

ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 549.01+551.248.1 (470.621)

DOI: [10.46698/VNC.2020.21.55.003](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.21.55.003)

Оригинальная статья

Акцессорные хромшпинелиды серпентинитов
тектонического меланжа Даховского поднятия
(Большой Кавказ)Ю. В. Попов¹, О. Е. Пустовит², В. А. Терещенко¹

¹Южный федеральный университет, Россия, 344103,
г. Ростов-на-Дону, ул. Р. Зорге, 40, e-mail: popov@sfedu. ru;
²ООО «ГеоБазисПроект», Россия, 344018, г. Ростов-на-Дону,
ул. Текучева, д. 246, офис 39.

Статья поступила: 01.04.2020, доработана: 21.05.2020, одобрена в печать: 24.05.2020

Резюме: Актуальность работы. Особенности морфологии и состава хромшпинелидов имеют важное значение для решения ряда геологических задач: от реконструкции состава субстрата родоначальных расплавов и физико-химических условий их эволюции, установления приуроченности магматических комплексов к геодинамическим обстановкам до оценки минерагенического потенциала ультрабазитовых массивов. **Цель работы** – изучение акцессорных хромшпинелидов из серпентинитов тектонического меланжа на северном фланге Даховского кристаллического выступа, входящего в состав тектонической зоны Передового хребта Большого Кавказа, выделение сохранивших исходный состав хромшпинелидов и установление условий их образования. **Методы исследования:** электронно-зондовый микроанализ и электронная микроскопия, статистический анализ результатов измерений. **Результаты работы.** Выделены хромшпинелиды с вторичными изменениями и сохранившие исходный состав. В ходе сопровождавшей обдукцию серпентинизации ультрабазитов (с образованием лизардит-хризотиловой ассоциации) хромшпинелиды частично трансформировались из субферрихромитов в хромиты, что сопровождалось перераспределением алюминия и магния (и обогащением внутренних зон хромом) в значительной части зерен и это в целом типично для условий низкотемпературного метаморфизма. Эти изменения выражены в образовании внешних обогащенных алюминием зон (Al_2O_3 более 10 вес.%) и его выносом из внутренних частей (где содержание Al_2O_3 неравномерное – от вариаций в пределах зерна в диапазоне 4.5-9 вес.% до менее 2% вес.% в сильно измененных разностях). Анализ корреляционных связей между элементами и переход в Cr-обогащенную шпинель указывают на преобладание двухвалентной формы железа во флюидах, что типично для восстановительных условий и высокого соотношения флюид/порода. Последующие изменения проявлены в образовании магнетитовых оторочек в окислительных условиях при интенсивной фильтрации в серпентинитах высокотемпературных гидротермальных растворов. Этот завершающий этап трансформации хромшпинелидов следует связывать с концом этапа герцинской коллизии, когда фрагменты апогипербазитовых тел, оторванные от офиолитового меланжа, были причленены к краю Даховского блока кристалликума, интенсивно дислоцированы и прорваны малыми интрузиями завершающей фазы гранитоидного магматизма. Интенсивное дробление и циркуляция растворов проявлены в формировании нескольких генераций магнетита, образующих тонкие пересекающиеся прожилки в серпентинитах. Первичный состав хромшпинелидов (соответствующий субферрохромитам с Cr# 0.80-0.81) указывает на их близость к типу офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ), в частности к гарцбургитовым офиолитам фронтальных частей островных дуг, ультрабазиты которых образуются в условиях плавления деплиторированной гарцбургитовой мантии.

Ключевые слова: Даховский выступ, серпентинитовый меланж, офиолиты, хромшпинелиды.

Для цитирования: Попов Ю. В., Пустовит О. Е., Терещенко В. А. Акцессорные хромшпинелиды серпентинитов тектонического меланжа Даховского поднятия (Большой Кавказ). *Геология и Геофизика Юга России*. 2020. 10 (2): 38-55. DOI: 10.46698/VNC.2020.21.55.003.

DOI: [10.46698/VNC.2020.21.55.003](https://doi.org/10.46698/VNC.2020.21.55.003)

Original paper

Accessory chrome spinels of serpentinites of tectonic melange of the Dakhov uplift (Greater Caucasus)

Yu. V. Popov¹, O. E. Pustovit², V. A. Tereshchenko¹

¹Southern Federal University, 40 R. Zorge Str., Rostov-on-Don 344090, Russian Federation, e-mail: popov@sfedu.ru;

²GeoBazisProect Ltd, 139 building B, office 7, Tekucheva Str., Rostov-on-Don 344018, Russian Federation

Received: 01.04.2020, revised: 21.05.2020, accepted: 24.05.2020

Abstract: Relevance. Features of the morphology and composition of chrome spinels are important for solving a number of geological problems: from reconstructing the composition of the substrate of the initial melts and the physicochemical conditions of their evolution, establishing the confinement of magmatic complexes to geodynamic settings, and assessing the mineralogenic potential of ultrabasite massifs. **Aim.** Studying of accessory chrome spinels from serpentinites of tectonic melange on the northern flank of the Dakhovsky crystalline protrusion, which is part of the tectonic zone of the Front range of the Greater Caucasus, identify the chromium spinels that retained their original composition and determination the conditions of their formation. **Methods.** Electron probe microanalysis and electron microscopy, statistical analysis of measurement results. **Results.** Groups of grains with secondary changes and groups that retained the original composition have been distinguished. During the serpentinization of ultrabasites accompanying the obduction (with the formation of lysardite-chrysotile association), chrome spinels partially transformed from subferrichromites to chromites, it was accompanied by a redistribution of aluminum and magnesium (and enrichment of the inner zones with chromium) in a significant part of the grains and it is generally typical for conditions of low-temperature metamorphism. These changes are typical in the formation of external zones enriched with aluminum (Al_2O_3 more than 9 wt.%) and its removal from the internal parts (where the Al_2O_3 content is uneven – from variations within the grain in the range of 4.5-9 wt.% to less than 2% wt.% In greatly modified differences). The transition to Cr-enriched spinel and an analysis of the correlation between the elements indicate the predominance of the divalent form of iron in the fluids, which is typical for reducing conditions and a high fluid / rock ratio. Subsequent changes can be seen in the formation of magnetite rims under oxidizing conditions during intensive filtration of high-temperature hydrothermal solutions in serpentinites. This final stage of the transformation of chrome spinels should be associated with the end of the Hercynian collision stage, when fragments of apogiperbasite bodies torn from the ophiolite melange were attached to the edge of the Dakhov block of the crystallinum, intensively deployed and broken through by small intrusions of the final phase of granitoid magmatism. Intensive crushing and circulation of solutions can be seen in the formation of several generations of magnetite, forming thin intersecting streaks in serpentinite. The primary composition of chrome spinels (corresponding to subferrochromites, Cr# 0.80-0.81) indicates their proximity to the type of ophiolites of supra- or suprasubduction zones (SSZ), in particular, to harzburgite ophiolites of the frontal parts of island arcs, ultrabasites of which are formed under conditions of melting of the deplicated harzburgite mantle.

Keywords: Dakhovsky ledge, serpentinite melange, ophiolite, chrome spinelids.

For citation: Popov Yu. V., Pustovit O. E., Tereshchenko V. A. Accessory chrome spinels of serpentinites of tectonic melange of the Dakhov uplift (Greater Caucasus). *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. 2020. 10 (2): 38-55. (In Russ.) DOI: 10.46698/VNC.2020.21.55.003.

