
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

**ХРОМИТ-ФЕРРИ-УЛЬВОШПИНЕЛЕВАЯ СЕРИЯ МИНЕРАЛОВ ЩЕЛОЧНЫХ
ПИКРИТ-БАЗИТОВЫХ ПОРОД СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ИХ ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ**

© 2023 г. Д. чл. А. В. Округин*

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
пр. Ленина, 39, Якутск, 677980 Россия***e-mail: okrugin@diamond.ysn.ru*

Поступила в редакцию 09.12.2022 г.

После доработки 03.08.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Рассматриваются типохимические особенности шпинелей, образующих непрерывные серии от алюмо-хромшпинелей до ферришпинелей и ульвошпинели из базит-ультрабазитовых пород севера Сибирской платформы. На предлагаемой автором модифицированной объемной диаграмме в координатах $Al-Cr-(Fe^{3+} + 2Ti)-Fe^{2+}$ сравнивается состав этих шпинелей с шпинелями из щелочных базальтов океанических островов и лунных морских базальтов. Установление непрерывной изоморфной серии от хромшпинелей к ульвошпинели является одним из минералогических индикаторов возможной парагенетической связи между пикрит-базальтовыми, щелочными оливин-базальтовыми, щелочно-ультраосновными и кимберлитовыми формациями на севере Сибирской платформы. С помощью оливин-хромшпинелевого окситермобарометра показано, что для изученных пород величина летучести кислорода lg/O_2 на 2–4 порядка выше задаваемой буфером фаялит-магнетит-кварц (FMQ) и соответствует состоянию окисленности платиноносных дунит-клинопироксенитовых ассоциаций пород урало-алаянского и алданского типов.

Ключевые слова: хромит, ульвошпинель, щелочные породы, пикриты, базиты, дуниты, окситермобарометрия, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S0869605523060035, **EDN:** GOOTPC

Хромшпинелиды являются типоморфными акцессорными и рудообразующими минералами мафит-ультрамафитовых комплексов и в силу своей широкой изоморфной изменчивости служат чутким минералом-индикатором геохимической специализации материнских пород, что может быть использовано для многих петрологических и поисково-прогностических целей. На севере Сибирской платформы широко развиты комплексы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК), кимберлитов, щелочных базальтоидов с необычной изоморфной серией хромит-ферри-ульвошпинелевых минералов. Такие шпинелиды были установлены разными исследователями в перидотитах, пикритах и меймечитах Маймеча-Котуйской провинции (Васильев и др., 1976; Соболев, 1978), в пикритовых долеритах Норильских месторождений (Генкин и др., 1979), кимберлитах Анабарского района (Бабушкина, 2008), а также в алмазонасных отложениях карнийского яруса верхнего триаса в низовьях р. Лены (Николенко и др., 2018).

При изучении платиновых металлов в россыпях севера Сибирской платформы автором в 1990-х годах в шлихах аллювия р. Уджа, в районе выхода Томторского масси-

ва, были обнаружены зерна, представленные в основном титанистым алюмохромитом, феррихромитом и хроммагнетитом (Округин, 2005). На этом основании было высказано предположение о возможности локализации в данном районе платиноносных мафит-ультрамафитовых комплексов близких по минералого-геохимическим признакам таковым Маймеча-Котуйской провинции. Позднее в бассейне р. Анабар шпинелиды подобного состава были установлены в пикробазальтах устья р. Анабар, трахидолеритах Эбегаинского дайкового пояса, оливиновых мелилититах и карбонатитах Томторского массива (Округин и др., 2012; Округин, Журавлев, 2020). Следует отметить находки Cr-Ti-ферришпинелидов в тефритах кайнозойских вулканов Балаган-Тас и о. Жохова в восточной Якутии (Мохначевский, Округин, 2015). В связи с этим в данном сообщении автором рассматривается типохимизм непрерывного ряда от алюмо-хромшпинелей до ферришпинелей и ульвошпинели из базит-ультрабазитовых пород севера-востока Сибирской платформы в сравнении с шпинелями из щелочных базальтов океанических островов и лунных морских базальтов на предлагаемой автором объемной диаграмме $Al-Cr-(Fe^{3+} + 2Ti)-Fe^{2+}$. Обсуждается также более узкий круг вопросов относительно редокс-состояния появления ранних оливин-хромшпинелевых парагенезисов в щелочных ультрамафит-мафитовых породах северо-востока Сибирской платформы на основе оливин-шпинелевого окситермобарометра (Ballhaus et al., 1991).

СОСТАВ ХРОМИТ-УЛЬВОШПИНЕЛЕВОЙ СЕРИИ МИНЕРАЛОВ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Минералы хромит-ульвошпинелевой изоморфной серии могут формироваться в процессе фракционной дифференциации ультрамафит-мафитовой магмы. Часто они встречаются в виде разрозненных мелких оплавленных кристаллов октаэдрической формы, но иногда хромит и ферри-ульвошпинель наблюдаются в форме включений в крупных протокристаллах оливина. Закономерное расположение шпинелидов в зональных зернах оливина указывает на формирование парагенетической оливин-шпинелевой ассоциации, зависящей от химической специализации исходной магмы, $P-T$ условий и фугитивности кислорода, определяющих порядок и длительность фазовой кристаллизации расплава. Присутствие серии минералов, состав которых меняется от хромшпинелей до высоко-титанистого магнетита и ульвошпинели было установлено нами в образцах малоизвестных триасовых покровов высоко-Ti щелочных пикритобазальтов, развитых в устье р. Анабар (табл. 1, обр. 10640–10642). Подобные минералы были также обнаружены в трахидолеритах Анабаро-Удзинского междуречья (обр. ЭХ-1), принадлежащих пермо-триасовому Эбегаинскому дайковому поясу (Томшин и др., 1997), и мелких сателлитных телах в южном обрамлении Томторского массива, представленных силлом щелочных пикритов (обр. То-4) и дайкой карбонатитов (обр. То-5). В табл. 1 приведены также составы тефритов кайнозойских вулканов о. Жохова (обр. ЖХ-2) и Балаган-Тас (обл. БТ-1) с Cr-Ti-ферришпинелью. Анализ силикатных пород, в которых изучались шпинелиды, выполнен методом мокрой химии в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН под руководством Л.Т. Галенчиковой.

Микроструктурные взаимоотношения фаз изучались на сканирующем микроскопе JSM-6480LV JEOL в ИГАБМ СО РАН. Химический состав минералов определялся на микрозондовом анализаторе Camebax-Micro. Съемка проводилась при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 10 нА, а в качестве эталонов применялись стандартизированные минералы. Аналитики: Н.В. Лескова, Л.М. Попова, Н.В. Христофорова. Наиболее представительные анализы шпинелидов, охватывающие весь диапазон изменения составов приводится в табл. 2, где также указано содержание фаялито-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) изученных проб**Table 1.** Chemical composition (wt %) of studied samples

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.	Сумма
10640	44.24	4.57	8.72	7.01	7.36	0.23	10.12	11.54	1.78	1.90	0.57	—	1.88	99.92
10641	40.24	4.42	6.63	5.32	8.69	0.25	16.48	11.52	2.01	1.39	0.60	—	1.68	99.23
10642	40.14	5.39	7.94	9.59	6.32	0.24	10.64	11.57	2.71	2.51	0.94	—	2.46	100.45
ЭХ-1	43.75	5.98	11.20	5.68	8.48	0.18	5.34	9.30	2.89	2.37	1.13	—	3.55	99.85
То-4	31.25	2.87	8.38	10.29	5.82	0.18	15.18	11.12	0.63	2.57	1.22	5.37	5.10	99.98
То-5	14.12	1.86	5.17	6.71	7.18	0.34	4.99	29.23	0.21	0.82	1.25	24.96	3.10	99.94
Жх-2	44.34	2.16	12.78	5.23	6.20	0.10	13.54	7.60	4.76	2.35	0.68	—	0.23	99.97
БТ-1	46.61	2.38	14.61	5.81	4.99	0.14	7.85	7.98	5.61	2.45	1.24	—	0.49	100.16

вого (Fa) компонента в оливине, в котором находился анализируемый минерал в виде включения.

