

УДК 549.51;552.311(470.5)

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102

Минералы подгруппы шпинели в израндитах Александровского комплекса, Южный Урал

С. В. Прибавкин, А. П. Бирюзова, Е. В. Пушкарев, И. А. Готтман

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 23.07.24 г., принята к печати 14.09.2024 г.

Объект исследований. Шпинелиды израндитов александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале. **Цель исследований.** Изучение состава минералов группы шпинели и ильменита, соответствующих разным стадиям кристаллизации израндитов, реконструкция состава первичных шпинелидов и их сопоставление с минералами из комплексов Урало-Аляскинского типа – производных анкармитовых магм. **Методы.** Исследования выполнены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira в ЦКП “Геоаналитик” (г. Екатеринбург). Изображения получены в режиме обратнорассеянных электронов. Составы минералов определялись в точках и с помощью площадного сканирования в структурах распада твердого раствора. **Результаты.** Впервые в израндитах установлены шпинелиды, содержащие более 25 мас. % Cr_2O_3 , отвечающие наиболее ранним стадиям кристаллизации пород. Выявлена стадийность формирования оксидных минералов и их устойчивые минеральные ассоциации с породобразующими силикатами. Показано, что в ходе остывания шпинелиды испытывают сложные многостадийные распады с образованием фаз, обогащенных алюминием и трехвалентным железом в равновесии с ильменитом. Составы продуктов распада локализируются вдоль поверхности хромшпинелевого сольвуса. Ранние гиперсольвусные хромшпинелиды образуют включения в оливине и клинопироксене. Они характеризуются содержаниями TiO_2 до 3–4 мас. % и Cr_2O_3 15–20 мас. %. Поздние шпинелиды образуют включения в керсутите или располагаются в межзерновом пространстве. Их составы бедны Cr_2O_3 (< 7%), но богаты TiO_2 (10–25 мас. %), отвечая титаномагнетиту и ульвошпинели. **Выводы.** Особенности состава шпинелидов и пород подтверждают сходство израндитов с анкармитами и тылаитами комплексов Урало-Аляскинского типа. Высокие содержания титана в израндитах, по сравнению с близкими по составу породами Платиноносного пояса Урала отражают геохимическую специфику первичного расплава израндитов, формирование которого связано с плавлением в мезопротерозое метасоматически измененной мантии под влиянием плюма.

Ключевые слова: хромшпинелид, ульвошпинель, ильменит, тылаит, анкармит, Южный Урал

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224. <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>

Minerals of spinel group from izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals

Sergey V. Pribavkin, Anna P. Biryuzova, Evgeney V. Pushkarev, Irina A. Gottman

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 23.07.2024, accepted 14.09.2024

Object of research. Spinelides of izrandites of the Aleksandrov polymetamorphic complex in the Southern Urals. **Purpose of research.** Studying of composition of spinel group minerals and coexisting ilmenite in single grains and in different phases in unmixing structures after decomposition of solid solutions, reconstruction of primary compositions of oxide minerals and comparison with the same minerals from Ural-Alaskan-type complexes having an ankaramine affinity. **Methods.** The study was performed on a Tescan Mira scanning electron microscope at the “Geoanalytic” Center of Common Use (Ekaterinburg). The images were obtained in backscattered electron mode. The composition of

Для цитирования: Прибавкин С.В., Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2024) Минералы подгруппы шпинели в израндитах Александровского комплекса, Южный Урал. *Литосфера*, **24**(6), 1084-1102. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102>

For citation: Pribavkin S.V., Biryuzova A.P., Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2024) Minerals of spinel group from izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **24**(6), 1084-1102. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-6-1084-1102>

© С.В. Прибавкин, А.П. Бирюзова, Е.В. Пушкарев, И.А. Готтман, 2024

minerals was determined in points and using an area scanning facilities of SEM for the unmixing structures of spinels. *Results.* Chrome spinel containing more than 25 wt % Cr_2O_3 and corresponding to the earliest stage of crystallization has been discovered in izrandites of the Alexandrovsky polymetamorphic complex in the Southern Urals. The several stages of Cr-Fe-Ti-oxide and rock-forming silicates crystallization were determined. It was shown that during cooling and subsolidus transformation, oxide minerals undergo complex multistage decomposition of the solid solution with the formation of phases enriched in aluminum and ferric iron in equilibrium with ilmenite. The compositions of these phases are distributed along the Cr-spinel solvus. The earliest primary hypersolvus spinels form inclusions in olivine and clinopyroxene. They are characterized by 3–4 wt % of TiO_2 and 15–20 wt % of Cr_2O_3 . The late spinel forms inclusions in kaersutite and are situated in the intergranular space. Their compositions are poor in Cr_2O_3 < 7%, but rich in TiO_2 10–25 wt %, corresponding to titanomagnetite and ulvospinel. *Conclusions.* The composition of rocks, silicate minerals and Cr-Fe-Ti-oxides confirm the similarity of izrandites with ankaramites and tilaite from complexes of Ural-Alaskan-type. High titanium content in izrandites in comparison with similar rocks of the Ural Platinum Belt reflect the geochemical peculiarities of the primary melt which was formed by melting of the metasomatically transformed Mesoproterozoic mantle under the influence of a plume.

Keywords: chromspinel, ulvospinel, ilmenite, tilaite, ankaramite, Southern Urals

Funding information

The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation grant no. 23-17-00224. <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>

ВВЕДЕНИЕ

Минералы подгруппы шпинели (шпинелиды) имеют общую формулу AB_2O_4 , где A – Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn, иногда Ni, Co; B – Al, Mn^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , V, Cr. В зависимости от преобладающего катиона в позиции B различают хромшпинелиды, алюмошпинелиды, ферришпинелиды и др. Считается, что алюмо- и хромшпинелиды относительно тугоплавки и устойчивы к изменениям, в связи с чем их состав часто используется как индикатор степени частичного плавления мантийного источника, физико-химических условий кристаллизации основных-ультраосновных магм различных тектонических обстановок (Arai, 1994; Barnes, Roeder, 2001; и др.). Например, значение $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ шпинелида в перидотите обычно используется в качестве показателя процесса частичного плавления. Кроме того, содержание Al и Ti в магматическом шпинелиде в основном контролируется содержанием этих элементов в материнских расплавах и может быть использовано для разделения типов магм, их мантийных источников и геодинамических режимов (Kamenetsky et al., 2001).

В то же время шпинелиды способны менять свой состав в результате реакции с остаточной интеркмулусной жидкостью, просачивающимися расплавами основного или кислого состава, метаморфизма (Irvine, 1977; Henderson, Wood, 1982; Barnes, 2000; и др.). Они могут испытывать распад твердого раствора с образованием фаз, богатых Al, Fe^{3+} , Ti. Ряд исследователей связывают этот процесс с метаморфизмом (Loferski, Lipin, 1983; Eales et al., 1988; Плаксенко, 1989; Candia, Gaspar, 1997). Большинство придерживается точки зрения, что распад происходит в результате охлаждения (Muir, Naldrett, 1973; Sack, Ghiorso, 1991; Пушкарев, 2000; Garuti

et al., 2003; Tamura, Arai, 2004; Krause et al., 2007; Ahmed et al., 2007; Luo et al., 2022). Так или иначе любая модификация первичного состава шпинелида, тем более распад твердого раствора, затрудняет его использование в качестве петрогенетического индикатора. В связи с вышесказанным восстановление первичного состава шпинелидов представляется перспективным направлением для интерпретации генезиса расплавов основного и ультраосновного состава, условий их кристаллизации, скорости охлаждения, степени окисления.

В настоящей статье приводятся результаты изучения минералов подгруппы шпинели израндитов александровского полиметаморфического комплекса на Южном Урале. В сравнении с ранее проведенными исследованиями (Жориневский, Котляров, 2009; Савельев и др., 2022) впервые обнаружены оксиды с высоким содержанием хрома – до 27 мас. % Cr_2O_3 . Несмотря на тотальный распад шпинелидов с образованием фаз богатых Al, Fe^{3+} , Ti, выполнена реконструкция первичных составов и прослежена их эволюция в процессе кристаллизации магм основного состава.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Александровский полиметаморфический гнейс-амфиболитовый комплекс располагается в Златоустовском районе Южного Урала. Он приурочен к региональному Зюраткульскому разлому, отделяющему Тараташский и Уфалейский мегантиклинории в составе Центрально-Уральского поднятия (мегазоны). Комплекс представляет собой узкий тектонический блок длиной 25 км и шириной 1.0–2.5 км, вытянутый с северо-востока на юго-запад (рис. 1). Простирающиеся реликтовые структурного комплекса северо-западное (300–330°), дискордантное

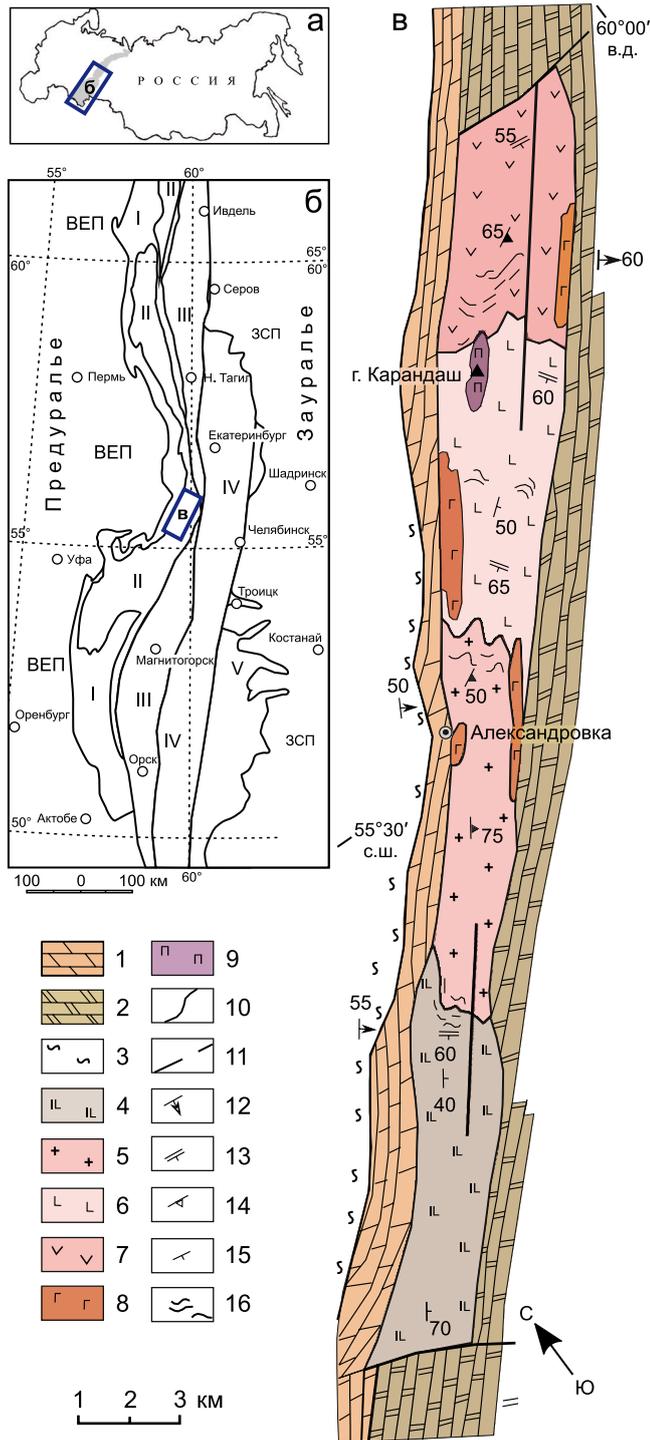


Рис. 1. Уральский складчатый пояс (а); положение александровского комплекса на тектонической схеме Урала (б) (Пучков, 2010 с изменениями); упрощенная схема геологического строения александровского комплекса (в) по (Пыстин, 1978).

ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская плита. I–V – структурные мегазоны Урала: I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская.

1, 2 – саткинская свита (RF₁): 1 – известняки доломитизированные, 2 – мраморы доломитовые; 3 – айская свита: филлиты, сланцы кварц-серцитовые, кварц-хлорит-серцитовые, песчаники и гравелиты полимиктовые и аркозовые; 4–9 – александровский комплекс (AR₂(?)–PR₁): 4 – амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы со слоями биотитовых сланцев, 5 – гранито-гнейсы, 6 – амфиболиты, 7 – биотитовые плагиогнейсы и плагиомигматиты, 8 – амфиболиты, 9 – израндиты (тылаиты); 10 – геологические границы; 11 – тектонические границы; 12–15 – элементы залегания: 12 – слоистости, 13 – полосчатости, 14 – гнейсовидности, 15 – сланцеватости; 16 – реликтовая полосчатость.