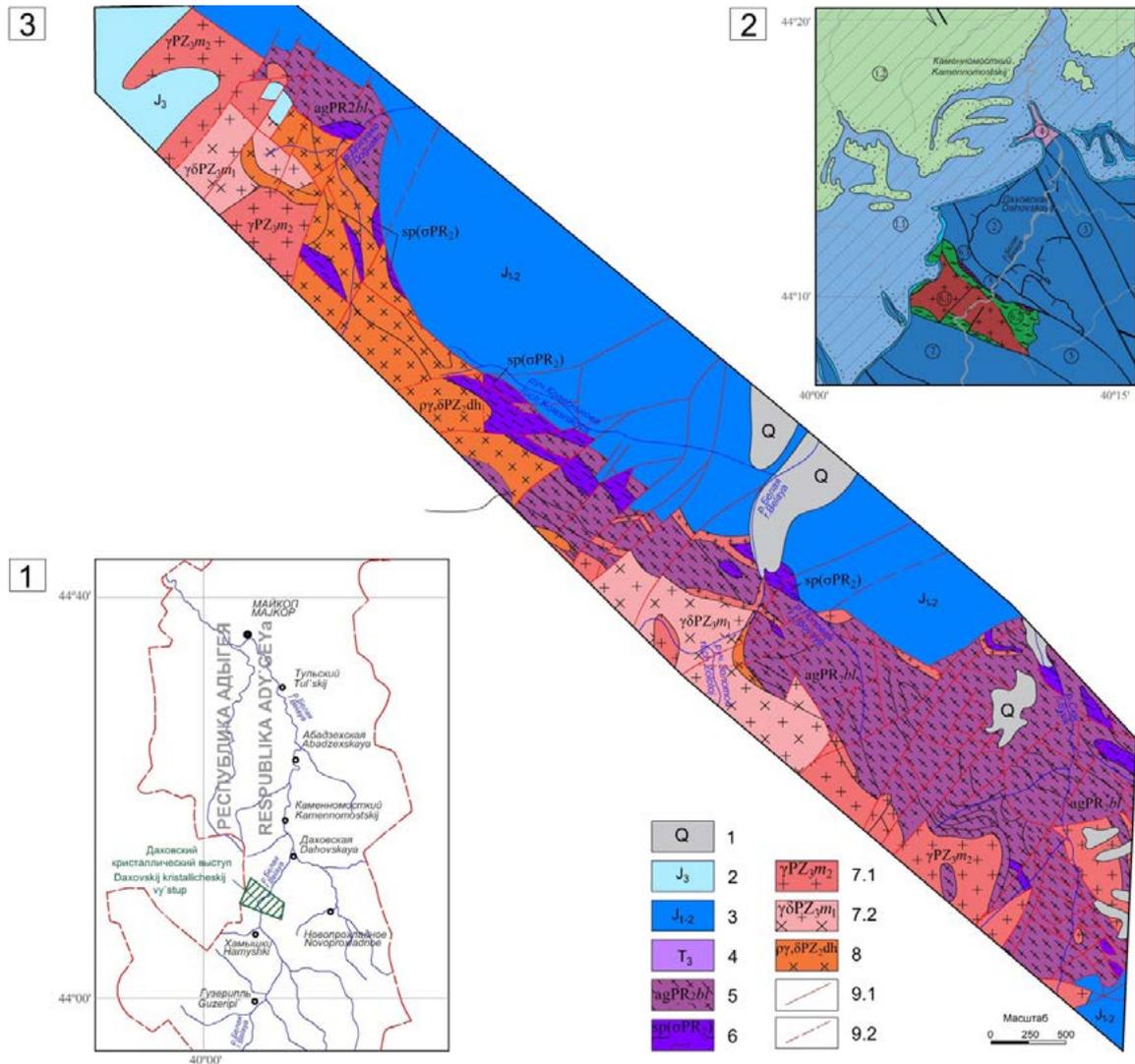


Рис. 1. Положение и геологическое строение территории: 1 – положение Даховского поднятия; 2 – тектоническая схема (геологические структуры, обозначенные на схеме: 1 – Северо-Кавказская моноклиналь: 1.1. – область развития келловей – верхнеюрских пород, 1.2. – область развития меловых пород; 2-7 – Лабино-Малкинская зона прерывистой складчатости: 2 – Догуакская покровно-складчатая зона ($J_{1,2}$), 3 – Сахрайская зона сдвигово-надвиговых дислокаций ($J_{1,2}$), 4 – Руфабгинский выступ (гранитоидный массив – $PZ_{2,3}$; осадочный комплекс - T); 5 – Даховская антиклиналь ($J_{1,2}$); 6 – Даховский выступ: 6.1 – гранитоидный массив ($PZ_{2,3}$), 6.2. – метаморфическая толща балканского комплекса ($PR_2?$), 6.3 – серпентиниты апогипербазитовые ($PR_2?$); 7 – Дудугушская синклиналь ($J_{1,2}$); 3 – геологическая карта северного фланга Даховского поднятия (по Менькову В. М., Качурину В. Ф. (1964 г.) с дополнениями): 1 – четвертичные образования, 2 – келловей – кимериджский осадочный комплекс (известняки, доломиты, песчаники, гравелиты, конгломераты); 3 – ниже – среднеюрский осадочный комплекс (аргиллиты, алевролиты, песчаники), 4 – верхнетриасовый комплекс (известняки, песчаники), 5 – балканский метаморфический комплекс (амфиболиты, амфиболовые гнейсы), 6 – серпентиниты апогипербазитовые беденского комплекса, 7.1 – малкинский гранитоидный комплекс (граниты), 7.1 – малкинский гранитоидный комплекс (гранодиориты), 8 – даховский гранитоидный комплекс (плагиограниты, диориты), 9 – разломы прослеженные, 9.2 – разломы предполагаемые. /

Fig. 1. The location and geological structure of the territory: 1 – the position of the Dakhovsky uplift; 2 – tectonic diagram (geological structures, which indicated in the diagram: 1 – North Caucasian monocline: 1.1. – area of development of Cretaceous – Upper Jurassic rocks, 1.2. – area of development of Cretaceous rocks; 2-7 – Labino-Malkinsky zone of discontinuous folding: 2 – Doguakskaya integument-folded zone ($J_{1,2}$), 3 – Sakhrayskaya zone of strike-slip-thrust dislocations ($J_{1,2}$), 4 – Rufabginskiy ledge

(granitoid massif – PZ_{2-3} ; sedimentary complex -T); 5 – Dakhovskaya anticline (J_{1-2}); 6 – Dakhovsky ledge: 6.1 – granitoid massif (PZ_{2-3}), 6.2. – metamorphic series of the Balkan complex ($PR_2?$), 6.3 – apoultramafic serpentinites ($PR_2?$); 7 – Dudugushskaya syncline (J_{1-2}); **3 – geological map of the northern flank of the Dakhovsky Uplift** (according to Men'kov V. M., Kachurin V. F. (1964) with additions): 1 – Quaternary formations, 2 – Callovian – Kimmeridge sedimentary complex (limestones, dolomites, sandstones, gravelites, conglomerates); 3 – the Lower – Middle Jurassic sedimentary complex (mudstones, siltstones, sandstones), 4 – the Upper Triassic complex (limestones, sandstones), 5 – the Balkan metamorphic complex ($PR_2?$, amphibolites, amphibole gneisses), 6 – apoultramafic serpentinites of the Bedhenian complex, 7.1 – Malkinsky granitoid complex (granites), 7.1 – Malkinsky granitoid complex (granodiorites), 8 – Dakhovsky granitoid complex (plagiogranites, diorites), 9 – traced faults, 9.2 – alleged faults.

Введение

Особенности морфологии и состава хромшпинелидов имеют важное значение для решения целого ряда геологических задач: от реконструкции состава субстрата родоначальных расплавов и физико-химических условий их эволюции [Irvine, 1967; Sen et al., 2005; Kamenetsky et al., 2001 и др.], установления приуроченности магматических комплексов к геодинамическим обстановкам [Dick, Bullen, 1984; Barnes, Roeder, 2001 и др.] до оценки минерагенического потенциала ультрабазитовых массивов [Павлов и др., 1968; Hock et al., 1986; Юричев, 2016 и др.]. Эти минералы сохраняются при серпентинизации, что определяет их особое значение при изучении сильно метаморфизованных комплексов. Вместе с тем, использование типоморфных особенностей хромшпинелидов, состав которых весьма чувствителен к изменению внешних условий [Irvine, 1965], затруднено наложением нескольких этапов их преобразований, что определяет необходимость проведения детальных исследований и тщательного анализа природы наблюдаемых особенностей минералов.

Цель работы

В работе приводятся результаты изучения акцессорных хромшпинелидов из серпентинитов тектонического меланжа, обнаженных на северном фланге Даховского выступа герцинского кристалликума Большого Кавказа в бассейне р. Белой (рис. 1). Поднятие входит в систему Шахан-Аибгинско-Даховской докелловейской складчато-разрывной зоны, рассматриваемой как аллохтонный блок герцинских комплексов [Государственная геологическая карта..., 2004]. Взаимоотношения серпентинитов с кристаллическими породами Даховского поднятия и осадочными толщами указывает на начало формирования меланжа на коллизионном позднегерцинском этапе развития территории синхронно с завершающим позднепалеозойским гранитодным магматизмом [Попов и др., 2019] и последующие деформации, захватывающие осадочные толщи триаса и нижней-средней юры [Ненахов и др., 2019].

Методы исследований

Изучение микростроения и элементного состава хромшпинелидов проводилось в напыленных углеродом аншлифах методами электронно-зондовых исследований, включающими проведение количественного микроанализа и элементное картирование. Исследования выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan VEGA II LMU, оснащенный системами энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT и волнодисперсионного анализа INCA Wave 700. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 kV с использованием стандартов «Micro-

Analysis Consultants Ltd.». Изображения получены в обратно-рассеянных электронах (BE): фазы и участки, отличающиеся более высоким относительным средним атомным номером, окрашены в более светлый оттенок. Измерения выполнены с учетом методических рекомендаций, изложенных в работе [Reed, 2005]. Проанализировано 20 зерен, характеризующих разные стадии преобразования хромшпинелидов.

Расчет Fe^{3+} выполнен исходя из стехиометрических соображений согласно [Droop, 1987]. Учитывая малый объем выборки и отличия распределений величин от нормального, статистическая обработка результатов элементного анализа проведена методами непараметрической статистики.

