных тел. Такие данные имеются для акцессорных и рудных хромшпинелидов из ультраосновных вулканитов и расслоенных интрузивов, кимберлитовых тел и кимберлитоподобных пород, лав основного состава и лунных базальтов. Детально изучен состав акцессорных и рудных хромшпинелидов из альпинотипных гипербазитов складчатых областей.

Разнообразие составов акцессорных хромшпинелидов в ультрамафитах объясняется исследователями по-разному. Однако одним из главных факторов разнообразия считается изменение физико-химических условий кристаллизации в процессе магматического генезиса, а также вследствие последующего метаморфического преобразования вмещающих ультраосновных пород [4, 5, 9, 10]. В ходе эволюции данных процессов составы хромшпинелидов изменяются под воздействием многочисленных термодинамических факторов, главные из которых температура (T), давление (P), фугитивность

кислорода (fO_2) и состав системы. Попытки оценить эти параметры системы на основании особенностей составов хромшпинелидов или их парагенезисов с силикатными минералами делались неоднократно [3, 11, 12, 15, 16, 18, 19, 22, 23, 26].

Доказано, что хромшпинелиды — одна из первых минеральных фаз кристаллизации ультраосновных расплавов, из которых они выделяются до или совместно с магнезиальным оливином (наного реже — с другими силикатными минералами). При этом магматогенная природа первых в магматических ультрамафитовых телах подтверждается морфологией зерен, характером их распределения, взаимоотношением с другими минеральными фазами, наличием в них первичных расплавных включений. Поэтому для большинства ультрамафитов наиболее характерен оливин-хромшпинелиевый парагенезис. Как показали исследования [1, 16, 18, 19, 23, 26], данный парагенезис, учитывающий особенности составов хромшпинелидов, может использоваться в качестве индикатора условий образования ультраосновных пород.

Температуры кристаллизации хромшпинелидов в ультраосновных расплавах можно оценить при экспериментальных исследованиях или расчетным путем. Так, экспериментально установлено [17], что из расплава оливинового базальта с широкими вариациями содержания Cr шпинель (шпинель-магнетитовый твердый раствор) в качестве ликвидусной фазы появляется при T 1275–1058°C. При этом в более окислительных условиях первой кристаллизуется шпинель, в восстановительных — одновременно с ней появляются оливин, клинопироксен и плагиоклаз. Совместная кристаллизация фаз хромшпинелид-оливинового парагенезиса может происходить в широком температурном интервале (от ликвидуса системы до 40–50% раскристаллизации).

В опубликованных работах для косвенного определения температур кристаллизации ультраосновных расплавов широко используются главным образом четыре оливин-хромшпинелиевых геотермометра: Джексона-Ирвайна-Родера [19, 26], Оно [23], Фабри [16] и О'Нейла-Уолла-Бэллхауза-Берри-Грина (O'NWBBG) [15]. Как отмечалось ранее [11], расчетные температуры оливин-хромшпинелиевого равновесия отвечают не образованию дунитов и хромититов, а становлению сложенных ими тел. Поэтому есть основания предполагать постоянство значений «замороженной» температуры в пределах каждого тела независимо от вариаций состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, его железистости). Этот вывод является надежным индикатором корректности любого, основанного на обменных реакциях, геотермометра.

Однако исследования по адаптации данных геотермометров на различных ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых объектах (фрагменты офиолитовых поясов — дунит-гарцбургитовые массивы Калнинский Красноярского края, Агардагский Республики Тыва; массивы Канской глыбы Восточного Саяна [8] — реститовый Идарский дунит-гарцбургитовый, расслоенный Талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый, дифференцированный Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый) показали, что результаты оценки температур оливин-хромшпинелиевого равновесия с помощью названных геотермометров (таблица) неоднозначны и не отвечают сформулированному выше требованию. Наблюдения позволили сделать следующие предположения:

1. Значения полученных температур для различных версий оливин-хромшпинелиевого геотермометра, за отдельными исключениями, различны и для конкретного объекта варьируют от 120 до 200°C.

