

## Петрология, минералогия, геохимия, изотопная геология Petrology, mineralogy, geochemistry, isotope geology

Научная статья  
УДК 550.42



### МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЕРИДОТИТОВ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОЛИВИНА И АКЦЕССОРНЫХ ХРОМШПИНЕЛИДОВ

Р. А. Гатауллин<sup>1</sup>, Д. Е. Савельев<sup>2</sup>, Т. Д. Шабутдинов<sup>3</sup>

*Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, Россия*

1 — [rusgatln97@gmail.com](mailto:rusgatln97@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0003-3089-0799>

2 — [savl71@mail.ru](mailto:savl71@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8910-6992>

3 — [timurgeolog11@gmail.com](mailto:timurgeolog11@gmail.com), <https://orcid.org/0009-0004-2346-1835>

Массив Северный Крака представляет собой крупный выход на земную поверхность ультрамафитовых пород офиолитовой ассоциации, занимая площадь более 200 кв. км. Основная роль в строении массива принадлежит лерцолитам, подчиненное значение имеют гарцбургиты и дуниты. Несмотря на многолетнюю историю его изучения, геологические карты массива, построенные различными авторами, значительно отличаются друг от друга. Картирование массива, основанное на макроскопическом или петрографическом изучении пород, не позволяет в достаточной мере охарактеризовать его неоднородность. В настоящей работе предпринято минералого-геохимическое картирование ультрамафитов на основе состава главного породообразующего минерала — оливина и акцессорного хромшпинелида. По данным анализа составов названных минералов методом СЭМ/ЭДС примерно в 350 точках, распределенных по площади всего массива, проведено изучение распределения основных минералого-геохимических показателей деплетирования мантийного субстрата, таких как содержание форстеритового минерала и NiO в оливине, относительная хромистость  $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})$  в хромшпинелидах. Построены карты плотности значений Fo, NiO,  $\#Cr$ . Поскольку изменения данных характеристик отображают интенсивность проявления процессов частичного плавления мантийных перидотитов, установлена неоднородность деплетирования мантийного субстрата, отраженная на суммарной карте. Основным результатом проведенных исследований стала карта относительной деплетированности ультрамафитов с локализацией зон наименьшей деплетированности на северо-востоке и востоке массива, а наибольшей — в его центральной и западной частях.

*Ключевые слова:* офиолиты, ультрамафиты, оливин, хромшпинелиды

*Благодарности:* Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ ИГ УФИЦ РАН, тема FMRS-2025–0014.

Для цитирования: Гатауллин Р. А., Савельев Д. Е., Шабутдинов Т. Д. Минералогическая зональность перидотитов массива Северный Крака по данным изучения оливина и акцессорных хромшпинелидов // Геологический вестник. 2026. № 1. С. 50–64. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2026-1-5>

For citation: Gataullin R. A., Saveliev D. E., Shabutdinov T. D. (2026) Mineralogical zonation of peridotites in the Northern Kraka massif based on olivine and accessory chromian spinel studies. *Geologicheskii vestnik*. 2026. No. 1. P. 50–64. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2026-1-5>

© Р. А. Гатауллин, Д. Е. Савельев, Т. Д. Шабутдинов, 2026

Original article

## MINERALOGICAL ZONATION OF PERIDOTITES IN THE NORTHERN KRAKA MASSIF BASED ON OLIVINE AND ACCESSORY CHROMIAN SPINEL STUDIES

R. A. Gataullin<sup>1</sup>, D. E. Saveliev<sup>2</sup>, T. D. Shabutdinov<sup>3</sup>

*Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia*

1 — [rusgatln97@gmail.com](mailto:rusgatln97@gmail.com), <https://orcid.org/0000-0003-3089-0799>

2 — [savl71@mail.ru](mailto:savl71@mail.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8910-6992>

3 — [timurgeolog11@gmail.com](mailto:timurgeolog11@gmail.com), <https://orcid.org/0009-0004-2346-1835>

The Northern Kraka massif represents a large outcrop on the Earth's surface of rocks from the so-called "mantle section" of the ophiolite association, covering an area of more than 200 sq km. Lherzolites play the primary role in the massif's structure, with harzburgites and dunites being subordinate. Despite its long history of study, geological maps of the massif constructed by various authors differ significantly from each other, due to the low contrast of the constituent rocks and their frequent alternation in the section. Macroscopic or petrographic study-based mapping of the massif fails to adequately characterize its heterogeneity. This work undertakes mineralogical-geochemical mapping of the ultramafics based on the composition of the main rock-forming mineral-olivine and the accessory chromian spinel. Using SEM/EDS analysis of these minerals' compositions at approximately 350 points distributed across the entire massif area, the distribution of key mineralogical-geochemical depletion indicators of the mantle substrate was analyzed, such as the forsterite content and NiO in olivine, and the relative chromian index  $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})$  in chromian spinels. Maps of the density of Fo, NiO, and  $\#Cr$  values were made. Since changes in these characteristics reflect the intensity of partial melting processes in mantle peridotites, the heterogeneity of the mantle substrate's depletion was established, as reflected on the composite map. The main result of the study is a map of the relative depletion of ultramafics, showing zones of lowest depletion in the northeast and east of the massif, and highest depletion in its central and western parts.

*Keywords:* ophiolites, ultramafics, olivine, chrome spinelides

*Acknowledgements:* The study was carried out in accordance with the research plans of the Institute of Geology of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, the topic of the state assignment FMRS-2025-0014

### Введение

Офиолиты являются важнейшими геологическими объектами для определения строения и эволюции океанической коры и верхней мантии [Рингвуд, 1981]. Изначально они трактовались как антиклинально поднятые участки нижней коры, однако затем стали рассматриваться как части океанической литосферы с мантией, корой и осадочным чехлом, выведенные на поверхность в ходе субдукции и последовавшей за ней обдукции [Coleman, 1971; Moores, 1982; Dilek, Furnes, 2011]. Особый интерес в контексте изучения мантии представляет собственно мантийный разрез, состоящий преимущественно из шпинелевых перидотитов, поскольку их геохимические особенности, такие как состав оливина, пироксе-

нов и хромшпинелидов позволяют реконструировать физико-химические параметры верхней мантии [Arai, 1994; Ahmed et al., 2005]. Наиболее часто с этой целью используется состав хромшпинелида благодаря чувствительности к условиям образования породы и устойчивости в экзогенных условиях. Однако, известны лишь единичные примеры комплексного изучения латеральной изменчивости состава минералов и, соответственно, пространственной неоднородности степени плавления, характера метасоматоза и хромитоносного потенциала, в частности, они были реализованы для офиолитов Полярного Урала (Рай-Из, Сыум-Кей, Войкаро-Сыньинский) [Макеев, Брянчанинова, 1999].

В то же время для крупных офиолитов Южного Урала, таких как массивы Крака, подобные под-

ходы не применялись. Несмотря на высокий уровень геологической изученности региона, до сих пор отсутствуют детальные карты вариаций состава минералов, которые позволяли бы реконструировать внутреннюю структуру верхнемантийного разреза в терминах степени плавления (геохимического деплетирования). Целью настоящего исследования является частичное восполнение этого пробела путём построения геохимических карт параметров, которые считаются наиболее чувствительными к процессам частичного плавления: числа хрома в хромшпинелиде  $\#Cr = Cr / (Cr + Al + Fe^{3+})$ , доли форстеритового минерала и содержаний NiO в оливине. В настоящей работе на основе более 10000 анализов, полученных в ходе исследований СЭМ-ЭДС предпринято картирование петрографически достаточно однородного разреза перидотитов.

### Методика и материал исследования

Объектом нашего изучения явились перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты) мантийного разреза массива Северный Крака. Фактический материал получен авторами в ходе полевых исследований 2018–2024 гг., а также взят из коллекции более ранних образцов лаборатории. Всего было отобрано более 400 образцов, из них изучено методами РЭМ — 357 образцов. Основными методами изучения являлись геологические маршруты, оптическая и электронная микроскопия.

Изучение валового химического состава пород (петрогенные оксиды) выполнено при помощи рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре Xepemetrix, модель X-Calibur (ИГ УФИЦ РАН, Уфа, аналитик В. Ф. Юлдашбаева). Потери при прокаливании определены гравиметрическим методом.