В указанных породах хромшпинелиды обычно встречаются в штучных пробах в виде редких мелких (размером 0.1–0.2 мм, реже до 0.5 мм) округлых зерен с реликтами октаэдрических кристаллических граней минерала. Иногда они наблюдаются в форме включений с полигональными кристаллическими очертаниями в протокристаллах оливина, пироксена и флогопита (рис. 1). В тефритах вулкана о. Жохова установлено, что если в центральных, наиболее магнезиальных, частях зональных вкрапленников оливина включения представлены хромшпинелями, то к периферийным зонам оливина тяготеет хромистый титаномagnetит, а в тонкозернистой основной массе вулкаников распространен типичный для базитов титаномagnetит (рис. 1, в).

Сравнительная характеристика шпинелидов разными исследователями рассматривается на многочисленных видах диаграмм из-за весьма широкой изоморфной измен-

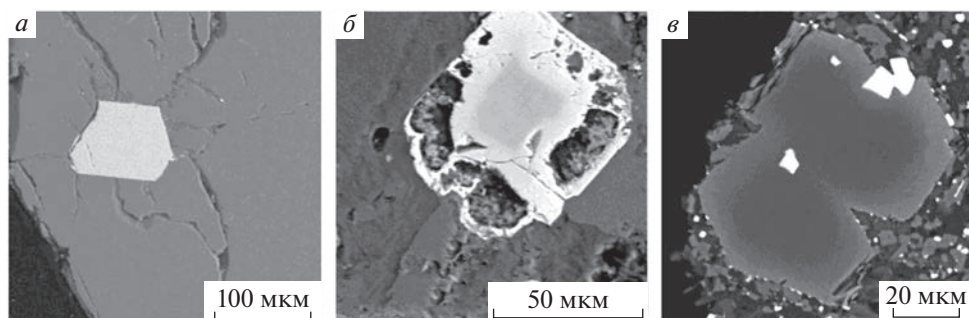


Рис. 1. Включения шпинелей (белое) во вкрапленнике оливина (Fo₈₆) из пикритобазальта устья р. Анабар (ан. 44/163, табл. 2) (а); корродированном кристалле магнетита с хромшпинелевым (ан. 20-1, табл. 2) ядром (серое) в фенокристалле флогопита из дайки карбонатита (То-5) Томторского массива (б); во вкрапленнике оливина и микрозернистой основной массе тефритов о. Жохова (обр. Жх-2) (в). Фото в отраженных электронах.

Fig. 1. Spinel inclusions (white) in the olivine (Fo₈₆) phenocryst from the picrobasalt from estuary of the Anabar R. (sample 44/163, table 2) (a); corroded magnetite crystal with a Cr-spinel core (gray) in a phlogopite phenocryst of carbonatite dyke (To-5) of the Tomtor massif (б); in the olivine phenocryst and groundmass of tephrite of the Zhokhov Island (Zh-2) (в). BSE images.

Таблица 2. Представительные анализы (мас. %) шпиннелей
Table 2. Representative analyzes (wt %) of spinels

№ проб	№ ан.	Fa	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма	Ti	Al	Cr	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg
10639	39/3	26	8.82	9.02	17.82	26.71	29.94	0.64	6.77	99.72	0.228	0.366	0.485	0.692	0.862	0.019	0.348
10639	37/3	18	4.13	13.29	30.50	19.41	22.18	0.08	9.92	99.52	0.102	0.517	0.796	0.482	0.612	0.002	0.488
10641	58/3	17	11.29	4.78	15.47	29.05	29.97	0.69	7.51	98.76	0.299	0.199	0.431	0.771	0.884	0.021	0.395
10641	55/3	14	7.94	4.83	28.28	24.68	24.40	0.07	9.92	100.12	0.204	0.194	0.764	0.634	0.697	0.002	0.505
10641	56/3	13	5.39	7.53	33.50	22.40	20.11	0.70	11.27	100.91	0.134	0.294	0.878	0.559	0.558	0.020	0.557
10642	163	9	10.11	1.33	18.83	29.60	36.01	0.77	2.55	99.20	0.282	0.058	0.552	0.826	1.117	0.024	0.141
10642	43	15	9.43	3.55	26.56	24.56	25.75	0.06	9.68	99.58	0.245	0.145	0.726	0.639	0.744	0.002	0.499
10642	44	14	6.85	4.95	36.88	17.08	23.15	0.70	9.57	99.19	0.177	0.201	1.003	0.442	0.666	0.020	0.491
10642	37/4	—	5.47	6.33	41.55	14.09	19.97	0.21	11.27	98.90	0.139	0.252	1.111	0.358	0.565	0.006	0.568
ЭХ-93	50	—	10.55	6.94	29.25	15.35	28.58	0.22	8.86	99.75	0.270	0.279	0.788	0.393	0.814	0.006	0.450
To-4	285	—	9.19	6.36	7.56	38.15	32.49	0.94	4.66	99.35	0.247	0.268	0.213	1.025	0.970	0.028	0.248
To-4	297	—	7.31	7.74	13.26	35.27	31.69	0.91	4.56	100.73	0.192	0.319	0.367	0.929	0.927	0.027	0.238
To-4	18	—	7.45	5.36	30.58	21.16	28.93	0.49	6.58	100.55	0.194	0.219	0.839	0.553	0.840	0.014	0.340
To-4	12	—	1.91	15.96	43.34	9.77	15.21	0.18	13.56	99.92	0.045	0.594	1.083	0.232	0.402	0.005	0.639
To-4	9	—	3.54	6.03	45.76	12.46	25.22	0.40	6.86	100.27	0.092	0.245	1.248	0.323	0.727	0.012	0.353
To-5	4-5	—	5.38	5.01	17.12	38.11	30.69	0.25	4.35	100.91	0.144	0.210	0.480	1.018	0.911	0.008	0.230
To-5	23-4	—	5.31	21.72	23.84	15.82	22.06	0.35	11.88	100.98	0.124	0.793	0.584	0.369	0.572	0.009	0.549
To-5	20-1	—	2.28	23.67	31.91	11.55	16.56	0.32	13.74	100.03	0.052	0.853	0.771	0.266	0.423	0.008	0.626
To-5	9	—	2.12	14.68	43.26	9.70	17.24	0.44	11.94	99.38	0.051	0.558	1.103	0.236	0.465	0.012	0.574
БТ-4	21/4	15	13.79	6.29	10.89	25.65	36.18	0.36	5.26	98.43	0.370	0.264	0.307	0.689	1.079	0.011	0.280
БТ-4	22/4	17	9.03	8.47	12.52	31.49	31.30	0.26	6.02	99.09	0.238	0.349	0.346	0.829	0.916	0.008	0.314
БТ-4	20/4	17	4.84	13.16	20.57	27.21	26.40	0.22	7.47	99.87	0.122	0.521	0.546	0.688	0.742	0.006	0.374
БТ-1	37	19	2.99	20.00	23.43	20.33	23.60	0.23	8.90	99.48	0.073	0.762	0.599	0.494	0.638	0.006	0.429
Жх-2	83	37	15.38	4.26	6.71	27.48	41.72	0.51	2.22	98.28	0.427	0.185	0.196	0.764	1.289	0.016	0.122
Жх-2	86	36	14.02	3.95	12.47	25.89	39.89	0.74	2.75	99.71	0.383	0.169	0.358	0.707	1.211	0.023	0.149
Жх-2	84	34	7.23	10.96	21.60	22.80	31.75	0.24	5.16	99.74	0.187	0.445	0.589	0.591	0.915	0.007	0.265
Жх-2	7	16	4.84	17.76	25.59	17.33	24.33	0.36	9.21	99.42	0.118	0.681	0.658	0.424	0.662	0.010	0.447
Жх-3	2-19	8	0.09	29.80	40.33	2.66	11.87	0.20	16.46	101.42	0.002	1.016	0.922	0.058	0.287	0.005	0.710
Жх-3	3-19	9	0.13	28.89	40.54	2.39	11.82	0.20	16.16	100.13	0.003	1.000	0.941	0.053	0.290	0.005	0.708

Примечание. № проб: 10639–10642 — пикриобазальты устья р. Анабар; ЭХ-93 — трахидолериты Анабаро-Уджинского междуречья; То-4 — щелочные пикриты и То-5 — карбонатиты Томторского массива; БТ-4; БТ-1 — тефриты вулкана Балатан Таас; Жх-2 — тефриты вулкана о. Жохова; Жх-3 — ксенолиты шпиннелевых перцолитов из тефритов о. Жохова. Fa — содержание фаялитового компонента (мол. %) в оливине, сосуществующем со шпиннелем.