Fig. 1. The Ural folded belt (a); the position of the Alexandrovsky complex on the tectonic sketch of the Urals (modified after Puchkov, 2010) (б); a simplified scheme of the geological structure of the Alexandrovsky complex by (Pystin, 1978) (в).

EEP – East European Platform, WSP – West Siberian Plate. I–V – structural megazones of the Urals: I – West Uralian zone, II – Central Uralian zone, III – Tagil-Magnitogorsk zone, IV – East Uralian zone, V – Trans-Uralian zone and simplified geological sketch of the Alexandrovsky complex (by (Pystin, 1978)).

1, 2 – Satka formation (RF₁): 1 – dolomitized limestone, 2 – dolomite marble; 3 – Ai formation: phyllite, quartz-sericite, quartz-chlorite-sericite shale, polymictic and arkose sandstone and gravelite; 4–9 – Alexandrovsky complex (AR₂(?)–PR₁): 4 – amphibolite and amphibole plagiogneiss with layers of biotite schists, 5 – granite-gneisses, 6 – amphibolites, 7 – biotite plagiogneiss and plagiomigmatite, 8 – amphibolites, 9 – izrandites (tilaites); 10 – geological boundaries; 11 – tectonic boundaries; 12–15 – bedding elements: 12 – bedding, 13 – banding, 14 – gneiss, 15 – foliation; 16 – relic banding.

по отношению к меридиональному простиранию региональных структур.

Геологическое строение александровского комплекса подробно описано в публикациях А.М. Пыстина (Пыстин, 1978; Пыстин, Пыстина, 2015) и здесь не рассматривается. Отметим только, что основной объем комплекса сложен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами разного состава, отвечающими амфиболитовой фазии метаморфизма (см. рис. 1). Породы мигматизированы, прорваны жилами и небольшими интрузиями аплитов, пегматитов, гранитов. Возраст гранито-гнейсов и blastsмилонитов комплекса оценивается по U-Pb изотопии цирконов в интервале 1800–1900 млн лет (Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015).

Израндиты обнаружены Л.Н. Овчинниковым и В.А. Дунаевым в 1964 г. на восточном склоне горы Карандаш (см. рис. 1), примерно в 7 км к северо-востоку от д. Александровка, и описаны как высокомагнезиальные меланократовые породы с порфиридной структурой, обусловленной наличием большого количества идиоморфных кристаллов клинопироксена в основной массе (Овчинников, Дунаев, 1968). Эти авторы из-за необычного облика пород предложили дать им название

“израндиты” – от имени протекающей рядом реки Изранды. Эти породы образуют небольшие блоки размером менее 10 м среди сильноизмененных оливиновых клинопироксенитов и верлитов, от которых отделяются зонами существенно амфиболовых пород, иногда с гранатом. Первые исследователи обратили внимание и на вещественное сходство пород с анкарамиитами (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин, 1978). Последующее изучение израндитов подтвердило это предположение и показало их сходство с тылаитами Платиноносного пояса Урала (ППУ) – вероятными интрузивными аналогами анкарамитов (Пушкарев, Готтман, 2011).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение химического состава силикатных минералов (оливина, пироксена, амфибола, плагиоклаза) выполнено на рентгеновском микроанализаторе СAMEСА SX 100. Условия измерения: давление в камере образцов 6×10^{-4} Па, ускоряющее напряжение 15 кВ, сила тока 30 нА, диаметр пучка электронов на образце 5 мкм. В качестве эталонов применяли пироп, рутил, жадеит, хромит, гранат, диопсид и ортоклаз. Для определения всех пиков использовались наиболее интенсивные K_{α} линии. Na, Mg, Al и Si измерялись на кристаллах ТАР, калий и кальций – на кристалле LPET, марганец, титан, железо и хром – на LIF. Время набора импульсов на пиках аналитических линий в два раза больше, чем время набора импульсов фона с двух сторон от пика, и составляло 10 с для всех элементов. Стандартное отклонение, мас. %: от 0.24 до 0.30 – для Si, от 0.03 до 0.10 – для Ti, от 0.03 до 0.25 – для Al, от 0.06 до 0.10 – для Cr, от 0.15 до 0.71 – для Fe, от 0.06 до 0.36 – для Mn, от 0.08 до 0.18 – для Mg, от 0.04 до 0.22 – для Ca, от 0.02 до 0.07 – для Na, от 0.01 до 0.03 – для K.

Определение состава пироксенов и оксидных фаз выполнено на электронном микроскопе Miра Tescan S6123 с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments. Определения состава проводились в точке (диаметр пучка электронов на образце 1–3 мкм) и сканированием по площади зерна. Ускоряющее напряжение 20 кВ, время регистрации импульсов 30 с. Используются сертифицированные стандартные образцы: диопсид, жадеит, ортоклаз, рутил, родонит, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 . Предел обнаружения большинства элементов составляет 0.2 мас. %. Микрофотографии минералов в отраженных электронах получены на микроскопе Miра Tescan.

Состав пород определялся рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-35 и энергодисперсионном спектрометре EDX-8000.

Все аналитические процедуры выполнялись в Центре коллективного пользования Института гео-

логии и геохимии УрО РАН “Геоаналитик” (г. Екатеринбург).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Химический состав израндитов не является чем-то уникальным (табл. 1). По соотношению SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, MgO они соответствуют эффузивным островодужным анкарамиитам Урала и Пацифики, а также тылаитам из дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов ППУ, на что обращали внимание их исследователи (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин 1978; Пушкарев, Готтман, 2011). Главными петрохимическими критериями отнесения пород к анкарамитовой группе является высокое содержание MgO (>10 мас. %) и высокое CaO/ Al_2O_3 отношение (>1) (Barsdell, Berry, 1990; DellaPasqua, Varne, 1997). Такими параметрами обладают расплавы и горные породы, соответствующие оливин-клинопироксеновой котектике, к которой принадлежат и израндиты (Ферштатер и др., 1999; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007; Пушкарев, Готтман, 2011). Содержание MgO в израндитах в среднем составляет 11–12 мас. %, а CaO/ Al_2O_3 > 2 (см. табл. 1). На диаграммах, отражающих соотношения в породах Al_2O_3 , CaO и MgO*, израндиты располагаются в поле тылаитов ППУ и принадлежат тренду эволюции ультрамафитов в комплексах Урало-Аляскинского типа (рис. 2, 3). От примитивных островодужных анкарамитов Западно-Магнитогорской зоны и тылаитов ППУ израндиты отличаются более высокой железистостью (0.36–0.38) и содержаниями TiO_2 > 2 мас. % (см. табл. 1), что может быть связано с особенностями геотектонического режима формирования расплавов в протерозое (Носова и др., 2012). Как будет показано ниже, высокое содержание титана в израндитах связано не только с присутствием титанистых оксидов, но главным образом с высокими содержаниями титана в породообразующих силикатах, что является отражением состава родоначального расплава, из которого они кристаллизовались.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Израндиты – плотные породы массивной текстуры коричневатого-черного цвета. Структура среднезернистая, порфириовидная, обусловленная наличием идиоморфных, зональных кристаллов клинопироксена (0.5–4.0 мм) и оливина (0.5–2.5 мм), погруженных в сложенный ксеноморфным амфиболом и плагиоклазом базис (рис. 4). На границе зерен оливина и плагиоклаза наблюдаются зональные коронарные структуры, сложенные шестоватыми и волокнистыми кристаллами бесцветного ортопироксена и амфибола с включениями зеленой герцинитовой шпинели, подробно описанные

Таблица 1 Химический состав израндитов, тылаитов, анкарамитов Урала, мас. %**Table 1.** Chemical composition of izrandites, tilaites, ankaramites of the Urals, wt %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Обр. Пе1041	Обр. Пе1042	Обр. Пе1045	Обр. Пе1054	Обр. Пе1355	Обр. Пе2947	Тылаит	Тылаит	Анкарамит
SiO ₂	46.81	46.68	43.57	47.48	46.14	44.95	44.80	48.43	45.51
TiO ₂	2.10	2.04	1.22	1.87	1.95	2.01	0.51	0.66	0.17
Al ₂ O ₃	7.06	6.33	4.63	6.10	7.98	8.21	8.30	8.17	6.85
Fe ₂ O ₃	7.01	3.22	5.78	3.12	3.54	4.52	5.41	4.06	4.47
FeO	6.30	9.75	12.00	9.80	8.80	8.29	6.95	6.30	4.49
MnO	0.16	0.17	0.20	0.17	0.15	0.15	0.21	0.20	0.22
MgO	11.55	11.79	17.16	11.96	11.57	12.38	17.46	13.66	17.33
CaO	17.53	17.10	12.85	16.98	17.21	17.26	13.44	13.85	17.02
Na ₂ O	1.02	1.10	0.80	1.10	1.16	1.04	0.85	1.45	0.16
K ₂ O	0.12	0.10	0.08	0.10	0.10	0.11	0.15	1.34	0.13
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.06	0.06	0.03	0.07	0.16	0.24	0.11
П. п. п.	0.00	1.04	1.00	0.95	0.88	0.81	1.08	0.98	3.49
Сумма	99.70	99.38	99.35	99.68	99.51	99.79	99.31	99.32	99.95
Fe/(Fe + Mg)	0.38	0.37	0.36	0.37	0.36	0.36	0.27	0.29	0.21
CaO/Al ₂ O ₃	2.48	2.70	2.78	2.78	2.16	2.10	1.62	1.69	2.52

Примечание. 1–6 – израндиты горы Карандаш, александровский комплекс; 7, 8 – средние составы тылаитов Платиноносного пояса Урала (наши данные): 7 – битовнитовые тылаиты (среднее из 38 анализов), 8 – ортоклаз-нефелиновые тылаиты (среднее из 15 анализов); 9 – анкарамит Западно-Магнитогорской зоны (среднее из 8 анализов (Пушкарев и др., 2018)).

Note. 1–6 – izrandites from the Karandash Mount, Aleksandrovsky complex; 7, 8 – average compositions of tylaites of the Uralian Platinum Belt, our data: 7 – bytownite tylaites (average of 38 analyses), 8 – orthoclase-nepheline tylaites (average of 15 analyses); 9 – ankaramite of the Western Magnitogorsk zone (average of 8 analyses (Pushkarev et al., 2018)).

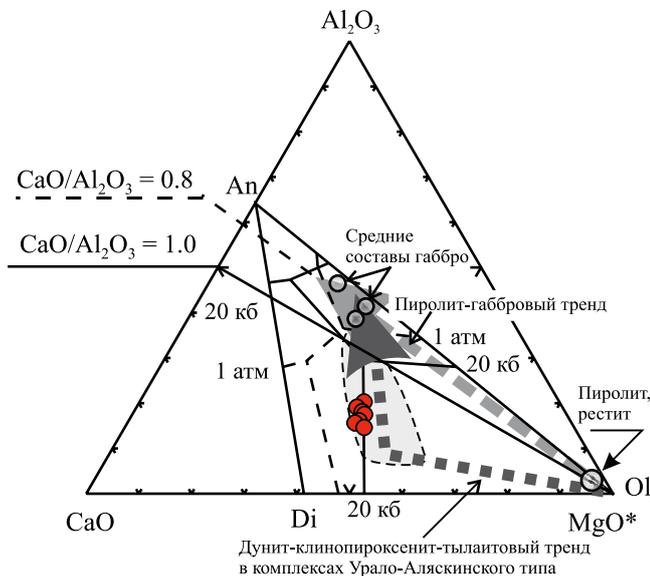


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов израндитов в координатах CaO–Al₂O₃–MgO*.

Серое поле – составы тылаитов ППУ. MgO* = MgO + 0.5Fe₂O₃ + 0.55FeO (мас. %).

Fig. 2. Izrandite compositions on CaO–Al₂O₃–MgO* diagram.

The Ural Platinum Belt tylaites field (grey). MgO* = MgO + 0.5Fe₂O₃ + 0.55FeO (wt %).