Геологическое положение и состав серпентинитов

Выходы серпентинитов в составе Даховского кристаллического поднятия образуют полосу, протягивающуюся от р. Сюк и её притоков (б. Берёзовая и др.) в область нижнего течения р. Липовой и далее на левобережье р. Белой, где прослеживаются в руч. Колесникова и среднем течении р. Догуако (рис. 1.3). Серпентиниты, будучи связанными с зонами крупных разломов, образуют линзовидные тела в плане шириной до нескольких десятков метров и протяжённостью до 0,5 км. Их выходы разбиты на блоки, которые, в свою очередь, рассечены разломами, трассируемыми зеркалами скольжения с серпентиновым и карбонатно-тальковым материалом; порода обычно сильно перемята, разлинзована, превращена в тектонические брекчии и катаклазиты. На некоторых участках наблюдается чередование пластин серпентинитов и амфиболовых пород метаморфического комплекса; среди серпентинитов отмечаются линзы родинитов пренит-вюаньтитового состава и округленные блоки гранат-амфибол-полевошпатовых пород. Тела серпентинитов секутся жилами и дайками позднегерцинских коллизионных лейкократовых гранитов малкинского интрузивного комплекса (в ущелье р. Сюк и р. Липовой) и заключают их фрагменты в виде тектонических обдавышей. Активные магматические контакты сопровождаются мало-мощными экзоконтактовыми зонами с хлоритом и тонкими асбестовыми жилками.

Породы нацело серпентинизированы, и реликтовые ассоциации прогрессивного этапа не сохранились. Присутствуют ассоциации с разным соотношением минеральных видов серпентинов: от магнетит-хризотил-лизардитовых до магнетит-хризотил-антигоритовых (обычно с хлоритом, тремолитом, тальком (до 2-3%), карбонатами, принадлежащим к ассоциациям разных этапов минералообразования). Серпентиниты разного состава ассоциируют в виде тектонических пластин или линз. Лизардит-хризотилловые разности пользуются преимущественным развитием близ тектонических контактов с амфиболитами и среднегерцинскими диоритами (б. Коваленко); хлорит- и антигоритсодержащие – в зонах наибольшего влияния сопряжённых с гранитоидными интрузиями флюидных потоков, в них редко присутствуют тонкие зонки приконтактового оталькования.

Результаты

Зерна хромшпинелидов имеют размер до 1 мм, разбиты трещинами, заполненными серпентином или хлоритом. Практически все зерна имеют прожилки и тонкие реакционные каемки (хорошо выраженные как области с повышенной атомной плотностью на изображениях в обратно-рассеянных электронах (рис. 2)), сложенные магнетитом с незначительным содержанием хрома (табл. 1, анализы 2, 7). По краю каймы магнетит образует выросты, развивающиеся среди серпентинов или обрамляющих тонких хлорит-серпентиновых оторочек.

Таблица 1. / Table 1.

Состав хромшпинелидов из серпентинитов Даховского поднятия (в вес. %).

Места проведения микроанализов указаны на рисунке 2. /

The composition of chrome spinels from serpentinites of the Dakhovsky Uplift (in wt. %).

The microanalysis sites are indicated in Fig. 2.

| | MgO | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO | CoO | NiO | ZnO | Итого | Cr# | Mg# |
|----|------|--------------------------------|------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|------|--------|------|------|
| σ | 0,15 | 0,13 | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,43 | 0,15 | 0,30 | 0,04 | 0,06 | 0,12 | | | |
| 1 | 7,33 | 5,76 | - | 0,14 | 0,33 | 58,94 | 0,72 | 25,99 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 99,35 | 0,87 | 0,39 |
| 2 | 1,51 | - | 0,54 | - | - | 4,12 | 0,07 | 93,36 | - | - | - | 99,60 | 1,00 | 0,08 |
| 3 | 5,85 | 1,52 | - | - | 0,28 | 64,84 | 0,55 | 25,97 | 0,07 | 0,26 | 0,31 | 99,65 | 0,97 | 0,32 |
| 4 | 5,57 | 1 | - | 0,07 | 0,17 | 65,15 | 0,74 | 26,4 | 0,25 | - | 0,37 | 99,72 | 0,98 | 0,31 |
| 5 | 6,51 | 5,98 | - | 0,11 | 0,39 | 57,38 | 0,68 | 28,41 | 0,17 | 0,06 | 0,19 | 99,89 | 0,87 | 0,34 |
| 6 | 5,55 | 1,72 | - | 0,03 | 0,13 | 63,99 | 0,83 | 26,58 | 0,34 | 0,10 | 0,32 | 99,57 | 0,96 | 0,31 |
| 7 | 3,30 | - | 0,93 | - | - | 2,05 | 0,07 | 92,17 | 0,38 | - | - | 98,91 | 1,00 | 0,17 |
| 8 | 5,66 | 2,12 | - | 0,03 | 0,19 | 64,46 | 0,71 | 26,33 | 0,22 | 0,08 | 0,24 | 100,04 | 0,95 | 0,31 |
| 9 | 6,34 | 4,47 | - | 0,13 | 0,30 | 57,00 | 0,60 | 30,65 | 0,03 | 0,02 | 0,05 | 99,59 | 0,90 | 0,33 |
| 10 | 5,58 | 4,59 | - | 0,21 | 0,6 | 58,05 | 0,79 | 29,79 | 0,29 | 0,09 | 0,23 | 100,22 | 0,89 | 0,30 |
| 11 | 7,62 | 8,88 | - | - | 0,26 | 56,47 | 0,66 | 24,79 | 0,2 | - | 0,43 | 99,31 | 0,81 | 0,40 |
| 12 | 7,46 | 8,74 | 0,19 | 0,01 | 0,25 | 55,04 | 0,52 | 26,18 | 0,25 | 0,18 | - | 98,82 | 0,81 | 0,39 |
| 13 | 6,7 | 5,37 | - | - | 0,26 | 59 | 0,83 | 27,46 | 0,2 | - | 0,1 | 99,92 | 0,88 | 0,36 |
| 14 | 5,96 | 9,03 | - | 0,77 | 0,6 | 53,9 | 0,7 | 27,89 | 0,2 | - | 0,44 | 99,49 | 0,80 | 0,31 |
| 15 | 6,62 | 9,17 | - | 0,35 | 0,21 | 54,17 | 0,65 | 28,32 | 0,12 | 0,02 | 0,23 | 99,86 | 0,80 | 0,34 |