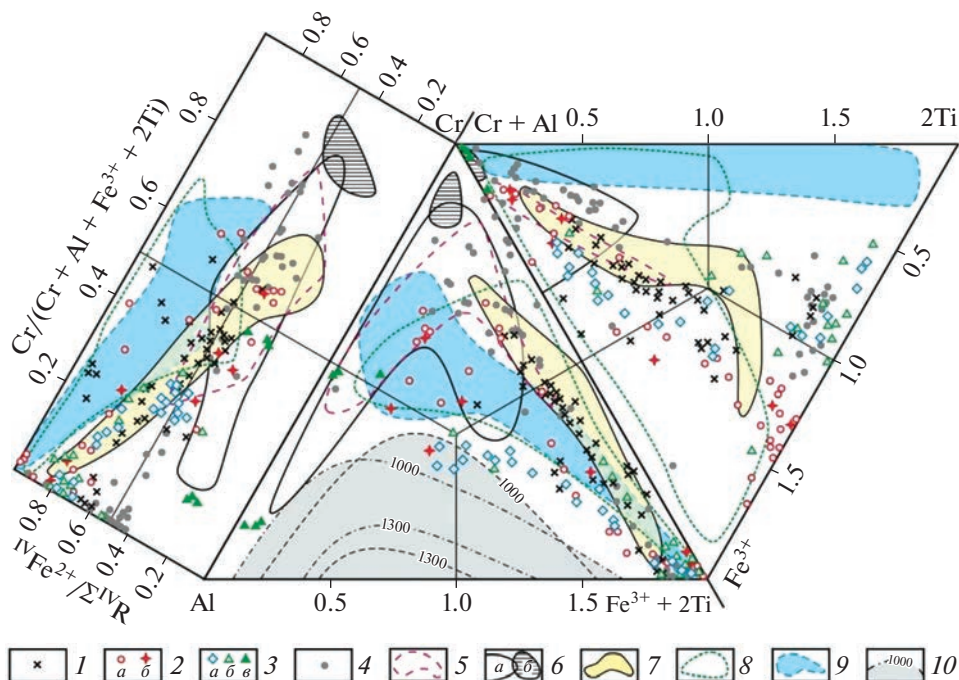


Рис. 2. Состав шпинелидов из пород севера Сибирской платформы. 1 – щелочные пикритобазальты устья р. Анабар; 2 – щелочные пикриты (а) и карбонатиты (б) Томторского массива; 3 – тейфриты вулканов Балаган-Тас (а), о. Жохова (б) и ксенолиты лерцолитов (в) из лав о. Жохова; 4 – кимберлиты трубки Малокуонамская (Бабушкина, 2008); 5–9 – поля составов (n – количество анализов): 5 – алмазоносные верхнетриасовые гравелиты ($n = 24$) р. Лены (Николенко и др., 2018); 6 – алмазоносные кимберлиты (а) Якутии ($n = 118$), в том числе хромиты алмазной ассоциации (б) (Соболев и др., 1975); 7 – дуниты, перидотиты, меймечиты и пикриты ($n = 44$) Гулинского массива (Васильев и др., 1976; Соболев, 1978); 8 – габбро-долериты ($n = 4138$) Норильского и Талнахского интрузивов (Генкин и др., 1976; Chayka et al., 2020); 9 – лунные морские базальты ($n = 137$) (Agrell et al., 1970; Хэггerti, 1974; Свешникова и др., 1980); 10 – изотермы (T , °C) сольвусов систем $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4\text{--Mg}_2\text{TiO}_4$ (пунктирные линии) и $\text{FeCr}_2\text{O}_4\text{--FeAl}_2\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{TiO}_4$ (штрих-пунктирные линии) по (Muan et al., 1972).

Fig. 2. Composition of spinels from rocks in the north of the Siberian platform. 1 – alkaline picrobasalts from estuary of the Anabar River; 2 – alkaline picrite (a) and carbonatite (b) of the Tomtor massif; 3 – tephrites of the volcanoes Balagan-Tas (a), Zhokhova (b) and xenoliths of spinel lherzolites (c) from the lava of the volcano Zhokhova; 4 – kimberlite of Malokouonamskaya pipe (Babushkina, 2008); 5–9 – composition fields (n , number of analyzes): 5 – Upper Triassic diamondiferous gritstones of the Lena R. (Nikolenko et al., 2018); 6 – diamondiferous kimberlites (a) of Yakutia ($n = 118$), including chromite of diamond association (b) by (Sobolev et al., 1975); 7 – dunites, peridotites, meimechites and picrites ($n = 44$) of Guli massif (Vasil'ev et al., 1976; Sobolev, 1978); 8 – gabbro-dolerites ($n = 4138$) of Norilsk and Talnakh intrusions (Genkin et al., 1976; Chayka et al., 2020); 9 – lunar marine basalts ($n = 137$) (Agrell et al., 1970; Haggerty, 1974; Svishnikova et al., 1980); 10 – isotherms (T , °C) of solvus of systems $\text{MgCr}_2\text{O}_4\text{--MgAl}_2\text{O}_4\text{--Mg}_2\text{TiO}_4$ (dotted lines) and $\text{FeCr}_2\text{O}_4\text{--FeAl}_2\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{TiO}_4$ (dash-dotted lines) according to (Muan et al., 1972).

чивости состава этих минералов. Для этого часто используются закономерности изменения атомных количеств катионов, занимающих различные позиции в структуре шпинелей, что позволяет выявить типоморфные особенности минералов из различных типов пород. С такой целью автором производился расчет эмпирических формул

шпинелей наиболее распространенным катионным методом (Кривовичев, Гульбин, 2022) в пересчете на 3 катиона, в соответствии с коэффициентами в формуле (к. ф.) шпинелей ${}^{\text{IV}}(\text{R}^{2+}){}^{\text{VI}}(\text{R}^{3+})_2\text{O}_4$. При этом в алюмо- и хромшпинелях с нормальной структурой двухвалентные катионы занимают обычно позиции с четверной координацией, а трехвалентные металлы — с шестерным окружением. Для магнетита и ульвошпинели характерны обращенные (инверсионные или неупорядоченные) структуры типа ${}^{\text{IV}}(\text{Fe}^{3+}){}^{\text{VI}}(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$ и ${}^{\text{IV}}(\text{Fe}^{2+}){}^{\text{VI}}(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+})_2\text{O}_4$ соответственно.