Электронно-микроскопические исследования и изучение состава минералов проводились в полированных шлифах, аншлифах и эпоксидных сашках на сканирующем электронном микроскопе TescanVega Compact с энергодисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа, аналитик Д. Е. Савельев). Обработка спектров производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съёмке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 3–4 нА, время накопления спектра в точке 60 секунд в точечном режиме. Формулы хромшпинелидов и оливина рассчитывались на 4, пироксенов — на 6 атомов кислоро-

да, соответственно. В формуле хромшпинелидов количество двух- и трехвалентного железа определялось по стехиометрии минерала. Построение карт производилось в программе Surfer, метод интерполяции — kriging, линейный тип вариограмм.

Для топоминералогического картирования была собрана обширная коллекция образцов с расстоянием между точками до 600 м, затем проведены анализы состава породообразующих силикатов и хромшпинелидов методом СЭМ/ЭДС, в результате чего сформирована база данных, включающая свыше 10 тысяч анализов.

### Геологический очерк

Северный Крака — один из массивов кракской группы расположенных в северной части Зилаирской мегазоны Южного Урала. Он характеризуется относительно хорошей сохранностью пород, а также значительной долей лерцолитов в нём, для большинства образцов — низкой серпентинизацией (до 50%). Для массивов Крака в целом характерно значительное преобладание мантийного разреза над коровым, в случае Северного Крака коровый разрез отсутствует.

Мантийная часть разреза массивов сложена шпинелевыми перидотитами — преимущественно гарцбургитами и лерцолитами с подчинёнными дунитами и клинопироксенами. В дунитах широко развиты признаки пластической деформации: кинк-банды, субграницы, полосчатые текстуры, предпочтительные ориентировки оливина, фиксируются участки динамической рекристаллизации [Савельев, Артемьев, 2021]. Широкие вариации содержаний в породах ромбического и моноклинного пироксенов часто затрудняют полевое определение принадлежности пород к конкретному типу (лерцолиту или гарцбургиту).

В пределах массивов Крака располагаются подформные тела хромититов линзовидной и жиллоподобной формы длиной до 10–20 м и мощностью от 10 см до 1 м. Хромшпинелиды в них характеризуются переменным составом,  $\#Cr$  варьирует от 0.4 до 0.8. Рудные тела приурочены к зонам пластического течения и демонстрируют микроструктурные признаки пластической деформации и рекристаллизации: полосы пластического излома (кинк-банд структуры), субзернистую структуру [Савельев и др., 2020]. В околорудных дунитах выявлено обеднение оливина Al и, иногда, Cr [Савельев, Артемьев, 2021]. В целом, структура, минеральный и химический состав позволяют ин-

терпретировать эти тела как фрагменты верхней мантии Уральского подвижного пояса, выведенные на поверхность в ходе коллизионных процессов.

Обрамление массива Северный Крака представлено породами нижнего и среднего палеозоя (рис. 1), которые, согласно современным исследованиям [Якупов и др., 2002; Князев, Князева, 2006; Ларионов, Бергазов, 2015; Князев и др., 2015; Мавринская, Якупов, 2016; Shabutdinov et al., 2025; Snachev, Rassomakhin, 2024], формируют два литологически разных типа разреза:

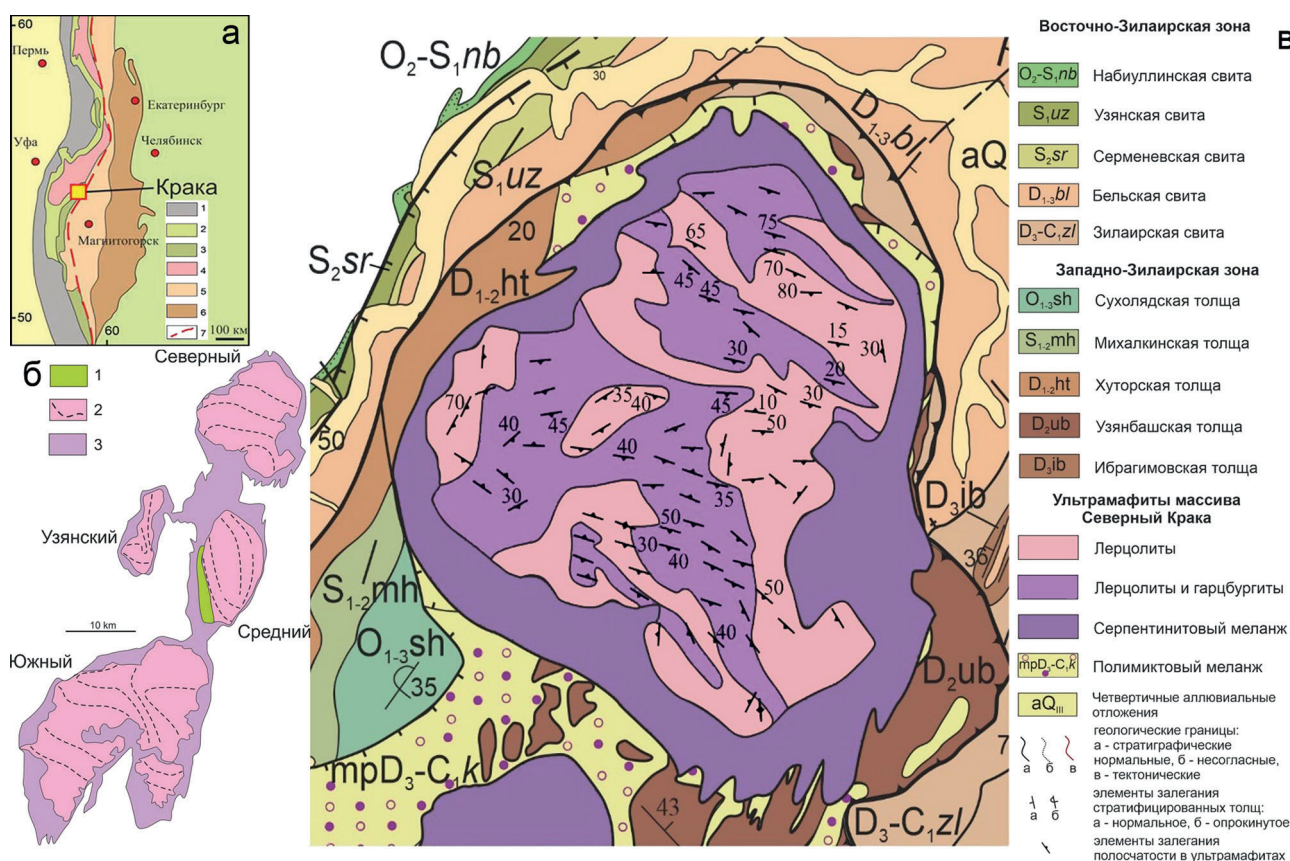
– Карбонатно-терригенный, представленный отложениями набиуллинской ( $O_2-S_1nb$ ), узьанской ( $S_1uz$ ), серменевской ( $S_2sr$ ), бельской ( $D_{1-3}bl$ ) и зилаирской ( $D_3-C_1zl$ ) свит;

– Терригенно-кремнистый, представленный отложениями сухояльской ( $O_{1-3}sh$ ), михалкинской

( $S_{1-2}mh$ ), хуторской ( $D_{1-2}ht$ ), узьанбашской ( $D_2ub$ ), ибрагимовской ( $D_3ib$ ) толщ и зилаирской ( $D_3-C_1zl$ ) свиты.