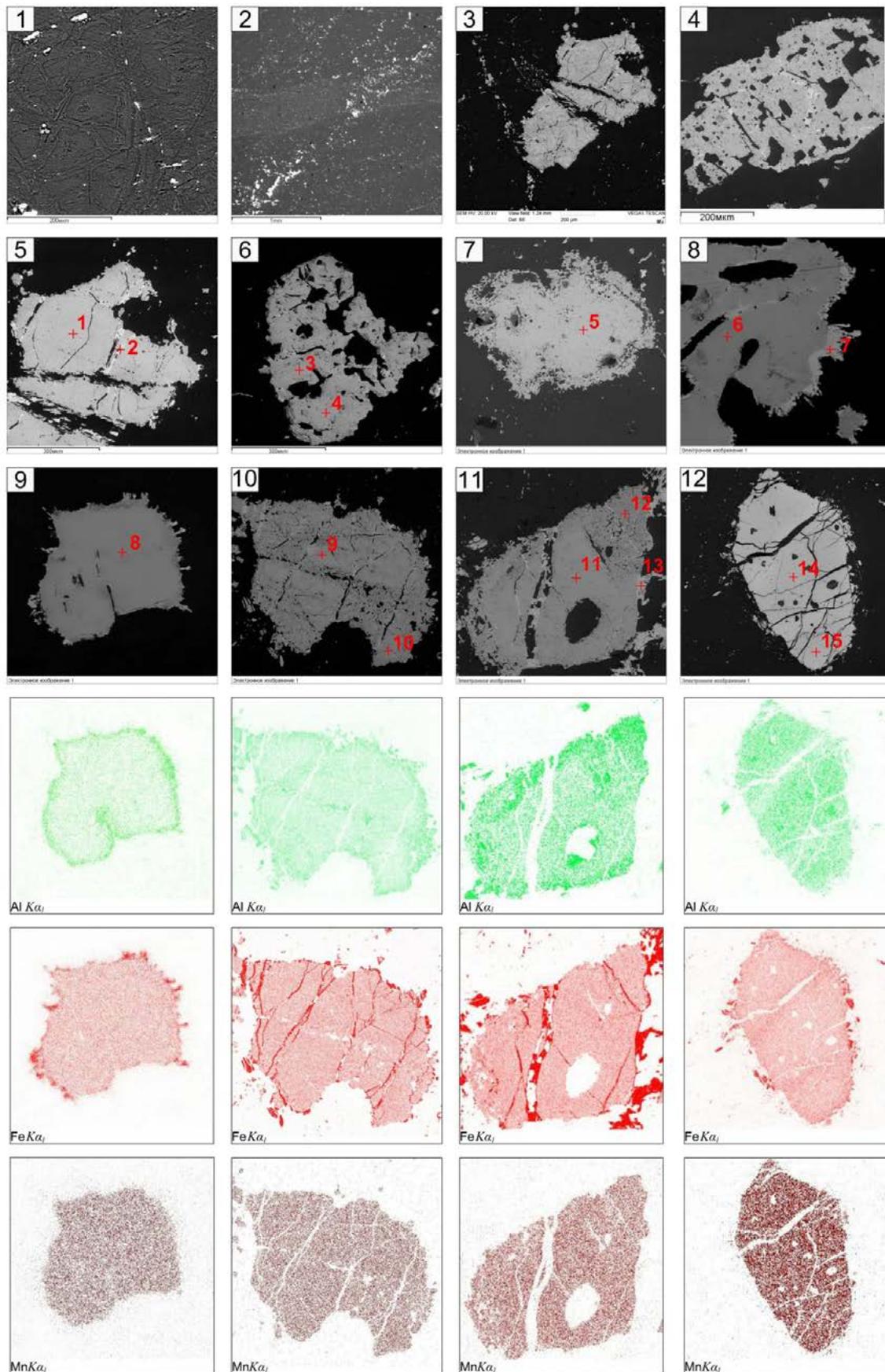


Рис. 2. Строение серпентинитов и хромителидов: 1 – типичное строение петельчатого lizardитового серпентинита, 2 – несколько генераций магнетита в хризотил-антигоритовом

серпентините, 3-12 – строение хромшпинелидов (изображение BE), указаны места проведения микроанализа, для зерен 9-12 приведены рентгеновские карты распределения алюминия, железа и марганца (излучение $K\alpha_1$).

Fig. 2. Structure of serpentinites and chrome spinels: 1 – typical texture of looped lysardite serpentinite, 2 – several generations of magnetite in chrysotile antigorite serpentinite, 3-12 – structure of chrome spinels (BE image), microanalysis sites have been indicated, for grains 9-12, X-ray distribution maps of aluminum, iron, and manganese ($K\alpha_1$ radiation).

Методами элементного картирования выявляется выраженная в разной мере зональность, проявленная в первую очередь в распределении алюминия и железа (рис. 2.9-12). Практически в всех зернах хорошо развиты магнетитовые каемки (при этом хромомagnetитовые зоны практически отсутствуют), содержащие повышенное количество кобальта (до 0,3-0,4 вес.%) и иногда кремния (возможно, частично связанного с присутствием в зоне генерации аналитического сигнала субмикронных примесей силикатов). Наряду с этим, выявляется второй тип зональности, выраженной в распределении алюминия. В разных зернах наблюдается постепенный переход от его однородного распределения (с содержанием Al_2O_3 8,5-9,5 вес.%) (рис. 2.12), через образование «облачных» зон во внутренних частях зерен (Al_2O_3 ~4,5-9 вес.%) с тенденцией к обогащению периферических частей (рис. 2.10-11) к контрастному распределению с образованием насыщенных алюминием (Al_2O_3 более 10 вес.%) периферических примыкающим к магнетитовым каемкам зон (рис. 2.9) и резко обедненных внутренних частей (Al_2O_3 менее 2 вес.%). Наименьшая глиноземистость присуща агрегатам мелких зерен (анализы 4, 6 в табл. 1), образующих тесные срастания с силикатами (хлорит-серпентиновым агрегатом, замещающим первичные фазы).

Статистический анализ составов хромшпинелидов (табл. 3, рис. 3) указывает, что распределение алюминия тесно связано с распределением магния (и менее определено – с ванадием, для которого вариации содержаний относительно невелики и близки к погрешности измерений (табл. 1, 2)). При этом магний связан значимой обратной корреляционной зависимостью с железом, алюминий – с хромом. Такие связи можно объяснить замещением в структуре хромшпинелидов Mg^{2+} на Fe^{2+} и

Таблица 2. / Table. 2.

**Описательные статистики состава хромшпинелидов (N = 25). /
Descriptive statistics of the composition of chrome spinels (N = 25)**

| Переменная / Variable | Среднее / Average | Медиана / Median | Ст. откл. / St. deviation | Дисперсия / Dispersion | Асимметрия / Asymmetry | Экссесс/ Excess |
|--------------------------|----------------------|---------------------|------------------------------|---------------------------|---------------------------|--------------------|
| MgO | 6,47 | 6,04 | 1,00 | 1,01 | 1,14 | 0,39 |
| Al_2O_3 | 6,22 | 5,76 | 2,70 | 7,27 | -0,12 | -0,59 |
| TiO_2 | 0,20 | 0,12 | 0,24 | 0,06 | 1,51 | 1,25 |
| V_2O_3 | 0,37 | 0,31 | 0,16 | 0,03 | 0,46 | -1,17 |
| Cr_2O_3 | 56,19 | 55,98 | 4,79 | 22,93 | 0,30 | 0,25 |
| MnO | 0,71 | 0,72 | 0,13 | 0,02 | -0,18 | -1,04 |
| FeO | 27,89 | 28,17 | 2,28 | 5,18 | -0,68 | 0,56 |
| CoO | 0,19 | 0,20 | 0,13 | 0,02 | -0,32 | -1,23 |
| NiO | 0,04 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 2,09 | 4,85 |
| ZnO | 0,25 | 0,23 | 0,13 | 0,02 | -0,10 | -0,97 |

($\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+}$) на Fe^{3+} . Поскольку Fe^{3+} замещает Cr^{3+} , то увеличение или уменьшение содержания Cr_2O_3 зависит от наличия Fe^{3+} во флюиде или растворе (Barra et al., 2014). При высоком соотношении флюид/порода, когда флюиды сильно восстанавливаются, преобладает Fe^{2+} , входящее в структуру с образованием Cr-обогащенной шпинели (хромитов, а не хроммагнетитов) [Gervilla et al., 2012], что наблюдается в изучаемых образцах (рис. 4.1). Следует отметить, наиболее инертным среди макроэлементов является марганец (рис. 2.9-12, табл. 2). Содержание цинка значительно варьирует, но его распределение не обнаруживает определенной закономерности, что может объясняться сочетанием нескольких управляющих его распределением факторов [Силаев и др., 2008].

Таблица 3. / Table 3.

**Коэффициенты корреляции элементов в хромшпинелидах
(без магнетитовых оторочек) – значения ранговых корреляций Спирмена;
отмеченные корреляции значимы на уровне $p < 0.05$. /
The correlation coefficients of elements in chrome spinels
(without magnetite rims) are meanings of Spearman's rank correlations;
marked correlations are significant at the level $p < 0.05$.**

| | MgO | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | V ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | MnO | FeO | CoO | NiO | ZnO |
|--------------------------------|--------------|--------------------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|-------|--------------|-------|-------|-------|
| MgO | 1,00 | 0,61 | -0,27 | 0,15 | -0,17 | -0,34 | -0,52 | -0,33 | -0,33 | -0,33 |
| Al ₂ O ₃ | 0,61 | 1,00 | 0,02 | 0,62 | -0,76 | -0,23 | -0,12 | -0,34 | -0,35 | 0,04 |
| TiO ₂ | -0,27 | 0,02 | 1,00 | 0,56 | -0,38 | -0,27 | 0,13 | 0,22 | -0,20 | 0,15 |
| V ₂ O ₃ | 0,15 | 0,62 | 0,56 | 1,00 | -0,65 | -0,08 | 0,18 | -0,10 | -0,16 | 0,10 |
| Cr ₂ O ₃ | -0,17 | -0,76 | -0,38 | -0,65 | 1,00 | 0,23 | -0,27 | 0,19 | 0,24 | -0,06 |
| MnO | -0,34 | -0,23 | -0,27 | -0,08 | 0,23 | 1,00 | 0,25 | 0,18 | 0,03 | 0,04 |
| FeO | -0,52 | -0,12 | 0,13 | 0,18 | -0,27 | 0,25 | 1,00 | 0,31 | 0,23 | -0,24 |
| CoO | -0,33 | -0,34 | 0,22 | -0,10 | 0,19 | 0,18 | 0,31 | 1,00 | -0,06 | -0,10 |
| NiO | -0,33 | -0,35 | -0,20 | -0,16 | 0,24 | 0,03 | 0,23 | -0,06 | 1,00 | 0,05 |
| ZnO | -0,33 | 0,04 | 0,15 | 0,10 | -0,06 | 0,04 | -0,24 | -0,10 | 0,05 | 1,00 |

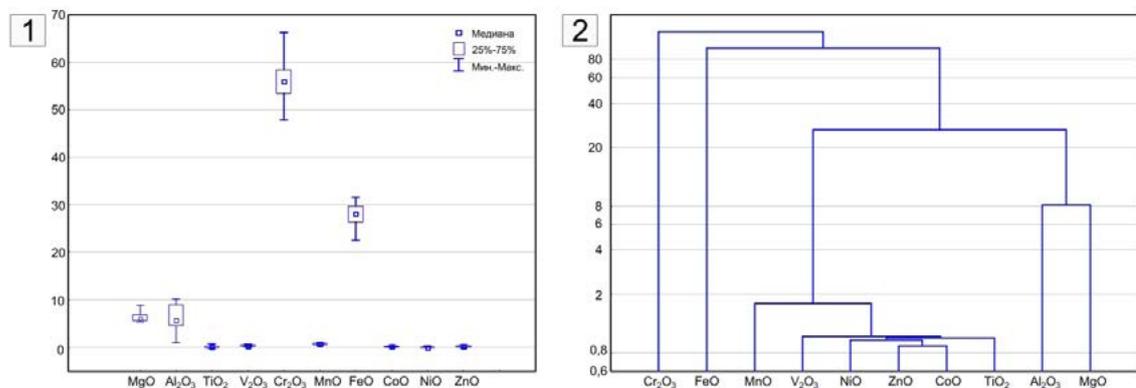


Рис. 3. Результаты статистической обработки данных элементного анализа хромшпинелидов: 1 – основные описательные статистики; 2 – дендрограмма (метод одиночной связи; указаны евклидовы расстояния, шкала логарифмическая).