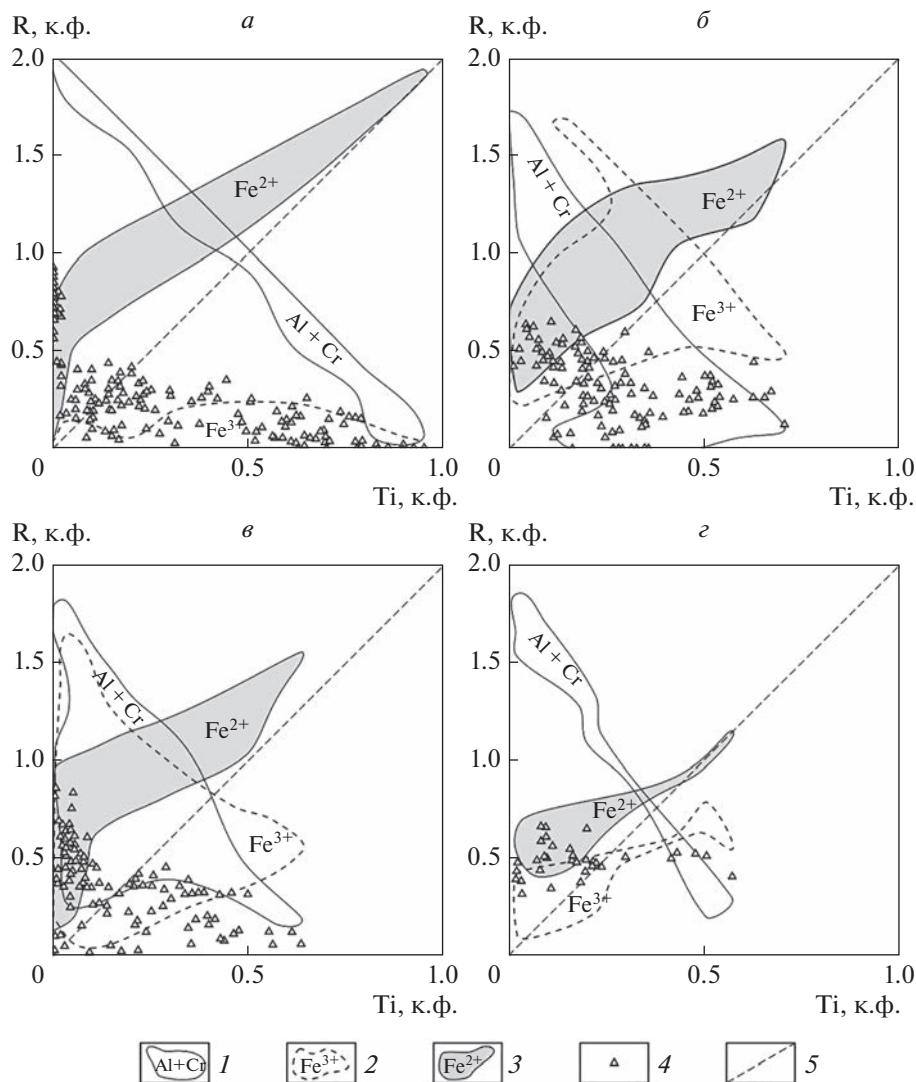
В случае определения методом рентгеноспектрального микроанализа общего железа, его разделение на Fe^{2+} и Fe^{3+} производится путем пересчета на кристаллохимическую формулу. Количество Fe^{3+} определяется по формуле: $\text{Fe}^{3+} = 2 - \text{Al} - \text{Cr} - 2\text{Ti}$. Содержание FeO по формуле: $\text{FeO} = \text{FeO}_{\text{tot}} - 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$. Как правило, после 1–3 итераций суммы двух и трехвалентных катионов приобретают правильное для формул шпинелей соотношение (1 : 2). Исключение составляют шпинели, образующие твердый раствор с гематитом, ильменитом или корундом; такие анализы в статье не рассматриваются. Результаты пересчета наиболее представительных анализов шпинелей приведены в табл. 2.

Изменение состава шпинелей удобно рассматривать на тройной диаграмме в координатах основных трехвалентных ионов: Al^{3+} , Cr^{3+} и $(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti}^{4+})$ (рис. 2). Этим ионам соответствуют три главных семейства шпинелей: хром-, алюмо- и ферришпинели. При этом титан обычно включается в ферришпинелевый компонент, т.к. он проявляет преимущественно гетеровалентный изоморфизм по схеме $2\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+})$, образуя титаномагнетитовый тренд. С целью размежевания тренда Ti и Fe^{3+} , диаграмму $\text{Al}-\text{Cr}-(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti}^{4+})$ дополняют диаграммой $\text{Fe}^{3+}-(\text{Al} + \text{Cr})-2\text{Ti}$, поскольку Ti по кристаллохимическим свойствам более близок к Fe и Cr, а с Al он дает широкую область несовместности (Muan et al., 1972). На этой треугольной диаграмме выделяется три поля шпинелей, крайние члены которых представлены магнетитом $(\text{Fe,Mg})(\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, ульвошпинелью $\text{Fe}(\text{Fe}^{2+}\text{Ti}^{4+})_2\text{O}_4$ и $\text{Al}-\text{Cr}$ -шпинелью $(\text{Fe,Mg})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$.

К стороне диаграммы $\text{Al}-\text{Cr}$ целесообразно приложить прямоугольную систему, показывающую соотношение основных двухвалентных катионов (Fe и Mg), находящихся в четверной координации, разделяя тем самым шпинели на железистые и магнезиальные. В итоге мы получаем мультдиаграмму (рис. 2), где видно, что поля составов шпинелидов из различных типов пород частично перекрываются, но они име-

Рис. 3. Вариации содержаний катионов (R, к.ф.) в формуле шпинелей относительно их титанистости (Ti, к.ф.) для различных пород. *a* — лунные морские базальты (Agrell et al., 1970; Свешникова и др., 1980; Хэггерти, 1994) и реголит из материкового района (Грунт..., 1979); *б* — щелочные пикриты и карбонатиты Томторского массива, меланефелениты и пикробазальты устья р. Анабар, тефриты вулканов Балаган-Тас и о. Жохова; *в* — базальты о. Лорд-Хау (Плошко, Тронева, 1979), о. Гавайи (Wilkinson, Hensel, 1988; Sobolev, Nikogosian, 1994), Императорских подводных гор (Claque et al., 1980) и Исландии (Муравьева и др., 1979); *г* — кимберлиты трубки Малокуонамская (Бабушкина, 2008). 1–3 — поля распределения содержаний $(\text{Al} + \text{Cr})$, Fe^{3+} и $\text{Fe}^{2+} = ({}^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+} + {}^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+})$ соответственно; 4 — поля распределения содержаний Mg; 5 — линия, показывающая прямую пропорциональность содержаний $({}^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + \text{Ti})$ и Ti (пояснения в тексте).

Fig. 3. Variations of contents of cations R, *apfu* in spinel formula versus content of Ti, *apfu* for various rocks. *a* — lunar marine basalts (Agrell et al., 1970; Sveshnikova et al., 1980; Haggerty, 1994) and regolith from the highland region (Regolith..., 1979); *б* — alkaline picrite and carbonatites of the Tomtor massif, melanefelenites and picrobasalts of the Anabar River, tephrites of the volcanoes Balagan-Tas and Zhokhova; *в* — basalts of Lord Howe Island (Ploshko, Troneva, 1979), Hawaii Island (Wilkinson, Hensel, 1988; Sobolev, Nikogosian, 1994), Emperor Seamount (Claque et al., 1980) and Iceland (Muravyeva et al., 1979); *г* — kimberlites of the Malokuonamskaya pipe (Babushkina, 2008). 1–3 — fields of $(\text{Al} + \text{Cr})$, Fe^{3+} and $\text{Fe}^{2+} = ({}^{\text{IV}}\text{Fe}^{2+} + {}^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+})$ respectively; 4 — values of Mg; 5 — line showing the direct proportionality of contents of $({}^{\text{VI}}\text{R}^{2+} + \text{Ti})$ and Ti.



ют свои типохимические индикаторные особенности. Можно выделить три основных тренда: 1 — хромит-алюмошпинелевый изоморфный ряд, вытянутый вдоль Al—Cr стороны диаграммы (характерен для альпинотипных перидотитов и глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов); 2 — хромит-магнетитовый ряд (свойственный дифференцированным мафит-ультрамафитовым интрузивам), 3 — хромит-ульвошпинелевый ряд (проявленный в щелочных базит-ультрабазитовых магматитах).

Изученные нами шпинели принадлежат хромит-ульвошпинелевому ряду и близки таковым из ультрамафитов Гулинского массива и кимберлитов Малокуонамской трубки. Особое положение занимают шпинели из лунных базальтов, состав которых трассируется от алюмо-хромшпинелей прямо к ульвошпинелевому углу, показывая минимальное содержание в них магнетитового компонента. Это свидетельствует об особо восстановительных условиях их кристаллизации и формирования ульвошпинеле-

левого тренда лунных шпинелей по схеме $2\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow (\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+})$, в отличие от земных, где преобладает титаномagnetитовый тренд, заканчивающийся на границе магнетитового и ульвошпинелевого полей. Расширение области распространения шпинелей магнетит-ульвошпинелевого ряда (рис. 2), возможно, объясняется расположением сольвуса $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{TiO}_4$ в зоне с более низкой температурой (O'Neil, Navrotsky, 1984), что обуславливает сосуществование магнетита и ульвошпинели вплоть до позднемагматических этапов.

Зависимости содержаний катионов в шпинелях из различных лунных и земных пород от их титанистости показаны на рис. 3. Из этих диаграмм видно, что с повышением содержания Ti в шпинелях понижается их магнезиальность и возрастает содержание катионов Fe^{2+} , входящих как в тетраэдрическую, так и октаэдрическую позиции. При этом отмечается, что содержание Fe^{2+} , практически всегда больше чем Ti и поле Fe^{2+} находится выше пунктирной линии, показывающей прямую пропорциональность содержаний ($^{\text{VI}}\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}$) и Ti. Таким образом, можно предположить, для формирования природной ульвошпинели всегда достаточно Fe^{2+} и вероятность вхождения магния в ульвошпинель, за редким исключением, очень низка.

