

ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.47+551.243.4 (470.621)

DOI: [10.46698/VNC.2022.74.71.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2022.74.71.002)

Оригинальная статья

Нижнетебердинский серпентинитовый массив:
состав и эволюция (Большой Кавказ)Ю. В. Попов¹, О. Е. Пустовит², С. П. Кубрин¹, А. Ю. Никулин¹¹Южный 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: 20.06.2022, доработана: 15.07.2022, одобрена в печать: 25.07.2022

Резюме: Актуальность работы. В тектонической структуре складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа серпентиниты связаны преимущественно с зоной Передового хребта, где они ассоциируют с герцинскими тектоническими покровами или крупными разломами, ограничивающими блоки доверхнепалеозойских кристаллических пород. Сведения как об условиях формирования протолита кавказских апогипербазитов (включая их формационную принадлежность и геодинамическую приуроченность), так и об их метаморфических трансформациях в коровых условиях остаются дискуссионными, что в определенной мере связано с недостаточной изученностью минерального состава. **Цель работы** – получение данных о минеральном составе серпентинитов Нижнетебердинского массива, анализ особенностей состава зональных хромшпинелидов, получение данных об условиях формирования и преобразования апогипербазитов. **Методы исследования.** Рентгенофазовый анализ, электронно-зондовый микроанализ и электронная микроскопия, мёссбауэровская спектроскопия. **Результаты работы.** Нижнетебердинские серпентиниты имеют петельчатую текстуру и хризотил-лизардитовый состав; с серпентинами ассоциируют магнетит, хромшпинелиды, гематит, хлориты, кварц, кальцит, магнезит, доломит, брусит. Хромшпинелиды по строению и составу разделяются на две группы. Одна группа представлена округлыми однородными массивными зёрнами алюмохромитового состава (Cr# 0,69-0,73, Mg# 0,47-0,51), приуроченными к зонами вязкопластических деформаций породы. Другая – неправильной формы зональными зёрнами с хромпикотитовыми ядрами (Cr# 0,36-0,43, Mg# 0,66-0,72) и феррихромит – хроммагнетитовыми оторочками. Формирование хризотил-лизардитовой ассоциации происходило в условиях низкотемпературной зоны зеленосланцевой фации в окислительной обстановке под воздействием гидротермальных растворов, насыщенных трехвалентным железом, кремнеземом и марганцем. В этих условиях образовались характерные «атолловые» пористые хромшпинелиды, обогащённые SiO₂ и MnO за счет переработки гидротермальными растворами уже зонированных (претерпевших метаморфическую перекристаллизацию) хромшпинелидов. Состав реликтовых ядер хромшпинелидов отвечает офиолитовому тренду. Составы нижнетебердинских «смещены» в область, характерную для абиссальных перидотитов. Эта тенденция согласуется с ассоциацией серпентинитов со среднепалеозойскими филлитами и граувакковыми породами Тоханского тектонического покрова, относимыми некоторыми авторами к комплексу преддугового бассейна.

Ключевые слова: Нижнетебердинский массив, серпентинитовый меланж, серпентинит, хромшпинелиды, хромпикотит, алюмохромит.

Для цитирования: Попов Ю. В., Пустовит О. Е., Кубин С. П., Никулин А. Ю. Нижнетебердинский серпентинитовый массив: состав и эволюция (Большой Кавказ). *Геология и Геофизика Юга России*. 2022. 12 (3): 18-33. DOI: [10.46698/VNC.2022.74.71.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2022.74.71.002)

DOI: [10.46698/VNC.2022.74.71.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2022.74.71.002)

Original paper

Nizhneteberdinskiy serpentinite massif: composition and evolution (Greater Caucasus)

Yu. V. Popov¹, O. E. Pustovit², S. P. Kubrin¹, A. Yu. Nikulin¹

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

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

Received: 20.06.2022, revised: 15.07., accepted: 25.07.

Abstract: Relevance. In the tectonic folded-boulder structure of the Greater Caucasus serpentinites are mainly associated with the zone of the Peredovoy Ridge, where they are associated with Hercynian tectonic sheets or large faults limiting blocks of pre-Paleozoic crystalline rocks. Information on the conditions of formation of the Caucasian apohyperbasites protoliths (including their formational affiliation and geodynamic confinement), as well as their metamorphic transformations in crustal conditions remain debatable, which is largely due to the insufficient study of the mineral composition. **The aim of the work** is to gain data on the mineral composition of serpentinites of the Nizhneteberdinskiy massif, to analyze specific features of the zonal chromespinelides' composition, to receive data on formation conditions and transformation of apohyperbasites. **Methods.** X-ray phase analysis, electron-probe microanalysis and electron microscopy, Mössbauer spectroscopy. **Results.** The Nizhneteberdinskiy massif' serpentinites have a loop texture and chrysotile-lysardite composition; magnetite, chrome-spinelides, hematite, chlorites, quartz, calcite, magnesite, dolomite, and brucite are associated with serpentines. Chrome-spinelides by structure and composition are subdivided into two groups. One group consists of rounded homogeneous massive grains of aluminomagnesian composition ($\text{Cr}\# 0.69-0.73$, $\text{Mg}\# 0.47-0.51$), which are confined to the viscoplastic deformation zones of the rocks. The other is irregularly shaped zoned grains with chromepicotite cores ($\text{Cr}\# 0.36-0.43$, $\text{Mg}\# 0.66-0.72$) and ferrichromite – chrome-magnetite rims. The formation of the chrysotile-lysardite association occurred in the low-temperature zone of the greenschist facies in an oxidizing environment under the influence of hydrothermal solutions saturated with trivalent iron, silica, and manganese. Under these conditions, characteristic "atoll" porous chromespinelides enriched with SiO_2 and MnO were formed due to reprocessing by hydrothermal solutions of already zoned (affected by metamorphic recrystallization) chromespinelides. The composition of relic chromespinelide cores corresponds to the ophiolitic trend. The compositions of the Nizhneteberdinskiy massif are "shifted" to an area of abyssal peridotites. This trend is consistent with the association of serpentinites and Middle Paleozoic phyllites and graywacke rocks of the Tohan tectonic cover, referred to the complex of the pre-arc basin by some authors.

Keywords: Nizhneteberdinsky massif, serpentinite melange, serpentinite, chrome-spinelides, chromepicotite, aluminomagnesian.

For citation: Popov Yu. V., Pustovit O. E., Kubin S. P., Nikulin A. Yu. Nizhneteberdinskiy serpentinite massif: composition and evolution (Greater Caucasus). *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South* (In Russ.). 2021. 11 (1): 18-33. DOI: [10.46698/VNC.2022.74.71.002](https://doi.org/10.46698/VNC.2022.74.71.002).

Введение

В тектонической структуре складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа серпентиниты связаны преимущественно с зоной Передового хребта, где они ассоциируют с герцинскими тектоническими покровами или крупными разломами, ограничивающими блоки доверхнепалеозойских кристаллических пород. В соста-

ве покровно-надвиговых ассоциаций серпентиниты локализованы в виде пластин между тектоническими чешуями (например, в составе Кишинского выступа они приурочены к контакту Ацгаринского и Кизилкольского покрова), либо связаны с северным флангом покровов Передового хребта (Беденский, Нижнетебердинский массивы, ассоциирующие с Тоханским покровом; тектонический меланж в районе Даховского выступа, Тхачский массив).

Сведения как об условиях формирования протолита кавказских апогипербазитов (включая их формационную принадлежность и геодинамическую приуроченность), так и об их метаморфических трансформациях в коровых условиях остаются дискуссионными, что в определяющей мере связано с недостаточной изученностью минерального состава. Приведенные в фондовых и опубликованных работах сведения, основанные практически исключительно на результатах оптической петрографии, указывают на антигорит-хризотилковый (с разным соотношением этих серпентинов) состав и присутствие микроструктурных особенностей, свойственных гарцбургитам [Снежко, 1985; Снежко В. А., Снежко В. В., 2019]. Вместе с тем, полученные нами данные инструментальных исследований отражают более сложную ситуацию [Роров et al., 2021]: состав пород изменяется в выходах, занимающих разную структурную позицию, от преимущественно лизардитового до хризотил-антигоритового. Акцессорные зональные хромшпинелиды, служащие важнейшим индикатором условий образования протолита и его трансформаций [Irvine, 1965, 1967; Leblanc, Nicolas, 1992; Barnes, Roeder, 2001; Dick, Bullen, 1984; Ishii et al., 1992; Bloomer et al., 1995; Parkinson, Pearce, 1998; Barnes, 2000 и др.], в кавказских серпентинитах различаются характером зональности и составом [Роров, 2021; Пустовит, 2021]. Это определяет актуальность изучения минералого-петрографических особенностей.