в работах (Кориневский, Котляров, 2009; Савельев и др., 2022). Нами впервые обнаружены реакционные каймы на контакте магнетита с клинопироксеном, сложенные симплектитовыми сростками оливина с амфиболом. Количественные соотношения породообразующих минералов израндитов варьируются. Могут быть выделены разности, богатые оливином и богатые клинопироксеном (см. рис. 4). Доля клинопироксена составляет 50–70%, оливина – 20–50%, амфибола и плагиоклаза – менее 20%. Акцессорные минералы представлены шпинелидами, ильменитом, апатитом, сульфидами (пиритом, халькопиритом, пирротинном).

Оливин встречается в виде крупных идиоморфных и субидиоморфных зерен до 2.5 мм, а также мелких зерен округлой формы. Последние заключены в пироксене. Оливин не обладает зональностью, или его зональность выражена чрезвычайно слабо. Вместе с тем диапазон составов оливина довольно широк. Величина магнезиальности (Mg# = MgO/(MgO + FeO), мол. %) варьируется от 0.73 до 0.52 (табл. 2). Содержание CaO ниже предела обнаружения микронзонда; MnO и ZnO варьируются от 0.27 до 0.75 мас. %, возрастая с понижением магнезиальности.

Пироксен образует идиоморфные и субидиоморфные кристаллы, размер которых достигает 4 мм в поперечнике. В них отчетливо проявлена оптическая зональность, обусловленная нерав-

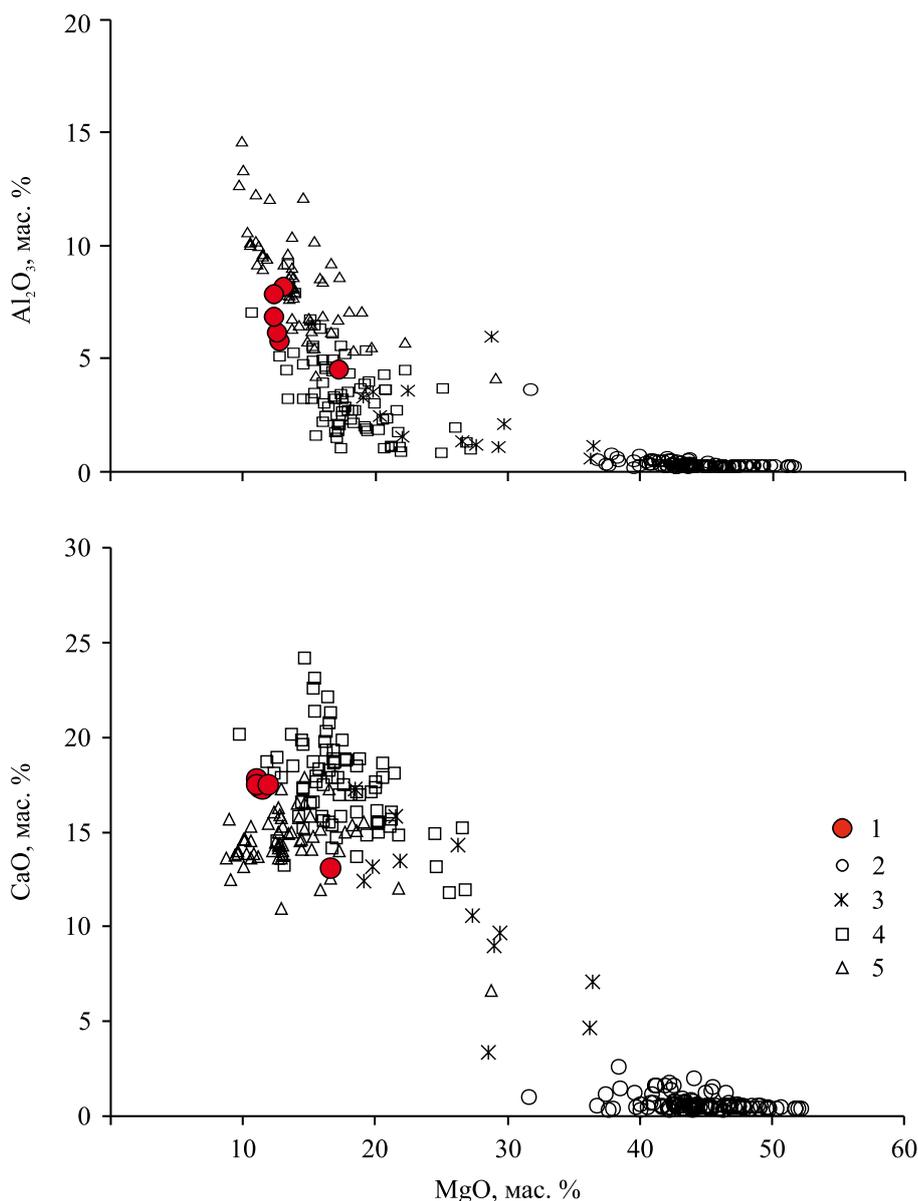


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов израндитов в координатах Al_2O_3 – MgO и CaO – MgO в сравнении с породами ППУ.

1 – израндиты; 2–5 – породы ППУ: 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты, 5 – тылаиты.

Fig. 3. The position of the figurative points of the izrandite compositions in the Al_2O_3 – MgO and CaO – MgO coordinates in comparison with the rocks of the Ural Platinum Belt.

1 – israndites; 2–5 – the rocks of the Ural Platinum Belt: 2 – dunites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites, 5 – tilaites.

номерным распределением тончайших пластинок ильменита и магнетита, образованных в результате оксираспада пироксена. Проведенное В.Г. Кориневским и В.А. Котляровым микрозондовое изучение клинопироксена показало отсутствие сколь-нибудь значимых вариаций его состава от центра к краю, что авторы справедливо объяснили прошедшим распадом твердого раствора. Попытка на качественном уровне оценить первичный состав при-

вела их к заключению, что зоны, насыщенные распавшимися пластинками оксидных минералов, должны соответствовать титанавгиту, а лишенные их краевые зоны – глиноземистому диопсиду (Кориневский, Котляров, 2009). Мы целенаправленно провели изучение состава зональных зерен клинопироксена методом замеров в точке и методом сканирования площадок, что позволило восстановить состав первичного клинопироксена и характер его

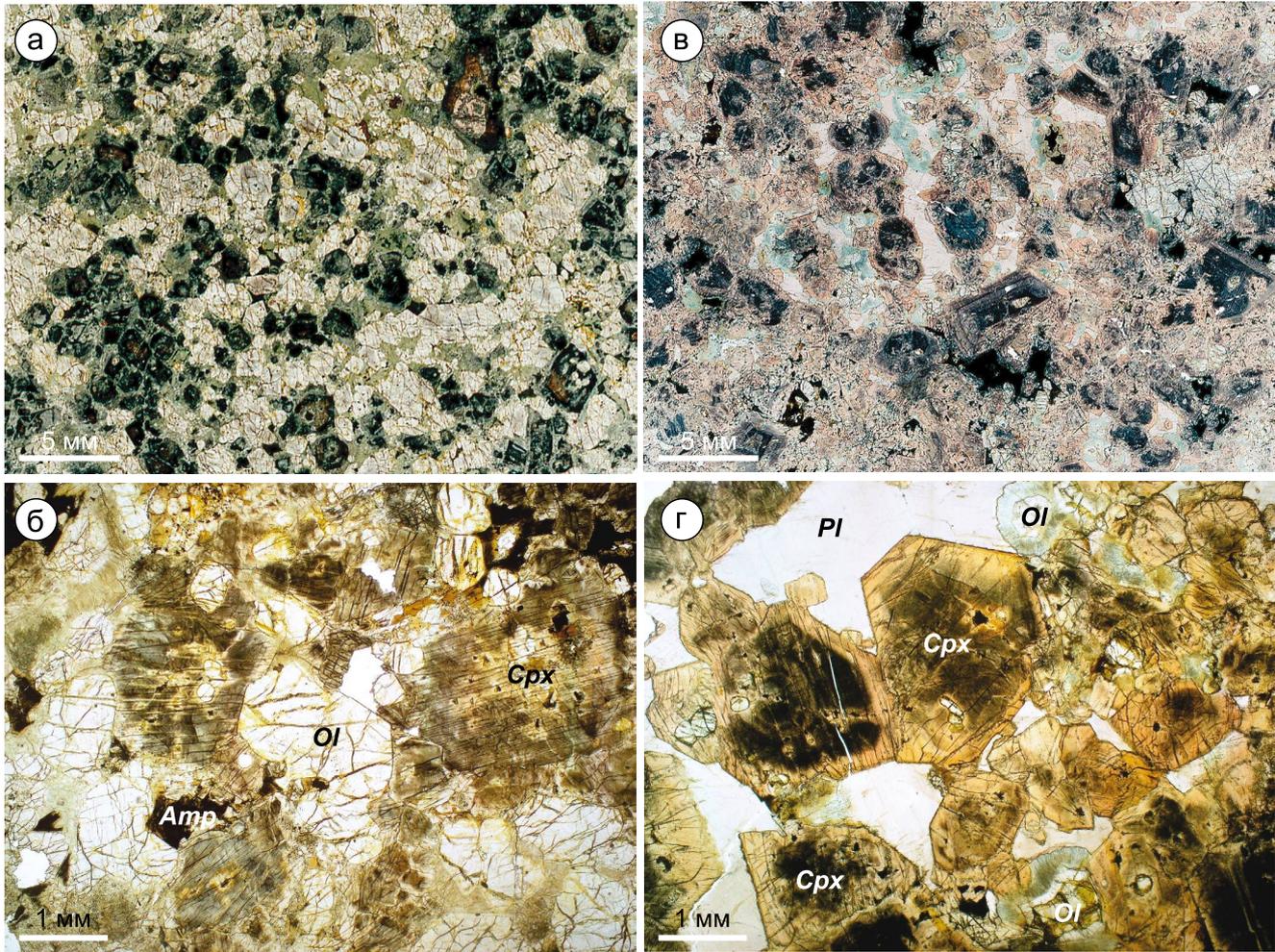


Рис. 4. Микрофотографии богатого оливином (а, б) и клинопироксеном (в, г) израндита в проходящем свете. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Ol* – оливин, *Pl* – плагиоклаз.

Fig. 4. Microphotographs of olivine-rich (a, б) and clinopyroxene-rich (в, г) israndite in transmitted light. Abbreviations of minerals according to (Warr, 2021): *Amp* – amphibole, *Cpx* – clinopyroxene, *Ol* – olivine, *Pl* – plagioclase.

Таблица 2. Представительные анализы химического состава оливина, мас. %

Table 2. Representative chemical composition of olivine, wt %

№ п. п.	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	ZnO	Сумма	Mg#
1	37.76	0.02	26.45	0.34	35.59	0.11	0.29	100.56	0.71
2	37.69	0.01	27.18	0.35	34.75	0.02	0.30	100.30	0.70
3	37.85	0.02	27.21	0.34	34.91	0.00	0.30	100.63	0.70
4	37.86	0.00	27.10	0.35	35.10	0.07	0.30	100.78	0.70
5	37.54	0.00	27.96	0.35	34.61	0.00	0.31	100.77	0.69
6	37.73	0.02	27.85	0.28	34.58	0.00	0.31	100.77	0.69
7	37.48	0.01	27.84	0.38	34.66	0.03	0.31	100.71	0.69
8	35.99	0.00	36.34	0.47	27.84	0.01	0.42	101.07	0.58
9	36.00	0.00	36.87	0.45	27.16	0.01	0.43	100.92	0.57
10	36.13	0.00	36.61	0.49	26.99	0.00	0.43	100.65	0.57

зональности. Различие в подходах можно видеть на рис. 5, 6. Оба метода отражают направленное изменение состава кристаллов от центра к краю, од-

нако метод площадок делает это более корректно. В результате установлена принадлежность всех зон пироксена глиноземистому диопсиду (см. рис. 6а,