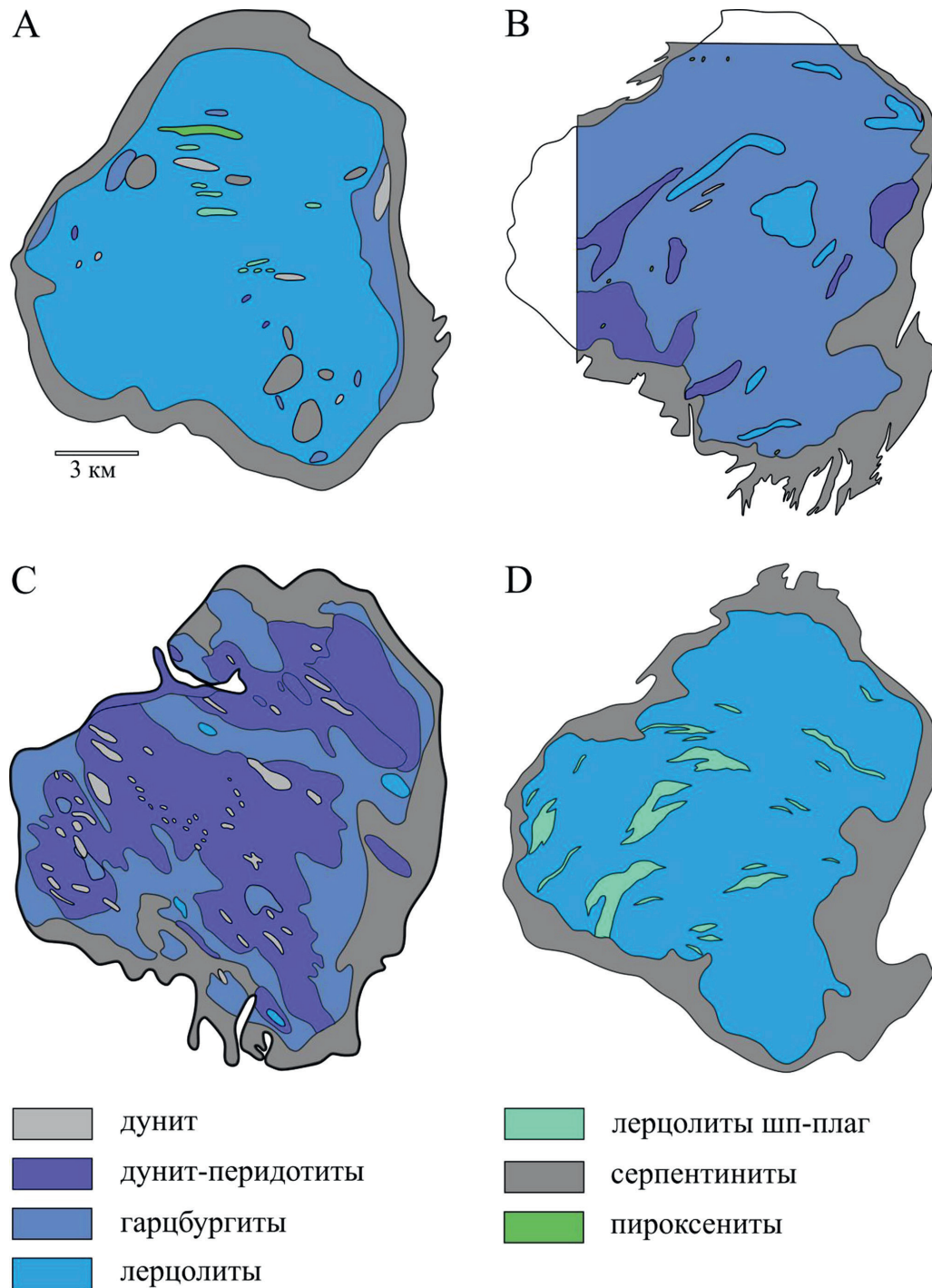
*Геологическое картирование массива Северный Крака в материалах предшественников.* Нами был проанализирован набор геологических карт, представленных в предыдущих исследованиях, посвящённых массиву. Для более наглядного сравнения карты приведены к единому стилю отображения пород (рис. 2). В результате на них становятся очевидными различия в подходах к интерпретации геологического строения массива у разных авторов.

Наиболее ранняя карта В. П. Логинова с соавторами (см. рис. 2А) представляет массив как относительно просто сложенный, с абсолютным преобладанием шпинелевых лерцолитов, среди



**Рис. 1.** Геологическая схема массива Северный Крака (составлено по данным работ [Москалева, 1974; Савельева, 1987; Савельев, 2018; Князев, Князева, 2006; Ларионов, Бергазов, 2015] с незначительными изменениями авторов). Основные обозначения: а — положение массивов Крака в пределах Южного Урала, б — геологическая схема массивов Крака, в — строение массива Северный Крака и окружающих осадочных толщ.

**Fig. 1.** Geological scheme of the Northern Kraka massif (compiled based on data from [Moskaleva, 1974; Savelieva, 1987; Saveliev, 2018; Knyazev, Knyazeva, 2006; Larionov, Bergazov, 2015] with minor modifications by the authors). Legend: а — position of the Kraka massifs within the Southern Urals, б — geological map of the Kraka massifs, в — structure of the North Kraka massif and surrounding sedimentary strata.



**Рис. 2. Варианты геологических схем мантийного разреза массива Северный Крака (с упрощениями и приведением к единой легенде)**

Условные обозначения: А — схема на основе карты из отчёта о геологических исследованиях в районе перидотитовых массивов Крака в 1932 г. Логиновым В. П. и др.; В — схема на основе карты из отчёта о геологической съёмке северной части Зилаирского мегасинклинория и сопредельных территорий Ключихиным А. В. и др. в 1963 г.; С — [Москалева, 1974], D — [Савельева, 1987].

**Fig. 2. Mapping of ultramafic variations of the Northern Kraka massif in the materials of predecessors (with simplifications and reduction to a unified style)**

Legend: A — scheme based on the map from “Report on geological surveys in the area of the Kraka peridotite massifs in 1932” by Loginov et al.; B — scheme based on the map from the decoding of geological survey features of the northern part of the Zilair megasynclinorium and adjacent territories, Klochikhin et al., 1963., C — [Moskaleva, 1974], D — [Savelieva, 1987].

**Таблица 1. Химический состав лерцолитов, вебстерита и дунита массива Северный Крака (мас. %)**  
**Table 1. Bulk compositions of lherzolite, websterite and dunite from Northern Kraka massif (wt. %)**

Компонент	Образцы															
	СЕК-2453а-2	СЕК-2288а1	СЕК-2247-1	СЕК-2280а	СЕК-2301	СЕК-2294	СЕК-2306	СЕК-2266	СЕК-2269	СЕК-2284-1	СЕК-2277	СЕК-1771	СЕК-2150-4	СЕК-2509-1	СЕК-2551-3	СЕК-2729
№№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	54.93	34.82	39.06	41.25	36.08	43.67	38.09	39.62	40.89	40.46	40.33	42.29	39.71	39.56	40.03	35.43
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.01	0.05	0.04	0.04	0.07	0.10	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.48	<0.02	0.89	0.99	<0.02	1.37	2.29	0.77	2.20	1.17	<0.02	1.62	0.72	0.94	0.59	<0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.96	10.39	9.97	8.30	9.94	7.91	9.36	8.55	7.75	9.34	8.48	9.86	8.84	9.24	10.79	12.08
MnO	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14
CaO	8.07	<0.05	1.35	1.50	0.18	3.09	2.12	1.20	1.11	1.72	0.07	1.77	1.52	1.71	1.64	<0.05
MgO	25.73	43.27	42.66	42.62	44.84	40.71	39.10	42.09	39.04	39.30	41.00	40.75	43.78	40.83	43.30	38.24
Na <sub>2</sub> O	0.316	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.045	<0.01	<0.01	0.537	<0.01	0.531	<0.01	<0.01	0.259	<0.01
K <sub>2</sub> O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.0569	0.0868	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.044	<0.01	0.031	0.021	<0.01	0.020	0.067	0.021	0.026	0.019	<0.01	0.050	<0.01	0.057	0.033	<0.01
S	0.010	0.010	0.010	0.038	0.014	0.071	0.013	0.010	0.022	0.093	0.083	0.010	0.012	0.010	0.010	0.010
ППП	0.99	11.85	6.37	5.51	9.16	2.66	8.37	8.03	8.51	7.30	9.56	2.55	5.13	7.83	3.12	14.60
Сумма	99.76	100.48	100.52	100.41	100.39	99.70	99.70	100.52	99.81	100.13	99.69	99.61	99.91	100.35	99.95	100.53
Cr	0.363	0.204	0.222	0.245	0.234	0.322	0.254	0.262	0.263	0.267	0.237	0.276	0.207	0.249	0.263	0.291
Co	0.005	0.011	0.010	0.009	0.010	0.009	0.010	0.009	0.009	0.010	0.009	0.010	0.010	0.010	0.011	0.012
Ni	0.068	0.274	0.218	0.204	0.239	0.183	0.169	0.204	0.201	0.196	0.258	0.198	0.212	0.196	0.204	0.279

Примечание. Образцы: 1 — вебстерит, 2 — дунит, 3–16 — лерцолиты.

Note. Samples: 1 — websterite, 2 — dunite, 3–16 — lherzolite.