Fig. 3. Results of statistical processing of data of elemental analysis of chrome spinels: 1 – main descriptive statistics; 2 – dendrogram (single connection method; Euclidean distances have been indicated, the scale is logarithmic).

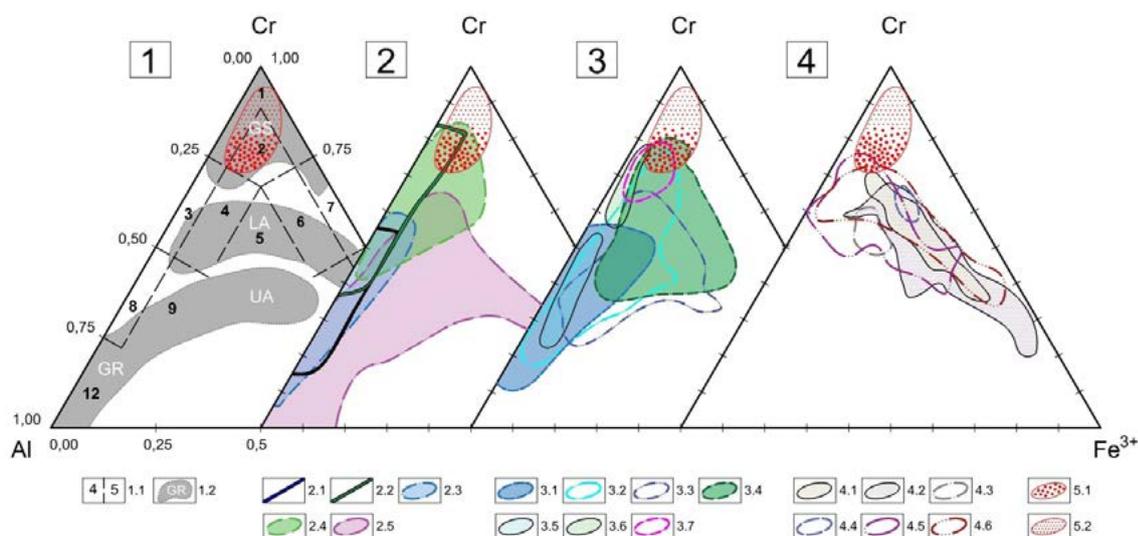


Рис. 4. Положение составов хромшпинелидов (внутренние области) на диаграммах Al – Cr – Fe³⁺: 1.1 – поля составов на классификационной диаграмме (в соответствии с номенклатурой, разработанной Н. В. Павловым: 1- хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты, 5 – ферриалюмохромиты, 6 – субалюмоферрихромиты, 7 – феррихромиты, 8 – хромпикотиты, 9 – субферрихромпикотиты); 1.2 – стадии метаморфизма: GS – зеленосланцевая, LA – низкотемпературная амфиболитовая, UA – высокотемпературная амфиболитовая, GR – гранулитовая (по [Saumur, Hattori, 2012]); 2-3 – составы хромшпинелидов из пород разных геодинамических обстановок (по [Barnes, Roeder, 2001; Dick, Bullen, 1984; Zaeimnia et al., 2017, Ghazi, 2011]): 2.1 – перидотиты островных дуг, 2.2 – абиссальные перидотиты, 2.3 – ультрамафиты COX, 2.4 – ультрамафиты глубоководных желобов, 2.5 – ксенолиты ультрамафитов из базальтов, 3.1 – абиссальные перидотиты, 3.2 – океаническое дно, 3.3 – океанические острова, 3.4 – островные дуги; 3.5 – ультрамафитовые массивы срединных хребтов Атлантического и Индийского океанов, 3.6 – конические подводные горы (серпентинитовые диапирсы) фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, 3.7 – Нидарские перидотиты; 4 – составы хромшпинелидов платиноносных массивов (по [Гущин, Гусев, 2012]): 4.1 – дуниты концентрически-зональных Конжаковского, Косьюинского и Нижнетагильского массивов Платиноносного пояса Урала; 4.2 – массивы аляскинского типа запада Северной Америки; 4.3 – дуниты Сарановского массива (Средний Урал), 4.4 – Гальмоэнанский массив (Корякское нагорье), 4.5- хромитонесные расслоенные интрузии; 4.6 – концентрически-зональные массивы; 5 – составы внутренних частей хромшпинелидов серпентинитов Даховского поднятия: 5.1 – исходные субферрихромиты; 5.2 – измененные части зерен.

Fig. 4. The position of the compositions of chrome spinels (internal parts) on the diagrams Al – Cr – Fe³⁺: 1.1 – fields of compositions in the classification diagram (in accordance with the nomenclature developed by N. In. Pavlov: 1 – chromites, 2 – subferrichromites, 3 – alumochromite, 4 – subferrialumochromite, 5 – ferrialumochromite, 6 – subalumoferrichromite, 7 – ferrichromite, 8 – chromepicotite, 9 – subferrichromepicotite.); 1.2 – metamorphic grade: GS – green, LA – low-temperature amphibolite, UA – high temperature amphibolite, GR – granulite (at [Saumur, Hattori, 2012]); 2-3 – the compositions of chrome spinels from rocks of different geodynamic settings (for [Barnes, Roeder, 2001; Dick and Bullen, 1984; Zaeimnia et al., 2017, Ghazi, 2011]): 2.1 – forearc peridotites, 2.2 – abyssal peridotites, 2.3 – ultramafites of MOR, 2.4 – ultramafites deepwater trenches, 2.5 – xenoliths of ultramafites from basalts, 3.1 – abyssal peridotites, 3.2 – ocean bottom, 3.3 – oceanic islands, 3.4 – island arcs; 3.5 – ultramafic massifs of the median ridges of the Atlantic and Indian oceans, 3.6 – conical seamounts (serpentinite diapirs) of frontal parts of the Mariana and Izu-Buninsky island arcs, 3.7 – Nidar peridotites; 4 – the compositions of chrome spinels of platinum-bearing massifs (according to [Gushchin, Gusev, 2012]): 4.1 – the dunites concentricly zoned Konjak, Kosva and Nizhny Tagil massifs of the Platinum belt of the Urals; 4.2 – Alaskan type massifs of Western of North America; 4.3 – dunites of Saranov massif (Middle Urals), 4.4 – Galmoenansky array (Koryak highlands), 4.5 – chromite-bearing layered intrusions; 4.6 – concentric-zonal massifs; 5 – the compositions of the inner parts of chrome spinels of serpentinite Dakhov Uplift: 5.1 – initial subferrichromites; 5.2 – modified parts of the grains.

Обсуждение

Зональность хромшпинелидов, как известно [Плаксенко, 1989], может иметь разную природу и являться как следствием кристаллизации из меняющегося по составу кристаллизующегося расплава и реакции выделившихся хромшпинелидов с интеркумулусной жидкостью, либо просачивающимися бонинитовыми или базальтовыми расплавами, так и следствием аллохимических преобразований в ходе низкотемпературной серпентинизации в коровых условиях. В последнем случае её образование наиболее выразительно фиксируется развитием тонких хроммагнетитовых или магнетитовых каемок, свидетельствующих о перекристаллизации краевых частей в условиях корового метаморфизма, роста фугитивности кислорода и наличия воды в кристаллизующей среде [Roeder, Schulze, 2008]. Такой характер зональности обычен и присущ всем зернам изучаемых даховских хромшпинелидов. Образование обогащенных алюминием зон в периферических частях зерен может объясняться интенсивным его выносом гидротермальными растворами в соответствии со схемой преобразований: Cr-шпинель + Fe^{3+} + H_2O → феррихромит + Al^{3+} + H_2O , серпентин + Al^{3+} + H_2O → клинохлор [Iyer et al., 2008].