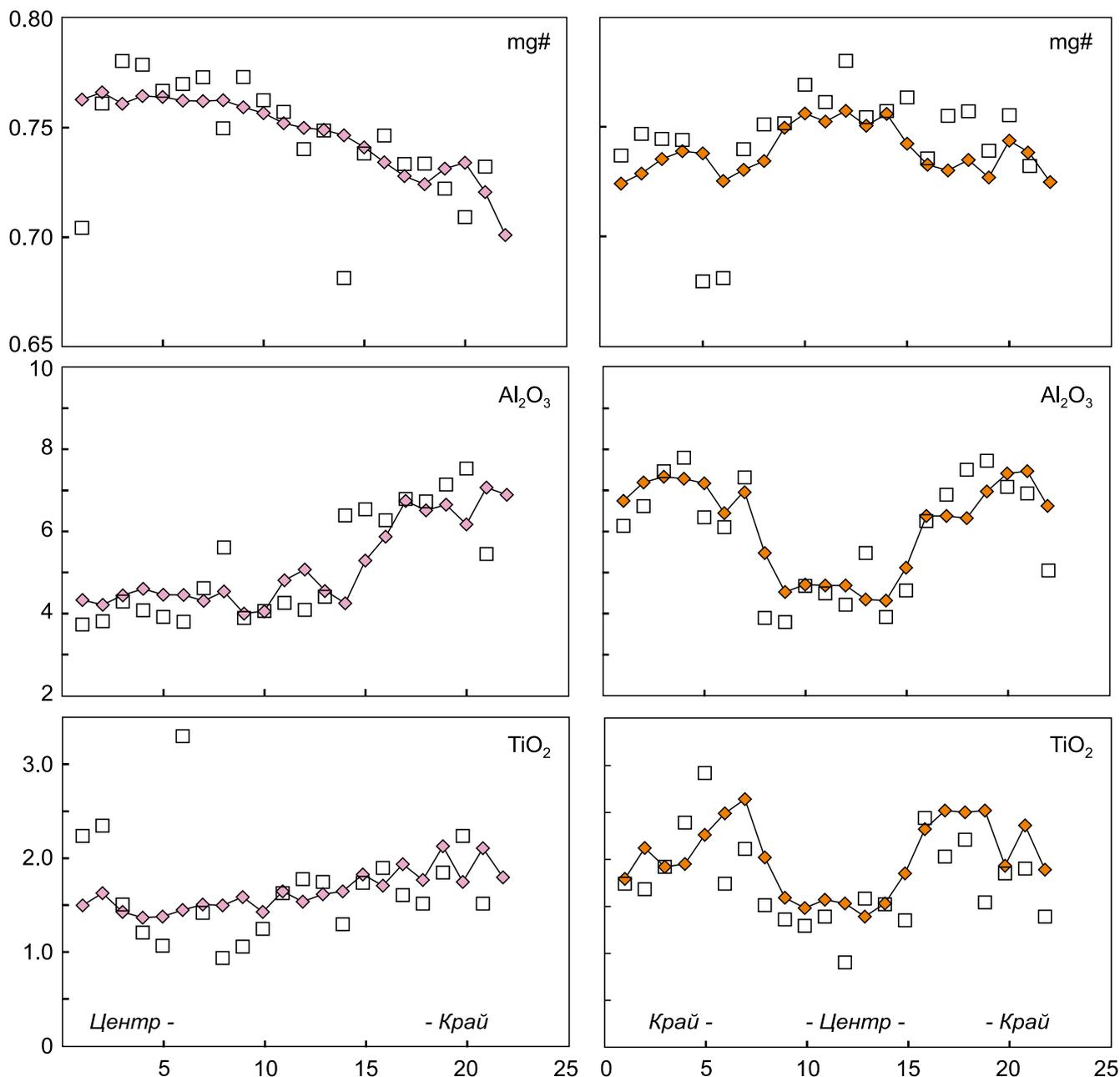


Рис. 5. Изменение химического состава клинопироксена от центра к краям кристаллов.

Залитые значки характеризуют составы, полученные измерением площадок, пустые – точечными замерами.

Fig. 5. Change in the chemical composition of clinopyroxene from the center to the rim of crystals.

Filled symbols is the composition of clinopyroxene determined in areas, empty symbols – by point measurements.

табл. 3), в котором закономерно от центра к краю снижается магнезиальность с 0.82 до 0.72. В этом же направлении происходит возрастание содержания TiO_2 от 1.0 до 2.5, Al_2O_3 – от 4.0 до 8.4, Na_2O – от 0.51 до 0.81 и снижение Cr_2O_3 от 1.1 до 0 мас. % (см. рис. 6б–д). Наличие положительной $Al^{IV}-Ti$ и отрицательной $Al^{VI}-Cr$ корреляции предполагает вхождение в состав пироксена чермакитовых ми-

налов: $CaTi^{3+}AlSiO_6$, $CaAl^{3+}AlSiO_6$ и $CaCr^{3+}AlSiO_6$, в сумме от 3.5 до 9.5%.

Амфибол представлен несколькими разновидностями: 1) светлым серо-зеленым с коричневатым оттенком, образующим включения в оливине и пироксене; 2) коричневым интерстициальным амфиболом с обильным оксираспадом (преобладает); 3) светлым серо-зеленым амфиболом келифитовых кайм.

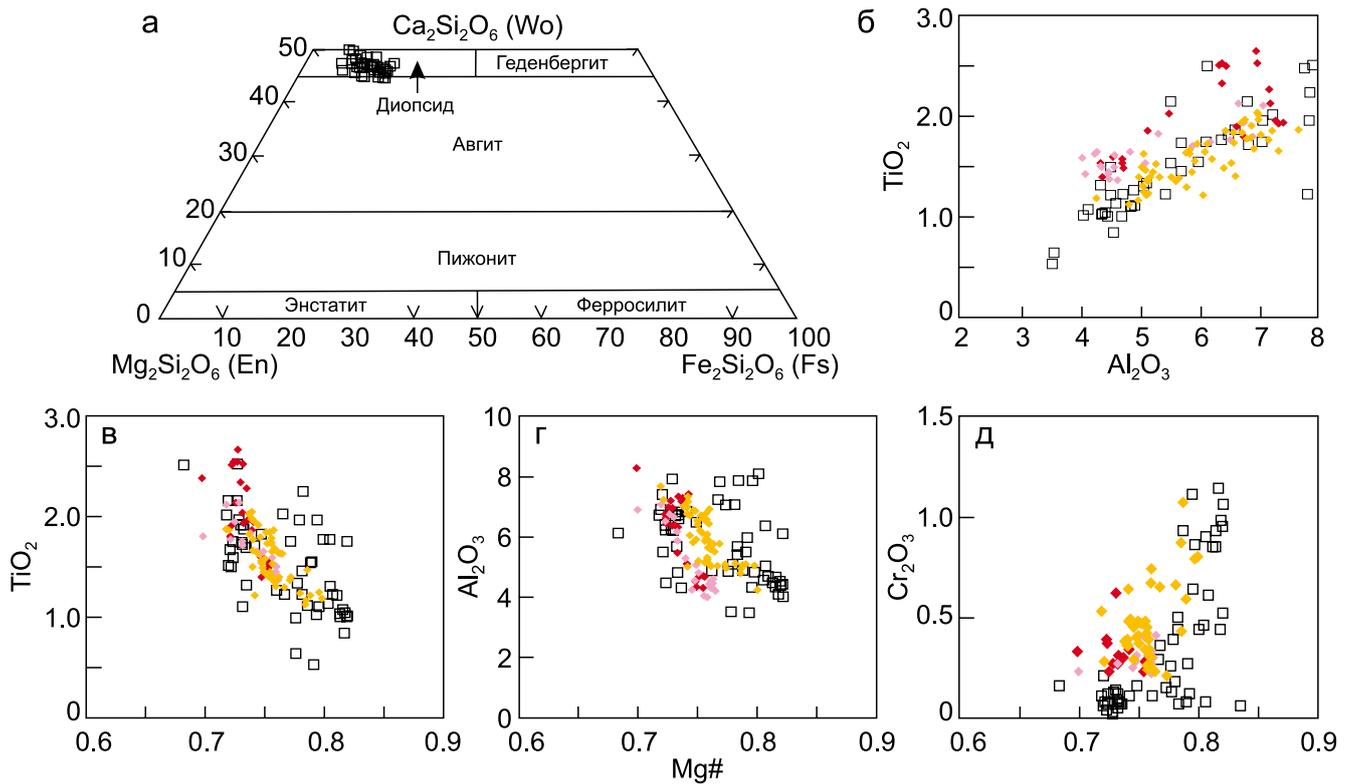


Рис. 6. Состав клинопироксенов на классификационной Mg–Ca–Fe диаграмме (Morimoto, 1988) (а) и вариации их составов (б–д).

Fig. 6. The composition of clinopyroxene on Mg–Ca–Fe diagram (Morimoto, 1988) (a) and variations in their compositions (б–д).

Таблица 3. Представительные анализы химического состава клинопироксена, мас. %

Table 3. Representative chemical composition of clinopyroxene, wt %

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	50.46	1.03	4.34	0.85	5.95	0.07	14.54	21.86	0.40	99.51	0.82
2	50.27	1.04	4.39	0.98	5.76	0.15	14.50	22.14	0.47	99.70	0.82
3	50.06	1.38	4.54	0.10	7.38	0.18	13.42	22.73	0.52	100.31	0.77
4	50.29	1.13	4.57	0.46	6.27	0.11	14.36	21.66	0.42	99.28	0.81
5	49.98	1.26	4.87	0.11	7.39	0.21	13.08	21.99	0.77	99.67	0.76
6	49.81	1.11	4.89	0.93	6.84	0.13	14.06	21.30	0.47	99.55	0.79
7	50.48	1.39	5.02	0.09	7.38	0.12	13.28	21.74	0.67	100.20	0.77
8	49.51	1.33	5.09	0.39	6.72	0.10	13.14	21.89	0.74	98.92	0.78
9	49.75	1.36	5.52	0.05	7.77	0.12	12.69	21.87	0.58	99.75	0.75
10	48.53	1.73	5.68	0.09	8.31	0.25	12.58	21.39	0.82	99.39	0.73
11	48.82	1.46	5.96	0.26	7.53	0.18	12.97	21.47	0.86	99.56	0.76
12	48.53	1.83	6.29	0.09	7.59	0.05	12.46	22.01	0.63	99.52	0.75
13	48.38	1.81	6.48	0.16	7.69	0.08	12.69	21.26	0.73	99.29	0.75
14	48.18	1.86	6.59	0.08	7.92	0.24	12.09	21.64	0.84	99.45	0.74
15	47.59	2.14	6.80	0.02	8.20	0.14	12.16	21.16	0.87	99.08	0.73
16	47.53	2.02	8.13	0.13	8.25	0.14	11.53	21.17	1.13	100.10	0.72

Все перечисленные разности относятся к кальциевым амфиболам (рис. 7). Первый образует серию составов от паргасита до магнезиогастингсита. Он содержит TiO₂ от 1.3 до 3.0, Al₂O₃ – от 13.6 до 15.3

мас. %, Mg# = Mg/(Mg + Fe²⁺) варьируется в диапазоне 0.66–0.81 (табл. 4). Второй меняет свой состав от богатого Ti магнезиогастингсита до феррикерсутита, характеризуется высоким содержанием

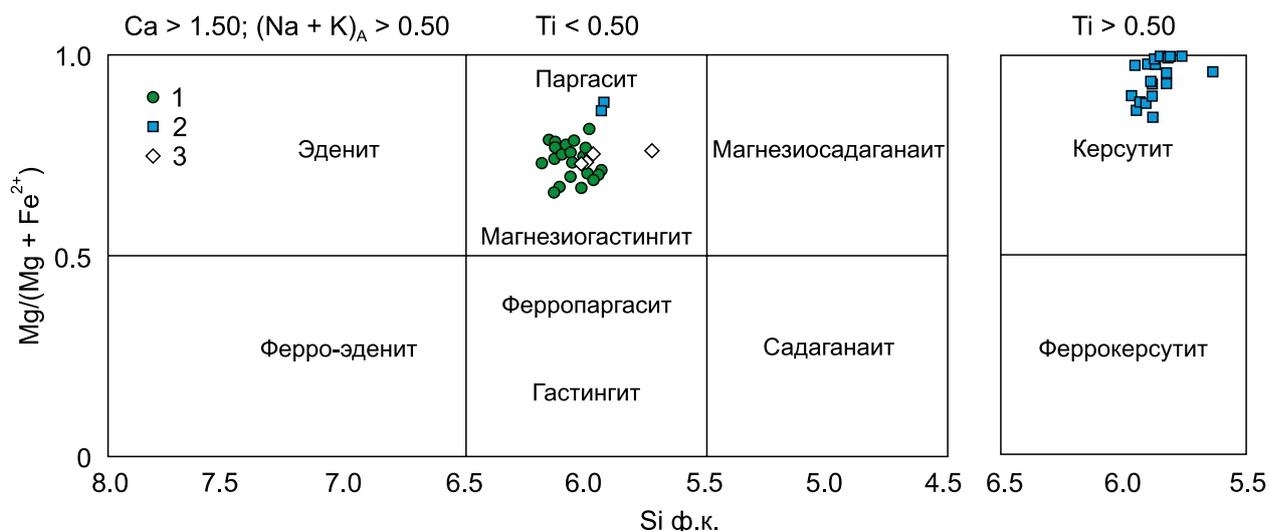


Рис. 7. Состав амфиболов на классификационной диаграмме по (Leake et al., 1997).