**Таблица 2. Состав оливина из перидотитов и дунитов массива Северный Крака (мас. %)**  
**Table 2. Composition of peridotite and dunite olivines from Northern Kraka (wt. %)**

№ образца	Порода	MgO	SiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	NiO	Сумма	Fo	Fa
СЕК-2290-2	Дунит	50.01	39.88	0.16	8.96	0.38	99.39	0.909	0.091
СЕК-2310	Дунит	51.93	40.72	0.17	6.88	0.38	100.08	0.931	0.069
СЕК-99-216	Гарцбургит	50.65	40.76	0.14	8.7	0.41	100.66	0.912	0.088
СЕК-2217-1	Гарцбургит	51.24	40.59	0.19	8.03	0.4	100.45	0.919	0.081
СЕК-2256	Гарцбургит	51.57	41.61	0.13	9.16	0.46	102.93	0.910	0.090
СЕК-2492-2	Гарцбургит	50.73	40.45	0.14	8.39	0.35	100.06	0.915	0.085
СЕК-98-150	Лерцолит	50.51	40.86	0.16	8.54	0.43	100.5	0.914	0.086
СЕК-98-313	Лерцолит	50.75	41.01	—	9.57	0.36	101.69	0.905	0.095
СЕК-2242	Лерцолит	49.4	40.33	0.14	9.54	0.31	99.72	0.902	0.098
СЕК-1733	Лерцолит	49.58	39.73	0.12	9.9	0.38	99.71	0.899	0.101
СЕК-2325	Лерцолит	50.93	40.29	—	8.18	0.45	99.85	0.918	0.082
СЕК-2235а	Ол. вебстерит	51.33	41.24	0.15	9.25	0.3	102.27	0.908	0.092

Примечание. Прочерк здесь и далее означает содержания ниже предела обнаружения.

Note. The dash here and thereafter indicates content below the detection limit.

Таблица 3. Состав ортопироксена из перидотитов массива Северный Крака (мас. %)   
 Table 3. Composition of peridotite orthopyroxene from Northern Kraka (wt. %)

№ образца	порода	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Сумма	En	Wo	Fs
СеК-2216	гарцбургит	33.48	3.37	55.22	0.63	—	0.28	—	6.76	99.73	0.887	0.012	0.100
СЕК-2726-1	гарцбургит	34.44	3.04	55.75	0.62	0.1	0.61	0.16	6.86	101.57	0.889	0.012	0.099
СеК-2260	гарцбургит	35.26	2.96	57.18	0.41	—	0.33	0.16	6.31	102.61	0.902	0.008	0.090
СеК-99-227	лерцолит	34.3	4.08	56.34	0.9	—	0.52	—	6.43	102.57	0.889	0.017	0.093
СеК-2242	лерцолит	35.22	2.44	56.87	0.43	—	0.18	—	6.29	101.43	0.902	0.008	0.090
Сек-2199-1	лерцолит	33.05	4.36	54.09	0.93	—	0.64	—	5.34	98.41	0.900	0.019	0.081
СЕК-2538	лерцолит	34.52	3.12	55.62	0.65	—	0.50	0.2	6.69	101.3	0.891	0.013	0.097
СеК-2276в	лерцолит	34.06	2.7	54.74	0.33	—	0.39	0.16	6.55	98.92	0.897	0.006	0.097
Сек-2195-1	лерцолит	34.03	3.10	54.34	0.73	—	0.60	—	5.30	98.10	0.907	0.014	0.079
СеК-2262а	лерцолит	34.07	3.94	55.79	0.58	—	0.66	0.14	7.04	102.22	0.886	0.011	0.102

Таблица 4. Состав клинопироксена из перидотитов массива Северный Крака (мас. %)   
 Table 4. Composition of peridotite clinopyroxene from Northern Kraka (wt. %)

№ образца	порода	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	Сумма	En	Wo	Fs
СеК-2215-1	ол. вебст.	1.28	14.38	6.97	50.09	22.1	0.53	1.16	—	2.16	98.67	0.448	0.514	0.038
СеК-2260	гарцбургит	0.77	16.2	6.25	52.45	23.18	0.14	1.23	—	2.69	102.91	0.462	0.495	0.043
СеК-2294	лерцолит	0.89	15.77	4.13	51.49	22.5	0.21	0.85	—	2.7	98.54	0.462	0.493	0.044
СЕК-2730	лерцолит	1.74	14.8	7.97	51.86	20.94	0.64	0.82	—	2.92	101.68	0.461	0.488	0.051
СЕК-2718	лерцолит	0.56	20.64	7.11	52	13.21	0.27	2.13	—	3.07	98.99	0.640	0.306	0.053
СеК-2259	лерцолит	0.95	15.78	5.54	51.7	22.29	0.15	0.94	—	2.54	99.9	0.466	0.492	0.042
СЕК-2717	лерцолит	0.78	16.95	4.88	53.34	22.09	0.16	0.62	0.17	2.76	101.75	0.484	0.472	0.044
СЕК-2533-2	лерцолит	0.68	16.79	4.82	51.77	22.21	—	1.24	—	2.65	100.16	0.481	0.476	0.043
СеК-2255	лерцолит	—	22.86	4	55.63	13.04	—	0.5	0.13	2.58	98.75	0.671	0.286	0.042
Сек-2152	лерцолит	—	17.70	2.47	52.54	21.00	—	0.98	—	2.31	97.01	0.510	0.453	0.037

которых обнаруживается множество пород разнообразного состава — от пироксенитов до дунитов, образующих структуры линзоподобной формы, распространённые на северо-западе массива. Наиболее крупное тело гарцбургитов трассирует восточную границу массива вдоль меланжа.

На карте А. В. Клочихина с соавторами (см. рис. 2В) массив представлен как преимущественно гарцбургитовый со значительным количеством обособлений разнообразных форм лерцолитов и переходных дунит-перидотитовых пород. При этом выявленные тела лерцолитов тяготеют к центру и северо-востоку массива, а дунит-перидотиты располагаются, главным образом, на юго-западе.

Наиболее сложное и детализированное строение массива представлено на карте С. В. Москалевой (см. рис. 2С). В составе массива, по ее данным, преобладают гарцбургиты, дунит-гарцбургиты и дунит-лерцолиты; тела дунитов и лерцолитов с размерами до 1 км в плане, играют незначительную роль. На данной карте уже заметна относительно чёткая «зональность» массива и высокая фрагментация отдельных небольших тел дунитов и лерцолитов, а также относительно равномерная их распространённость по территории массива.

Карта Г. Н. Савельевой (см. рис. 2Д) характеризуется более простой структурой. На ней выделяются два типа пород — шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые лерцолиты с преимущественным развитием первых. При этом тела шпинель-плагиоклазовых лерцолитов ориентированы по выделенным автором структурным элементам пород массива.

Сравнение карт предшественников показывает значительные расхождения в интерпретации

Таблица 5. Состав акцессорного хромшпинелида из перидотитов и дунитов массива Северный Крака  
Table 5. Composition of peridotite chrome spinel from Northern Kraka (wt. %)

№ образца	порода	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	FeO	NiO	ZnO	Сум- ма	#Cr	#Mg	Cr/ (Cr+Al)
СеК-2290-2	дунит	9.98	15.74	0.29	0.26	49.71	—	25.62	—	—	101.6	0.626	0.474	0.679
СеК-2288a1	дунит	7.4	8.41	0.34	—	53.63	—	33.13	—	—	102.9	0.699	0.364	0.811
СеК-2277	лерцолит	13.3	26.4	—	—	42.33	—	18.46	—	—	100.7	0.503	0.596	0.518
СеК-99-216	гарцбургит	16.93	38.06	—	—	33.29	—	15.5	—	0.24	104.0	0.361	0.693	0.370
СеК-2260	гарцбургит	19.03	53.18	—	—	13.45	—	11.75	—	—	97.4	0.143	0.764	0.145
СеК-2216	гарцбургит	18.99	54.82	—	—	13.25	—	11.75	0.33	—	99.1	0.139	0.750	0.140
СеК-98-150	лерцолит	17.94	50.19	—	—	16.75	—	14.38	0.22	0.27	99.76	0.179	0.722	0.183
Сек-1771a	лерцолит	14.08	36.81	0.25	—	26.00	0.00	19.98	—	—	97.1	0.304	0.620	0.322
Сек-2166	лерцолит	15.27	38.17	—	—	28.21	0.00	15.53	—	—	97.2	0.325	0.663	0.331
СЕК-2453a1-2	лерцолит	20.44	58.17	—	—	12.33	—	11.51	0.47	—	102.9	0.124	0.772	0.125
СЕК-2150-01	энстатит	18.45	55.87	—	0.15	12.26	—	11.98	0.2	0.37	99.2	0.129	0.730	0.128
СеК-2235a	ол. вебстерит	17.4	42.82	—	0.28	27.92	—	14.72	—	—	103.6	0.299	0.703	0.304
СеК-2215-1	ол. вебстерит	20.56	60.47	—	—	10.99	—	11.27	0.28	0.27	103.9	0.109	0.766	0.109
СЕК-2453b	ол. вебстерит	14.81	33.57	0.18	0.21	32.81	—	15.63	—	—	97.2	0.387	0.658	0.396
СЕК-2525-3	вебстерит	3.6	9.74	—	—	51.64	—	33.92	—	1.02	100.2	0.712	0.187	0.781
СЕК-2510	гарцбургит	15.59	34.52	0.1	0.19	34.66	0.23	15.09	—	0.2	100.6	0.396	0.671	0.403
СеК-98-161a	серпентинит	14.8	31.75	—	0.18	38.88	—	16.85	—	—	102.5	0.442	0.635	0.451