Для более отчетливого восприятия тренда изменения таких минеральных серий автором предлагается объемная диаграмма (рис. 4) в координатах $\text{Al--Cr--}(\text{Fe}^{2+} + 2\text{Ti})\text{--Fe}_{\text{tot}}^{2+}$. Данная диаграмма отличается от шпинелевой призмы Джонстона, которую С.Е. Хэггертти (1974) применяет для номенклатуры фаз из лунных пород, тем, что имеет форму призмы с треугольным основанием и со скошенной верхней плоскостью. Такая форма диаграммы обусловлена ординатой, которая соответствует содержанию двухвалентных катионов. Коэффициент в формуле составляет 2 в ульвошпинелевом Fe_2TiO_4 углу диаграммы и не превышает 1 на Al--Cr -шпинелевой $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Cr})_2\text{O}_4$ грани. Для отслеживания тренда по горизонтали точки составов проецируются на нижнее треугольное основание призмы, которое является по существу тройной $\text{Al--Cr--}(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ диаграммой (рис. 2), где выделены области хром-, алюмо- и ферри-ульвошпинелей (цифрами 1, 2, 3 в кружках соответственно).

На первой диаграмме (рис. 4, а) показаны составы лунных шпинелей, где видно, что шпинели из базальтов морских районов Луны преимущественно образуют непрерывный тренд от железистого хромита до практически чистой ульвошпинели Fe_2TiO_4 , тесно прилегающий к верхней наклонной поверхности диаграммы. В породах приподнятых материковых участков Луны, которые сложены в основном светлыми анортозитами, норитами и габброидами, присутствуют магно-алюминиевые шпинели, составы которых локализованы в ближнем нижнем левом $(\text{MgAl}_2\text{O}_4)$ углу диаграммы. Пересечение областей составов “морских” и “материковых” шпинелей объясняется неоднородностью лунного реголита, в особенности, в приграничных участках.

На второй диаграмме (рис. 4, б) шпинели из щелочных пикритов и карбонатитов Томторского массива образуют единый протяженный ряд от Ti-содержащего умеренно железистого хромита до высоко-Ti магнетита, приближаясь к ульвошпинелевой области. Шпинели аналогичного состава обнаружены также в пикробазальтах и меланефеленитах устья р. Анабар. Подобные анабарским шпинели характерны и для тефритов кайнозойских вулканов Балаган-Тас и о. Жохова (рис. 4, в). Составы шпинелей ксенолитов лерцолитов (Сурнин и др., 1998) из лавы вулкана о. Жохова находятся обособленно в алюмошпинелевом углу.

По минералого-геохимическим характеристикам тефриты вулканов Балаган-Тас и Жохова относятся к щелочным базальтоидам внутримантийного типа (Мохначевский, Округин, 2015). По повышенным содержаниям TiO_2 , P_2O_5 и K_2O они также близки вышеупомянутым высоко-Ti щелочным пикрито-базальтам бассейна р. Анабар, кото-

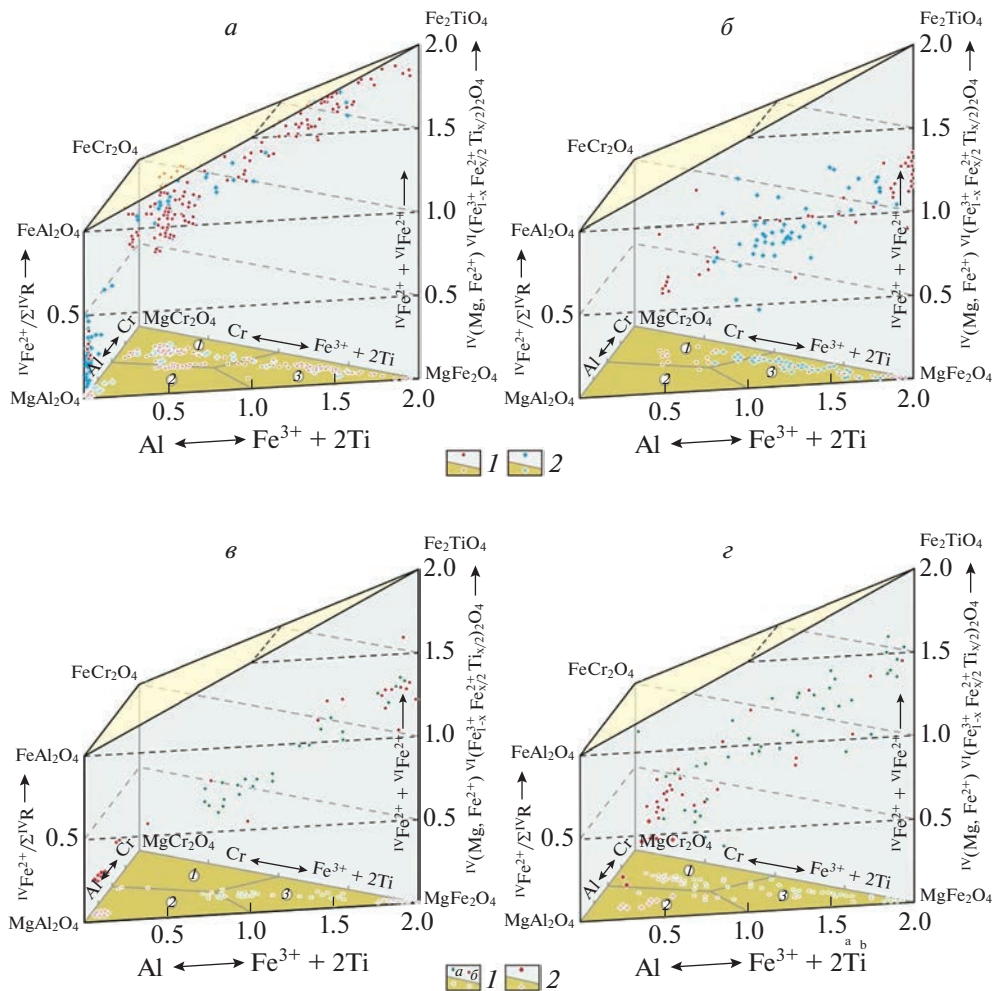


Рис. 4. Состав шпинелидов на $\text{Al}-\text{Cr}-(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})-\text{Fe}^{2+}$ диаграмме. *a* – лунные морские базальты (1) по (Agrell et al., 1970; Хэггерти, 1994; Свешникова и др., 1980) и реголит из материкового района (2) по (Грунт..., 1979); *б* – щелочные пикриты и карбонатиты Томторского массива (1) и меланефелениты и пикробазальты (2) устья р. Анабар; *в* – тephриты вулканов Балаган-Тас (1*a*), о. Жохова (1*б*) и ксенолиты шпинелевых лерцолитов (2) из лав вулкана о. Жохова; *г* – базальты (1*a*) о. Лорд-Хау (Плошко, Тронева, 1979), о. Гавайи (1*б*) и ксенолиты из лавы Хуалалай (2) по (Wilkinson, Hensel, 1988; Sobolev, Nikogosian, 1994).

Fig. 4. Composition of spinels on $\text{Al}-\text{Cr}-(\text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})-\text{Fe}^{2+}$ diagram. *a* – lunar marine basalts (1) by (Agrell et al., 1970; Haggerty, 1994; Svshnikova et al., 1980) and regolith from the highland region (2) by (Regolith..., 1979); *б* – alkaline picrite and carbonatite of the Tomtor massif (1) and melaneferenites and picrobasalts (2) of the Anabar River; *в* – tephrites of the volcanoes Balagan-Tas (1*a*), Zhokhova (1*б*) and xenoliths of spinel herzolites (2) from the lava of the volcano Zhokhova; *г* – basalts (1*a*) of Lord-Howe Island (Ploshko, Troneva, 1979), Hawaii (1*б*) and xenoliths from Hualalai lava (2) by (Wilkinson, Hensel, 1988; Sobolev, Nikogosian, 1994).

рые в свою очередь аналогичны таковым Маймеча-Котуйской провинции (Округин и др., 2012). Таким образом, породы вулкана Балаган-Тас, расположенного в Момской рифтовой зоне на границе Евразийской и Северо-Американской плит, и вулкана о. Жохова, находящегося на крыле Фадеевского рифта Северо-Американской плиты, являются современными аналогами магматизма, проявлявшегося в РЗ₂ и пермь-триасовое время на севере Сибирской платформы.