1–3 – разновидности амфиболов, пояснения см. в тексте.

Fig. 7. The composition of amphiboles on the classification diagram according to (Leake et al., 1997).

1–3 – varieties of amphibians, see the text for explanations.

Таблица 4. Представительные анализы химического состава амфибола, мас. %

Table 4. Representative chemical composition of amphibole, wt %

№ п. п.	Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#
1	1-й	41.63	1.44	14.37	0.58	12.12	12.23	11.98	2.55	97.70	0.66
2	1-й	41.70	1.39	14.57	0.65	12.11	12.44	11.86	2.78	97.92	0.67
3	1-й	40.41	1.83	15.00	–	10.86	13.06	11.80	2.80	96.47	0.70
4	1-й	40.26	1.80	15.13	–	11.17	13.14	11.95	3.15	97.06	0.71
5	1-й	41.51	1.30	15.07	–	10.46	13.81	11.78	3.09	97.59	0.73
6	1-й	41.97	1.61	13.80	–	10.19	14.43	11.89	3.14	97.45	0.74
7	1-й	42.00	1.32	14.43	–	10.47	14.10	12.01	2.76	98.07	0.75
8	1-й	40.66	1.75	15.13	0.54	8.48	14.11	12.27	2.89	96.63	0.76
9	1-й	41.20	1.32	14.98	0.25	9.68	14.30	12.25	2.97	97.59	0.77
10	1-й	41.86	1.85	14.85	0.43	8.09	14.93	12.20	2.78	97.93	0.78
11	1-й	41.15	1.37	14.55	0.59	8.66	15.16	12.24	3.18	97.29	0.81
12	2-й	40.26	3.67	13.27	–	12.26	13.08	11.93	2.69	97.89	0.86
13	2-й	40.47	4.18	13.38	0.55	11.90	13.02	11.70	2.71	98.52	0.88
14	2-й	39.18	4.86	12.37	–	12.98	12.36	12.27	2.23	97.04	0.89
15	2-й	40.34	4.50	12.47	–	12.19	13.25	11.79	2.69	97.87	0.90
16	2-й	39.22	5.06	12.50	–	13.32	12.78	11.82	2.55	98.10	0.92
17	2-й	40.00	4.84	12.70	–	12.20	13.23	12.32	2.31	98.50	0.93
18	2-й	39.21	5.41	12.40	–	13.31	12.64	11.72	2.56	98.12	0.95
19	2-й	40.11	4.93	13.80	–	10.06	14.44	11.31	2.73	97.96	0.97
20	2-й	39.55	5.77	12.86	–	10.50	13.85	11.47	2.50	97.18	0.98
21	2-й	39.65	5.16	13.33	–	9.57	14.49	11.58	2.78	97.19	0.98
22	2-й	39.21	6.00	13.28	–	10.46	14.03	11.32	2.62	97.59	0.99
23	2-й	38.88	6.35	12.23	–	10.72	13.74	11.42	2.51	96.51	0.99
24	2-й	38.94	5.59	13.17	–	10.85	14.26	11.65	2.72	97.79	1.00
25	3-й	40.17	0.51	16.34	–	10.21	12.81	11.38	2.96	94.69	0.74
26	3-й	40.07	<0.40	16.85	–	10.31	12.78	11.41	2.98	95.03	0.75

TiO₂ (от 3.7 до 6.3 мас. %), Al₂O₃ (от 12.2 до 13.8 мас. %), высокой Mg# (0.86–1.0). Третий представлен паргаситом, обладает очень высоким содержанием

Al₂O₃ (16.3–17.8 мас. %) и низким TiO₂ (<0.65 мас. %), величина Mg# меняется в узком диапазоне (0.72–0.75).

Плагиоклаз является единственным калиевым минералом пород, имеет подчиненное значение, слагая совместно с амфиболом (2) интерстиции между кристаллами оливина и пироксена. Его состав отвечает лабрадору – Al_{50-60} .

Минералы подгруппы шпинели, ильменит являются сквозными, формирующимися на всем протяжении кристаллизации израндитов, что могло бы определить их роль в качестве петрогенетических индикаторов. Однако, обладая широкими вариациями состава по главным компонентам: Cr, Al, Fe^{3+} , Ti, зерна оксидных минералов испытывают сложные, многоступенчатые распады твердого раствора. С этим связана объективная сложность их изучения. В ранее опубликованных работах израндиты описаны только минералы серии магнетит-титаномагнетит, герцинит, ильменит (Кориневский, Котляров, 2009; Степанов и др., 2013; Савельев и др., 2022). Максимальное содержание оксида хрома в одном из зерен герцинита, по данным В.Г. Кориневского и В.А. Котлярова, составило около 5 мас. %. В результате проведенного нами исследования впервые обнаружены испытывающие распад шпинелиды, содержащие до 27 мас. % Cr_2O_3 , являющиеся наиболее ранними минералами пород. С использованием возможностей электронного сканирующего микроскопа предпринята попытка восстановить их первичные составы. Результаты этого исследования приведены ниже.

Суммарное количество оксидных минералов в породах не превышает 1–2%. Размеры зерен шпинелидов варьируются от 1.5 до сотых долей мм. По их взаимоотношению с порообразующими минералами, морфологии, соотношению продуктов распада можно выделить три типа. К 1-му типу принадлежат мелкие (<100 мкм), идиоморфные зерна шпинелидов, образующие включения в оливине и клинопироксене, которые относятся к раннему парагенезису израндитов (рис. 8а–д). Эти зерна имеют пятнистую внутреннюю структуру, связанную с обособлениями фаз глиноземистой и железистой шпинелиды ± ильменит, образовавшихся при распаде твердого раствора гиперсолвусного богатого Cr шпинелида. Содержание окиси хрома в глиноземистой и железистой фазах варьируется в интервале 12–27 мас. % Cr_2O_3 , а TiO_2 2–5 мас. % (табл. 5). В количественном соотношении глиноземистая фаза доминирует над железистой или же они находятся примерно в равных отношениях (см. рис. 8а–д). Ко 2-му типу отнесены зерна шпинелидов, заключенные в керсутите (см. рис. 8е–ж). Морфология оксидов усложняется, они становятся менее идиоморфными. По сравнению с 1-м типом железистая фаза доминирует над глиноземистой, возрастает количество ильменита. В железистой фазе появляется дополнительный более тонкий распад с выделением ламелей герцинита, ильменита. Содержание хрома в фазах понижено до 2–10 мас. %

Cr_2O_3 , содержание TiO_2 такое же, как в фазах зерен 1-го типа (см. табл. 5). К 3-му типу отнесены более крупные (до 1.0–1.5 мм) интерстициальные агрегаты зерен, сложенных почти не содержащими Cr (менее 2 мас. % Cr_2O_3) магнетитом, герцинитом, ильменитом. Для большинства зерен магнетита характерно наличие обильных ламелей ильменита и герцинита или только ильменита, выделяющихся в два этапа (см. рис. 8з–и). На первом этапе обособлялись крупные ламели ильменита с небольшими изометричными зернами герцинита, на втором этапе – тонкие ламели ильменита совместно с такими же ламелями герцинита или без таковых. Магнетитовая фаза обогащена ванадием (до 2 мас. %, в редких случаях до 18 мас. % V_2O_5 ; см. табл. 5, ан. 21, 24, 33). Содержание титана остается на уровне 2–5 мас. % TiO_2 . Ильменит, образующийся в процессе распада зерен шпинелидов всех типов, содержит 1–3 мас. % MgO, 0.5–1.0 мас. % MnO, до 1 мас. % Cr_2O_3 или V_2O_5 (см. табл. 5).

Наличие распада твердых растворов определило необходимость провести площадное сканирование в целях реконструкции их составов. Такие “восстановленные” составы зерен протошпинелидов приведены в табл. 6 и на рис. 9. Установлено, что зерна 1-го и 2-го типа соответствуют серии пикотит-титаномагнетит, в которой закономерно снижается содержание Cr_2O_3 от 27 до 1 мас. %, Al_2O_3 – от 30 до 7 мас. %, возрастает содержание TiO_2 от 1.3 до 18.2 мас. %. Составы шпинелидов зерен 3-го типа соответствовали серии титаномагнетит-ульвошпинель с вариациями TiO_2 от 11 до 25 мас. %, Al_2O_3 – от 2 до 8 мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минералы подгруппы шпинели являются важными индикаторами составов горных пород и расплавов, условий их кристаллизации, формационной принадлежности и типов геодинамических режимов, в которых они формируются (Arai, 1994; Barnes, Roeder, 2001; и др.). В результате проведенных исследований в израндитах Александровского комплекса впервые обнаружены шпинелиды с содержанием Cr_2O_3 более 25 мас. % и $Cr/(Cr + Al) = 0.65–0.80$, которые образуют включения в минералах ранней ассоциации – оливине и клинопироксене. Они отнесены к 1-му типу оксидных минералов. Шпинелиды 2-го типа образуют включения либо срastaются с силикатами более поздней стадии кристаллизации пород, преимущественно с керсутитом. В среднем они характеризуются относительно низким содержанием хрома и более высоким содержанием титана. К 3-му типу отнесены ксеноморфные интерстициальные шпинелиды, образующие срastания с ильменитом. Благодаря этому стало возможным проследить эволюцию составов минералов подгруппы шпинели в процес-

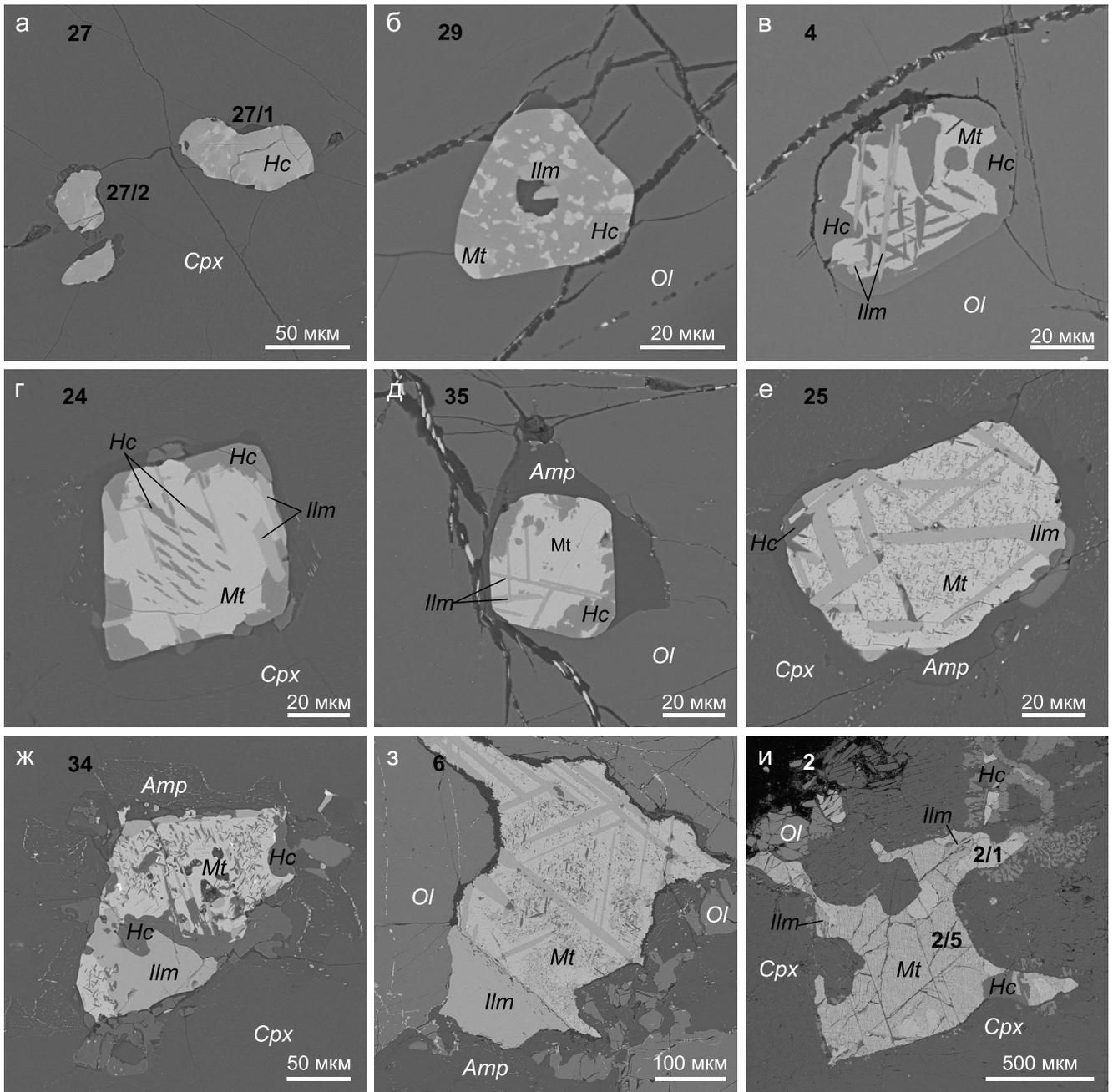


Рис. 8. Микрофотографии зерен шпинелидов.