ими взаимоотношений слагающих массив Северный Крака пород и характера их распространения. Приведённое выше сравнение указывает на необходимость переосмысления геологии массива на основе альтернативных подходов к выделению разностей пород и картированию территории массива. В качестве главного критерия для картирования нами был выбран минералого-геохимический, основанный на составах оливина (Fo, NiO) и хромшпинелидов (#Cr). Вариация данных параметров, с одной стороны, достаточно широка и непрерывна для пород массива (NiO, #Cr), с другой стороны — в большинстве случаев позволяет классифицировать породы (по Fo+#Cr), схожие петрографически.

### Результаты

*Состав пород.* Методом рентгенофлуоресцентного анализа были проанализированы 14 образцов ультрамафитов — вебстерит, дунит и лерцолиты (табл. 1). Содержания оксида кремния в лерцолитах варьируют в пределах 35.43–43.67 мас. %, для дунитов минимальны — 34.82 мас. %, а для вебстерита — 54.93 мас. %, что отражает высокое содержание пироксена в нём. Содержания оксида магния, напротив, ми-

нимальны в вебстерите — 25.73 мас. %, около 38–45 мас. % в дуните и лерцолитах.

Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO обратно пропорционально магнезиальности, максимальные значения (12 мас. %) характерны для обеднённых оксидом кремния образцов, что может быть связано с перераспределением железа при частичном плавлении или вторичном обогащении.

Оксиды алюминия и кальция варьируют от содержаний ниже предела обнаружения до максимума в вебстерите (6.48 и 8.07% соответственно).

*Составы минералов.* В табл. 2 представлены ЭДС-анализы состава оливина из ультрамафитов массива. В целом, доля форстеритового минала уменьшается в ряду дунит-гарцбургит-лерцолит-вебстерит с общими вариациями Fo от 0.93 до 0.88.

Содержание NiO в целом варьирует в пределах 0.3–0.45 мас. %, что соответствует типичным содержаниям в мантийных тектонитах (гарцбургитах, лерцолитах) и подтверждает их нефракционированную природу [Брянчанинова, 1990; Макеев, Брянчанинова, 1999]. При этом совместное повышение содержаний форстерита и никеля свойственно более деплетированным участкам массивов.

Состав ортопироксенов (табл. 3) соответствует энстатиту с долей En минала в пределах 0.88–

0.91, доля волластонитового минала невелика и составляет менее 0.02. Содержания оксида алюминия варьируют, в целом, от 2.4 до 4.4 мас. %, уменьшаясь с ростом частичного плавления.

При сравнении карт положительная корреляция между картами содержаний алюминия в ортопироксене и снижением  $\#Cr$  в соответствующих им хромшпинелидах, что, скорее всего, указывает на влияние частичного плавления, либо на поздний метасоматоз.

Для клинопироксена (табл. 4) характерны более широкие диапазоны состава. Доля энстатитового минала находится в пределах 0.44–0.68, Wo от 0.28 до 0.52, Fs менее 0.06. Содержания оксида алюминия доходят до 7.9 мас. %,  $Na_2O$  — до 1.8%. Более высокие содержания  $Al_2O_3$  характерны для менее деплетированных лерцолитов.

Значение  $\#Cr = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$  в акцессорных хромшпинелидах варьирует от 0.12 до 0.81, величина  $\#Mg = Mg/(Mg+Fe^{2+})$  составляет от 0.18 до 0.77 (табл. 5).

Для хромшпинелидов в дунитах и перидотитах околорудных зон характерны максимальные значения  $\#Cr$ , что отражает наибольшую степень плавления мантийного субстрата.

*Топоминералогия перидотитов массива Северный Крака.* Одной из основных задач исследования было расчленение монотонного перидотитового разреза для выявления его вещественной неоднородности и количественной оценки степени истощения мантийного источника.

На основе изученных составов минералов был построен комплект карт с изолиниями по ряду индикаторных характеристик минералов перидотитов.

Известны случаи применения сведений о вариациях минералого-геохимических характеристик для картирования достаточно однородных петрографически мантийных комплексов офиолитов Полярного Урала [Макеев, Брянчанинова, 1999]. Предложенный в цитируемой работе подход является топоминералогическим, то есть связывающим минералого-геохимический состав породы с ее локализацией в пространстве. В данной работе на основе большого количества фактического материала по массивам Рай-Из, Сьум-Кеу, Войкаро-Сынинскому приведены карты, построенные как на основе маршрутных и петрографических данных дунитовой составляющей, степени серпентинизации пород, метаморфических минеральных ассоциаций, так и связанных с данными о составе минералов (карты состава акцессорного хромшпинелида и железистости оливина).

С последними параметрами авторы связывают прогнозную карту хромитонности — наиболее перспективные зоны ассоциируют с территорией распространения наименее железистого оливина и наиболее хромистого акцессорного хромшпинелида. Это согласуется с известным фактом приуроченности месторождений хромитита к дунитовым участкам ультрамафитовых массивов [Бетехтин, 1933].

Распределение хромистости хромшпинелидов массива Северный Крака, то есть доли хрома среди трёхвалентных катионов, показано на рис. 3б. Из этой карты следует, что наименее хромистые акцессорные шпинелиды распространены на северо-востоке и востоке массива. Малое значение параметра  $\#Cr$  напрямую связывается с низкой долей частичного плавления, которую претерпели породы, содержащие акцессорный хромшпинелид [Arai, 1994].