В статье приводятся результаты изучения серпентинитов Нижнетебердинского массива, расположенного на северном фланге герцинской тектонической зоны Передового хребта в бассейне р. Теберда (рис. 1). Массив по тектоническому контакту ассоциирует со среднепалеозойской толщей Тоханского тектонического покрова, комплексы которого отождествляются с фронтальным бассейном [Греков, Омельченко 2005; Греков, 2006] или задуговым бассейном [Баранов, 1990] ранне-среднепалеозойской Большекавказской палеоостровной дуги.

Методика исследований

Минеральный состав серпентинитов определен методами рентгенофазового анализа на дифрактометре «ARLX'TRA»; использовано характеристическое излучение медного анода (длины волн $\text{CuK}\alpha_1$ 1,5406 Å, $\text{CuK}\alpha_2$ 1,5444 Å). Идентификация фаз серпентинитов и второстепенных минералов проводилась при помощи рентгенографической базы PDF-2. Серпентины идентифицированы по ярким пикам на углах $12,08^\circ$ (001) и $24,36^\circ$ (002); поскольку различные виды серпентинитов трудны в разделении по базальным отражениям, то анализировались прочие отражения и их форма (рис. 2). Рефлексы лизардита выражены отчётливо; помимо базальных, они наблюдаются на углах $19,21^\circ$ (100), $35,80^\circ$ (111), $42,01^\circ$ (112), $50,82^\circ$ (113), $60,14^\circ$ (300), $61,60^\circ$ (114); индексы указаны в соответствии с карточкой PDF № 50-1625. Постоянное отклонение положения пиков от картотечных в сторону меньших углов свидетельствует о некотором относительно повышенном отношении Fe/Mg в лизардите. Пики хризотила на рентгенограммах более размыты (хризотил в образцах

менее окристаллизован); помимо базальных, они проявлены на углах $19,46^\circ$ (110), два пика – $33,66^\circ$ (130) и $34,41^\circ$ (131) – заключены в области гало с максимумом на $\sim 34,4^\circ$, а также на углах $36,56^\circ$ (-132) и $60,42^\circ$ (029) (карточка PDF № 25-645).

Изучение микроструктурных особенностей серпентинитов, зональности и элементного состава хромшпинелидов проводилось в напыленных углеродом полированных аншлифах методами электронно-зондовых исследований, включающими проведение количественного микроанализа и элементное картирование. Исследования выполнены на растровом электронном микроскопе Tescan VEGA II LMU, оснащённом системами энергодисперсионного микроанализа INCA ENERGY 450/XT и волнодисперсионного анализа INCA Wave 700 производства фирмы OXFORD Instruments Analytical. Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 kV с использованием стандартов «Micro-Analysis Consultants Ltd.». Проанализировано более 20 зерен, характеризующих разные стадии преобразования хромшпинелидов.

Мёссбауэровский спектр серпентинита получен с помощью спектрометра MS1104Em. В качестве источника гамма-квантов использовался ^{57}Co в матрице Rh. Модельная расшифровка спектров осуществлялась в программе SpectrRelax [Matsnev, Rusakov, 2012]. Изомерные сдвиги вычислялись относительно металлического $\alpha\text{-Fe}$.

Результаты работы и их обсуждение

Серпентиниты Нижнетебердинского массива сильно перемяты, разлинованы, превращены в тектонические брекчии («тектонические окатыши») (рис. 1.3-1.4). Преобладают хризотил-лизардитовые (с переменным соотношением этих фаз) разности спетельчатой (в том числе микропетельчатой и баститовой) текстурой. С серпентинами ассоциируют магнезит, магнетит, хлориты. В некоторых образцах лизардит-хризотилитовых серпентинитов отмечается высокое содержание магнезита и кварца, а также присутствие доломита и кальцита (рис. 2, обр. 20601-1), что указывает на интенсивную гидротермальную переработку пород. В ряде не содержащих кварц образцов отмечается присутствие брусита (рис. 2, обр. 20603-2).

Мессбауэровский спектр образца серпентинита (рис. 3) состоит из трех Зеемановских секстетов и трех парамагнитных дублетов. Параметры указанных компонентов приведены в табл. 1. Секстет SH обладает изомерным сдвигом величина, которого соответствует ионам Fe^{3+} [Menil and Systematic, 1985]. Значения сверхтонкого магнитного поля (H) находится в диапазоне значений, наблюдаемых для гематита ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) [Van Der Woud, 1966; Küdning, Bömmel, 1966]. Изомерный сдвиг секстета SM1 характерен для ионов Fe^{3+} в тетраэдрическом кислородном окружении [Menil and Systematic, 1985]. В то же время изомерный сдвиг секстета SM2 обладает значением меньшим, чем соответствующие ионам Fe^{2+} , но большими, чем для ионов Fe^{3+} [Menil and Systematic, 1985]. Такие параметры характерны для соединений, в котором имеется Веервеевский электронный обмен; к числу таких соединений относится магнетит. Дублеты D1 и D2 обладают соответствующие ионам Fe^{2+} изомерными сдвигами. Значения сверхтонких параметров дублета D1 близки к значениям, наблюдаемым для ионов железа в клинохлоре [Borggaard et al., 1982; Ballet et al., 1985]. Параметры дублета D2 находятся в диапазоне значений характерных для серпентинов [Rozenson et al., 1979; Malysheva et al., 1976]. При этом значение квадрупольного расщепления не отвечает типичному для антигорита ($\sim 2,5$ мм/сек), в котором в октаэдрическом слое преобладает двухвалентное железо [Taylor