2. Для ультрамафитовых массивов офиолитовых поясов применимы все четыре версии геотермометра. Это, по-видимому, обусловлено тем, что все исследователи геотермометров практически апробировали свои версии на ультрамафитах из офиолитовых комплексов. При этом геотермометры Оно и Фабри дают несколько более высокие температуры, чем геотермометры Джексона-Ирвайна-Родера и O'NWBBG.

3. Для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов складчатых областей на примере реститового, расслоенного и дифференцированного массивов наиболее объективным для расчета температур представляется геотермометр Фабри. Вероятно, этот геотермометр отражает температуру наложенного метаморфизма, в ходе которого оливин-хромшпинелиевая ассоциация испытала переуравновешивание. Наименее применим для данных массивов, по мнению автора, геотермометр Джексона-Ирвайна-Родера, который в большинстве случаев занижает расчетную температуру.

4. При использовании геотермометра Оно в отдельных расчетах фиксируется неоправданное завышение температур по отношению к другим версиям (см. таблицу, обр. 8, 9, 23). Как показывают наблюдения, на это влияет значение введенного исследователем параметра хромистости, который, очевидно, в ряде случаев не работает. Из полученных данных следует, что наиболее универсальной и практически адаптированной версией для расчета температур является оливин-хромшпинелиевый геотермометр Фабри. В настоящее время также доказано, что наиболее корректное применение оли-

Результаты расчета температур оливин-хромшпиннелизового равновесия различными версиями геотермометров в ультрамафитах разного генезиса