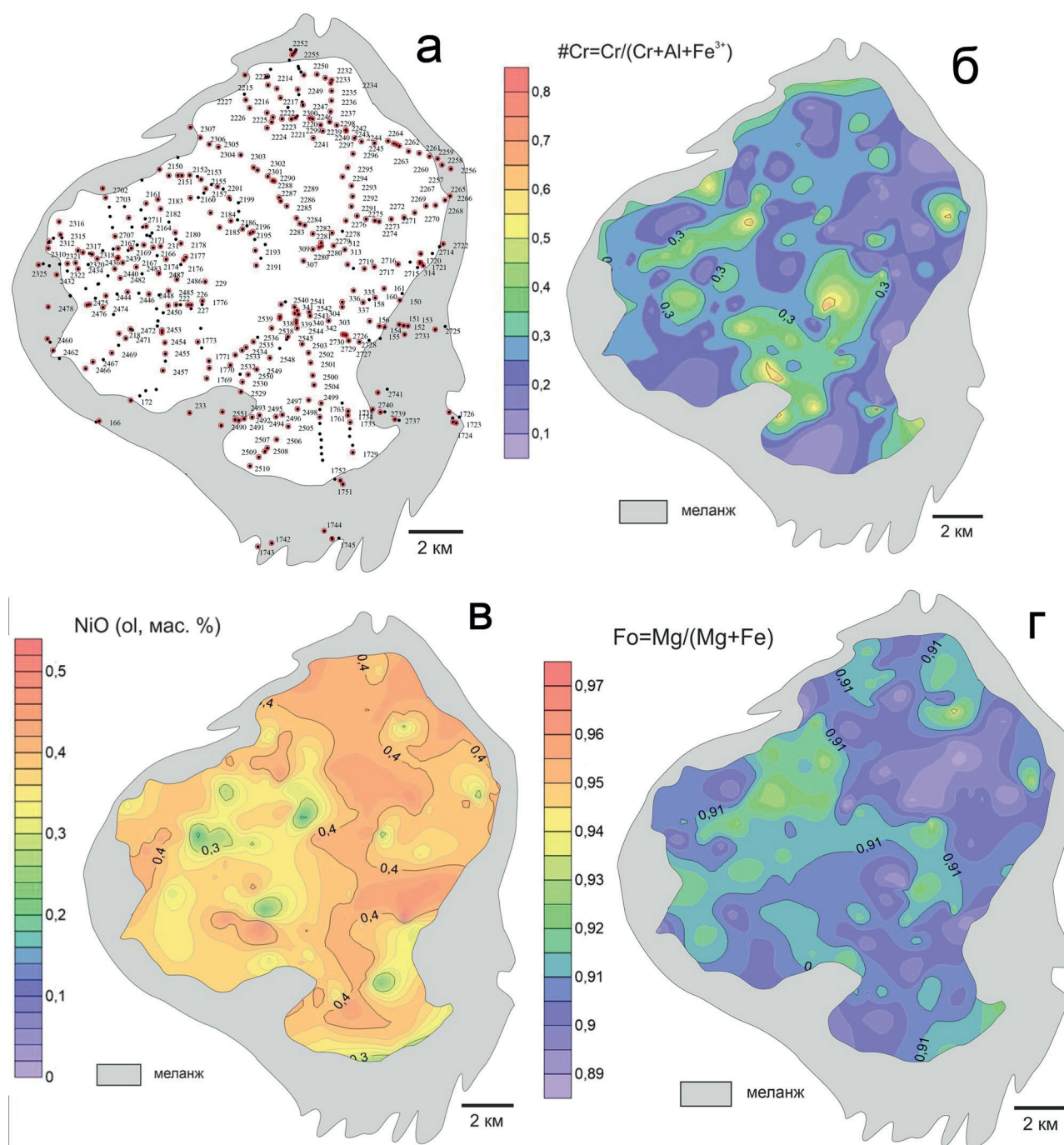
В целом такое распределение указывает на весьма незначительную истощённость; по перидотитам из мантийных разрезов офиолитов мира значения  $\#Cr$  обычно значительно выше — от 0.5 [Bhat et al., 2019] до 0.8 [Ahmed et al., 2005]. Однако в некоторых существенно лерцолитовых массивах значения близки к полученным в данном исследовании 0.22–0.55 [Pomonis and Magganas, 2017; Ghosh et al., 2013].

Содержания оксида никеля (см. рис. 3в) также могут быть связаны обратной зависимостью с истощённостью исходного мантийного материала [Arai, 1994], однако в нашем случае сопоставление с параметрами Fo и  $\#Cr$  не столь очевидное.

Установленные вариации содержаний характерны для мантийных тектонитов мира, представленных как гарцбургитами, так и лерцолитами. Для различных офиолитовых ультрамафитов содержания находятся в пределах 0.25–0–48 мас. % NiO [Li et al., 2018; Lin et al., 2023; Yao et al., 2021; Bodinier et al., 1984].

Следующая карта (см. рис. 3 г) характеризует вариации содержания форстеритового минала в оливине. Во многом его распределение положительно коррелирует с  $\#Cr$ , указывая на области повышенной и пониженной деплетированности перидотитов по отношению к мантийному источнику. Диапазон значений Fo соответствует таковым для офиолитовых ультрамафитов мира (0.89–0.92) [Lin et al., 2023; Olfindo et al., 2020; Pomonis and Magganas, 2017].

На основе анализа представленных выше топоминералогических карт нами составлена инте-



**Рис. 3. Карты фактического материала (а) и распределения основных минералого-геохимических показателей в ультрамифитах массива Северный Крака (б — г)**

Условные обозначения: а — карта фактического материала по массиву Северный Крака (точки — пункты отбора образцов, точки с красной каймой — образцы, исследованные при помощи СЭМ-ЭДС); б — #Cr (Cr/Cr+Al) в аксессуарных хромшпинелидах; в — NiO (мас. %) в оливине; г — Fo (Mg/Mg+Fe) в оливине.

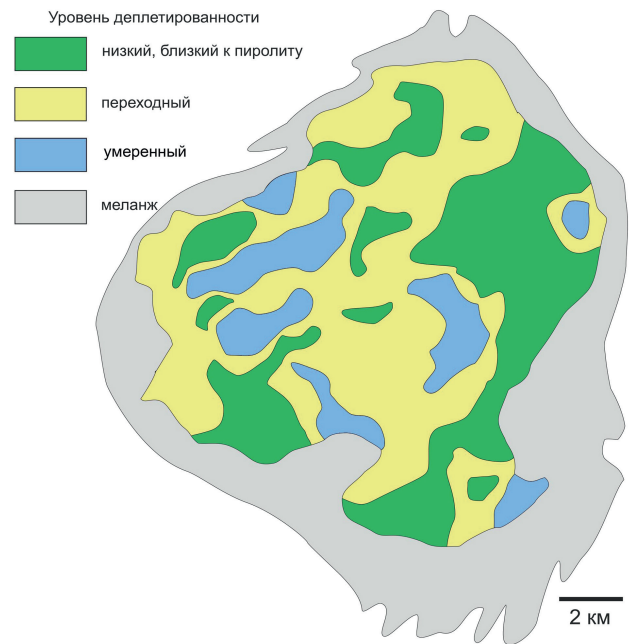
**Fig. 3. Maps of factual material (а) and distribution of main mineralogical and geochemical indicators in the ultramafics of the Northern Kraka massif (б — г).**

Legend: а — map of the factual material used in this study for the Northern Kraka massif (dots represent sample collection points; dots with a red rim indicate samples analyzed by SEM-EDS); б — #Cr (Cr/Cr+Al) in chromian spinel; в — NiO (wt.%) in olivine; г — Fo (Mg/Mg+Fe) in olivine.

гральная карта, отражающая относительную степень истощения (деплетирования) предполагаемого первичного мантийного субстрата легкоплавкими компонентами. Следуя классическим работам [Ringwood, 1975; Рингвуд, 1981; Agai, 1994 и др.], состав неистощенной верхней мантии мы принимаем соответствующим шпинелевому лерцолиту с соотношением оливин/ортопироксен/клинопироксен близким к 60/30/10, который в работах А. Е. Рингвуда назван «пиролитом». В последующих работах многих исследователей за основу была принята именно «пиролитовая модель» верхней мантии [Ricolleau et al., 2009; Ishii et al., 2018].

Мантийные разрезы офиолитовых комплексов представляют собой результат частичного плавления и связанного с ним деплетирования мантийного вещества, а сами перидотиты — рестит (тугоплавкий остаток) этого процесса. В зависимости от интенсивности и обширности протекания частичного плавления, состав рестита может варьировать в значительном диапазоне (лерцолит-гарцбургит). Ранее предельными реститами считались дуниты [Agai, 1994], однако в работах [Kelemen, 1990; Kelemen, Dick, 1995] обоснована идея о невозможности в условиях земной мантии достичь необходимых степеней плавления для образования дунитов, и эти породы многие исследователи стали рассматривать как результат взаимодействия рестита с расплавами [Zhou et al., 1996; Rui et al., 2025].

Основными показателями, изменяющимися в ходе деплетирования рестита, являются хромистость шпинелида, магнезиальность оливина и содержание в последнем никеля (см. рис. 3), однако их относительная роль в указанном ряду несколько снижается. В целом следует заключить, что на массиве Северный Крака практически отсутствуют сильно деплетированные ультрамафиты с  $\#Cr > 0.6$ . Такие значения  $\#Cr$  обнаруживаются лишь в хромититах и дунитах небольших рудопроявлений, и в очень редко встречающихся на массиве безрудных дунитах. При этом наименее истощённые зоны расположены на северо-востоке массива и на восточной периферии около зоны меланжа (рис. 4). Относительно более истощённые тяготеют к западу и центру массива. Проведенные исследования в целом подтверждают существенно лерцолитовый состав массива [Савельева, 1987], к гарцбургитам здесь могут быть отнесены лишь немногие из изученных образцов, локализованные внутри зон, окрашенных на карте голубым цветом (см. рис. 4).



**Рис. 4. Карта относительной деплетированности пород массива Северный Крака**

Критерии зонирования: низкая деплетированность, близкая к пиролиту ( $Fo < 0.91$ ,  $\#Cr < 0.25$ ); переходные; средне деплетированные ( $Fo > 0.91$ ,  $\#Cr > 0.3$ ).