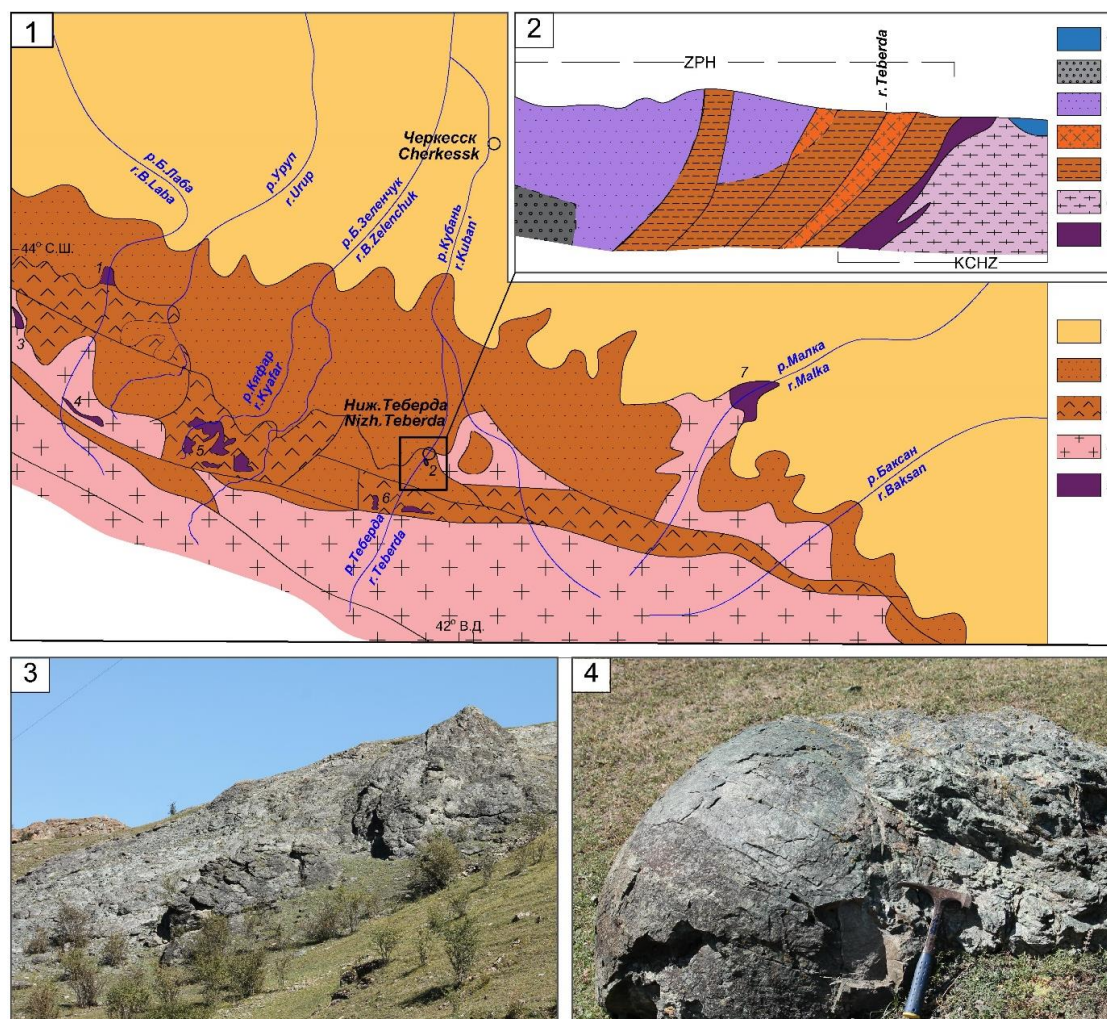


Рис. 1. Положение и геологическое строение Нижнетебердинского массива: 1 – положение территории, 2 – схематический геологический разрез (по [Омельченко, 2017], 3 – выходы серпентинитов, 4 – «тектонический окатыш» серпентинитов.

Условные обозначения: 1-1 – нижнееловые-кайнозойские отложения; 1-2 – герцинские неоавтохтонные породы; 1-3 – герцинские покровные нижнедевонские-турнейские комплексы; 1-4 – кристаллические породы, Эльбурской и Перевальной подзон; 1-5 – массивы гипербазитов: 1- Беденский массив; 2 – Нижнетебердинский массив, 3 – Маркопидский массив, 4 – Загеданский массив; Кяфарский комплекс: 5 – ультрабазиты хребтов Абишира-Ахуба и Эхреску (в т. ч. Кизильчукский массив) и 6 – выходы по среднему течению р. Теберда; 7 – Малкинский массив. 2-1 – ниже-среднеюрские отложения; 2-2 – верхневизейские-средне-верхнекаменноугольные сероцветные отложения; 2-3 – пермо-триасовые красноцветные грубообломочные (с вулканитами) отложения, 2-4 – гранодиориты чучурского комплекса, 2-5 – тоханский покров: среднепалеозойские филлиты и граувакки, 2-6 – протерозойские метаморфиты Карачаево-Черкесской зоны, 2-7 – гипербазиты; ZPH – зона Передового хребта; KCHZ – Карачаево-Черкесская зона /

Fig. 1. The position and geological structure of the Nizhneteberdinsky massif: 1 – the position of the territory, 2 – schematic geological section (according to [Omelchenko, 2017], 3 – serpentinite outcrops, 4 – fault breccia of serpentinites. Legend: 1-1 – Lower Cretaceous-Cenozoic deposits; 1-2 – Hercynian neo-autochthonous rocks; 1-3 – Hercynian cover Lower Devonian-Tournaisian complexes; 1-4 – crystalline rocks, Elbrus and Perevalnaya subzones; 1-5 – hyperbasite massifs: 1- Bedene massif; 2 – Nizhneteberdinsky massif, 3 – Markopidsky massif, 4 – Zagedansky massif; The Kyafar complex: 5 – ultrabasites of the Abishira-Akhuba and Ehrescu ridges (including the Kizilchuk massif) and 6 – exits along the middle course of the Teberda River; 7 – the Malkin massif. 2-1 – lower-Middle Jurassic deposits; 2-2 – Upper-Visean -Middle-Upper carboniferous gray-colored deposits; 2-3 – Permo-Triassic

red-colored coarse-grained (with volcanites) deposits, 2-4 – granodiorites of the Chuchkur complex, 2-5 – Tokhansky cover: Middle Paleozoic phyllites and greywacke, 2-6 – Proterozoic metamorphites of the Karachay-Cherkess zone, 2-7 – hyperbasites; ZPH – the zone of the Peredovoy Range; KCHZ – Karachay-Cherkess zone

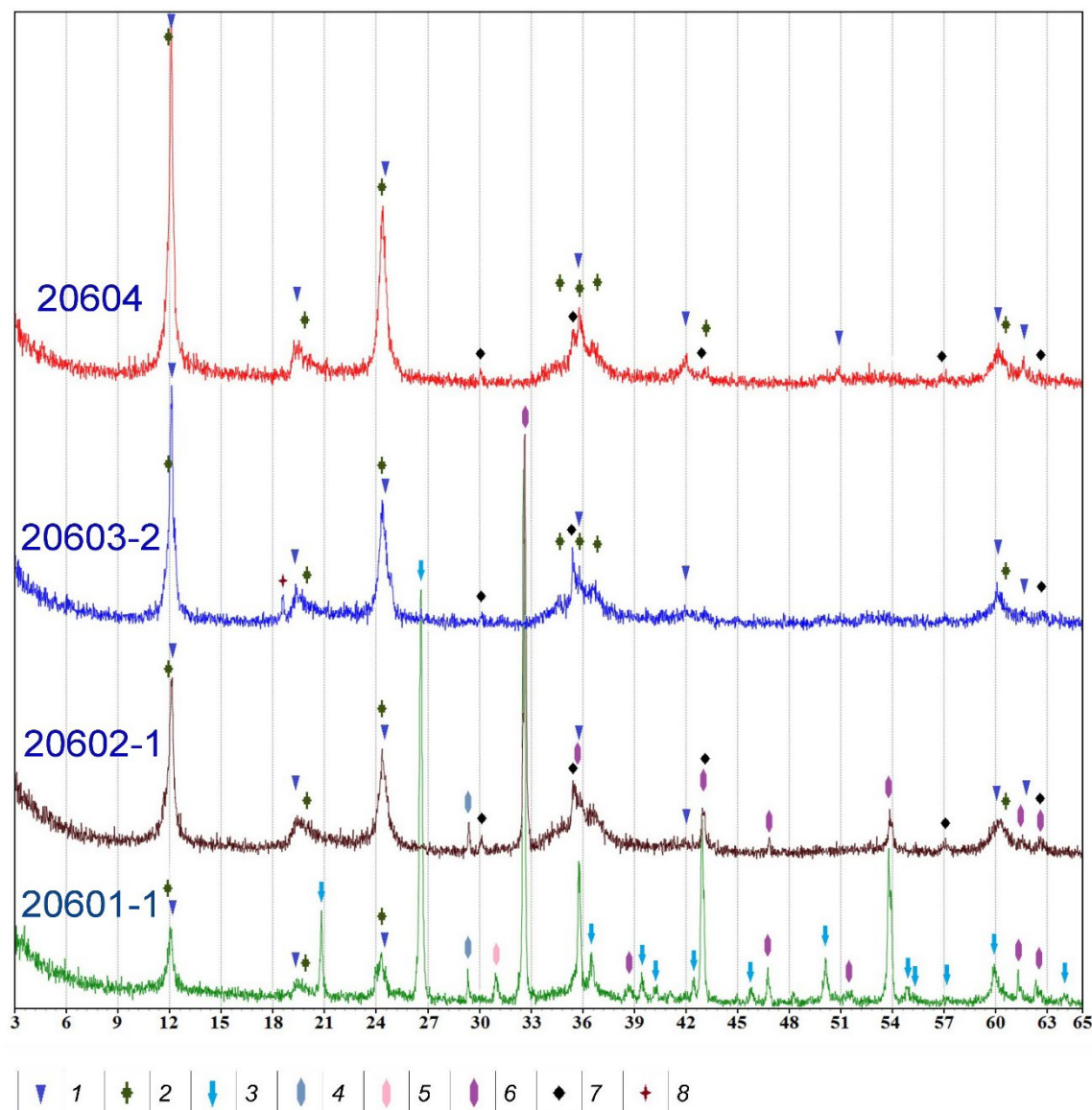


Рис. 2. Результаты рентгенофазового анализа серпентинитов Нижнетебердинского массива.