В других регионах ряд от Al-Cr-шпинелей до ульвошпинели наблюдается, например, в океанитах о. Лорд-Хау, лавах Килауэа и Мауна-Лоа о. Гавайи и щелочном базальте Исландии (Муравьева и др., 1979; Плошко, Тронева, 1979; Wilkinson, Hensel, 1988). Тренд изменения состава шпинелидов из базальтов данных океанических островов (рис. 4, з) занимает промежуточное положение между шпинелями лунных базальтов и пород Анабарского района, а также кайнозойских базальтов Якутии.

ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТ-БАЗИТОВЫХ ПОРОД

Характеристика окислительно-восстановительного состояния магматических пород имеет большое значение для определения условий зарождения и эволюции рудно-магматических систем в связи с их потенциальной рудогенерирующей способностью. Поскольку в изученных породах хромшпинель-ульвошпинелевая ассоциация наиболее часто встречается в виде включений во вкрапленниках оливина (табл. 2), оценка их редокс-состояния проводилась по оливин-хромшпинелевому окситермобарометру (Ballhaus et al., 1991). Расчет fO_2 производился по формуле, откорректированной авторами в 1994 г.:

$$\Delta \lg(fO_2)^{FMQ} = 0.27 + 2505/T - 400P/T - 6 \lg(X_{Fe}^{ol}) - 3200(1 - X_{Fe}^{ol})^2/T + 2 \lg(X_{Fe^{2+}}^{sp}) + 4 \lg(X_{Fe^{3+}}^{sp}) + 2630(X_{Al}^{sp})^2/T,$$

а температура определялась по уравнению:

$$T, K = [(6530 + 280P + 7000 + 108P)(1 - 2X_{Fe}^{ol}) - 1960(X_{Mg}^{sp} - X_{Fe}^{sp}) + 16150X_{Cr}^{sp} + 25150(X_{Fe^{3+}}^{sp} + X_{Ti}^{sp})] / (R \ln K_D^{ol-sp} + 4.705),$$

где $K_D^{ol-sp} = (X_{Mg}^{ol} \cdot X_{Fe^{2+}}^{sp}) / (X_{Fe}^{ol} \cdot X_{Mg}^{sp})$; X_{Fe}^{ol} , X_{Mg}^{ol} , $X_{Fe^{2+}}^{sp}$ и $X_{Fe^{3+}}^{sp}$ — отношения $R^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ в оливине и шпинели; $X_{Fe^{3+}}^{sp}$, X_{Al}^{sp} , X_{Cr}^{sp} — катионные доли $R^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$ в

формуле шпинели соответственно, X_{Ti}^{sp} — число катионов Ti в шпинели, R — универсальная газовая постоянная 8.3144 Дж/(моль К). Давление (P) принято равным 1 ГПа.

Результаты выполненных расчетов показаны на диаграмме $\lg fO_2 - T$ (рис. 5). Как видно на графике, значения фугитивности кислорода для сосуществующих глубинных оливин-хром-ульвошпинелевых парагенезисов из пикробазальтов и меленефелитов устья р. Анабар растягиваются вдоль линии (FMG +3), на 3 единицы $\lg fO_2$ превышающей буфер FMG, в интервале температур 900–1380 °С. Включения Cr-Ti-шпинелей в протокристаллах оливина из тефритов вулканов Балаган-Тас и о. Жохова дают подобный тренд заключенный в пределах +(2–3) логарифмических единиц выше FMG в интервале температур 850–1130 °С. Такой, довольно узкий диапазон вариации значений фугитивности O_2 в широком интервале температур свидетельствует о хорошей сопоставимости и достоверности полученных данных. Примечательно также то, что эти значения совпадают с полем значений $\lg fO_2$ и T для дунитов и хромититов Платиноносного пояса Урала, полученных с помощью того же окситермобарометра (Чашухин и др., 2002). Значения $\lg fO_2$ рассчитанные автором для дунитов, хромититов

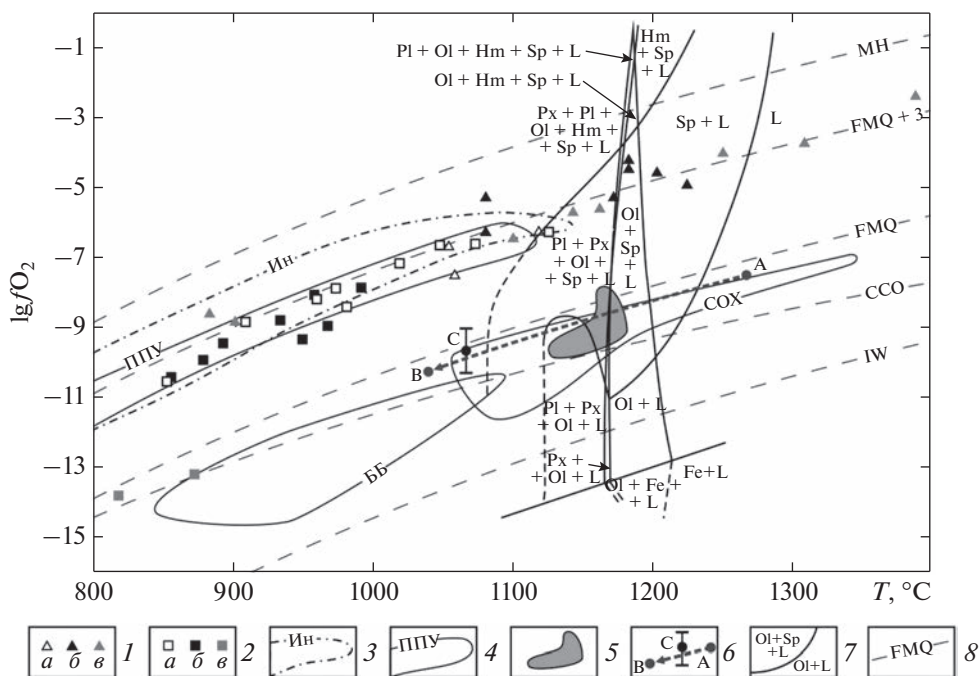


Рис. 5. Диаграмма $\lg fO_2 - T$, построенная по данным, полученным с помощью оливин-хромшпинелевого окситермобарометра (Ballhaus et al., 1991). 1 – устье р. Анабар: пикробазальты (а), оливиновые меланефелениты (б), меланефелениты (в) р. Анабар; 2 – тефриты вулканов Балаган-Тас (а), о. Жохова (б) и ксенолиты лерцолитов (в) из лав о. Жохова; 3 – дуниты, хромититы, включения в изоферроплатине Инаглинского массива; 4 – ультрамафиты и хромититы Платиноносного пояса Урала (ППУ) (Чашухин и др., 2002); перидотиты массива Бени-Бушера (ББ) (Woodland et al., 1992), перидотиты и базальты срединно-океанических хребтов (COX) (Woodland, 1990); 5 – лавы Мауна-Лоа и Килауэа о. Гавайи (Rhodes, Vollinger, 2005); 6 – точка (С) – измеренная величина fO_2 в лавовом озере Килауэа, (А–В) – предполагаемый тренд равновесной кристаллизации магмы (Hill, Roeder, 1974); 7 – фазовый состав в оливиновых толеитах Килауэа по экспериментам (Hill, Roeder, 1974); 8 – кривые буферных реакций магнетит-гематит (MN), фаялит-магнетит-кварц (FMQ), углерод-кислород-СО (CCO) и железо-вюстит (IW), рассчитанные для давления 1 ГПа: MN (Schwab, Kistner, 1981), FMQ и IW (O'Neill, 1987) и CCO (Jakobsson, Oskarsson, 1994).