Среди изученных хромшпинелидов выделяется группа ранней генерации (часть зерен которой претерпели хрупкие деформации, разбиты на фрагменты между которыми развиваются серпентины с вторичным образованным в ходе лизардитизации магнетитом (рис. 2.3,5), характеризуются однородным составом внутренних областей без признаков зональности или её незначительным проявлением только в периферических частях зерен (рис. 2.11-12; анализы 11, 12, 14, 15 в табл. 1), которая может быть использована для петрогенетических реконструкций. Центральные области таких хромшпинелидов соответствуют субферрохромитам (рис. 4.1). Для них значение Cr# укладывается в интервал ~0,80-0,81, Mg# ~0,35-0,40, содержание NiO не превышает ~0,2 вес. %.

Составы хромшпинелидов уверенно указывают на принадлежность к ультрабазитам офиолитового комплекса (рис. 4.2) и типу офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ), ассоциирующих с островодужными комплексами [Pearce et al., 1984]. Составы укладываются в поля составов, типичные для хромшпинелидов преддуговых офиолитов (forearc peridotite), в том числе серпентинитовых диапиров фронтальных частей Марианской и Идзу-Бонинской островных дуг, и отождествляемых с ними офиолитовых ассоциаций складчатых поясов, например, Нидарского комплекса Неотетиса (в Северном Пакистане и Индии) [Ahmad et al., 2008] (рис. 4.3). Повышенная хромистость (до ~0,81) свидетельствует о высоких степенях плавления субстрата, что также характерно для офиолитов надсубдукционных зон (SSZ), образующихся при участии субдукционного водного флюида, повышающего степень плавления [Parkinson, Pearce, 1998] метасоматически преобразованной деплитированной гарцбургитовой мантии [Dilek, Furnes, 2011] (офиолиты гарцбургитового типа [Ishiwatari, 1985]). На соответствие составов субстрата субдукционным условиям указывает и отношение содержания титана и глинозёма хромшпинелидов (рис. 5).

Фигуративные точки составов изучаемых даховских хромшпинелидов располагаются вне полей типичных хромитоносных комплексов (рис. 4.4), что согласуется с низкой хромитоносностью серпентинитов Передового хребта Большого Кавказа.

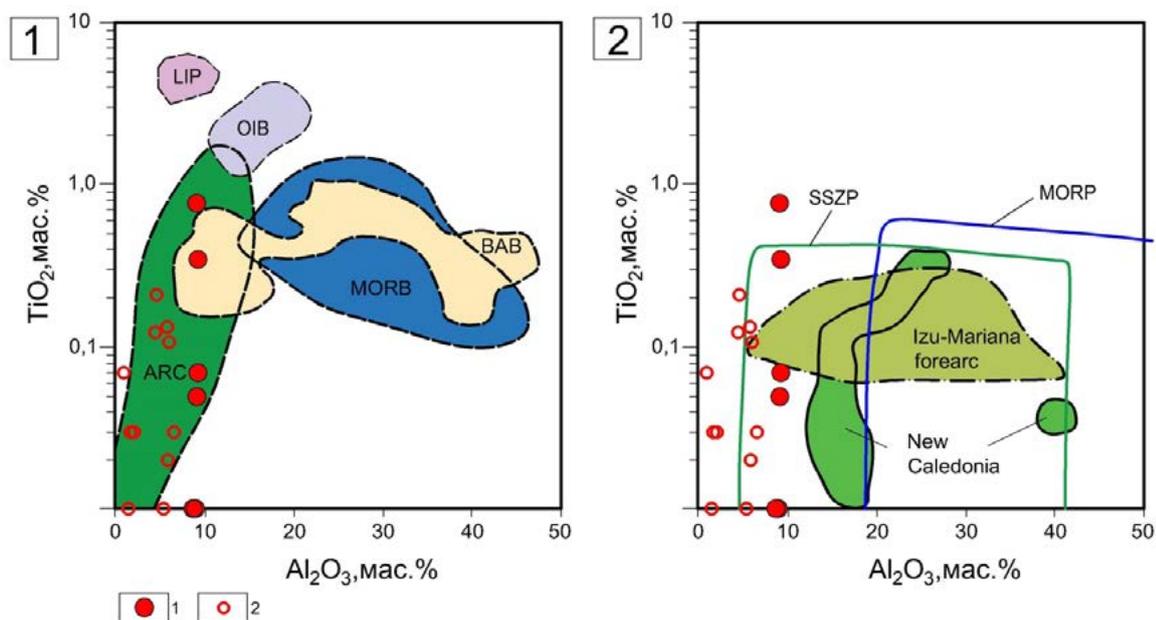


Рис. 5. Положение составов хромшпинелидов (внутренние области) относительно полей составов типичных геодинамических обстановок (по Ghazi et al., 2011; Kamenetsky, Crawford, Meffre, 2001; Rollinson, Adetunji, 2015): LIP – базальты крупных изверженных провинций; OIB – базальты океанических островов; ARC – островодужные базальты; BAB – базальты задуговых бассейнов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; SSZP – океанические надсубдукционные перидотиты. Составы внутренних частей хромшпинелидов серпентинитов Даховского поднятия: 1 – исходные; 2 – измененные части зерен.

Fig. 5. The position of the compositions of chrome spinels (inner parts) relative to the composition fields of typical geodynamic settings (according to Ghazi et al., 2011; Kamenetsky, Crawford, Meffre, 2001; Rollinson, Adetunji, 2015): LIP – basalts of large erupted provinces; OIB – basalts of oceanic islands; ARC – island arc basalts; MORB – basalts of middle-ocean ridges; SSZP – oceanic suprasubduction peridotites. Compositions of the internal parts of chrome spinels of serpentinites of the Dakhovsky Uplift: 1 – initial subferrichromites; 2 – modified parts of the grains.

ВЫВОДЫ

Первичный состав хромшпинелидов рассматриваемого комплекса западной части тектонической зоны Передового хребта Большого Кавказа, в целом относимых к беденскому плутоническому комплексу, указывает на их близость к типу офиолитов супра- или надсубдукционных зон (SSZ). Изменчивость составов хромшпинелидов в офиолитовых комплексах [Rollinson, Adetunji, 2015] не позволяет уверенно детализировать условия формирования (исходя из имеющихся данных), но в качестве аргументированной гипотезы можно рассматривать близость к гарцбургитовым офиолитам фронтальных частей островных дуг (при отличии от офиолитов задуговых бассейнов (рис. 5.1)). На основании изучения реликтовых минералов протолит беденских серпентинитов определяется как гарцбургитовый [Снежко, 1985]. В породах устанавливаются реликты оливина (обычно замещенного в центральных частях α -лизарлитом, в основной массе – β -лизарлитом с пылевидным магнетитом (рис. 2.1)) и ромбического пироксена.

Принадлежность к субдукционной обстановке согласуются с присутствием высокобарических метаморфических ассоциаций (сформировавшихся при давлении до $\sim 0,8\text{--}0,95$ GPa не позднее 353 ± 3 Ma) в тектонически ассоциирующих с сер-

пентинитами метапородах [Korikovskiy et al., 2004; Somin et al., 2007] и эклогитов (сформировавшихся при давлении более 1.6 GPa не позднее 322 ± 14 Ma) среди пород Блыбского поднятия [Philippot et al., 2001], занимающего аналогичную даховским позицию с структуре Передового хребта. В целом, покровно-складчатая аккреционная структура Передового хребта, содержащая офиолиты и образующие тектонические покровы комплексы пород, связанных с разными геодинамическими обстановками (в том числе островодужными), сформировалась между серединой турне и поздним визе и претерпела последующие интенсивные деформации на протяжении индосинийского цикла [Омельченко и др., 2017].

В ходе сопровождавшей обдукцию серпентинизации ультрабазитов (с образованием лизардит-хризотиловой ассоциации) хромшпинелиды частично трансформировались из субферрихромитов в хромиты, что сопровождалось перераспределением алюминия и магния в значительной части зерен и в целом типично для условий низкотемпературного метаморфизма при относительно низком давлении воды в системе [Candia, Gaspar, 1997]. Отсутствие хорошо выраженных оторочек хроммагнетита вокруг богатых алюминием внешних зон указывает на отсутствие последующего длительного прогрева пород [Kapsiotis, 2014]. Но при этом четко выражены магнетитовые оторочки, формирующиеся в окислительных условиях при интенсивной фильтрации в серпентинитах гидротермальных растворов (с температурой выше 300°C) и высоком значении соотношения флюид / порода [Ahmed, Surour, 2016]. Для таких условий также типично образование зерен хромшпинелидов с «атолловым» строением (рис. 2.7) и присутствие SiO_2 в оторочках [Frost, Beard, 2007; Ahmed, Surour, 2016]. Этот завершающий этап трансформации хромшпинелидов следует связывать с концом этапа герцинской коллизии, когда фрагменты апогипербазитовых тел, оторванные от офиолитового меланжа, были причленены к краю Даховского блока кристалликума, интенсивно дислоцированы и прорваны малыми интрузиями завершающей фазы гранитоидного магматизма. Интенсивное дробление и циркуляция растворов проявлены в формировании нескольких генераций магнетита, образующих тонкие пересекающиеся прожилки в хризотил-антигоритовых серпентинитах (рис. 2.2), иногда рассекающих крупные зерна хромшпинелидов (рис. 2.3). Следует отметить, что высокая активность гидротермальных растворов согласуется с насыщенностью флюидами завершающих порций гранитоидного расплава, с внедрением которых связана грейзенизация пород Даховского выступа [Попов, Пустовит, 2011].