Массивы	Обра- зец	Поро- да	Хромшпиннелид										Оливин				Геотермометры, °С					
			TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	CoO	ZnO	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	NiO	I	2	3	4
Калининский	1	Гц	0,09	10,73	58,35	0,29	1,08	19,71	0,39	8,77	0,09	0,11	0,27	40,55	8,60	0,16	49,86	0,41	630	790	758	671
	2		0,06	16,64	52,96	0,28	1,02	17,19	0,29	11,10	0,10	0,08	0,23	40,85	8,29	0,13	50,31	0,44	687	952	779	696
	3	0,11	7,48	60,20	0,24	2,95	20,34	0,40	8,14	0,06	0,07	0,15	40,56	9,10	0,17	49,61	0,28	644	758	790	703	
	4	0,18	10,78	56,07	0,19	3,14	20,38	0,38	8,47	0,04	0,08	0,17	40,73	9,06	0,14	49,63	0,35	623	789	764	673	
	5	0,14	14,83	54,02	0,19	2,18	16,85	0,32	11,21	0,11	0,06	0,15	41,07	7,51	0,13	50,81	0,44	675	907	785	706	
	6	Дн	0,14	7,42	61,72	0,18	2,78	16,74	0,37	10,52	0,10	0,08	0,10	41,16	7,35	0,13	51,04	0,35	716	826	841	775
	7		0,10	10,49	58,92	0,28	1,86	17,48	0,34	10,35	0,04	0,11	0,18	40,61	8,30	0,13	49,99	0,34	716	877	827	752
	8	0,25	27,74	34,92	0,21	6,10	17,68	0,25	11,95	0,12	0,08	0,13	40,92	9,47	0,15	49,28	0,24	654	1163	741	639	
Агвадзгский	9	Гц	0,20	30,68	33,49	0,24	5,19	17,01	0,25	12,77	0,21	0,06	0,19	40,74	9,96	0,16	48,86	0,29	699	1294	760	651
	10		-	11,86	53,84	0,46	5,01	16,65	-	10,93	-	-	-	40,6	8,57	-	50,33	0,5	753	945	870	788
	11	-	12,86	57,68	-	0,17	18,83	-	9,87	-	-	-	40,72	9,05	-	49,77	0,46	682	880	784	699	
	12	-	8,31	61,11	-	1,18	20,28	-	8,43	-	-	-	41,67	8,91	-	48,61	0,53	649	773	780	693	
	13	-	12,04	56,08	-	4,23	15,14	-	12,24	-	-	-	40,62	6,96	-	51,99	0,43	740	929	854	785	
	14	-	12,51	55,71	-	3,14	17,52	-	10,71	-	-	-	40,61	8,23	-	50,84	0,33	699	895	816	735	
	15	-	8,7	57,87	-	3,52	19,34	-	8,86	-	-	-	41,2	8,33	-	49,66	0,4	646	781	791	705	
	16	-	7,71	59,81	-	2,71	20,43	-	8,16	-	-	-	40,61	8,04	-	49,89	0,41	602	720	755	668	
Иварский	17	-	13,15	55,36	-	2,69	17,64	-	10,69	-	-	-	41,11	6,15	-	52,4	0,34	586	779	725	645	
	18	Гц	-	12,67	56,75	-	2,73	16,10	-	11,74	-	-	40,95	6,5	-	52,24	0,31	668	861	790	717	
	19		1,15	1,36	43,02	0,33	22,88	29,59	0,75	1,73	0,14	0,39	0,49	40,47	12,16	0,18	46,40	0,07	287	411	610	511
	20	-	1,28	0,49	27,12	0,87	40,12	31,42	0,53	0,87	0,20	0,31	0,50	40,47	12,16	0,18	46,40	0,07	108	321	513	466
		-	22,09	40,21	0,49	5,56	23,19	0,21	7,64	0,04	0,11	0,73	40,84	8,84	0,26	49,46	0,30	456	775	593	502	
	21	-	21,13	40,75	0,54	5,36	23,53	0,73	6,88	0,04	0,08	1,00	40,84	8,84	0,26	49,46	0,30	434	734	576	485	
		0,10	6,46	42,33	0,21	20,07	26,40	0,49	3,70	0,29	0,27	0,62	40,84	8,84	0,26	49,46	0,30	346	510	635	547	
	22	0,03	5,67	37,53	0,51	26,47	27,19	0,72	2,88	0,37	0,65	0,32	40,84	8,84	0,26	49,46	0,30	278	462	604	527	
Северо-запад Восточного Саяна	23	-	24,42	38,84	0,35	3,12	22,37	0,43	7,84	0,06	0,22	2,22	40,23	10,79	0,16	48,11	0,38	514	890	620	510	
		0,29	4,88	34,03	0,40	30,33	28,45	0,88	2,41	0,11	0,33	0,41	40,23	10,79	0,16	48,11	0,38	265	461	629	538	
	24	2,15	0,74	25,03	0,19	41,37	30,94	0,86	1,64	0,36	0,28	0,23	40,23	10,79	0,16	48,11	0,38	152	377	626	555	
	25	Пл/Дн	0,19	39,88	20,15	0,21	7,67	19,71	0,17	11,99	0,24	0,04	0,36	38,10	18,10	0,27	42,55	0,02	892	2014	885	630
		0,35	36,23	22,25	0,17	8,81	21,17	0,36	10,54	0,20	0,26	0,29	38,41	18,40	0,42	42,26	0,00	817	1728	854	613	
	26	4,66	4,39	17,57	0,55	39,96	33,42	0,62	2,12	0,24	0,21	0,03	38,10	18,10	0,27	42,55	0,02	243	538	856	635	
	27	5,03	4,36	17,53	0,64	39,32	33,19	0,77	2,22	0,23	0,46	0,00	38,41	18,40	0,42	42,26	0,00	262	554	894	652	
	28	1,15	2,77	24,55	0,00	41,59	30,77	1,35	1,20	0,25	0,34	0,00	38,35	18,02	0,22	42,59	0,11	191	435	680	527	
Кулин- ский	29	Вер	1,06	9,15	23,58	0,18	35,35	29,65	0,70	2,84	0,39	0,04	0,22	39,26	15,73	0,30	44,27	0,12	312	605	763	591
		1,37	3,14	20,42	0,35	45,11	31,19	0,66	1,69	0,00	0,29	0,28	39,35	15,92	0,19	44,29	0,13	189	467	762	583	