Fig. 5. Plot of $\lg fO_2 - T$ calculated with the olivine-chromspinel oxiternobarometer (Ballhaus et al., 1991). 1 – picrobasalts (a), olivine melaneferenites (b), melaneferenites (v) of the Anabar River; 2 – tephrites of the volcanoes Balagan-Tas (a), Zhokhova (b) and xenoliths of spinel lherzolites (v) from the lava of the volcano Zhokhova; 3 – dunites, chromitites, inclusions in the isoferroplatinum of the Inagli massif; 4 – ultramafites and chromitites of the Platinum-bearing Belt of the Urals (ППУ) (Chashchukhin et al., 2002); peridotites of the Beni-Bushehr massif (ББ) (Woodland et al., 1992), peridotites and basalts of the mid-oceanic ridges (COX) (Woodland, 1990); 5 – lavas of Mauna Loa and Kilauea, Hawaii (Rhodes, Vollinger, 2005); 6 – point (C) – measured value of fO_2 in the Kilauea lava lake, (A–B) – the assumed trend of equilibrium crystallization of magma (Hill, Roeder, 1974); 7 – phase composition in olivine toleites of Kilauea according to experiments (Hill, Roeder, 1974); 8 – oxygen buffer curves for magnetite-hematite (MN), fayalite-magnetite-quartz (FMQ), carbon-oxygen-CO (CCO) and iron-wustite (IW) calculated for pressures of 1 GPa: MN (Schwab, Küstner, 1981), FMQ and IW (O'Neill, 1987) and the CCO (Jakobsson, Oskarsson, 1994).

и включений оливина и хромита в изоферроплатине Инаглинского массива практически полностью соответствуют аналогичным значениям, полученным для платиноносных пород Урала.

Для оливин-шпинелевого парагенезиса из ксенолитов шпинелевых лерцолитов вулкана о. Жохова значение фугитивности O_2 соответствует буферу CCO с участием

свободного углерода. Такие восстановительные условия характерны для формирования перидотитов сублитосферной мантии (в том числе графит- и алмаз-содержащих), например массива Бени-Бушера (Woodland et al., 1992), а также перидотитов и базальтов СОХ (Woodland, 1990). Полученные разными методами значения $\lg fO_2$ для щелочных базальтов о. Гавайи варьируют в широких пределах между буферами FMG и ССО (Rhodes, Vollinger, 2005). На диаграмме (рис. 5) вынесены также линии фазовых равновесий при кристаллизации оливиновых толеитов Килауэа в зависимости от фугитивности O_2 , определенные по экспериментальным данным (Hill, Roeder, 1974), где показаны точка (С) значения $\lg fO_2$ измеренного в лавовом озере и предполагаемая линия (А–В) кристаллизации магмы.

Из вышесказанного следует, что изучение типохимических особенностей парагенетических ассоциаций шпинелей и определение летучести кислорода на основе их состава может способствовать выявлению и разделению разных формационных типов магматических пород и их потенциальной рудоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В щелочных пикритах и карбонатитах Томторского массива, в пикритобазальтах и меланефеленитах устья р. Анабар, в тефритах кайнозойских вулканов Балаган-Тас и о. Жохова установлены шпинели, образующие необычно протяженный ряд от Ti-содержащего хромита до Cr-содержащего титаномagnetита и ульвешпинели. Они по химическому составу аналогичны шпинелидам из перидотитов и меймечитов Гулинского массива, а также щелочных базальтов океанических островов. По окислительно-восстановительным параметрам изученные магматиты соответствуют платиноносным ультрамафит-мафитовым породам урало-аляскинского и алданского типов, которые близки более окисленным перидотитам с долгой историей в литосфере (Frost, McSammon, 2008). Таким образом, определение редокс-состояния появления минеральных ассоциаций, наряду с выявлением их типохимических особенностей, может быть полезным для установления формационного типа материнских пород, что имеет не только петрологическое, но практическое поисковое значение. Существование непрерывной серии от хромшпинелей к ульвешпинели, по мнению автора, является одним из минералогических индикаторов возможной парагенетической связи между пикрит-базальтовыми, щелочными оливин-базальтовыми (трахидолеритовыми), щелочно-ультраосновными и кимберлитовыми формациями на севере Сибирской платформы.

Автор благодарен своим коллегам, способствовавшим проведению данных исследований, и искренне признателен анонимным рецензентам за конструктивные замечания по устранению недостатков в рукописи, что позволило значительно улучшить качество статьи. Работа выполнена в рамках проекта РНФ (региональный конкурс) № 22-27-20151.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабушкина С.А. Состав микрокристаллов шпинелидов трубки Малокуонапская // Отечественная геология. **2008**. № 5. С. 85–95.
- Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н. Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района / Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, **1976**. С. 7–16.
- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Лапутина И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий и условия ее образования / Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, **1979**. С. 105–126.
- Грунт из материкового района Луны. Ред.: Барсуков В.Л. и Сурков Ю.А. М.: Наука, **1979**. 708 с.
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л. Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов // Записки РМО. **2022**. Ч. 151. № 1. С. 114–124.

Мохначевский Г.В., Округин А.В. Составы минералов из кайнозойских базальтовых вулканов Якутии // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России. Якутск. СВФУ, 2015. С. 295–298.

Муравьева Н.С., Шевалеевский Н.Д., Шебровский Е.Я. Кристаллизация хромшпинелидов в четвертичных базальтах Исландии // Доклады АН СССР. 1979. Т. 248. № 2. С. 452–456.

Николенко Е.И., Логвинова А.М., Изох А.Э., Афанасьев В.П., Олейников О.Б., Биллер А.Я. Ассоциация хромшпинелидов из верхнетриасовых гравелитов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1680–1700.

Округин А.В. Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3–17.

Округин А.В., Журавлев А.И. Конвергентные минералогические особенности силикатных магматических пород и карбонатитовых пород Томторского массива на северо-востоке Сибирской платформы // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25. № 4. С. 42–58.

Округин А.В., Зайцев А.И., Борисенко А.С., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Золото-платиноносные россыпи бассейна р. Анабар // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 11–21.

Плошко В.В., Тронева Н.В. Шпинелиды из океанитов о. Лорд-Хау (Тихий океан) // Геологический журнал. 1979. Т. 39. № 4. С. 69–76.

Свешиникова Е.В., Богатилов О.А., Фрид-Хар Д.И., Ашихмина Н.А., Магидович Т.С., Лапутина И.П., Лазыко Е.Е., Суханов М.Л., Удовкина Н.Г., Карпова О.В., Генкин А.Д. Некоторые результаты исследования вещественного состава двух проб реголита из моря Кризисов / Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. С. 110–137.

Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса / Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1978. С. 330–347.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 7–24.

Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 44–48.

Томшин М.Д., Округин А.В., Савинов В.Т., Шахотко Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1475–1483.

Хэггерти С.Е. Изучение рудных минералов и систематическое исследование изменений состава шпинелей из моря Изобилия // Лунный грунт из моря Изобилия. М.: Наука, 1974. С. 181–204.

Чацухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Миронов А.Б., Уймин С.Г. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.

Chromite-Ulvöshpinel Series of Minerals from Alkaline Picrite-Basic Rocks of the North Siberian Platform and Their Oxythermobarometry

A. V. Okrugin*

Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch RAS, Yakutsk, Russia

*e-mail: okrugin@diamond.ysn.ru

The typochemical features of spinels forming continuous series from Al–Cr spinels to Ti-magnetite and ulvöshpinel from basic-ultrabasic rocks of the North Siberian platform are considered. Their comparative characteristics are carried out with similar minerals of alkaline basalts of oceanic islands and Lunar marine basalts on the modified 3D-diagram Al–Cr–(Fe³⁺ + 2Ti)–Fe²⁺ proposed by the author. The identification of a continuous isomorphous series from chromian spinel to ulvöshpinel is one of the mineralogical indicators of a possible paragenetic relationship between picrite-basalt, alkaline olivine-basalt, alkaline-ultrabasic, and kimberlite formations in the North Siberian platform. Using the Ballhaus-Berry-Green olivine-chromespinel oxythermobarometer, it was shown that for the studied rocks of the North Siberian platform, the oxygen volatility lgfO₂ is 2–4 orders of magnitude higher than that specified by the fayalite-magnetite-quartz (FMQ) buffer and corresponds to the oxidation state of platinum-bearing dunite-clinopyroxenite associations of rocks of the Ural-Alaskan and Aldan types.