Указаны рефлексы фаз: 1 – лизардит, 2 – хризотил, 3 – кварц, 4 – кальцит, 5 – доломит, 6 – магнезит, 7 – магнетит, 8 – брусит /

Fig. 2. Results of X-ray phase analysis of serpentinites of the Nizhneteberdinsky massif. Reflexes of phases are indicated: 1-lizardite, 2 – chrysotile, 3-quartz, 4-calcite, 5-dolomite, 6-magnesite, 7 – magnetite, 8 – brucite

et al., 1968]. Дублет DF обладает значением изомерного сдвига соответствующими ионам Fe^{3+} [Menil and Systematic, 1985]; он может соответствовать либо ионам Fe^{3+} в клинохоре и серпентине, либо ионам Fe^{3+} в высокодисперсных ферригидридах [Murad, 2010]. Исходя из того, что значения площадей компонент спектров примерно пропорциональны ионам Fe в соответствующих состояниях, долю двухвалентного железа в образце можно определить как близкую к 19%.

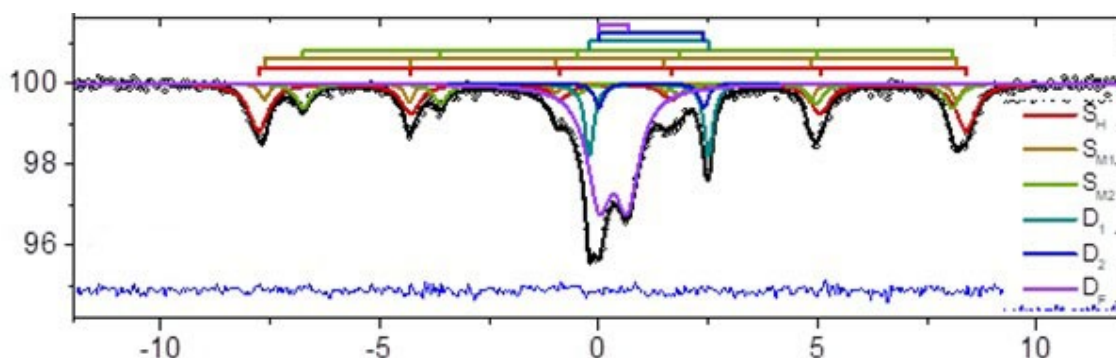


Рис. 3. Мёссбауэровский спектр серпентинита (образец № 20604) (получен при комнатной температуре) /

Fig. 3. Mössbauer spectrum of serpentinite (sample No. 20604) (obtained at room temperature)

Таблица 1 / Table 1

Параметры мёссбауэровских спектров образцов серпентинитов / Parameters of Mössbauer spectra of serpentinite samples

Образец / sample	Component	$\delta \pm 0,02$, mm/s	$\Delta/\varepsilon \pm 0,02$, mm/s	H ± 1 , kOe	$\Gamma \pm 0,02$, mm/s	A ± 1 , %	Festate	χ^2
20604	S _H	0,35	−0,04	501	0,54	28	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	1.054
	S _{M1}	0,26	0,01	490	0,24	6	Fe ₃ O ₄	
	S _{M2}	0,67	−0,01	460	0,38	12		
	D ₁	1,14	2,73		0,24	10	Fe ²⁺	
	D ₂	1,20	2,40		0,24	3	Fe ²⁺	
	D _F	0,33	0,65		0,67	41	Fe ³⁺	
	D _F	0,42	0,57		0,70	10	Fe ³⁺	
	D ₂	1,23	2,36		0,24	5	Fe ²⁺	
	D _F	0,31	0,57		0,59	36	Fe ³⁺	

δ – изомерный сдвиг, ε – квадрупольный сдвиг, Δ – квадрупольное расщепление парамагнитных компонентов, H – сверхтонкое магнитное поле, Γ – ширина линии, A – площадь компонента, χ^2 – критерий Пирсона / δ – isomer shift, ε – quadrupole shift, Δ – quadrupole splitting for paramagnetic component, H – hyperfine magnetic field on ^{57}Fe nucleus, Γ – linewidth, A – component area, χ^2 – Pirson's criterion

Хромшпинелиды представлены зернами и агрегатами размером до 10 мм. Среди нижнетебердинских хромшпинелидов по строению и составу выделяются две группы: однородные массивные зерна, обычно окружённые магнетитовыми каймами обрастания, и зональные зерна с микропористыми оторочками. Первые характеризуются округлой формой и локализованы в микроразделах вязкопластических деформаций породы, подчеркнутых прожилками вторичного магнетита (рис. 4.6-4.8). Массивные однородные зерна имеют алюмохромитовый состав (рис. 6-1, табл. 2, анализы №№ 7-12, 14), значения $\text{Cr}\#$ составляет 0,69-0,73, $\text{Mg}\#$ 0,47-0,51. Для вторых типичны выраженная зональность, часто сложного строения (рис. 4.3-4.5),

микропористое строение многих зерен, хорошо наблюдаемое при больших увеличениях (рис. 4.4), присутствие «атолловых» структур – обрамления относительно плотных ядер микропористыми каймами (рис. 4.5). Такие зерна разбиты трещинами, заполненными серпентином и хлоритом. Тончайшее срастание хромшпинелидов с силикатными минералами отражается и в химическом составе в присутствии кремнезема (табл. 2); локальность электронно-зондового микроанализа не обеспечивает возможности измерения состава конкретной микрофазы в таких агрегатах. Некоторые зерна окружены магнетитовыми каймами, иногда сливающимися с магнетитовыми микропрожилками (рис. 4.6-4.7).

Таблица 2 / Table 2

Состав хромшпинелидов из серпентинитов Тебердинского массива (в мас.%). Места проведения микроанализов указаны на рисунке 4 / The composition of chrome spinels from serpentinites of the Teberdinsky massif (in wt.%). The microanalysis sites are indicated in Fig. 4.

	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZnO	Итого	Cr#	Mg#
1	16,06	29,98	1,00	0,17	34,21	0,53	17,48	0,23	99,66	0,43	0,68
2	3,34	1,89	2,31	0,35	24,88	3,9	61,58	0,51	98,76	0,90	0,20
3	17,75	34,16	0,40	0,15	30,60	0,06	14,05	0,35	97,52	0,38	0,71
4	4,81	2,22	0,63	0,13	27,33	2,60	58,79	0,87	97,39	0,89	0,25
5	16,90	36,74	0,24	0,12	30,89	0,31	14,13	0,38	99,72	0,36	0,72
6	2,26	2,51	1,19	0,09	29,11	2,25	61,56	1,14	100,11	0,89	0,13
7	10,39	14,00		0,07	52,99	0,63	21,08	0,22	99,38	0,72	0,51
8	10,33	13,93		0,06	53,51	0,31	21,77		99,91	0,72	0,52
9	10,39	13,50			52,38	0,82	21,19	0,66	98,94	0,72	0,51
10	10,13	15,38		0,36	50,61	0,37	22,59	0,3	99,74	0,69	0,49
11	10,06	14,62		0,32	51,75	0,38	22,1	0,31	99,54	0,71	0,49
12	10,31	14,00		0,39	52,58	0,29	21,96		99,53	0,72	0,50
13	0,32		0,11		0,45	0,13	98,09		99,10	1,00	0,00
14	10,46	14,72	0,18	0,06	51,72	0,49	21,47	0,18	99,28	0,70	0,50
15	0,09		0,23		1,41	0,14	97,03	0,47	99,37	1,00	0,00

Элементное картирование выявляет присутствие в зональных зернах обогащенных алюминием и магнием ядер (рис. 5). Состав ядер соответствует хромпикотиту, их оторочек – феррихромиту – хроммагнетиту (рис. 6.1; табл. 2); в некоторых зернах прослеживается в обрамлении хромпикотита тонкая зона, отвечающая по составу ферриалюмохромиту или субалюмоферрихромиту (возможно, сложенная агрегатом мельчайших кристалликов алюмохромита и феррихромита). Для ядер значение Cr# составляет 0,36-0,43, Mg# 0,66-0,72.