а–д – шпинелиды 1-го типа; е, ж – шпинелиды 2-го типа; з, и – шпинелиды 3-го типа. Номера зерен соответствуют таковым в табл. 4, 5. Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Crx* – клинопироксен, *Hc* – герцинит, *Ilm* – ильменит, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин.

Fig. 8. Microphotographs of spinel grains.

а–д – spinel of type 1; е, ж – spinel of type 2; з, и – spinel of type 3. The grain number corresponds to the Table 4, 5. Abbreviations of minerals according to (Warr, 2021): *Amp* – amphibole, *Crx* – clinopyroxene, *Hc* – hercynite, *Ilm* – ilmenite, *Mt* – magnetite, *Ol* – olivine.

се магматической кристаллизации. Сложностью на этом пути является наличие повсеместных распадов твердых растворов шпинелидов с образованием фаз, обогащенных алюминием (пикотита, гер-

цинита), трехвалентным железом (титаномагнетита) и титаном (ильменита). Фигуративные точки таких фаз в структурах распада распределены вдоль поверхности реального сольвуса (рис. 10а) и не мо-

Таблица 5. Химические составы сосуществующих оксидных фаз, слагающих зерна протопшинелидов, мас. %**Table 5.** The composition of coexisting oxide minerals in the primary spinel, wt %

№ п. п.	№ зерна	Тип	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO	MgO	ZnO	Сумма
1	27/1	1-й	0.79	2.16	20.81	26.00	0.53	44.08	0.00	4.46	0.00	98.82
2			0.60	3.22	6.61	21.08	0.84	58.83	0.00	2.33	0.00	93.51
3	28	1-й	0.50	0.58	26.19	23.89	0.65	42.10	0.27	3.48	0.84	98.46
4			0.48	3.10	3.60	15.49	1.25	69.24	0.00	0.95	0.00	94.11
5	29	1-й	0.56	0.43	27.98	23.58	0.56	40.77	0.28	3.85	0.87	98.85
6			0.49	4.03	3.13	12.90	1.37	69.47	0.41	0.73	0.00	92.52
7			0.53	49.84	0.00	1.02	0.60	42.90	0.74	2.31	0.00	97.94
8	30	1-й	0.58	0.42	28.02	23.81	0.42	40.80	0.56	3.89	0.95	99.44
9			0.49	4.03	3.13	12.90	1.37	69.47	0.41	0.73	0.00	92.52
10			0.53	50.29	0.00	0.98	0.00	42.98	0.69	2.49	0.00	97.96
11	35	1-й	0.49	0.26	38.39	19.30	0.00	33.21	0.00	6.33	0.97	98.95
12			0.41	3.48	3.77	14.21	0.78	70.32	0.00	1.15	0.00	94.11
13			0.00	50.71	0.00	0.79	0.00	43.68	0.89	2.54	0.00	98.61
14	24	1-й	0.57	0.57	36.59	18.01	0.30	35.63	0.00	5.37	0.00	97.02
15			0.59	4.48	4.32	12.22	0.99	71.14	0.12	0.94	0.00	94.80
16			0.52	50.51	0.00	0.71	0.80	43.01	0.69	2.40	0.00	98.65
17	26	2-й	0.44	0.32	46.11	10.55	0.00	33.11	0.00	6.21	0.80	97.79
18			0.61	3.46	2.86	7.93	0.90	76.52	0.00	0.76	0.00	93.28
19			0.49	50.62	0.00	0.00	0.00	44.43	0.75	1.57	0.00	97.85
20	4	2-й	0.00	0.31	46.54	10.59	0.37	30.77	0.33	6.02	3.38	98.30
21			0.59	5.83	2.79	7.78	2.47	71.48	0.40	0.79	0.00	92.14
22			0.45	49.25	0.69	1.37	0.00	44.90	0.66	1.45	0.00	98.77
23	22	2-й	0.69	0.38	52.66	6.00	0.33	30.15	0.00	7.88	0.97	99.06
24			0.59	1.07	1.58	4.75	2.10	81.72	0.00	0.30	0.00	92.11
25			0.68	50.69	0.00	0.00	0.00	44.00	0.80	1.67	0.00	98.10
26	34	2-й	0.57	1.83	55.51	5.05	0.00	25.35	0.00	11.22	1.00	100.53
27			0.44	1.87	1.46	4.72	1.75	81.48	0.00	0.50	0.00	92.22
28			0.47	52.20	0.00	0.00	0.00	42.87	0.97	2.26	0.00	98.77
29	25	2-й	0.52	0.42	57.79	1.79	0.00	27.51	0.00	9.43	1.04	98.50
30			0.60	3.27	1.76	1.46	1.44	84.00	0.00	0.44	0.00	92.95
31			0.34	51.85	0.00	0.00	0.00	44.33	0.78	1.67	0.00	99.23
32	6	3-й	0.60	0.76	58.78	0.97	0.30	26.88	0.00	9.27	3.46	101.02
33			0.52	5.33	2.39	1.02	2.31	81.58	0.00	0.00	0.00	93.16
34			0.38	51.41	0.00	0.00	0.00	45.10	0.82	1.28	0.00	99.00

Примечание. Номера зерен соответствуют таковым на рис. 8.

Note. Grain numbers correspond to their photographs in Fig. 8.

гут отражать первичный состав высокотемпературных шпинелидов. Решением данной проблемы служит измерение состава претерпевших распад шпинелидов по всей площади зерна.

Реконструированные таким образом составы шпинелидов характеризуются низкой магниальностью, которая только в редких случаях достигает величины 0.2–0.3. По соотношению магниальности и хромистости (рис. 10б) они не попадают ни в одно поле, установленное для различных типов ультраосновных пород, располагаясь в области нестабильных составов (Barnes, Roeder, 2001). Аналогичную позицию они занимают и на диаграмме Al–Cr–(Fe³⁺ + 2Ti), группируясь в области ниже линии реального хромшпинелевого сольвуса (см. рис. 10а).

Содержание оксида титана в богатых хромом шпинелидах израндитов варьируется от 1 до 5 мас. %, что существенно выше, чем в хромшпинелидах из фанерозойских массивов Урало-Аляскинского типа (Пушкарев, 2000). Между тем оно соответствует хромитам из докембрийских базит-ультрабазитовых комплексов крупных изверженных провинций, связанных с расплавами плюмовой природы (Cawthorn et al., 1991; Barnes, Li, 1999; Barnes, Roeder, 2001; O'Driscoll et al., 2010; и др.).

Структуры распада твердого раствора в шпинелидах не являются чем-то уникальным, хотя встречаются довольно редко (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003, 2012; Krause et al., 2007; Ahmed et al., 2008; Luo et al., 2022; и др.). Это связано с тем, что во многих магматических породах основного (ба-

Таблица 6. Химические составы протошпинелидов по результатам сканирования площадок, мас. %

Table 6. The composition of primary spinel determined by area scanning, wt %

№ п. п.	№ зерна	Тип	Позиция	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	27/1	1-й	Срх	0.70	1.30	20.07	26.35	0.43	42.23	0.00	4.69	95.77
2	27/2	1-й	Срх	1.24	3.61	17.51	24.77	0.65	44.08	0.00	4.57	96.43
3	28/1	1-й	Ol	0.58	2.26	19.21	22.04	0.80	48.91	0.00	2.95	96.75
4	29	1-й	Ol	3.12	4.03	20.92	20.39	0.73	43.27	0.00	4.01	96.47
5	28/2	1-й	Ol	0.62	3.25	13.86	20.32	0.86	54.68	0.40	2.18	96.17
6	30	1-й	Ol	0.55	3.86	30.88	19.70	0.00	38.21	0.00	4.74	97.94
7	35	1-й	Ol	0.00	5.28	12.12	15.65	0.79	59.78	0.60	2.65	96.87
8	24	1-й	Срх	0.59	7.84	11.93	12.71	0.79	60.68	0.50	2.47	97.51
9	26	2-й	Срх	0.94	11.79	12.95	7.31	0.69	60.37	0.37	2.52	96.94
10	22/1	2-й	Амп	0.77	17.43	17.06	4.78	1.53	53.23	0.43	3.18	98.41
11	34	2-й	Срх	1.57	15.36	15.72	4.57	1.09	54.47	0.43	4.78	97.99
12	22/2	2-й	Амп	1.43	21.68	11.91	4.09	1.04	54.44	0.49	2.96	98.04
13	22/3	2-й	Амп	1.18	13.50	10.01	3.88	1.62	62.41	0.00	2.52	95.12
14	22/4	2-й	Амп	1.23	15.91	10.61	3.22	1.32	62.51	0.00	2.61	97.41
15	22/5	2-й	Амп	0.68	17.95	8.96	2.71	0.93	62.92	0.39	2.33	96.87
16	25	2-й	Срх	0.58	16.87	7.38	1.17	1.10	67.31	0.26	1.99	96.66
17	6	3-й	Мзп	0.56	21.83	6.41	0.73	1.57	63.93	0.41	1.80	97.24
18	2/1	3-й	Мзп	0.42	11.86	2.77	0.60	2.01	76.76	0.00	0.84	95.26
19	2/2	3-й	Мзп	0.28	12.42	2.84	0.53	1.90	76.31	0.22	0.73	95.23
20	2/3	3-й	Мзп	0.45	12.15	3.33	0.49	1.86	76.46	0.26	0.98	95.98
21	2/4	3-й	Мзп	0.53	12.40	2.04	0.49	2.07	76.62	0.26	0.77	95.18
22	2/5	3-й	Мзп	0.29	25.07	8.00	0.37	1.31	62.05	0.49	1.92	99.50
23	2/6	3-й	Мзп	0.35	24.62	8.17	0.35	1.45	62.59	0.34	1.98	99.85
24	2/7	3-й	Мзп	0.36	25.06	7.09	0.30	1.46	63.01	0.47	1.76	99.51

Примечание. Анализы: 1–21 – пикотит-титаномагнетитовый твердый раствор, 22–24 – ульвошпинель-магнетитовый твердый раствор. Колонка “Позиция” характеризует расположение зерен шпинелидов в оливине (Ol), клинопироксене (Срх), амфиболе (Амп), межзерновом пространстве (мзп).

Note. Analyses: 1–21 – picotite-titanomagnetite solid solution, 22–24 – ulvospinel-magnetite solid solution. The column “Position” characterizes the location of spinel grains in olivine (Ol), clinopyroxene (Срх), amphibole (Амп), intergranular space (мзп).

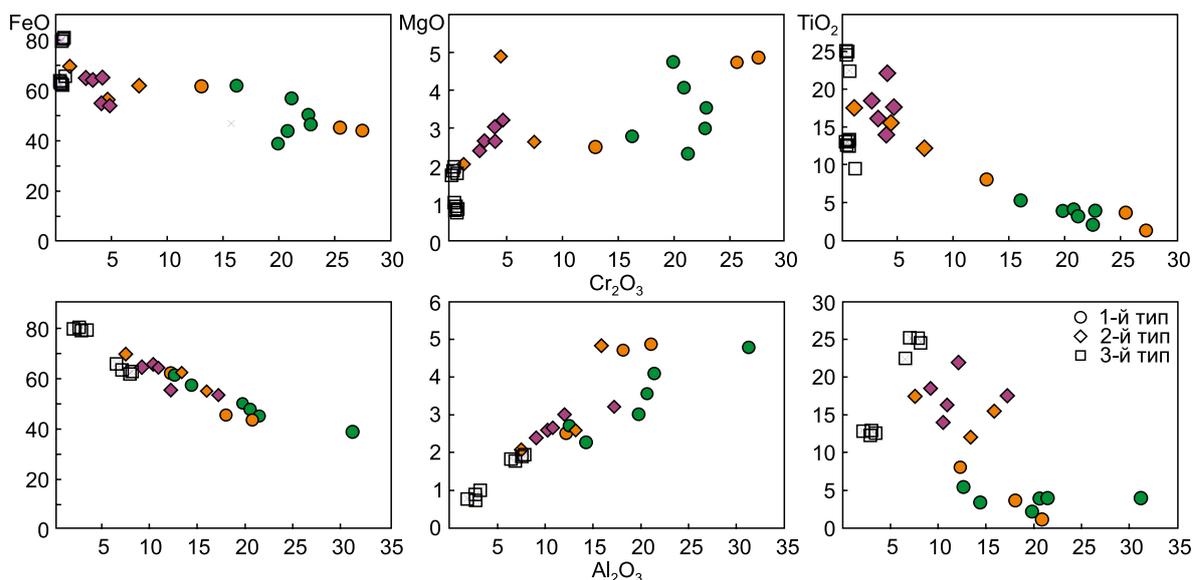


Рис. 9. Состав шпинелидов, определенный площадным сканированием.