Примечание. Авторыские версии геотермометров: 1 — Джексон-Кравина-Родера [19, 26], 2 — $K = (3480 \cdot 2\alpha + 1018\beta + 2400 - 1720\gamma) / (2,23\alpha + 2,56\beta + 11K_5 - 1,987 \cdot 3,08\gamma - 1,47)$; 2 — Оно [23], $T, K = (0,057 + 0,34 \cdot 10^3 / (InK_5 + 0,934 \cdot Cr^{1-0,102}))$; 3 — Фабри [16], $T, K = (4250 \cdot \alpha + 1343) / (InK_5 + 1,825 \cdot \alpha - 0,571)$; 4 — О'Нейла-Уолла-Беллахауза-Берри-Грина (ONWBVG) [15], $T, K = [(6530 + 280 \cdot P - 7000 + 108 \cdot P) / (1 - 2 \cdot Fa) - 1960 - (1 - 2 \cdot f) + 16 \cdot 150 \cdot \alpha + 25 \cdot 150 \cdot (\gamma + X_{Mg})] / (R \cdot InK_5 + 4,705)$; P — давление для расчетов принято равным 1 ГПа; α, β, γ — атомные доли Cr, Al, Fe³⁺ по отношению к их сумме в хромити - неиде соответственно; $Cr^2 = Cr / (Cr + Al)$ в хромшпиннелиде; $Fa = Fe / (Fe + Mg)$ в оливине; $f = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ в хромшпиннелиде; $K_5 = (X_{Mg}^{Oliv} / X_{Mg}^{Spinel}) \cdot f / (X_{Mg}^{Oliv} / X_{Mg}^{Spinel})$, где $X_{Mg}^{Oliv} = Mg / (Mg + Fe)$ в оливине и хромшпиннелиде соответственно; $K_5^2 = InK_5 - 4 \cdot \gamma$; R — универсальная газовая постоянная, $R = 8,31$ Дж/(моль·К). Наименование пород: Гц — гарбургит, Дн — дунит, ПлДн — плагиодунит, Лрц — лерцит, Вер — верлит.

вин-хромшпинелиевых геотермометров возможно с учетом определения степени окисления железа в хромшпинелиде не расчетным путем [2], а по данным ЯГР-спектроскопии [3, 11].

Оценить величины общего давления, при которых кристаллизовались акцессорные хромшпинелиды ультрамафитов, по особенностям их составов и наблюдаемым парагенезисам пытались неоднократно. Многие исследователи [4, 18, 19] пришли к выводу, что составы хромшпинелидов, в частности отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\Sigma\text{R}_2\text{O}_3$, в ультраосновных породах являются функцией глубинности формирования пород. Судя по экспериментальным и теоретическим данным о закономерностях перераспределения хрома между шпинелидами и силикатами при повышении давления, предполагается, что с уменьшением глубины кристаллизации и в процессе эволюции ультраосновных расплавов (с уменьшением $P_{\text{общ}}$) в хромшпинелидах снижается содержание Cr_2O_3 и увеличивается количество Fe_2O_3 , Al_2O_3 и TiO_2 .

Ю.Р.Васильев [1] считал, что если равновесная кристаллизация хромшпинели и оливина в ультраосновных расплавах происходит в широком температурном интервале, то хромшпинелиды с постоянным содержанием Al_2O_3 (и переменным других компонентов), вероятно, должны находиться в равновесии с расплавом, в котором количество Al_2O_3 непрерывно возрастает. При этом насыщение хромшпинелида шпинелиевым компонентом он объяснял влиянием интенсивного параметра системы, который остается постоянным в процессе кристаллизации хромшпинель-оливинового парагенезиса. Поскольку в интересующем нас поле составов хромшпинелидов ранее доказана полная смесимость компонентов в широком интервале T и $f\text{O}_2$ [22], допустимо полагать, что таким параметром, контролирующим предел смесимости шпинелиевого компонента в хромшпинелидах магматических ультрамафитов, является давление. Исходя из вышесказанного, можно с уверенностью говорить о существовании геобарометра для высокотемпературных ультраосновных систем. Однако пока вопрос разработки и практической адаптации геохимических геобарометров с участием шпинелидов остается открытым.