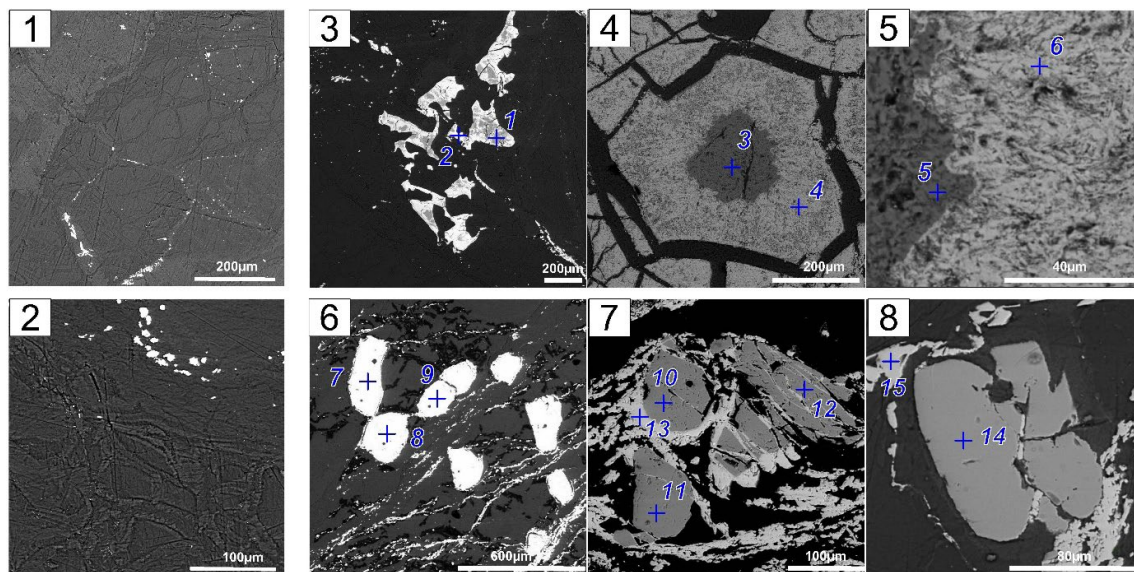


Рис. 4. Строение серпентинитов и зерен хромшпинелидов: 1, 2 – обычное микростроение серпентинитов; 3-4 – угловатые пористые зональные зерна с ядрами хромпикотита, оторочками феррихромит – хроммагнетита (локально с ферриалюмохромитом и субалюмоферрихромитом), 5 – обрамление относительно плотных ядер микропористыми каймами («атолловые» структуры); 6-8 – округлые массивные однородные зерна алюмохромитов в микрозонах вязкопластических деформаций, подчеркнутых прожилками вторичного магнетита /
Fig. 4. Structure of serpentinites and chrome spinels: 1, 2 – the usual microstructure of serpentinites; 3-4 – angular porous zonal grains with chrompicotite nuclei, ferrichromite – chrommagnetite rims (locally with ferrialumochromite and subalumoferrichromite), 5 – framing relatively dense nuclei with microporous borders (“atoll” structures); 6-8 – rounded massive homogeneous grains of aluminochromites in microzones of viscoplastic deformations, accentuated by veins of secondary magnetite

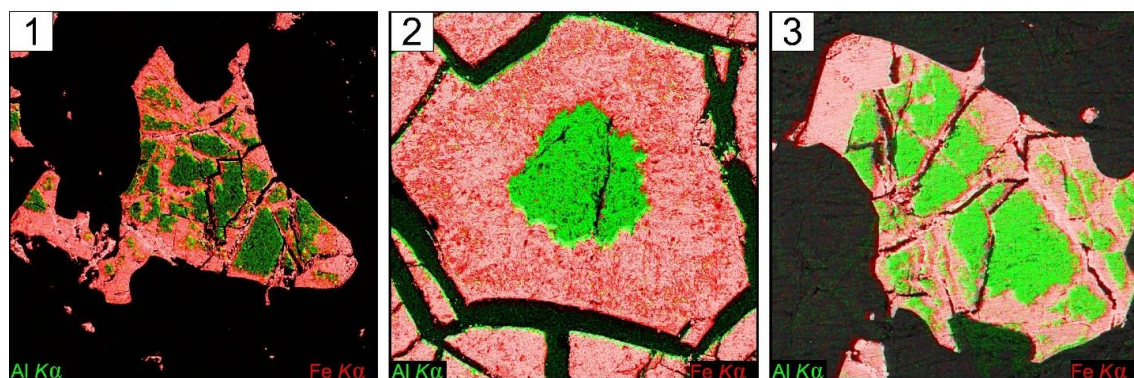


Рис. 5. Карты распределения алюминия и железа в зональных хромшпинелидах /
Fig. 5. Distribution maps of aluminum and iron in zonal chrome spinelides

Состав ядер соответствует области составов, типичных для магматических хромшпинелидов (рис. 6-2), что позволяет использовать петрохимические критерии для реконструкции условий образования протолита.

Формирование хризотил-лизардитовой ассоциации происходило в условиях низкотемпературной (менее 300°C) зоны зеленосланцевой фации с характерным для этих условий [Evans et al., 2013] образованием лизардита за счет перекристаллизации оливина, хризотила – из гидротермального раствора. В основной массе пород в окислительной обстановке под воздействием гидротермальных растворов, на-