Зеленым цветом показаны зерна, включенные в оливин, оранжевым – в клинопироксен, фиолетовым – в керсутит.

Fig. 9. The compositions of primary spinel determined by area scanning.

Green symbols – inclusions in olivine, orange – in clinopyroxene, violet – in kaersutite.

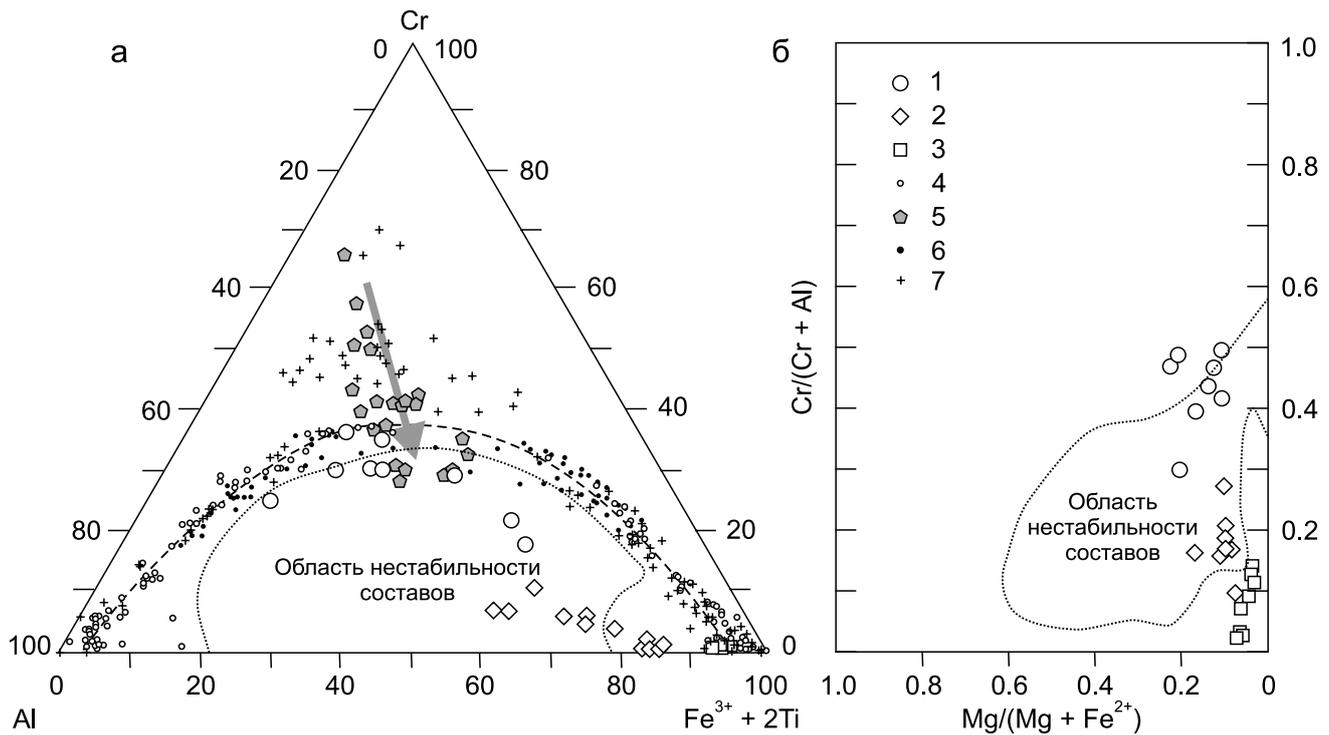


Рис. 10. Диаграммы Al–Cr–(Fe³⁺ + 2Ti) (а) и Mg/(Mg + Fe²⁺)–Cr/(Cr + Al) (б) для шпинелидов.

1–4 – шпинелиды израндитов: 1–3 – площадные составы зерен 1-, 2- и 3-го типа соответственно, 4 – составы фаз распада твердого раствора шпинелидов; 5, 6 – шпинелиды комплексов Урало-Аляскинского типа: 5 – акцессорные хромшпинелиды в дунитах (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003), 6 – продукты распада гиперсольвусных хромшпинелидов в дунитах, тылаитах, анкарармитах (Пушкарев, 2000; Garuti et al., 2003; Пушкарев, Готтман, 2017; Пушкарев, Хиллер, 2017; Luo et al., 2022); 7 – составы шпинелидов из клинопироксенитов и анкарармитов Бирхинского массива в Приольхонье (Пушкарев и др., 2023). Стрелкой показан тренд кристаллизации хромшпинелидов в комплексах Урало-Аляскинского типа (Пушкарев, 2000). Пунктирной линией отмечен сольвус для изученных составов шпинелидов, близкий расчетному сольвусу при 600°C в равновесии с Fo₈₀ (Sack, Ghiorso, 1991). Точечной линией показана область нестабильных составов (Barnes, Roeder, 2001).

Fig. 10. Diagram Al–Cr–(Fe³⁺ + 2Ti) (a) and Mg/(Mg + Fe²⁺)–Cr/(Cr + Al) (б) for spinels.

1–4 – israndite spinels: 1–3 – the composition of oxides, determined by area scanning, 1-, 2- and 3-type respectively, 4 – compositions of the phases of the decomposition of the solid solution of spinels; 5, 6 – spinels of the Ural-Alaska type complexes: 5 – accessory chromospinelides in dunites (Pushkarev, 2000; Garuti et al., 2003), 6 – decomposition products of hypersolvus chromospinelides in dunites and tilaites (Pushkarev, 2000; Garuti et al., 2003; Pushkarev, Gottman, 2017; Pushkarev, Khiller, 2017; Luo et al., 2022); 7 – composition of spinel from clinopyroxenite and ankaramite of the Birkhin massif in the Olkhon region (Pushkarev et al., 2023). The arrow shows the spinel crystallization trend in Ural-Alaskan-type complexes (Pushkarev, 2000). The dash line shows the solvus curve for the studied spinel compositions, which is close to the calculated solvus at 600°C in equilibrium with Fo₈₀ (Sack, Ghiorso, 1991). The dotted line outlines the spinel gap (Barnes, Roeder, 2001).

зальты, габбро) и ультраосновного (пикриты, коматиты, бониниты) состава при их кристаллизации в хромшпинелидах преимущественно реализуется изоморфизм Cr↔Fe³⁺ или Cr↔Al. В результате тренды кристаллизации хромшпинелидов на диаграмме трехвалентных катионов не пересекают поверхность сольвуса (см. рис. 10а), позволяя фазам оставаться гомогенными. В случае котектического оливин-клинопироксенового фракционирования с участием высокохромистой шпинели в расплавах анкарармитового типа реализуется иной тренд, определяющийся изоморфизмом Cr↔(Fe³⁺ + Al). Такой тренд эволюционирует круто вниз от вершины хрома к стороне трехвалентное железо–алюмини-

ний, пересекая линию хромшпинелевого сольвуса. Благодаря этому составы шпинелидов, бедные Cr, но богатые Al и Fe³⁺, с понижением температуры испытывают распад твердого раствора. В результате составы новообразованных фаз описывают кривую сольвуса. Такой тренд типичен для шпинелидов эффузивных анкарармитов и пород комплексов Урало-Аляскинского типа, особенно тылаитов (см. рис. 10), которые являются производными анкарармитовых магм (Della-Pasqua, Varne, 1997; Mossman, 2000; Пушкарев, 2000; Пушкарев и др., 2018, 2023).

Широко проявленные структуры распада твердого раствора и позиция реконструированных составов гиперсольвусных фаз шпинелидов в изран-

дитах александровского комплекса свидетельствуют о глубокой дифференциации первичного расплава, которая привела к смещению составов оксидов в область, в которой кристаллизующиеся при высокой температуре шпинелиды оказываются неустойчивы и распадаются на отдельные фазы при остывании. Наиболее вероятный механизм, обеспечивающий попадание кристаллизующихся оксидов в область нестабильности, в которой происходит их распад, является оливин-клинопироксеновое фракционирование, типичное для анкармитов и комплексов Урало-Аляскинского типа. Это может свидетельствовать о сходстве механизма образования израндитов и тылаитов Платиноносного пояса Урала, с которыми израндиты близки по химическому составу и геохимическим особенностям. Высокотитанистая специфика шпинелидов александровского комплекса, вероятно, отражает особенности состава первичного расплава, связанного с плавлением метасоматически измененной мантии под влиянием плюма, существование которого предполагается в мезопротерозое на западном склоне Урала (Носова и др., 2012).

ВЫВОДЫ

В ходе исследования установлено, что оксидные минералы в израндитах александровского комплекса (гора Карандаш) формировались на всем протяжении магматической кристаллизации пород. Они образуют включения в оливине и клинопироксене, которые отвечают раннему этапу кристаллизации, в керсутите следующего этапа, а на завершающей стадии кристаллизации образуют ксеноморфные зерна в межзерновом пространстве, обуславливая сидеронитовую структуру породы. В зависимости от места в кристаллизационном ряду состав оксидных фаз меняется от шпинелида с $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 25$ мас. % до титаномагнетита и ульвошпинели. Богатые хромом шпинелиды в израндитах александровского комплекса описаны впервые. Все изученные оксидные минералы имеют структуру распада твердого раствора с образованием фаз, обогащенных алюминием и трехвалентным железом, в которых хром распределен равномерно. Продукты распада твердого раствора распределяются вдоль поверхности реального сольвуса. Аналогичным образом происходит распад хромшпинелидов в ультрамафитах и тылаитах Платиноносного пояса Урала. Реконструированные составы первичных Cr-Al-Fe-Ti оксидов располагаются внутри области хромшпинелевого сольвуса, отражая высокотемпературный характер протофазы. Эта особенность является дополнительным доказательством сходства израндитов с тылаитами из комплексов Урало-Аляскинского типа, с которыми они близки по химическому составу и геохимическим особенностям. Высокотитанистый характер шпинелидов

комплекса отражает особенности состава первичного расплава, формирование которого связано с плавлением в мезопротерозое метасоматически измененной мантии под влиянием плюма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ефимов А.А. (1984) Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 232 с.
- Кориневский В.Г., Котляров В.А. (2009) Минералогия плагиоклаз-оливинового клинопироксенита (израндита) Урала. *Литосфера*, (4), 27-40.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. (2012) Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение. *Петрология*, 20(4), 392-428.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. (1968) О древнейшей глубинной породе Урала. *Глубинное строение Урала*. М.: Наука, 200-209.
- Плаксенко А.Н. (1989) Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 224 с.
- Пушкарев Е.В. (2000) Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 296 с.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2011) Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов – фрагменты древней платиноносной ассоциации? *Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 215-219.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А. (2017) Состав вкрапленников клинопироксена и включений хромшпинелида и титаномагнетита как индикаторы анкармитовой природы порфиридных тылаитов Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале. *Вестн. Уральск. отд-я РМО*, (14), 107-118.
- Пушкарев Е.В., Лавренчук А.В., Готтман И.А., Скляров Е.В. (2023) Кальциевые ультрамафиты, анкармиты и клинопироксен-порфириновые габбро Бирхинского массива в Приольхонье: решение проблемы первичного расплава и формирования интрузии. *Геология и геофизика*, 64(9), 1279-1302. <https://doi.org/10.15372/GiG2023126>
- Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкармиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале. *Докл. АН*, 479(4), 433-437. <https://doi.org/10.7868/s0869565218100171>
- Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. (2017) От хромита до титаномагнетита – полный цикл кристаллизации оксидных минералов в интрузивных анкармитах молотовского комплекса на Южном Урале. *Вестн. Уральск. отд-я РМО*, (14), 119-130.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