Keywords: chromite, ulvöshpinel, alkaline rocks, basite, picrite, oxythermobarometry, Siberian platform

REFERENCES

- Agrell S.O., Peckett A., Boyd F.R., Haggerty S.E., Bunch T.E., Cameron E.N., Dence M.R., Douglas J.A.V., Plant A.G., Traill R.J., James O.B., Keil K., Prinz M. Titanian chromite, aluminian chromite and chromian ulvöspinel from Apollo 11 rocks. In: *Proc. Apollo 11 Lunar Science Conference*. **1970**. Vol. I. P. 81–86.
- Babushkina S.A. The composition of microcrystals of spinelids of the Malokuonapskaya pipe. *Russian Geology*. **2008**. Vol. 25. N 5. P. 85–95 (in Russian).
- 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. Miner. Petrol.* **1991**. Vol. 107. N 1. P. 27–40.
- Chashukhin I.S., Votyako, S.L., Pushkarev E.V., Anikina E.V., Mironov A.B., Uimin S.G. Oxythermobarometry of ultramafic platinum-bearing belt of the Urals. *Geochemistry*. **2002**. N 8. P. 846–863 (in Russian).
- Chayka I.F., Zhitova L.M., Antsiferova T.N., Abersteiner A., Shevko A.Ya., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Gora M.P., Chubarov V.M., Kamenetsky V.S. In-situ crystallization and continuous modification of chromian spinel in the “sulfide-poor platinum-group metal ores” of the Norilsk-1 intrusion (Northern Siberia, Russia). *Minerals*. **2020**. Vol. 10. P. 498.
- Clague D.A., Fisk M.R., Bence A.E. Mineral chemistry of basalts from Ojin, Nintoku, and Suiko Seamounts, Leg 55 DSDP. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington (U.S. Government Printing Office). Vol. 55. P. 607–637.
- Frost D.J., McCammon C.A. The redox state of Earth’s mantle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **2008**. Vol. 36. P. 389–420.
- Genkin A.D., Distler V.V., Laputina I.P. Chromite mineralization of differentiated trap intrusions and conditions of its formation. In: *Conditions of formation of magmatic ore deposits*. Moscow: Nauka, **1979**. P. 105–126 (in Russian).
- Haggerty S.E. Luna 16. An opaque mineral study and a systematic examination of compositional variations of spinels from Mare Fecunditatis. In: *Lunar soil from Sea of Fertility*. Moscow: Nauka, **1974**. P. 181–204 (in Russian).
- Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from liquid as a function of oxygen fugacity. *J. Geol.* **1974**. Vol. 82. N 6. P. 709–731.
- Jakobsson S., Oskarsson N. The system C–O in equilibrium with graphite at high pressure and temperature: An experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1994**. Vol. 58. P. 9–17.
- Krivovichev V.G., Gulbin Yu.L. Recommendations for mineral formula calculations from chemical analytical data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1992**. Vol. 121. N 5. P. 51–59 (in Russian).
- Mokhnachevsky G.V., Okrugin A.V. Mineral compositions from the Cenozoic basalt volcanoes of Yakutia. In: *Geology and mineral resources of the North-East of Russia*. Yakutsk: NEFU, **2015**. P. 295–298 (in Russian).
- Muan A., Huack J., Loffal T. Equilibrium studies with a bearing on lunar rocks. In: *Proc. Third Lunar Sci. Conf.* **1972**. Vol. 1. P. 185–196.
- Muravyeva N.S., Shevaleevsky N.D., Zhebrovsky E.Ya. Crystallization of chromspinelides in quaternary basalts of Iceland. *Doklady Acad. Sci. USSR*. **1979**. Vol. 248. N 2. P. 452–456 (in Russian).
- Nikolenko E.I., Logvinova A.M., Izokh A.E., Afanas’ev V.P., Oleynikov O.B., Biller A.Ya. Cr-spinel assemblage from the Upper Triassic gritstones of the northeastern Siberian platform. *Russian Geol. Geophys.* **2018**. Vol. 59. N 10. P. 1680–1700 (in Russian).
- O'Neill H.St.C., Navrotsky A. Cation distributions and thermodynamic properties of binary spinel solid solutions. *Amer. Miner.* **1984**. Vol. 69. P. 733–753.
- O'Neill H.St.C. The quartz-fayalite-iron and quartz-fayalite-magnetite equilibria and the free energies of formation of fayalite (Fe₂SiO₄) and magnetite (Fe₃O₄). *Amer. Miner.* **1987**. Vol. 72. P. 67–75.
- Okrugin A.V. The significance of the chromspinelide typomorphism for predicting the root sources of placer platinum in the eastern part of the Siberian Platform. *Arctic and Subarctic Natural Resources*. **2005**. N 5. P. 42–58 (in Russian).
- Okrugin A.V., Zhuravlev A.I. Convergent mineralogical features of silicate igneous and carbonatite rocks of the Tomtor massif in the northeast of the Siberian platform. *Arctic and Subarctic Natural Resources*. **2020**. Vol. 25. N 4. P. 42–58 (in Russian).
- Okrugin A.V., Zaitsev A.I., Borisenko A.S., Zemnukhov A.L., Ivanov P.O. Gold-platinum-bearing placers deposits in the river basin of Anabar and their possible relation to alkali-ultrabasic magmatic rocks in the northern Siberian platform. *Russian Geology*. **2012**. N 5. P. 11–20 (in Russian).
- Ploshko V.V., Troneva N.V. Spinellides from the oceanites of Lord Howe Island (Pacific Ocean). *Geol. J.* **1979**. Vol. 39. N 4. P. 69–76 (in Russian).
- Regolith from the highland region of the Moon. Eds. Barsukov V.L., Surkov Yu.A. Moscow: Nauka, **1979**. 708 p. (in Russian).
- Rhodes J.M., Vollinger M.J. Ferric/ferrous ratios in 1984 Mauna Loa lavas: a contribution to understanding the oxidation state of Hawaiian magmas. *Contrib. Miner. Petrol.* **2005**. Vol. 149. P. 666–674.
- Schwab R.G., Küstner D. Die Gleichgewichtsfugazitäten technologisch und petrologisch wichtiger Sauerstoffpuffer. *Neues Jahrb Mineral Abh.* **1981**. Vol. 140. P. 111–142.

Sobolev A.V. The phase composition of the meimechites of the North of Siberia and some problems of their genesis. In: *Problems of petrology of the Earth's crust and upper mantle*. Moscow: Nauka, **1978**. P. 330–347 (*in Russian*).

Sobolev N.V., Pokhilenko N.P., Lavrentiev Yu.G., Usova L.V. Features of the composition of chrom-spinelides from diamonds and kimberlites of Yakutia. *Russian Geol. Geophys.* **1975**. N 11. P. 7–24 (*in Russian*).

Sobolev A.V., Nikogosian I.K. Petrology of long-lived mantle plume magmatism: Hawaii, Pacific and Reunion Island, Indian Ocean. *Petrology*. **1994**. N 2. P. 111–144.

Sveshnikova E.V., Bogatkov O.A., Frikh-Khar D.I., Ashikhmina N.A., Magidovich T.S., Laputina I.P., Lazko E.E., Sukhanov M.L., Udovkina N.G., Karpova O.V., Genkin A.D. Some results of study of composition of two regolith samples from Mare Crisium. In: *Lunar Soil from Mare Crisium*. Moscow: Nauka, **1980**. P. 110–137 (*in Russian*).

Surnin A.A., Okrugin A.V., Zaitsev A.I. Deep-derived xenoliths in East Yakutian basalts. *Russian Geology*. **1998**. N 6. P. 44–48 (*in Russian*).

Tomshin M.D., Okrugin A.V., Savvinov V.T., Shakhov'ko L.I. The Ebe-Khaya dike belt of trachidolerites in the north of the Siberian platform. *Russian Geol. Geophys.* **1997**. N 9. P. 1511–1520 (*in Russian*).

Vasil'ev Yu.R., Konenko V.F., Korolyuk V.N. Accessory Cr-spinels from ultrabasic rocks of the Maimecha–Kotui region (northern Siberian Platform). In: *Materials on Genetic and Experimental Mineralogy*. Novosibirsk: Nauka, **1976**. P. 7–16 (*in Russian*).

Wilkinson J.F.G., Hensel H.D. The petrology of some picrites from Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii. *Contrib. Miner. Petrol.* **1988**. Vol. 98. P. 326–345.

Woodland B.J. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and C–O–H volatile composition of the Earth's sub-oceanic upper mantle. *Amer. J. Sci.* **1990**. Vol. 290. P. 1093–1116.

Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs. *J. Petrol.* **1992**. Vol. 33. N 1. P. 203–230.