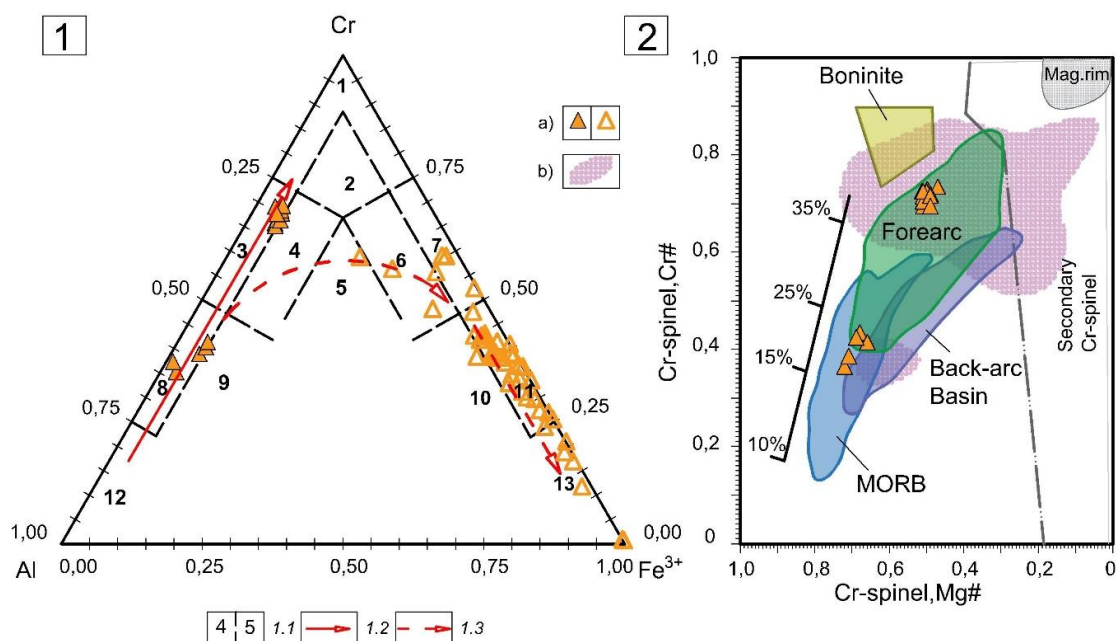


Рис. 6. Положение составов хромшпинелидов на диаграммах $Al - Cr - Fe^{3+}$ и $Cr\# - Mg\#$: 1.1 – поля составов на классификационной диаграмме (в соответствии с номенклатурой, разработанной Н. В. Павловым [Павлов, 1949]: 1 – хромиты, 2 – субферрихромиты, 3 – алюмохромиты, 4 – субферриалюмохромиты, 5 – ферриалюмохромиты, 6 – субалюмоферрихромиты, 7 – феррихромиты, 8 – хромпикотиты, 9 – субферрихромпикотиты, 10 – субалюмохроммагнетиты, 11 – хроммагнетиты, 12 – пикотиты, 13 – магнетиты); 1.2 – первичный тренд дифференциации в верхней мантии [Перевожчиков и др., 2004]; 1.3 – тренд метаморфического преобразования в коровых условиях [Перевожчиков и др., 2004]; 2 – поля составов метаморфических хромшпинелидов [Grieco, Merlini, 2012], абиссальных перидотитов COX [Dick, Bullen, 1984; Bloomer et al., 1995], островных дуг [Ishii et al., 1992; Bloomer et al., 1995; Murata et al., 2009], задуговых бассейнов [Stern, 2004], из бонинитов Марианской островной дуги [Cameron et al., 1980]. Процент плавления перидотитов мантии [Hirose, Kawamoto, 1995]. Составы хромшпинелидов: а – Нижнетебердинский массив (ядра – залитые треугольники, оторочки – пустые), б – панафриканские офиолиты Восточной пустыни Египта [Lasheen, 2021] / Fig. 6. The position of the compositions of chrome spinels on the diagrams $Al - Cr - Fe^{3+}$ and $Cr\# - Mg\#$: 1.1 – composition fields on the classification diagram (in accordance with the nomenclature developed by N. V. Pavlov [Pavlov, 1949]: 1 – chromites, 2 – subferrichromites, 3 – aluminochromites, 4 – subferrialumochromites, 5 – ferrialumochromites, 6 – subalumoferrichromites, 7 – ferrichromites, 8 – chrompicotites, 9 – subferrichrompicotites, 10 – subalumochromagnetites, 11 – chrommagnetites, 12 – picotites, 13 – magnetites); 1.2 – primary trend of differentiation in the upper mantle [Perevozchikov et al., 2004]; 1.3 – trend of metamorphic transformation in crustal conditions [Perevozchikov et al., 2004]; 2 – composition fields of metamorphic chromespinelids [Grieco, Merlini, 2012], abyssal peridotites MORB [Dick, Bullen, 1984; Bloomer et al., 1995], forearc [Ishii et al., 1992; Bloomer et al., 1995; Murata et al., 2009], back arc basins [Stern, 2004], from the boninites of the Mariana Island Arc [Cameron et al., 1980]. Melting percentage of mantle peridotites [Hirose, Kawamoto, 1995]. Chromspinelid compositions: a – Lower Aberdeen massif (cores – filled triangles, edges – empty), b – pan-African ophiolites of the Eastern Desert of Egypt [Lasheen, 2021].

сыщенных трехвалентным железом, кремнеземом и марганцем, за счет идиоморфных магматических хромшпинелей формировались зональные зёрна, сохраняющие хромпикотитовые реликтовые ядра. Присутствие характерных «атолловых» текстур с агрегатами высокопористых хромшпинелидов, обогащённых SiO_2 и MnO (табл. 2), объясняется переработкой уже зонированных (претерпевших метаморфическую

перекристаллизацию) хромшпинелидов гидротермальными растворами; образование аналогичных хромшпинелидов в сходных условиях описано в ряде массивов [Bach et al., 2006; Frost, Beard, 2007; Ahmed, Surour, 2016]. При этом развитие хроммагнетитов (а не хромитов) и образование магнетитовых каемок отражает прогрессирующее установление окислительных условий. Отсутствие брусита в большинстве образцов указывает на воздействие насыщенного кремнеземом флюида.

Более ранний этап трансформаций хромшпинелидов фиксируется присутствием полностью преобразованных в алюмохромит гомогенных зерен, образованных в процессе выноса алюминия и магния и повышения содержания двухвалентного железа и хрома. Связь высокохромистых хромшпинелидов с зонами сколово-пластических деформаций отмечена многими авторами (при этом нет однозначного взгляда на механизм их образования [Перевозчиков, 1995; Савельев, Федосеев, 2014 и др.]). Видимо, образование алюмохромитов происходило в мантийных условиях в ходе эксгумации ультрабазитов при участии флюидов (в соответствии с общим «офиолитовым» трендом (рис. 6.1)). Составы хромпикотитов «смещены» в область, тяготеющую к абиссальным перидотитам (рис. 6.2); на это указывает и величина $Cr\# < 0,6$, свойственная абиссальным зонам с генерацией толеитовых магм [Beccaluva et al., 2004; Robinson et al., 2015]. Содержание TiO_2 в них ($\sim 0,3-0,4$ мас. %) указывает на связь с перидотитами деплтированной мантии (при $TiO_2 < 0,015$ мас. % породы принадлежат к сильно деплтированной мантии [Lasheen et al., 2021 и др.]).

Выводы

Вариации состава мантийных хромшпинелидов отражают участие в строении серпентинитового меланжа Нижнетебердинского массива фрагментов апогипербазитов офиолитового комплекса, несущего следы трансформаций в ходе эксгумации (высоко- и низкоглиноземистые разновидности хромшпинелей). Впоследствии, в ходе обдукции, апогипербазиты были интенсивно переработаны гидротермальными растворами в окислительной обстановке в условиях низкотемпературной зоны зеленосланцевой фации при повышенном отношении флюид/порода, что привело к образованию характерных пористых оторочек хромшпинелидов. Наличие реликтовых хромпикотитовых ядер магматических хромшпинелей позволяет на основании петрохимических параметров относить протолит к офиолитам супра- или надсубдукционных зон (SSZ), что ранее установлено и для других относимых к беденскому комплексу серпентинитовых тел [Роров, 2021; Роров et al., 2021; Пустовит, 2021]. При этом можно предполагать принадлежность апогипербазитов к преддуговому бассейну – в пользу этого свидетельствует как ассоциация серпентинитов со среднепалеозойскими филлитами и граувакковыми породами Тоханского покрова, некоторыми авторами относимыми к комплексу преддугового бассейна [Греков, 2006], так и ряд типохимических особенностей хромшпинелидов (рис. 6.2). Аналогичная дискретная ассоциация хромшпинелидов описана в неопротерозойских офиолитах Аравийско-Нубийского щита (рис. 6.2) [Lasheen et al., 2021], отождествляемых с абиссальными перидотитами, образованными в ходе субдукции в протопреддуговой обстановке, и спреддуговыми перидотитами. Альтернативной гипотезой, требующей уточнения с учетом региональных геологических данных, является отнесение комплекса к задуговому бассейну.