Таким образом, состав акцессорных хромшпинелидов Даховского выступа отражает несколько последовательных этапов трансформации апогипербазитов тектонического меланжа: от образования ранних субферрихромитов в условиях плавления деплитированной гарцбургитовой мантии в субдукционной обстановке до метаморфических преобразований в ходе обдукции и гидротермально-метасоматической переработки под действием гранитоидных интрузий.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L – 37 – XXXV. – Майкоп. – Объяснительная записка. – 2004.
2. Гущин А.В., Гусев Г.С. Место платиноносных массивов в группе уральских ультрамафитов: диагностическая роль хромшпинелидов // Разведка и охрана недр. – 2012. – №2. – С. 24-29.

3. Ненахов В. М., Жабин А. В., Никитин А. В., Бондаренко С. В. Внутренне строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2019. – № 1. – С. 5-14.
4. Омельченко В. Л., Рябов Г. В., Исаев В. С. Тектоника и история развития зоны Передового хребта Большого Кавказа // Геология и геофизика Юга России. – 2017. – № 1. – С. 40-56.
5. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. – Москва: Наука, 1968. – 179 с.
6. Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. – Воронеж, Изд-во ВГУ. – 1989. – 224 с.
7. Попов Ю. В., Жабин А. В., Пустовит О. Е. Минеральный состав серпентинитов тектонического меланжа Даховского кристаллического выступа (Большой Кавказ) // Геология и геофизика Юга России. – 2019. – Т. 9. – № 4. – С. 38-48. DOI: 10.23671/VNC.2019.4.44487.
8. Попов Ю. В., Пустовит О. Е. Минеральный состав и закономерности локализации кварц-молибденитового жильного оруденения Даховского рудного узла (Северо-Западный Кавказ) // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. – 2011. – № 5 (165). – С. 70-73.
9. Силаев В. И., Шабалин В. Н., Голубева И. И., Хазова А. Ф., Белоусова Е. А. О цинк-содержащих и цинкистых хромшпинелидах Тимано-Уральского региона // Вестник ИГ КНЦ УрО РАН. – 2008. – № 8. – С. 6-16.
10. Снежко Е. А. Петрохимические типы ультрабазитов Северного Кавказа и их структурная позиция. – М.: ВИНТИ, – 1985. – Деп. рук. № 7884-85. – 162 с.
11. Юричев А. Н. Критерии регионального и локального прогнозирования потенциальной хромитоносности подиморфных ультрамафитовых массивов складчатых областей // Руды и металлы. – 2016. – № 3. – С. 5-14.
12. Ahmad, T., Tanaka, T., Sachan, H. K., Asahara, Y., Islam, R., Khanna, P. P. Geochemical and isotopic constraints on the age and origin of the Nidar Ophiolitic Complex, Ladakh, India: Implications for the Neo-Tethyan subduction along the Indus suture zone. // Tectonophysics. 2008. – Vol. 451 (1-4). – pp. 206-224. DOI: 10.1016/j.tecto.2007.11.049
13. Ahmed A. H., Surour A. A. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia // Journal of Asian Earth Sciences. urnal of Asian Earth Sciences. – 2016. – Vol. 122. – pp. 58-79. DOI: 10.1016/j.jseaes.2016.03.010
14. Barnes S. J., Roeder P. L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. J. Petrol. – 2001. – Vol. 42. – pp. 2279-2302.
15. Barra, F., Gervilla, F., Hernández, E., Reich, M., Padrón-Navarta, J., González-Jiménez, J. Alteration patterns of chromian spinels from La Cabaña peridotite, south-central Chile. // Mineral. Petrol. – 2014. – Vol. 108. – pp. 819-836.
16. Candia, M. A. F., Gaspar, J. C. Chromian spinels in metamorphosed ultramafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goiás, Brazil // Mineralogy and Petrology. – 1997. – Vol. 60 (1-2). – pp. 27-40. DOI: 10.1007/BF01163133
17. Dick, H. J. B., Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984. – Vol. 86 (1). – pp. 54-76. DOI: 10.1007/BF00373711
18. Dilek, Y., Furnes, H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Bulletin of the Geological Society of America. – 2011. – Vol. 123 (3-4). – pp. 387-411. DOI: 10.1130/B30446.1
19. Droop, G. T. R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // Mineralogical Magazine. – 1987. – Vol. 51 (3). – pp. 431-435.

20. Frost, B. R., Beard, J.S. Erratum: On silica activity and serpentinization (Journal of Petrology) // *Journal of Petrology*. – 2008. – Vol. 49 (6). – p. 1253. DOI: 10.1093/petrology/egn026
21. Gervilla, F., Padrón-Navarta, J. A., Kerestedjian, T., Sergeeva, I., González-Jiménez, J. M., Fanlo, I. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A two-stage process // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2012. – Vol. 164 (4). – pp. 643-657. DOI: 10.1007/s00410-012-0763-3.
22. Ghazi J.M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H.S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks. *Ophioliti*. – 2011. – Vol. 36. No 1. – pp. 59-76.
23. Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. Refractory – and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines // *Mineralium Deposita*. – 1986. – Vol. 21. – pp. 190-199.
24. Irvine, T.N. Chromian Spinel As a Petrogenetic Indicator, Part 2 Petrologic Applications. // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1967. – No. 4. – pp. 71-103
25. Irvine, T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1965. – No. 2. – pp. 648-671.
26. Ishiwatari, A. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1985. – Vol. 76 (1-2). – pp. 93-108. DOI: 10.1016/0012-821X (85) 90151-7
27. Iyer, K., Austrheim, H., John, T., Jamtveit, B., Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka ophiolite complex, Norway. // *Chem. Geol.* – 2008. – Vol. 249. – pp. 66-90.
28. Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., Meffre, S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. // *Journal of Petrology*. – 2001. – Vol. 42 (4). – pp. 655-671.
29. Kapsiotis, A. Composition and alteration of cr-spinels from milia and pefki serpentinized mantle peridotites (pindos ophiolite complex, greece). // *Geologica Carpathica*. – 2014. – Vol. 65 (1). – pp. 83-95. DOI: 10.2478/geoca-2013-0006
30. Korikovskiy S.P., Somin M.L., Korsakov S.G. High-pressure symplectitic garnet-clinopyroxene-margarite-muscovite-clinozoisite amphibolites of the Dakhov Block, Northern Caucasus: Genesis and composition of reaction textures. // *Doklady Earth Sciences*. – 2004. – T. 397. No. 6. – pp. 778-782.
31. Parkinson, I. J., Pearce, J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology*. – 1998. – Vol. 39 (9). – pp. 1577-1618. DOI: 10.1093/petroj/39.9.1577
32. Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites / Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London Special Publication*. – 1984. – No. 16. – pp. 77-94.
33. Philippot, P., Blichert-Toft, J., Perchuk, A., Costa, S., Gerasimov, V. Lu-Hf and Ar-Ar chronometry supports extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry // *Tectonophysics*. – 2001. – Vol. 342 (1-2). – pp. 23-38. DOI: 10.1016/S0040-1951 (01) 00155-X
34. Reed S.J. B. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press. – 2005. – 232 p.
35. Rollinson, H., Adetunji, J. The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: A review // *Gondwana Research*. – 2015. – Vol. 27 (2). – pp. 543-554. DOI: 10.1016/j. gr. 2013.07.013.
36. Roeder, P. L., Schulze, D.J. Crystallization of groundmass spinel in kimberlite // *Journal of Petrology*. – 2008. – Vol. 49 (8). – pp. 1473-1495. DOI: 10.1093/petrology/egn034.