Современные аналитические данные по акцессорным шпинелидам из различных типов магматических пород позволяют говорить о сложной зависимости компонентного состава этих минералов от химического состава системы, из которой они кристаллизуются, и фугитивности кислорода ($f\text{O}_2$) в ней. Влияние этих факторов строгому учету пока не поддается, несмотря на то, что эмпирическая

взаимосвязь состава акцессорных шпинелидов с химизмом пород достаточно отчетлива. Так, в платформенных ультрамафитах с повышенным содержанием TiO_2 присутствуют высокотитанистые хромшпинелиды, характеризующиеся переменным, но достаточно высоким содержанием Cr , Fe и Mg и низким — Al [1]. Данная особенность позволяет в настоящее время использовать составы шпинелидов как индикаторы формационной принадлежности вмещающих их пород. Ранее подобная работа выполнена нами для ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна [10].

Таким образом, интерес петрологов к изучению акцессорных и рудных шпинелидов вызван возможностью получать важную информацию о физико-химических обстановках и геодинамической природе кристаллизации пород путем анализа физических и химических свойств минералов. Однако к применению данных об особенностях составов хромшпинелидов и их парагенезисах для выяснения условий начальной кристаллизации и эволюции ультраосновных расплавов следует относиться осторожно из-за ограниченности материалов по аксессуариям и трудности учета всего многообразия параметров систем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Ю.Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Тр. Института геологии и геофизики. 1981. Вып. 491. С. 61–85.
2. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, 1980. С. 131–146.
3. Вотяков С.Л., Чацухин 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.
4. Макеев А.В. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. – СПб.: Наука, 1992.
5. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макеев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и акцессорной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2007. № 4. С. 32–39.
6. Савельев Д.Е., Сначев В.И. Бедновкрапленные хромовые руды Южного Урала и перспективы их практического использования // Руды и металлы. 2012. № 2. С. 36–40.
7. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 35–42.

8. Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11–20.
9. Юричев А.Н. Акцессорные шпинелиды из ультрамафитов: индикаторы условий формирования // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 30–34.
10. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Эволюция составов шпинелиевой минерализации из различных формационных типов мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы (Восточный Саян) // Отечественная геология. 2012. № 2. С. 42–50.
11. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитовых ультрамафитов Урала / И.С.Чашухин, С.Л.Вотяков, С.Г.Уймин и др. – Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1996.
12. Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq // Geological magazine. 2011. Vol. 148. P. 802–818.
13. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. of petrology. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279–2302.
14. Barsky L.A., Kevlich V.I. Estimating the amentality of Karelia Chromite ore to benefication with the aid of monomineral fractions // Geologic-technological assessment of ore minerals. Samples and deposits, Mechanobr, Leningrad, 1990. P. 81–84.
15. 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. and Petrol. 1991. Vol. 107. № 1. P. 27–40.
16. Fabries J. Spinel-olivine Geothermometry in Peridotites from Ultramafic Complexes // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. № 4. P. 329–336.
17. Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of Oxygen fugacity // J. of Geol. 1974. Vol. 92. № 6. P. 709–731.
18. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 1. Theory // Can. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2. P. 648–672.
19. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrologic applications // Can. J. Earth Sci. 1967. Vol. 4. P. 71–103.
20. Kamenetsky V. Methodology for the study of melt inclusions in Cr-spinel, and implications for parental melts of MORB from FAMOUS area // Earth Planet. Science Let. 1996. Vol. 142. P. 479–486.
21. Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H. Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc: Comparison with spinels from other tectonic settings // Mineral. Mag. 1993. Vol. 57. P. 575–589.
22. Muan A. Phase relations in chromium oxide-containing systems at elevated temperatures // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39. P. 781–802.
23. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 115–122.
24. Paktunc A.D., Cabri L.J. A proton- and electron-microprobe study of gallium, nickel and zinc distribution in chromian spinel // Lithos. 1995. Vol. 35. P. 261–282.
25. Power M.R., Pirrie D., Andersen J.C., Wheeler P.D. Testing the validity of chrome spinel chemistry as a provenance and petrogenetic indicator // Geology. 2000. Vol. 28. P. 1027–1030.
26. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325–334.
27. Roeder P., Reynolds I. Crystallization of chromite and chromium solubility in basaltic melts // J. Petrol. 1991. Vol. 32. P. 909–934.