Литература

1. Баранов Г.И., Белов А.А., Дотдугев И.С. Большой Кавказ. // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. – М.: Наука, 1990. – С. 196-214.
2. Греков И.И., Омельченко В.Л. Палеогеодинамика довизейского вулканизма Центрального Кавказа. // Металлогения древних и современных океанов. Формирование месторождений в разновозрастных океанических окраинах. Т. 2. – Миасс: ИМинУрО РАН, 2005. – С. 101-105.
3. Греков И.И. Среднепалеозойская Большекавказская островная дуга и вулканогенно-осадочное оруденение. // Металлогения древних и современных океанов – Миасс: ИМинУрО РАН, 2006. – С. 30-34.
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. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов. // Тр. ин-та геол. наук АН СССР. В. 103, серия рудных месторождений. – 1949. – № 13. – С. 10-35.
6. Перевозчиков Б.В., Плотников А.В., Макиев Т.Т. Природа вариаций состава рудной и аксессуарной хромшпинели ультрабазитового массива Сыум-Кей (Полярный Урал). // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 6. – Пермь: Перм. ун-т., 2004. – С. 170-180.
7. Перевозчиков Б.В. Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах (на примере Урала). // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзорная информация. В. 7. – М.: АОЗТ «Геоинформарк», 1995. – 46с.
8. Попов Ю.В., Пустовит О.Е., Никулин А.Ю. Минеральный состав серпентинитов Кишинского массива (Большой Кавказ). // Геология и Геофизика Юга России. – 2021. – Т. 11. № 1. – С. 38-51. DOI: 10.46698/VNC. 2021.91.98.004
9. Пустовит О.Е. Типохимизм хромшпинелидов серпентинитов зоны Передового хребта Большого Кавказа. // Материалы международных Сатпаевских чтений «Сатпаевские чтения – 2021». Т. I. – Алматы: КазНИТУ имени Сатпаева, 2021. – С. 128-131.
10. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах. // Вестник Пермского университета. – 2014. – Геология, 4. – С. 22-41.
11. Снежко В.А., Снежко В.В. О возрасте апогартцбургитового Беденского комплекса. // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. – 2019. – Т. IX. – С. 60-65.
12. Снежко Е.А. Петрохимические типы ультрабазитов Северного Кавказа и их структурная позиция. – М.: ВИНТИ, 1985. – 162 с.
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. Bach W., Paulick H., Garrido C.J., Ildefonse B., Meurer W., Humphris S.E. Unravelling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). // Geophysical Research Letters. – 2006. – Vol. 25. – pp. 1467-1470
15. Ballet O., Coey J.M. D., Burke K.J. Magnetic Properties of Sheet Silicates; 2:1:1 Layer Minerals. // Physics and Chemistry of Minerals. – 1985. – Vol. 12 (6). – pp. 370-378.
16. Barnes S.J. Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. // Journal of Petrology. – 2001. – Vol. 42. – pp. 2279-2302.

17. Barnes S.J. Chromite in Komatiites: II. Modifications during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism. // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41. – pp. 387-409.
18. Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., Tethyan, S. Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to subduction mode. // *Tectonophysics*. – 2004. – Vol. 393. – pp. 163-174.
19. Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C. J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L. Early Arc Volcanism and the Ophiolite Problem: A Perspective from Drilling in the Western Pacific. // *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. American Geophysical Union, Washington, DC. – 1995. – pp. 1-30.
20. Borggaard O.K., Lindgreen H.B., Mørup S., Oxidation and Reduction of Structural Iron in Chlorite at 480°C. // *Clays and Clay Miner.* – 1982. – Vol. 30. – pp. 353-364.
21. Cameron W.E., Nisbet E. G., Dietrich V. J. Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. // *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. The geological survey of Cyprus, Nicosia*. – 1980. – pp 182-193
22. 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
23. Evans B. W., Hattori K., Baronnet A. Serpentinite: What, why, where? // *Elements*. – 2013. – Vol. 9. – pp. 99-106.
24. Frost B. R., Beard S. On Silica Activity and Serpentinization. // *Journal of Petrology*. – 2007. – Vol. 48 (7). – pp. 1351-1368.
25. Grieco G., Merlini A. Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite. // *International Journal of Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 101 (6). – pp. 1523-1533.
26. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1995. – Vol. 133. – pp 463-473.
27. Irvine T. N. Chromian Spinel As a Petrogenetic Indicator, Part 2 Petrologic Applications. // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1967. – Vol. 4. – pp. 71-103
28. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part 1, Theory. // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1965. – Vol. 2. – pp. 648-671.
29. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu – Ogasawara – Mariana fore-arc, Leg125. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results: Ocean Drilling Program; Ocean Drilling Program: College Station, TX, USA*. – 1992. – Vol. 125. – pp. 445-485.
30. Küdning W., Bömmel H. Some Properties of Supported Small α -Fe₂O₃ Particles Determined with the Mossbauer Effect. // *Physical Review*. – 1966. – Vol. 142. No. 2. – pp. 327-333.
31. Lasheen E. S. R., Saleh G. M., Khaleel F. M., Alwetaishi M. Petrogenesis of Neoproterozoic Ultramafic Rocks, Wadi Ibib – Wadi Shani, South Eastern Desert, Egypt: Constraints from Whole Rock and Mineral Chemistry. // *Applied Sciences*. – 2021. – Vol. 11 (22). – p. 10524.
32. Leblanc M., Nicolas A. Ophiolitic chromitites. // *Int. Geol. Rev.* – 1992. – Vol. 34. – pp. 653-686.
33. Malysheva T. V., Vdovkin G. P., Grachev V. I. Study of the Forms of Iron in Carbonaceous Meteorites by the Mossbauer Effect. II. Formation Conditions of the Iron Phases in the Water-containing Meteorites Orgueil, Murray, and Migei. // *Geochemistry International*. – 1976. – Vol. 13 (6). – pp. 188-193.
34. Matsnev M. E., Rusakov V. S. SpectrRelax: An Application for Mössbauer Spectra Modeling and Fitting. // *AIP Conference Proceedings*. – 2012. – Vol. 1489. – pp. 178-185.
35. Menil F., Systematic Trends of the ⁵⁷Fe Mossbauer Isomer Shifts in (FeO_n) and (FeF_n) Polyhedra. // *Journal of Physics and Chemistry of Solids* – 1985. – Vol. 46 (7). – pp. 763-789.
36. Murad E., Mössbauer spectroscopy of clays, soils and their mineral constituents. // *Clay Minerals*. – 2010. – Vol. 45. – pp. 413-430

37. Murata K., Maekawa H., Yokose H., Yamamoto K., Fujioka K., Ishii T., Chiba H., Wada Y. Significance of serpentinization of wedge mantle peridotites beneath Mariana forearc, western Pacific. // *Geosphere*. Geological Society of America. – 2009. – Vol. 5 (2). – pp. 90-104.
38. 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.
39. Popov Y. V. Zonal Cr-spinels from Serpentinities in North Western Part of the Greater Caucasus. // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – 2021. – Vol. 720 (1). No. 012036. DOI: 10.1088/1755-1315/720/1/012036
40. Robinson P. T., Trumbull R. B., Schmitt A., Yang J. S., Li J. W., Zhou M. F., Xiong F. The origin and significance of crustal minerals in ophiolitic chromitites and peridotites. // *Gondwana Research*. – 2015. – Vol. 27. – pp. 486-506.
41. Rozenzon I., Bauminger E. R., Heller-Kallai L. Mossbauer Spectra of Iron in 1:1 phyllosilicates. // *American Mineralogist* – 1979. – Vol. 64. – pp. 893-901.
42. Stern R. J., Johanson P. R., Kröner A., Yibas B. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. // *Precambrian ophiolites and related rocks*. In *Developments in Precambrian Geology*; Kusky, T. M., Ed.; Elsevier: Amsterdam, the Netherlands. – 2004. – Vol. 13. – pp. 95-128.
43. Taylor G. L., Ruotsala A. P. and Keeling Jr. R. O. Analysis Of Iron In Layer Silicates By Mossbauer Spectroscopy. // *Clays and Clay Minerals*. – 1968. – Vol. 16. – pp. 381-391
44. Van Der Woud F. Mössbauer Effect in α -Fe₂O₃. // *Physica Status Solidi*. – 1966. – Vol. 17. – pp. 417-432.