37. Saumur, B. M., Hattori, K. Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic // *Mineralogical Magazine*. – 2012. – Vol. 77 (1). pp. 117-136. DOI: 10.1180/minmag. 2013.077.1.11
38. Sen A.K., Sharma P.K., Mohanty D., Ghosh T.K. Composition of Cr-spinel – an ore genetic indicator of Kathpal Chromite Deposit, Sukinda Ultramafic Complex, Orissa, India // *Current Science*. – 2005. – Vol. 88. – pp. 1547-1550.
39. Somin M.L., Levchenkov O.A., Kotov A.B., Makeev A.F., Komarov A.N., Ro N.I., Lavrishchev V.A., Lebedev V.A. The Paleozoic age of high-pressure metamorphic rocks in the Dakhov Salient, northwestern Caucasus: Results of U-Pb geochronological investigations. // *Doklady Earth Sciences*. – 2007. – T. 416. No. 1. – pp. 1018-1021.
40. Zaeimnia, F., Kananian, A., Arai, S., Mirmohammadi, M., Imamalipour, A., Khedr, M. Z., Miura, M., Abbou-Kebir, K. Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites // *Island Arc*. – 2017. – Vol. 26 (6). No. e12211. DOI: 10.1111/iar. 12211

References

1. The state geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 200000. Second edition. Caucasian series. Sheet L 37. XXXV. Maykop. Explanatory note. 2004. (In Russ.)
2. Gushchin A. V., Gusev G. S. Place of platiniferous massifs in the group of Ural ultramafites: diagnostic role of chrome spinels. *Exploration and protection of mineral resources*. 2012. No. 2. pp. 24-29. (In Russ.)
3. Nenakhov V.M., Zhabin A. V., Nikitin A. V., Bondarenko S. V. The internal structure of the tectonic zone of the Northern framing of Dakhovsky crystalline massif (Western Caucasus). *Herald of the Voronezh state University. Series: Geology*. 2019. No. 1. pp. 5-14. (In Russ.)
4. Omelchenko V.L., Ryabov V.G., Isaev V.S., Tectonics and history of development of zone of the Front range of the Greater Caucasus. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2017. No. 1. pp. 40-56. (In Russ.)
5. Pavlov N. V., Kravchenko G.G., Chuprynina I.I. Chromites of the Kempirsai pluton. Moscow. Nauka, 1968. 179 p. (In Russ.)
6. Plaksenko A.N. Typomorphism of accessory chrome spinels ultramafite-mafite igneous formations. Voronezh, Publishing house of Voronezh state University. 1989. 224 p. (In Russ.)
7. Popov Y.V., Zhabin A. V. Pustovit O.E. Mineral composition of serpentinites of the tectonic melange of the Dakhovsky crystalline protrusion (Greater Caucasus) // *Geology and Geophysics of Russian South*. 2019. V. 9. No. 4. Pp. 38-48. DOI: 10.23671/VNC. 2019.4.44487. (In Russ.)
8. Popov Y. V., Pustovit O. E. Mineral composition and regularities of localization of quartz-molybdenite vein mineralization Dakhovsky ore cluster (North-West Caucasus). *News of higher educational institutions. The North Caucasus region. Natural Sciences*. 2011. Vol. 165. No. 5 (165). Pp. 70-73. (In Russ.)
9. Silaev V.I., Shabalin V.N., Golubeva I.I., Khazova F.A., Belousova E.A. About zinc-containing and zinkisch the chrome spinels of the Timan-Ural region. *Bulletin of the IG KSC UD RAS*. 2008. No. 8. Pp. 6-16. (In Russ.)
10. Snezhko E.A. Petrochemical types of ultrabasites of the North Caucasus and their structural position. Moscow. VINITI. 1985. Vol. 162. DEP. hands. No. 7884-85. (In Russ.)
11. Yurichev A N. Criteria of regional and local prediction of chromite ore potential in podiform ultramafic massifs of folded regions. *Ores and metals*. 2016. No. 3. pp. 5-14. (In Russ.)
12. Ahmad T., Tanaka T., Sachan H.K., Asahara Y., Islam R., Khanna P.P. Geochemical and isotopic constraints on the age and origin of the Nidar Ophiolitic Complex, Ladakh, India: Implications for the Neo-Tethyan subduction along the Indus suture zone. *Tectonophysics*. 2008. Vol. 451 (1-4). pp. 206-224. DOI: 10.1016/j. tecto. 2007.11.049

13. Ahmed A.H., Surour A.A. Fluid-related modifications of Cr-spinel and olivine from ophiolitic peridotites by contact metamorphism of granitic intrusions in the Ablah area, Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 122. pp. 58-79. DOI: 10.1016/j.jseaes.2016.03.010
14. Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. pp. 2279-2302.
15. Barra F., Gervilla F., Hernández E., Reich M., Padrón-Navarta J., González-Jiménez J. Alteration patterns of chromian spinels from La Cabaña peridotite, south-central Chile. *Mineral. Petrol.* 2014. Vol. 108. pp. 819-836.
16. Candia M.A. F., Gaspar J.C. Chromian spinels in metamorphosed ultramafic rocks from Mangabal I and II complexes, Goiás, Brazil. *Mineralogy and Petrology*. 1997. Vol. 60 (1-2). pp. 27-40. DOI: 10.1007/BF01163133
17. Dick H.J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. Vol. 86 (1). pp. 54-76. DOI: 10.1007/BF00373711
18. Dilek Y., Furnes H. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America*. 2011. Vol. 123 (3-4). pp. 387-411. DOI: 10.1130/B30446.1
19. Droop G.T. R. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*. 1987. Vol. 51 (3). pp. 431-435.
20. Frost B.R., Beard J.S. Erratum: On silica activity and serpentinization (*Journal of Petrology*). *Journal of Petrology*. 2008. Vol. 49 (6). pp. 1253. DOI: 10.1093/petrology/egn026
21. Gervilla F., Padrón-Navarta J.A., Kerestedjian T., Sergeeva I., González-Jiménez J.M., Fanlo I. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A two-stage process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2012. Vol. 164 (4). pp. 643-657. DOI: 10.1007/s00410-012-0763-3.
22. Ghazi J.M., Moazzen M., Rahghoshay M., Moghadam H. S. The geodynamic setting of the Nain ophiolites, Central Iran: evidence from chromian spinels in the chromitites and associated rocks. *Ofioliti*. 2011. Vol. 36. No 1. pp. 59-76.
23. Hock M., Friedrich G., Plueger W.L., Wichowski A. Refractory- and metallurgical-type chromite ores, Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineralium Deposita*. 1986. Vol. 21. pp. 190-199.
24. Irvine T.N. Chromian Spinel As a Petrogenetic Indicator, Part 2 Petrologic Applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1967. No. 4. pp. 71-103.
25. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part 1, Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1965. No. 2. pp. 648-671.
26. Ishiwatari A. Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. Vol. 76 (1-2). pp. 93-108. DOI: 10.1016/0012-821X(85)90151-7
27. Iyer K., Austrheim H., John T., Jamtveit B., Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka ophiolite complex, Norway. *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. pp. 66-90.
28. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42 (4). pp. 655-671.
29. Kapsiotis, A. Composition and alteration of cr-spinels from milia and pefki serpentinized mantle peridotites (pindos ophiolite complex, greece). *Geologica Carpathica*. 2014. Vol. 65 (1). pp. 83-95. DOI: 10.2478/geoca-2013-0006
30. Korikovskiy S.P., Somn M.L., Korsakov S.G. High-pressure symplectitic garnet-clinopyroxene-margarite-muscovite-clinozoisite amphibolites of the Dakhov Block, Northern

Caucasus: Genesis and composition of reaction textures. Reports Earth Sciences. 2004. T. 397. No. 6. pp. 778-782.

31. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. Journal of Petrology. 1998. Vol. 39 (9). pp. 1577-1618. DOI: 10.1093/etroj/39.9.1577

32. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London Special Publication. 1984. No. 16. pp. 77-94.

33. Philippot P., Blichert-Toft J., Perchuk A., Costa S., Gerasimov V. Lu-Hf and Ar-Ar chronometry supports extreme rate of subduction zone metamorphism deduced from geospeedometry. Tectonophysics. 2001. Vol. 342 (1-2). pp. 23-38. DOI: 10.1016/S0040-1951(01) 00155-X

34. Reed S.J. B. Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology. Cambridge University Press. 2005. 232 p.

35. Rollinson H., Adetunji J. The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: A review. Gondwana Research. 2015. Vol. 27 (2). pp. 543-554. DOI: 10.1016/j. gr. 2013.07.013.

36. Roeder, P. L., Schulze, D.J. Crystallization of groundmass spinel in kimberlite. Journal of Petrology. 2008. Vol. 49 (8). pp. 1473-1495. DOI: 10.1093/etrology/egn034.

37. Saumur, B. M., Hattori, K. Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic. Mineralogical Magazine. 2012. Vol. 77 (1). pp. 117-136. DOI: 10.1180/minmag. 2013.077.1.11

38. Sen A.K., Sharma P.K., Mohanty D., Ghosh T.K. Composition of Cr-spinel – an ore genetic indicator of Kathpal Chromite Deposit, Sukinda Ultramafic Complex, Orissa, India. Current Science. 2005. Vol. 88. pp. 1547-1550.

39. Somin M.L., Levchenkov O.A., Kotov A.B., Makeev A.F., Komarov A.N., Ro N.I., Lavrishchev V.A., Lebedev V.A. The Paleozoic age of high-pressure metamorphic rocks in the Dakhov Salient, northwestern Caucasus: Results of U-Pb geochronological investigations. Doklady Earth Sciences. 2007. T. 416. No. 1. pp. 1018-1021.

40. Zaeimnia F., Kananian A., Arai S., Mirmohammadi M., Imamaliipour A., Khedr M.Z., Miura M., Abbou-Kebir K. Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites. Island Arc. 2017. Vol. 26 (6). No. e12211. DOI: 10.1111/iar. 12211