- Пыстин А.М. (1978) Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс. *Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 3-32.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2015) Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры. *Тр. Карельск. НЦ РАН*, (7), 3-18. <https://doi.org/10.17076/geo163>
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012) Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*, (5), 50-76.
- Савельев Д.Е., Масагутов Р.Х., Сирота С.Н. (2022) Минералогические особенности и субсолидусные структуры израндитов Александровского комплекса. *Геол. вестн.*, (2), 30-47. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-3>
- Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Главатских С.П. (2013) Титаномагнетит в породах израндит-клинопироксенитового комплекса массива горы Карандаш (Южный Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 160, 293-295.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Тевелев А.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. (2015) Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 27-42.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. (1999) Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса. *Геохимия*, (4), 352-370.
- Ahmed A.H., Helmy H.M., Arai S., Yoshikawa M. (2007) Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic-ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos*, **104**, 85-98. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.009>
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**, 387-409. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.3.387>
- Barnes S., Li Z. (1999) Chrome spinel from the Jinchua Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People Republic of China. *Econ. Geol.*, **94**, 343-356. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.343>
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2279>
- Barsdell M., Berry R.F. (1990) Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *J. Petrol.*, **31**, 747-777. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.3.747>
- Candia M.A.F., Gaspar J.C. (1997) Chromian spinels in metamorphosed ultraafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goias, Brazil. *Mineral. Petrol.*, **60**, 27-40.
- Cawthorn R.G., Wet M., Hatton C.J., Cassidy K.F. (1991) Ti-rich chromite from the Mount Ayliff Intrusion, Transkei: Further evidence for high Ti tholeiitic magma. *Amer. Miner.*, **76**, 561-573.
- Della-Pasqua F.N., Varne R. (1997) Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt-inclusion approach. *Canad. Miner.*, **35**, 291-312.
- Eales H.V., Wilson A.H., Reynolds I.M. (1988) Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. *Miner. Depos.*, **23**, 150-157.
- Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. *Ophiolity*, **37**(1), 27-53. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i1.404>
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini P.F., Cabella R., Anikina E. (2003) Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). *Miner. Depos.*, **38**, 312-326.
- Henderson P., Wood R.J. (1982) Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks – further evidence from the layered intrusion of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Miner. Petrol.*, **78**, 225-229.
- Irvine T.N. (1977) Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new perspective. *Geology*, **5**, 273-277.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.655>
- Krause J., Brüggemann G.E., Pushkarev E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned maficultramafic complexes in the Central Ural Mountains. *Lithos*, **95**, 19-42. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.018>
- Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert C., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. *Amer. Miner.*, **82**, 1019-1037.
- Loferski P.J., Lipin B.R. (1983) Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge District, Montana. *Amer. Miner.*, **68**(7-8), 777-789.
- Luo Y., Su B.-X., Thakurta J., Xiao Y., Bai Y. (2022) Fluid-Induced Inhomogeneous Cr-spinel in Dunite and Wehrlite from the Duke Island Complex, Southeastern Alaska. *Minerals*, **12**(6), 717. <https://doi.org/10.3390/min12060717>
- Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Mossman D.J. (2000) High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zeland. *Canad. Miner.*, **38**, 191-216. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.191>
- Muir J.E., Naldrett A.J. (1973) A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. *Canad. Miner.*, **11**, 930-939.
- O'Driscoll B., Emeleus C.H., Donaldson C.H., Daly J.S. (2010) Cr-spinel seam petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *J. Petrol.*, **51**, 1171-1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq013>
- Sack R.O., Ghiorso M.S. (1991) An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-ti-

tanomagnetite-aluminate spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 474-505.

- Tamura A., Arai S. (2004) Inhomogeneous spinel in chromite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: Variations of spinel unmixing texture and chemical composition. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **48**(1-2), 9-29.
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Zakreowski M.A. (1989) Chromian spinels from Kusa, Bergslagen, Sweden. *Amer. Miner.*, **74**, 448-455.

REFERENCES

- Ahmed A.H., Helmy H.M., Arai S., Yoshikawa M. (2007) Magmatic unmixing in spinel from late Precambrian concentrically-zoned mafic-ultramafic intrusions, Eastern Desert, Egypt. *Lithos*, **104**, 85-98. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.11.009>
- Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chem. Geol.*, **113**, 191-204.
- Barnes S.J. (2000) Chromite in komatiites. II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism. *J. Petrol.*, **41**, 387-409. <https://doi.org/10.1093/ptrology/41.3.387>
- Barnes S., Li Z. (1999) Chrome spinel from the Jinchua Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, People Republic of China. *Econ. Geol.*, **94**, 343-356. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.343>
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001) The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.12.2279>
- Barsdell M., Berry R.F. (1990) Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu. *J. Petrol.*, **31**, 747-777. <https://doi.org/10.1093/ptrology/31.3.747>
- Candia M.A.F., Gaspar J.C. (1997) Chromian spinels in metamorphosed ultraafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goias, Brazil. *Mineral. Petrol.*, **60**, 27-40.
- Cawthorn R.G., Wet M., Hatton C.J., Cassidy K.F. (1991) Ti-rich chromite from the Mount Ayliff Intrusion, Transkei: Further evidence for high Ti tholeiitic magma. *Amer. Miner.*, **76**, 561-573.
- Della-Pasqua F.N., Varne R. (1997) Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt-inclusion approach. *Canad. Miner.*, **35**, 291-312.
- Eales H.V., Wilson A.H., Reynolds I.M. (1988) Complex unmixed spinels in layered intrusions within an obducted ophiolite in the Natal-Namaqua mobile belt. *Miner. Depos.*, **23**, 150-157.
- Efimov A.A. (1984) Gabbro-hypermafic complexes of the Urals and the problem of ophiolites. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Bea F., Pushkarev E.V., Garuti G., Montero P., Zaccarini F. (1999) New data on the geochemistry of the Urals Platinum Belt: Contributions to the understanding of petrogenesis. *Geokhimiya*, (4), 352-370. (In Russ.)
- Garuti G., Pushkarev E.V., Thalhammer O.A.R., Zaccarini F. (2012) Chromitites of the Urals (pt 1): Overview of chromite mineral chemistry and geo-tectonic setting. *Ophiolity*, **37**(1), 27-53. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v37i1.404>
- Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini P.F., Cabella R., Anikina E. (2003) Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan-type complex (Central Urals, Russia). *Miner. Depos.*, **38**, 312-326.
- Henderson P., Wood R.J. (1982) Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks – further evidence from the layered intrusion of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 225-229.
- Irvine T.N. (1977) Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new perspective. *Geology*, **5**, 273-277.
- Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. (2001) Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.*, **42**, 655-671. <https://doi.org/10.1093/ptrology/42.4.655>
- Korinevskii V.G., Kotlyarov V.A. (2009) Mineralogy of plagioclase-olivine clinopyroxenite (izrandite) of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (4), 27-40. (In Russ.)
- Krause J., Brüggemann G.E., Pushkarev E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned maficultramafic complexes in the Central Ural Mountains. *Lithos*, **95**, 19-42. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.07.018>
- Leake B., Woolley A., Arps C., Birch W., Gilbert C., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W., Nickel E., Rock N., Schumacher J., Smith D., Stephenson N., Guo Y. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on new minerals and mineral names. *Amer. Miner.*, **82**, 1019-1037.
- Loferski P.J., Lipin B.R. (1983) Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge District, Montana. *Amer. Miner.*, **68**(7-8), 777-789.
- Luo Y., Su B.-X., Thakurta J., Xiao Y., Bai Y. (2022) Fluid-Induced Inhomogeneous Cr-spinel in Dunite and Wehrlite from the Duke Island Complex, Southeastern Alaska. *Minerals*, **12**(6), 717. <https://doi.org/10.3390/min12060717>
- Morimoto N. (1988) Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, **39**, 55-76.
- Mossman D.J. (2000) High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills complex, Southland, New Zealand. *Canad. Miner.*, **38**, 191-216. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.1.191>
- Muir J.E., Naldrett A.J. (1973) A natural occurrence of two-phase chromium-bearing spinels. *Canad. Miner.*, **11**, 930-939.
- Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic within-plate igneous province of the western Urals: Main petrogenetic rocks types and their origin. *Petrology*, **20**(4), 356-390 (translated from *Petrologiya*, 41(2), 392-498).
- O'Driscoll B., Emeleus C.H., Donaldson C.H., Daly J.S. (2010) Cr-spinel seam petrogenesis in the Rum Layered Suite, NW Scotland: Cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush. *J. Petrol.*, **51**, 1171-1201. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egq013>

- Ovchinnikov L.N., Dunaev V.A. (1968) About the oldest deep-seated rocks of the Urals. *Deep body of the Urals*. Moscow, Nauka Publ., 200-209. (In Russ.)
- Plaksenko A.N. (1989) Typomorphism of accessory Cr-spinels of ultramafic-mafic igneous formations. Voronezh, Voronezh University Publishing House, 224 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V. (2000) Petrology of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif (the Middle Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 296 p. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2017) Composition of clinopyroxene phenocrysts and chrome-spinel and titanomagnetite inclusions as indicators of ankaramite nature of porphyritic tilaites of the Uktus dunite-clinopyroxenite-gabbro massif in the Middle Urals. *Vestnik Ural'skogo Otdeleniya RMO*, (14), 107-118. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Gottman I.A. (2011) Olivine clinopyroxenites and izrandites (tylaites) of the Aleksandrovsky and Ufaleysky metamorphic complexes – fragments of an ancient platinum-bearing association? *Tectonics, ore deposits and the deep structure of the earth's crust*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 215-219. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Khiller V.V. (2017) From chromite to titanomagnetite – a complete crystallization cycle of oxide minerals in intrusive ankaramites of the Molostovsky complex in the Southern Urals. *Vestnik Ural'skogo Otdeleniya RMO*, (14), 119-130. (In Russ.)
- Pushkarev E.V., Lavrenchuk A.V., Gottman I.A., Sklyarov E.V. (2023) Calcium-rich ultramafites, ankaramites and clinopyroxene-porphyric gabbros of the Birkhin massif in the Olkhon region: Solving the problem of primary melt and formation of intrusion. *Geol. Geofiz.*, **64**(9), 1279-1302. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2023126>
- Pushkarev E.V., Ryazantsev A.V., Gottman I.A., Degtyarev K.E., Kamenetskii V.S. (2018) Ankaramites: A new type of high-magnesian and high-calcium primitive melt in the Magnitogorsk island-arc zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 463-467 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **479**(4), 433-437). <https://doi.org/10.7868/s0869565218100171>
- Pystin A.M. (1978) Aleksandrovsky gneiss-amphibolite complex. *Volcanism, metamorphism and ferruginous quartzites framing the Taratash complex*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 3-32. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystina Yu.I. (2015) Archean and Paleoproterozoic history of rock metamorphism in the Urals crustal segment. *Tr. Karel'skogo NTs RAN*, (7), 3-18. (In Russ.) <https://doi.org/10.17076/geo163>
- Ronkin Yu.L., Sindern S., Lepikhina O.P. (2012) Isotope geology of the oldest Southern Urals formations. *Lithosphere (Russia)*, (5), 50-76. (In Russ.)
- Sack R.O., Ghiorso M.S. (1991) An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **106**, 474-505.
- Savel'ev D.E., Masagutov R.Kh., Sirota S.N. (2022) Mineralogical features and subsolidus structures of the izrandites of the Alexander complex. *Geol. Vestnik*, (2), 30-47. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-2-3>
- Stepanov A.I., Ronkin Yu.L., Glavatskikh S.P. (2013) Titanomagnetite in rocks of the izrandite-clinopyroxenite complex of the Karandash Mountain massif (Southern Urals). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 160, 293-295. (In Russ.)
- Tamura A., Arai S. (2004) Inhomogeneous spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: Variations of spinel unmixing texture and chemical composition. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **48**(1-2), 9-29.
- Tevelev A.I.V., Kosheleva I.A., Tevelev Ark.V., Khotylev A.O., Moseichuk V.M., Petrov V.I. (2015) New data on the isotope age of the Taratash and Aleksandrovsky metamorphic complexes (Southern Ural). *Vestn. Moskovskogo Un-ta. Ser. 4. Geol.*, (1), 27-42. (In Russ.)
- Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Zakrezewski M.A. (1989) Chromian spinels from Kusa, Bergslagen, Sweden. *Amer. Miner.*, **74**, 448-455.