**Fig. 4. Map of relative depletion of rocks in the Northern Kraak massif**

Zoning criteria: low depletion, close to pyrolite ( $Fo < 0.91$ ,  $\#Cr < 0.25$ ); transitional; moderately depleted ( $Fo > 0.91$ ,  $\#Cr > 0.3$ ).

Следует также заметить, что слабодеплетированные ультрамафиты формируют обширный пояс меридионального простираения на востоке массива, переходя в локальные максимумы деплетирования на его крайнем северо-востоке и юго-востоке. В обоих случаях с этими максимумами связаны небольшие хромитопроявления (Шигаево-1, 2 и Рудная Гора, Акбиик). Остальные рудопроявления массива не обнаруживают четкой связи со степенью истощения мантийного источника (Верхне-Сарангинское и др.).

## Заключение

Проведённое сопоставление существующих геологических карт показывает значительные расхождения в интерпретации строения массива Северный Крака и петрографического состава пород. Картирование массива, основанное на макроскопическом или петрографическом изучении пород, не позволяет в достаточной мере охарактеризовать его неоднородность. В качестве более подходящего метода картирования и оценки вари-

ций степени деплетированности пород предложен минералого-геохимический подход, который заключается в определении составов породообразующих силикатов и аксессуарного хромшпинелида по маршрутной сети с последующим построением карт распределения различных показателей в изолиниях. Построенные нами карты распределения хромистости шпинелидов, форстеритового минала и содержания никеля в оливине показали наличие упорядоченной неоднородности составов минералов, и, как следствие, вариативность процессов частичного плавления, которые претерпели ультрамафиты. Основным результатом проведенных исследований стала карта относительной деплетированности ультрамафитов с локализацией зон наименьшей деплетированности на северо-востоке и востоке массива, а наибольшей — в его центральной и западной частях.

### Список литературы

- Бетехтин А. Г.* К изучению месторождений хромитового железняка // Записки Ленинградского горного института. 1933. Т. VIII. С. 31–66.
- Брянчанинова Н. И.* Пороодообразующие силикаты ультрабазитов как индикаторы условий образования и рудоносности. Сыктывкар: Коми науч. центр УрО АН СССР, 1990. 22 с. (Сер. препринтов «Научные доклады»; Вып. 226).
- Князев Ю. Г., Князева О. Ю.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIII (Белорецк). Объяснительная записка. Уфа: ОАО «Башкиргеология», 2006. 194 с.
- Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Каримов Т. Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXVIII (Бурзян). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 237 с.
- Ларионов Н. Н., Бергазов И. Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXII (Тузан). Объяснительная записка. М.: ВСЕГЕИ, 2015. 247 с.
- Мавринская Т. М., Якупов Р. Р.* Ордовикские отложения западного склона Южного Урала и их корреляция по конодонтам и хитинозоям // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. №2. С. 333–352. <https://doi.org/10.15372/GiG20160204>
- Макеев А. Б., Брянчанинова Н. И.* Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
- Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.
- Савельев Д. Е.* Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромититовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл., 2018. 204 с.
- Савельев Д. Е., Артемьев Д. А.* Геохимические особенности пластически деформированного оливина из офиолитовых перидотитов и дунитов массивов Крака (Южный Урал) // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. №1. С. 101–126.
- Савельев Д. Е., Шиловских В. В., Сергеев С. Н.* Микроструктурные особенности офиолитовых хромититов массивов Крака (Южный Урал). II. Подиформные массивные руды // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. №5. С. 59–81.
- Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Абрамова А. Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиория. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 160 с.
- Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A.* Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco // Precambrian Research. 2005. V. 138. No. 3–4. P. 225–234. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.05.004>
- Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chemical Geology. 1994. V. 113. No. 3–4. P. 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)
- Bhat I. M., Ahmad T., Subba Rao D. V.* Geodynamic Significance of Cr-spinels from Ophiolite Mantle Peridotites of Northwestern Himalaya // Journal Geological Society of India. 2019. V. 93. P. 657–662.
- Bodinier J. L., Dupuy C., Dostal J.* Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 87. P. 43–50. <https://doi.org/10.1007/BF00371401>
- Coleman R. G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // Journal of Geophysical Research. 1971. V. 76. No. 5. P. 1212–1222. <https://doi.org/10.1029/jb076i005p01212>
- Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geological Society of America Bulletin. 2011. V. 123. No. 3–4. P. 387–411. <https://doi.org/10.1130/b30446.1>
- Ghosh B., Morishita T., Bhatta K.* Significance of chromian spinels from the mantle sequence of the Andaman Ophiolite, India: Paleogeodynamic implications // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 86–96. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.004>
- Ishii T., Kojitani H., Akaogi M.* Phase relations and mineral chemistry in pyrolitic mantle at 1600–2200 °C under pressures up to the uppermost lower mantle: Phase transitions around the 660-km discontinuity and dynamics of upwelling hot plumes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2018. V. 274. P. 127–137. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.10.005>

*Kelemen P. B.* Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, 1, Phase-relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite // *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>

*Kelemen P. B., Dick H. J. B.* Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100. No. B1. P. 423–438. <https://doi.org/10.1029/94JB02063>

*Li H.-Y., Chen R.-X., Zheng Y.-F., Hu Z., Xu L.* Crustal Metasomatism at the Slab-Mantle Interface in a Continental Subduction Channel: Geochemical Evidence From Orogenic Peridotite in the Sulu Orogen // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. P. 2174–2198. <https://doi.org/10.1002/2017JB014015>

*Lin K.-Y., Warren J. M., Davis F. A.* Trace elements in abyssal peridotite olivine record melting, thermal evolution, and melt refertilization in the oceanic upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2023. V. 178. No. 10. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02044-6>

*Moore E. M.* Origin and emplacement of ophiolites // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1982. V. 20. No. 4. P. 735–760. <https://doi.org/10.1029/rg020i004p00735>

*Olfindo V. S. V., Payot B. D., Valera G. T. V., Arai S.* Petrogenesis of heterogeneous mantle peridotites with Ni-rich olivine from the Pujada Ophiolite, Philippines // *Journal of Asian Earth Sciences*: X. 2020. V. 4. 100039. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2020.100039>

*Pomonis P., Magganis A.* Petrogenetic Implications for Ophiolite Ultramafic Bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) Based on Chemistry of Their Cr-spinels // *Geosciences*. 2017. V. 7 (1). No 10. <https://doi.org/10.3390/geosciences7010010>

*Ricolleau A., Fei Y., Cottrell E., Watson H., Deng L., Zhang L., Fiquet G., Auzende A.-L., Roskosz M., Morard G., Prakapenka V.* Density profile of pyrolite under the lower mantle conditions // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. No. 6. <https://doi.org/10.1029/2008GL036759>

*Ringwood A. E.* Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw-Hill Book Co., 1975. 604. p.

*Rui H.-C., Namur O., Lian D.-Y., Cai P.-J., Li J., Valdes-Mariño Y., Yang J.-S., He H.-P.* Modification of oceanic lithospheric mantle by percolated melts sourced from recycled ancient crust: Evidence from Ca-Os isotopes of refractory harzburgites // *Chemical Geology*. 2025. V. 695. 123077. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.123077>

*Shabutdinov T. D., Abdrakhmanov R. F., Saveliev D. E., Poleva A. O., Mashkova E. A., Snachev A. V., Gataullin R. A., Durnaeva V. N., Samigullin A. A.* Geochemical Features of Ultramafic Rocks and Formation of Magnesium — Bicarbonate Groundwaters in the Kraka Massif Area (Southern Urals) // *Geosciences*. 2025. V. 16 (1). No 8. <https://doi.org/10.3390/geosciences16010008>

*Snachev A. V., Rassomakhin M. A.* Gold and Platinum Group Element Occurrence Related to Black Shale Formations in the Southern Urals (Russia): A Review // *Minerals*. 2024. V. 14 (12). No 1283. <https://doi.org/10.3390/min14121283>

*Yao J., Cawood P. A., Zhao G., Han Y., Xia X., Liu Q., Wang P.* Mariana-type ophiolites constrain the establishment of modern plate tectonic regime during Gondwana assembly // *Nature Communications*. 2021. V. 12. No. 1. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24422-z>

*Zhou M. F., Robinson P., Malpas J., Li Z.* Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // *Journal of Petrology*. 1996. V. 37. No. 1. P. 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>

## References

Betekhtin A. G. (1933) On the study of chromite iron ore deposits. *Zapiski Leningradskogo gornogo institute*. V. VIII, 31–66 (In Russian).