References

1. Baranov G. I., Belov A. A., Dotduev I. S. Greater Caucasus. Tectonic stratification of the lithosphere and regional geological studies. Moscow. Nauka, 1990. pp. 196-214. (In Russ.)
2. Grekov I. I., Omel'chenko V. L. Paleogeodynamics of the Pre-Visean volcanism of the Central Caucasus. Metallogeny of ancient and modern oceans. Formation of deposits in oceanic margins of different ages. Miass. IMinUrO RAN, 2005. pp. 101-105. (In Russ.)
3. Grekov I. I. Middle Paleozoic Bolshekavkazskaya island arc and volcanogenic-sedimentary mineralization. Metallogeny of ancient and modern oceans. Miass. IMinUrO RAN, 2006. pp. 30-34. (In Russ.)
4. Omelchenko V. L., Ryabov G. V., Isaev V. S. Tectonics and history of the development of the zone of the Front ridge of the Greater Caucasus. *Geology and Geophysics of Russian South*. 2017. No. 1. pp. 40-56. (In Russ.)
5. Pavlov N. V. Chemical composition of chrome spinelides in connection with the petrographic composition of ultrabasic intrusive rocks. *Tr. In-ta-geol. Nauk AN SSSR*. 1949. Vol. 13. pp. 10-35. (In Russ.)
6. Perevozchikov B. V., Plotnikov A. V., Makiev T. T. Nature of Composition Variations in Ore and Accessory Cr-Spinel of the Syum-Keu Ultramafic Massif (Polar Urals). *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii: nauch. chteniyapamyati P. N. Chirvinskogo*. 2004. Vol. 6. pp. 170-180. (In Russ.)
7. Perevozchikov B. V. Regularities of localization of chromite ore in the alpinotype ultrabasic rocks. *Geoinformmark* – 1995. 46p. (In Russ.)
8. Popov Yu. V., Pustovit O. E., Nikulin A. Yu. Mineral composition of serpentinites of the Kishinskij protrusion (Greater Caucasus). *Geology and Geophysics of Russian South* (In Russ.). 2021. Vol. 11. No. 1. pp. 38-51. DOI: 10.46698/VNC.2021.91.98.004 (In Russ.)
9. Pustovit O. E. Typochemistry of chromespinelids of serpentinites of the zone of the Front Range of the Greater Caucasus. *Materialy mezhdunarodnyh Satpaevskih chtenij «Satpaevskie chteniya – 2021»*. Almaty. KazNITU imeni Satpaeva, 2021. Vol. I. pp. 128-131. (In Russ.)
10. Savel'ev D. E., Fedoseev V. B. Plastic flow and rheomorphic differentiation of matter in mantle ultramafics. *Vestnik Permskogo universiteta*. 2014. No. 4. pp. 22-41. (In Russ.)

11. Snezhko V.A., Snezhko V.V. Modern problems of Geology, Geophysics and Geoecology of the North Caucasus. Collective monograph based on the materials of the IX all-Russian scientific and technical conference. 2019. pp. 60-65. (In Russ.)
12. Snezhko E.A. Petrochemical types of ultrabasites of the North Caucasus and their structural position. Moscow. VINITI, 1985. p. 162. (In Russ.)
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. Bach W., Paulick H., Garrido C.J., Ildefonse B., Meurer W., Humphris S.E. Unravelling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentinites from MAR 15°N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 25. pp. 1467-1470
15. Ballet O., Coey J.M. D., Burke K. J. Magnetic Properties of Sheet Silicates; 2:1:1 Layer Minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*. 1985. Vol. 12 (6). pp. 370-378.
16. Barnes S.J. Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. pp. 2279-2302.
17. Barnes S.J. Chromite in Komatiites: II. Modifications during greenschist to mid amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 41. pp. 387-409.
18. Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., Tethyan, S. Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to subduction mode. *Tectonophysics*. 2004. Vol. 393. pp. 163-174.
19. Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C. J., Stern R.J., Fryer P., Hawkins J.W., Johnson L. Early Arc Volcanism and the Ophiolite Problem: A Perspective from Drilling in the Western Pacific. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. American Geophysical Union, Washington, DC. 1995. pp. 1-30.
20. Borggaard O.K., Lindgreen H.B., Mørup S., Oxidation and Reduction of Structural Iron in Chlorite at 480°C. *Clays and Clay Miner.* 1982. Vol. 30. pp. 353-364.
21. Cameron W.E., Nisbet E.G., Dietrich V.J. Petrographic dissimilarities between ophiolitic and ocean-floor basalts. *Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979. The geological survey of Cyprus, Nicosia*. 1980. pp. 182-193
22. 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
23. Evans B. W., Hattori K., Baronnet A. Serpentine: What, why, where? *Elements*. 2013. Vol. 9. pp. 99-106.
24. Frost B.R., Beard S. On Silica Activity and Serpentinization. *Journal of Petrology*. 2007. Vol. 48 (7). pp. 1351-1368.
25. Grieco G., Merlini A. Chromite alteration processes within Vourinos ophiolite. *International Journal of Earth Sciences*. 2012. Vol. 101 (6). pp. 1523-1533.
26. Hirose K., Kawamoto T. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. Vol. 133. pp 463-473.
27. Irvine T.N. Chromian Spinel As a Petrogenetic Indicator, Part 2 Petrologic Applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1967. Vol. 4. pp. 71-103.
28. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part 1, Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1965. Vol. 2. pp. 648-671.
29. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu – Ogasawara – Mariana fore-arc, Leg125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results: Ocean Drilling Program; Ocean Drilling Program: College Station, TX, USA*. 1992. Vol. 125. pp. 445-485.

30. Küdning W., Bömmel H. Some Properties of Supported Small α -Fe²O₃ Particles Determined with the Mossbauer Effect. *Physical Review*. 1966. Vol. 142. No. 2. pp. 327-333.
31. Lasheen E. S. R., Saleh G. M., Khaleel F. M., Alwetaishi M. Petrogenesis of Neoproterozoic Ultramafic Rocks, Wadi Ibib – Wadi Shani, South Eastern Desert, Egypt: Constraints from Whole Rock and Mineral Chemistry. *Applied Sciences*. 2021. Vol. 11 (22). p. 10524.
32. Leblanc M., Nicolas A. Ophiolitic chromitites. *Int. Geol. Rev.* 1992. Vol. 34. pp. 653-686.
33. Malysheva T. V., Vdovykin G. P., Grachev V. I. Study of the Forms of Iron in Carbonaceous Meteorites by the Mossbauer Effect. II. Formation Conditions of the Iron Phases in the Water-containing Meteorites Orgueil, Murray, and Migei. *Geochemistry International*. 1976. Vol. 13 (6). pp. 188-193.
34. Matsnev M. E., Rusakov V. S. SpectrRelax: An Application for Mössbauer Spectra Modeling and Fitting. *AIP Conference Proceedings*. 2012. Vol. 1489. pp. 178-185.
35. Menil F., Systematic Trends of the ⁵⁷Fe Mossbauer Isomer Shifts in (FeO_n) and (FeF_n) Polyhedra. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*. 1985. Vol. 46 (7). pp. 763-789.
36. Murad E., Mössbauer spectroscopy of clays, soils and their mineral constituents. *Clay Minerals*. 2010. Vol. 45. pp. 413-430
37. Murata K., Maekawa H., Yokose H., Yamamoto K., Fujioka K., Ishii T., Chiba H., Wada Y. Significance of serpentinization of wedge mantle peridotites beneath Mariana forearc, western Pacific. *Geosphere*. Geological Society of America. 2009. Vol. 5 (2). pp. 90-104.
38. 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.
39. Popov Y. V. Zonal Cr-spinels from Serpentinites in North Western Part of the Greater Caucasus. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2021. Vol. 720 (1). No. 012036. DOI: 10.1088/1755-1315/720/1/012036
40. Robinson P. T., Trumbull R. B., Schmitt A., Yang J. S., Li J. W., Zhou M. F., Xiong F. The origin and significance of crustal minerals in ophiolitic chromitites and peridotites. *Gondwana Research*. 2015. Vol. 27. pp. 486-506.
41. Rozenson I., Bauminger E. R., Heller-Kallai L. Mossbauer Spectra of Iron in 1:1 phyllosilicates. *American Mineralogist*. 1979. Vol. 64. pp. 893-901.
42. Stern R. J., Johanson P. R., Kröner A., Yibas B. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian-Nubian Shield. *Precambrian ophiolites and related rocks*. In *Developments in Precambrian Geology*; Kusky, T. M., Ed.; Elsevier: Amsterdam, the Netherlands. 2004. Vol. 13. pp. 95-128.
43. Taylor G. L., Ruotsala A. P., Keeling Jr. R. O. Analysis of Iron In Layer Silicates By Mossbauer Spectroscopy. *Clays and Clay Minerals*. 1968. Vol. 16. pp. 381-391.
44. Van Der Woud F. Mössbauer Effect in α -Fe₂O₃. *Physica Status Solidi*. 1966. Vol. 17. pp. 417-432.