Bryanchaninova N. I. Rock-forming silicates of ultrabasites as indicators of formation conditions and ore content. *Syktyvkar: Institute of Geology, Komi science center UB RAS*, 1990, 22. p. (In Russian).

Knyazev Yu. G., Knyazeva O. Yu. (2006) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XXIII (Beloretsk). Explanatory notes. Ufa: Bashkirgeologiya, 194. p. (In Russian).

Knyazev Yu. G., Knyazeva O. Yu., Karimov T. R. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XXVIII (Burzyan). Explanatory notes. Moscow: VSEGEI Publishing House. 237. p. (In Russian).

Larionov N. N., Bergazov I. R. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. South Ural Series. Sheet N-40-XXP (Tukan). Explanatory notes. Moscow: VSEGEI Publishing House. 247. p. (In Russian).

Mavrinskaya T. M., Yakupov R. R. (2016) Ordovician deposits of the western slope of the Southern Urals and their correlation based on conodonts and chitinozoans. *Geologiya i geofizika*. 57 (2), 333–352. (In Russian). <https://doi.org/10.15372/GiG20160204>

Makeev A. B., Bryanchaninova N. I. (1999) Topomineralogy of ultramafic rocks of the Polar Urals. Saint Petersburg: Nauka. 252. p. (In Russian).

Moskaleva S. V. (1974) Hyperbasites and their chromite mineralization. Leningrad: Nedra. 279. p. (In Russian).

Ringwood A. E. (1981) Composition and petrology of the Earth's mantle. Moscow: Nedra. 585. p. (In Russian).

Saveliev D. E. (2018) Ultramafic massifs of Kraka (Southern Urals): structural and compositional features of peridotite-dunite-chromitite associations. Ufa: Bashkir Encyclopedia. 204. p. (In Russian).

Saveliev D. E., Artem'ev D. A. (2021) Geochemical features of plastically deformed olivine from ophiolitic peridotites and dunites of the Kraka massifs (Southern Urals). *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva*. 150 (1), 101–126. (In Russian).

Saveliev D. E., Shilovskikh V. V., Sergeev S. N. (2020) Microstructural features of ophiolitic chromitites of the Kraka

massifs (Southern Urals). II. Podiform massive ores. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva*. 149 (5), 59–81. (In Russian).

Savelieva G. N. (1987) Gabbro-ultramafic complexes of Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust. Moscow: Nauka. 246. p. (In Russian).

Yakupov R. R., Mavrinskaya T. M., Abramova A. N. (2002) Paleontological justification of the Paleozoic stratigraphic scheme of the northern part of the Zilair megasynclinalorium. Ufa: Institute of Geology, Ufa Scientific Center, RAS. 160. p. (In Russian).

Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A. (2005) Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*. 138 (3–4), 225–234. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.05.004>

Arai S. (1994) Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*. 113 (3–4), 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)

Bhat I. M., Ahmad T., Subba Rao D. V. (2019) Geodynamic significance of Cr-spinels from ophiolite mantle peridotites of the Northwestern Himalaya. *Journal of the Geological Society of India*. 93, 657–662.

Bodinier J.-L., Dupuy C., Dostal J. (1984) Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 87, 43–50. <https://doi.org/10.1007/BF00371401>

Coleman R. G. (1971) Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research*. 76 (5), 1212–1222. <https://doi.org/10.1029/jb076i005p01212>

Dilek Y., Furnes H. (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*. 123 (3–4), 387–411. <https://doi.org/10.1130/b30446.1>

Ghosh B., Morishita T., Bhatta K. (2013) Significance of chromian spinels from the mantle sequence of the Andaman Ophiolite, India: paleogeodynamic implications. *Lithos*. 164–167, 86–96. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.004>

Ishii T., Kojitani H., Akaogi M. (2018). Phase relations and mineral chemistry in pyrolitic mantle at 1600–2200 °C under pressures up to the uppermost lower mantle: Phase transitions around the 660-km discontinuity and dynamics of upwelling hot plumes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 274, 127–137. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.10.005>

Kelemen P. B. (1990) Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma, 1, Phase-relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology*. 31, 51–98. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.1.51>

Kelemen P. B., Dick H. J. B. (1995) Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 100 (B1), 423–438. <https://doi.org/10.1029/94JB02063>

Li H.-Y., Chen R.-X., Zheng Y.-F., Hu Z., Xu L. (2018) Crustal metasomatism at the slab — mantle interface in a continental subduction channel: geochemical evidence from orogenic peridotite in the Sulu Orogen. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 123, 2174–2198. <https://doi.org/10.1002/2017JB014015>

Lin K.-Y., Warren J. M., Davis F. A. (2023) Trace elements in abyssal peridotite olivine record melting, thermal evolution, and melt refertilization in the oceanic upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 178 (10). <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02044-6>

Moores E. M. (1982) Origin and emplacement of ophiolites. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 20 (4), 735–760. <https://doi.org/10.1029/rg020i004p00735>

Olfindo V. S. V., Payot B. D., Valera G. T. V., Arai S. (2020) Petrogenesis of heterogeneous mantle peridotites with Ni-rich olivine from the Pujada Ophiolite, Philippines. *Journal of Asian Earth Sciences*: X. 4, 100039. <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2020.100039>

Pomonis P., Magganas A. (2017) Petrogenetic implications for ophiolite ultramafic bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) based on chemistry of their Cr-spinels. *Geosciences*. 7 (1), 10. <https://doi.org/10.3390/geosciences7010010>

Ricolleau A., Fei Y., Cottrell E., Watson H., Deng L., Zhang L., Fiquet G., Auzende A.-L., Roskosz M., Morard G., Prakapenka V. (2009). Density profile of pyrolite under the lower mantle conditions. *Geophysical Research Letters*. 36 (6). <https://doi.org/10.1029/2008GL036759>

Ringwood A. E. (1975) *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*: New York, McGraw Hill. 604. p.

Rui H.-C., Namur O., Lian D.-Y., Cai P.-J., Li J., Valdes-Mariño Y., Yang J.-S., He H.-P. (2025) Modification of oceanic lithospheric mantle by percolated melts sourced from recycled ancient crust: Evidence from Ca-Os isotopes of refractory harzburgites. *Chemical Geology*. 695, 123077. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2025.123077>

Shabutdinov T. D., Abdrakhmanov R. F., Saveliev D. E., Poleva A. O., Mashkova E. A., Snachev A. V., Gataullin R. A., Durnaeva V. N., Samigullin A. A. (2025) Geochemical Features of Ultramafic Rocks and Formation of Magnesium — Bicarbonate Groundwaters in the Kraka Massif Area (Southern Urals). *Geosciences*. 16 (1), 8. <https://doi.org/10.3390/geosciences16010008>

Snachev A. V., Rassomakhin M. A. (2024) Gold and Platinum Group Element Occurrence Related to Black Shale Formations in the Southern Urals (Russia): A Review. *Minerals*. 14 (12), 1283. <https://doi.org/10.3390/min14121283>

Yao J., Cawood P. A., Zhao G., Han Y., Xia X., Liu Q., Wang P. (2021) Mariana-type ophiolites constrain the establishment of the modern plate tectonic regime during Gondwana assembly. *Nature Communications*. 12 (1). <https://doi.org/10.1038/s41467-021-24422-z>

Zhou M. F., Robinson P., Malpas J., Li Z. (1996). Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*. 37 (1), 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>

*Сведения об авторах:*

**Гатауллин Руслан Азатович**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, Россия, rusgatln97@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3089-0799>

**Савельев Дмитрий Евгеньевич**, доктор геол.-минерал. наук, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, Россия, sav171@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8910-6992>

**Шабутдинов Тимур Денисович**, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН), г. Уфа, Россия, timurgeolog11@gmail.com, <https://orcid.org/0009-0004-2346-1835>

*About the authors:*

**Gataullin Ruslan Azatovich**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia, rusgatln97@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0003-3089-0799>

**Saveliev Dmitry Evgenievich**, Dr. Sci. (Geol., Mineral.), Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia, sav171@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8910-6992>

**Shabutdinov Timur Denisovich**, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences (IG UFRC RAS), Ufa, Russia, timurgeolog11@gmail.com, <https://orcid.org/0009-0004-2346-1835>

*Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.*

*The authors contributed equally to this article.*

*Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

*The authors declare no conflicts of interests.*

Статья поступила в редакцию 13.01.2026; одобрена после рецензирования 12.02.2026; принята к публикации 02.03.2026

The article was submitted 13.01.2026; approved after reviewing 12.02.2026; accepted for publication 02.03.2026